



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Evolução Geológica e Contextualização Tectônica do
Bloco Cristalândia do Piauí, Faixa Rio Preto, Piauí/Bahia.**

AUTOR: Renato de Assis Barros

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Nº 208

BELO HORIZONTE

22/10/2019



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Evolução Geológica e Contextualização Tectônica do
Bloco Cristalândia do Piauí, Faixa Rio Preto, Piauí/Bahia.

RENATO DE ASSIS BARROS

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Fabrício de Andrade Caxito

Co-orientador: Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva

Belo Horizonte

2019

B277e 2019 Barros, Renato de Assis.
Evolução geológica e contextualização tectônica do Bloco Cristalândia do Piauí,
Faixa Rio Preto, Piauí/Bahia [manuscrito] / Renato de Assis Barros – 2019.
viii, 212 f.: il. (principalmente color.)

Orientador: Fabrício de Andrade Caxito.

Coorientador: Marcos Egydio da Silva.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de
Geociências, 2019.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 65-76.

Inclui anexos.

1. Geologia estrutural – Piauí – Teses. 2. Petrologia – Teses. 3. Geoquímica
– Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I. Caxito, Fabrício de Andrade. II. Egydio-
Silva, Marcos. III Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de
Geociências. IV. Título.

CDU: 551.24(812.2)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Evolução Geológica e Contextualização Tectônica do Bloco Cristalândia do Piauí, Faixa Rio Preto, Piauí/Bahia.

RENATO DE ASSIS BARROS

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 22 de outubro de 2019, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Fabricio de Andrade Caxito - Orientador
UFMG

Prof. Lauro César Montefalco de Lira Santos

Uffe

Prof. Carlos Eduardo Ganade de Araújo
CPRM

Belo Horizonte, 22 de outubro de 2019.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos Professores Fabrício Caxito e Marcos Egydio pela orientação, solicitude, companheirismo e papos geológicos frutíferos que tivemos durante essa etapa, sem contar a paciência e disponibilidade de cada um que tiveram comigo durante este projeto.

Agradeço ao SGB/CPRM pelo apoio financeiro e logístico concedido ao projeto.

No SGB/CPRM, em especial nas unidades de Belo Horizonte e Teresina, agradeço aos geólogos Marco Aurélio pela paciência nas descrições de lâminas e discussões no artigo; ao Luiz Carlos da Silva (Luizão) pelas dicas na discussão sobre os TTG's arqueanos; aos amigos Ciro Duarte, Eduardo Soares, Emanuela Brod e Sinval Batista pela paciência e plenitude que tiveram durante as nossas viagens de campo ao Bloco Cristalândia.

Ao DIGEOD - SGB/CPRM agradeço pela prontidão durante os processos de preparação de amostras e análises geocronológicas. Agradeço em especial a geóloga Joseneusa Brilhante Rodrigues pela paciência e solicitude na discussão dos resultados geocronológicos.

Aos professores Elton Luiz Dantas (UnB) e Miguel Angelo Stipp Basei (USP), pelas análises geocronológicas e isotópicas que sem elas nosso trabalho não seria possível.

Por fim agradeço as pessoas que sempre me apoiaram, sem os quais nada disso seria possível: Minha esposa Maíra, meu porto seguro que com seu amor, carinho e compreensão sempre me ajudou a vencer os desafios da vida; minha mãe Vera, minha avó Rosita e meu avó João Benedito que sempre me incentivaram a estudar mais e lutar pelos meus objetivos!

Muito Obrigado Pessoal!!

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	13
1.1. Considerações Iniciais.....	13
1.2. Estrutura da Dissertação	13
1.3. Localização e Acessos.....	14
1.4. Objetivos.....	16
1.5. Metodologia.....	16
1.5.1. Mapeamento Geológico.....	16
1.5.2. Análises Petrográficas	16
1.5.3. Geoquímica de Rocha-Total	17
1.5.4. Geocronologia e Geoquímica Isotópica.....	18
1.5.4.1. <i>U-Pb LA-ICP-MS em Zircão (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry)</i>	18
1.5.4.2. <i>Análises Lu-Hf em Zircão</i>	19
1.5.4.3. <i>Análises Sm-Nd em Rocha Total.....</i>	20
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES	21
CAPÍTULO 3 - ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	25
3.1. Complexo Brejinhos.....	27
3.2. Sequência Riacho Alecrim.....	28
3.3. Gnaisses de Alto Potássio – Gnaisse Vereda-Parain	33
3.4. Granodiorito Urucu	34
3.5. Monzogranito Caraíbas	35
3.6. Álcali-feldspato granito Jacu.....	35
3.7. Formação Formosa – Sequência Metassedimentar.....	37
3.8. Grt-anfibolitos Fazenda Realeza.....	40
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS	42
4.1. Geoquímica em Rocha-Total.....	42
4.1.1. Complexo Brejinhos	42
4.1.2. Rochas Ultramáficas da Sequência Riacho Alecrim	43
4.1.3. Gnaisses de Alto Potássio – Gnaisse Vereda Parain	45
4.1.4. Granodiorito Urucu.....	47
4.2. Geocronologia U-Pb em Zircão e Composição Isotópica Lu-Hf.....	48
4.3. Geoquímica Isotópica (Sm-Nd)	56
CAPÍTULO 5 - DISCUSSÕES	57

5.1. Evolução Arqueana e Prováveis Fontes Magmáticas	57
5.1.1. Complexo Brejinhos	57
5.1.2. Rochas Ultramáficas e Formações-ferríferas da Sequência Metavulcanossedimentar Riacho Alecrim	60
5.1.3. Gnaisses de Alto Potássio – Corpo Vereda Parain	62
5.2. Orogenia e evolução Paleoproterozóica	64
5.3. Significado dos Grt-anfibolitos Fazenda Realeza.....	66
5.4. Formação Formosa e Áreas Fonte	67
5.5. Terrenos Correlatos Na Porção Centro-Norte do Cráton São Francisco.....	70
CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES.....	75
CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
ANEXO 1 - TABELAS	89
ANEXO 2 - ARTIGO “ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION OF THE NW SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL: EVIDENCE FROM LITHOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE SYSTEMATICS OF THE CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ BLOCK”	131

Lista de Figuras

Capítulo 1

- Figura 1. 1: Área aflorante das unidades do Bloco Cristalândia do Piauí ao longo de seis quadrículas 1:100.000..... 14
- Figura 1. 2: Localização e principais vias de acesso da área de estudo.Figura 3: Localização e principais vias de acesso da área de estudo..... 15

Capítulo 2

- Figura 2. 1: Estruturação geológica simplificada do Cráton São Francisco Craton e suas Faixas de Dobramento Marginais na porção Sudeste/Centro-Oeste do Brasil.Modificado de Bizzi et al. (2003), Alkmim (2004), and Caxito (2010). O quadrado branco mostra a localização do contexto geodinâmico do Cráton São Francisco (SF) e outros principais Crátons na reconstrução pré-drift de West-Gondwana (AC = Cráton Amazonas; WAC = Cráton West Africa; CC = Cráton do Congo; RPC = Cráton Rio De La Plata; K = Cráton Kalahari; SMC = Metacraton Saharan). 23
- Figura 2. 2: Mapa Geológico simplificado de parte da Faixa Rio Preto. Modificado de Sousa et al. (2017). 24

Capítulo 3

- Figura 3. 1: Mapa Geológico da área de estudo com a localização dos dados U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd deste estudo. Modificado de Barros & Brod (2017). Os dados presentes neste mapa podem ser vistos nas Tabelas 5 a 14, em Anexo 1. 26
- Figura 3. 2: Composição Modal das amostras estudadas do Bloco Cristalândia do Piauí mostrados no diagram triangular Q-A-P de Streckeisen (1976). 27
- Figura 3. 3: Feições estruturais das rochas aflorantes no Complexo Brejinhos. a) Biotita-metatnalito do apresentando padrão de dobramento em laço; b) Gnaiss bandado a Hbl de composição tonalítica com fusão parcial; c) Dobras em bainha em meio à gnaisses tonalíticos; d) Fusão parcial, detalhe para paleossoma de composição diorítica. 28
- Figura 3. 4: a) Textura granolepidoblástica de biotita-gnaisses metatonalíticos do Complexo Brejinhos nicois paralelos; b) Textura granolepidoblástica de biotita-gnaisses metatonalíticos do Complexo Brejinhos nicois cruzados; c) Textura granonematoblástica de gnaisses bandados a Hbl do Complexo Brejinhos mostrando cristais de Hbl ao longo da foliação metamórfica, nicois paralelos; d) Textura granonematoblástica de gnaisses bandados a Hbl do Complexo Brejinhos mostrando cristais de Hbl ao longo da foliação metamórfica, nicois cruzados. 29
- Figura 3. 5: Feições da sequencia metavulcanossedimentar Riacho Alecrim. A) Detalhe para termolita serpentinitos com padrão de fraturas oblíquas; B) detalhe para camada de Talco-tremolita xistos; C) detalhe para formações ferríferas bandadas em meio a Talco xistos; D) Grafita xistos; E) Grt-qz xisto e Grt-ep-chl-qz xistos em meio à Grt-plg-anfobolitos; F) Grt-bt-Plg-hbl xistos com textura porfironematoblástica..... 30
- Figura 3. 6: Texturas em lâmina delgada da Sequencia Riacho Alecrim. A) Textura maciça com matriz composta de antigorita fina com porfiroblasto de tremolita (nicois cruzados); B) textura nematoblástica de tlc-tremolita xisto, detalhe para a grande quantidade de de carbonato intersticial (nicois cruzados); C) Alternancia de bandas ricas em qtz com bandas ricas em grunerita e magnetita em FFB (Nicois cruzados); D) Ky-st-qz-hbl-ms xisto exibindo cristais esquelitefomes de Ky envolvidos por criatsi de chl e st, indicando entrada no fácies anfíbolito; E) textura lepidoblástica em grafita

<i>xistos mostrando dobras intrafoliais evidenciado pelo bandamento composicional (Nicois paralelos); F) Porfiroblastos sintentônicos de grt com inclusões de qz+hbl+ep+pl formando arranjos em “S” (nicois paralelos).</i>	32
<i>Figura 3. 7: A) e B) detalhe para visão geral dos afloramentos do Gnaiss Vereda-Parain; C) Detalhe para amostra porfiroclastos estirados do granodiorito Urucu. D) Detalhe para dobras em bainha em meio ao granodiorito Urucu.</i>	34
<i>Figura 3. 8: Feições em lâmina delgada para os Gnaisses Vereda-Parain e granodiorito Urucu. Nicois paralelos a esquerda, nicois cruzada á direita. A) e B) Detalhe para porfiroblastos de feldspato alcalino em meio a matriz de composição sienogranítica dos gnaisses vereda-parain, qz ocorre recristalizado formando mosaicos e com extinção ondulante; C) e D) Detalhe para porfiroclastos de feldspato alcalino com inclusões de Pl em meio à matriz media-fina de composição monzogranodiorítica apresentando cristais de qz levemente recristalizados, epidoto e biotita ocorrem associados.</i>	36
<i>Figura 3. 9: A) e B) Visão Geral de afloramento tipo do monzogranito Caraíbas; C) e D) Afloramentos com leve deformação do monzogranito Caraíbas.</i>	37
<i>Figura 3. 10: Feições em lâmina delgada para fácies do monzogranito Caraíbas. Nicois paralelos a esquerda, nicois cruzada á direita. A) e B) Textura granoblástica recristalizada exibindo porfiroblastos de Microclina com cristais qz ameboides e Plg intersticial. C) e D) Cristais de Ortoclásio euédricos, pouco deformados com leve embricação, indicado fluxo em câmara magmática.</i>	38
<i>Figura 3. 11: Detalhes gerais dos metassedimentos da Formação Formosa e do dique Fazenda Realeza. A) e B) Rochas metassedimentares aflorantes na pedreira da Fazenda Morros exibindo bandamento entre bandas pelíticas compostas por bt+cdr+grt e psamíticas compostas de grt+qz+pl+cdr com lentes de leucossoma compostas por qz+kf+pl; C) Detalhes para camadas de dobras de ms-quartzitos e ky-ms-quartzitos; D) Detalhe para lente de orto anfíbolito, exibindo cristais porfiroclásticos de plagioclásio; E) Alternância de camadas de sedimentos psamíticos e orto-anfíbolitos; E) Detalhe para corpos de grt-orto anfíbolito Fazenda Realeza.</i>	39
<i>Figura 3. 12: Feições em lâmina delgada para as rochas da Formação Formosa e do Dique Fazenda Realeza. A) Detalhe para porfiroblastos de Grt e Cdr com inclusões de grafita indicando arranjo em “S”, cordierita ocorre envolvendo cristais de Grt (Nicois Paralelos); B) Detalhe para porfiroblastos de Grt e Cdr com inclusões de grafita indicando arranjo em “S”, cordierita ocorre envolvendo cristais de Grt (Nicois Cruzados); C) detalhe para porfiroblastos de ky em meio à matriz de ky-ms-quartzito; D) Detalhe para textura porfirogranoblástica para o dique fazenda realeza, exibindo porfiroblastos de grt, envoltos por corona de qzt+ep, oriundos da quebra do plagioclásio.</i>	40

Capítulo 4

<i>Figura 4. 1: Características geoquímicas das amostras do Complexo Brejinhos, Gnaiss Vereda-Parain e Granodiorito Urucu. a) Diagrama SiO₂ vs. K₂O de acordo com Peccerillo and Taylor (1976); b) Diagrama triangular K-Na-Ca com séries calcio-alcalina (ca) e trondhjemitica (t) de Barker & Arth (1976); c) Diagrama SiO₂ vs. FeOt/(FeOt + MgO) de Frost et al. (2001); d) Diagrama SiO₂ vs. Na₂O + K₂O - CaO de Frost et al. (2001).</i>	43
<i>Figura 4. 2: Harker diagrams for selected trace and minor elements for Brejinhos Complex, Vereda Parain Gneiss and Urucu granodiorite</i>	44
<i>Figura 4. 3: Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) para as amostras do Bloco Cristalândia, Gnaiss Vereda-Parain e Granodiorito Urucu. Os Spidergramas foram normalizados para Manto Primitivo e Condrito Segundo os valores de Sun & McDonough (1989). Valores de “High-Silica-Adakites” (HSA) e “Archean 3.0 < TTG < 3.5 Ga” retirados de Martin et al (2005).</i>	46

Figura 4. 4: Fig. 10. Diagrams de Elementos traços e ETR normalizados para manto primitivo para as rochas ultramáficas da sequência Riacho Alecrim. Os valores de manto primitivo foram retirados de McDonough & Sun (1995).....	47
Figura 4. 5: Imagens de zircão em “back-scattered” (BS), catodo luminescência (CL) e luz transmitida (TL) para os grãos representativos de cada amostra analisada. Círculos vermelhos correspondem à locaização do laser (tamanho ca. 32 µm para a amostra RB-071 and 30 µm para as demais amostras).	50
Figura 4. 6: Imagens de zircão em “back-scattered” (BS), catodo luminescência (CL) e luz transmitida (TL) para os grãos representativos de cada amostra analisada. Círculos vermelhos correspondem à locaização do laser (tamanho ca. 32 µm para a amostra RB-071 and 30 µm para as demais amostras).	52
Figura 4. 7: Diagramas Concordia para as análises geocronológicas U-Pb em zircão.....	53
Figura 4. 8: Diagramas Concordia para as análises geocronológicas U-Pb em zircão. Histograma e gráfico de densidade de probabilidade das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os zircões detríticos da amostra JV-001 e HAE2.	55

Capítulo 5

Figura 5. 1: Dados de isotopos de Hf para os zircões magmaticos do Bloco Cristalândia. Linhas de referência nos diagramas: Reservatório uniforme condritico CHUR from Blichert-Toft & Albarede (1997). Linhas pontilhadas discriminam os campos entre juvenil (0-5 ε-unidades abaixo da curva DM), moderadamente juvenil (5-12 ε-unidades abaixo da curva DM) e evoluído (>12 ε-unidades abaixo da curva DM) (Bahlburg et al., 2011).	58
Figura 5. 2: Diagramas discriminatórios para as rochas do Complexo Brejinhos, Gnaiss de alto-k Vereda-Parain e Granodiorito Urucu. a) Diagrama Yb_N vs. $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de Drummond & Defant (1990). Curvas de fusão parcial de Drummond & Defant (1990). Diagrama Sr vs. Y de Moyen (2011) indicando os campos das fonts máficas para os TTG's de alta pressão (AP), média pressão (MP) e baixa pressão (BP). c) Diagrama de classificação ternária de Laurent et al. (2014). Os vértices do triangulo são: $2x\text{A}/\text{CNK}$ (razão molar de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$), $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $2x\text{FMSB}/((\text{FeO}+\text{MgO})x(\text{Sr}+\text{Ba})\text{Wt}\%)$. d) Diagrama de Eby(1992). A1: Campo de rochas de origem puramente magmática, A2: campo para origem magmatica ou crustal com produtos resultantes de interações manto-crosta	60
Figura 5. 3: Dados de isotopos de Nd para rochas do Bloco Cristalândia. Os valores de εNd froam calculados para as idades de 2.0, 2.09, 2.2, 2.5, 2.65 e 2.8 Ga de acordo com suas respectivas idades modelo (T_{DM}).	62
Figura 5. 4: Dados U-Pb de Zircões detríticos para as rochas metassedimentares do Grupo Rio Preto e outras bacias Meso-Neoproterozóicas.	69
Figura 5. 5: Modelo esquemático para a evolução tectônica do Complexo Cristalândia do Piauí. A) cerca de 3.2 Ga: Retrabalhamento e metamorfismo de crosta Eo a Paleoarqueana com a intrusão dos corpos tonalíticos-granodioríticos do Complexo Brejinhos; B) cerca de 2.65 Ga: retrabalhamento e refusão crustal com intrusões de plutons de alto-K dos gnaisses Vereda-Parain; C) entre 2.3 e 2.15 Ga: Instalação do arco magmático provável zona de subducção, granodiorito Urucu seria relacionado às fases maduras em um ambiente pré-colisional; D) 2.1 a 2.08 Ga: Colisão entre os blocos Cristalândia e Gavião/Sobradinho, intenso retrabalhamento crustal e intrusão dos Corpos Monzograníticos Caraíba; E) 2.08 a 1.98 Ga Colapso gravitacional do Orógeno associado a extensão e anatexia crustal, colocação dos corpos alkali-feldspato graníticos Jacu e subsequente intrusão dos diques máficos Fazenda Realeza; F) Deposição dos metassedimentos da Formação Formosa in um ambiente molássico.....	71

<i>Figura 5. 6: Esquema tectono-estratigrafico para os Blocos Cristalândia, Sobradinho, Gavião, Correntina-Guanambi e Porteirinha. Ver texto e Tabelas 1e 2 para discussão.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 5. 7: Modelo esquemático para o principais blocos e cinturões móveis Rhyacianos-Orosirianos no CSF. Modificado de Brito-Neves (2011) e Chaves (2015).</i>	<i>73</i>

Tabelas (Anexo 1)

Tabela 1: Análises químicas de Rocha Total para os tonalitos e granodioritos do Complexo Brejinhos	90
Tabela 2: Análises químicas de Rocha Total para as rochas ultramáficas da Sequencia Riacho Alecrim	92
Tabela 3: Análises químicas de Rocha Total para os sienogranitos do Gnaiss Vereda-Parain.	95
Tabela 4: Análises químicas de Rocha Total para os granodioritos Urucu.	97
Tabela 5: Sumário para a análise dos Zircões da amostra HAE4 via LA-ICPMS.	99
Tabela 6: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-057 via LA-ICPMS.	101
Tabela 7: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-062 via LA-ICPMS.	103
Tabela 8: Sumário para a análise dos Zircões da amostra RB-071 via LA-ICPMS.	105
Tabela 9: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-033 via LA-ICPMS.	107
Tabela 10: Sumário para a análise dos Zircões da amostra MF-207 via LA-ICPMS.	109
Tabela 11: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-001 via LA-ICPMS.	110
Tabela 12: Sumário para a análise dos Zircões da amostra HAE2 via LA-ICPMS.	113
Tabela 13: Dados isotópicos de Lu-Hf para todas as amostras analisadas.	115
Tabela 14: Dados isotópicos de Sm-Nd para as amostras analisadas.	120
Tabela 15: Sumário de idades arqueanas dos terrenos Correlatos na porção Centro-Norte do Cráton São Francisco.	121
Tabela 16: Sumário de idades paleoproterozóicas dos terrenos Correlatos na porção Centro-Norte do Cráton São Francisco.	125

RESUMO

O Bloco Cristalândia do Piauí, localizado na margem noroeste do Craton de São Francisco (CSF), representa o embasamento da Faixa de Dobramentos Rio Preto. É composto por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos arqueanos cristalizados em 3,2 Ga retrabalhados em 2,81 e 2,68 Ga exibindo valores de ϵHf entre -1,51 a -8,07 indicando fontes juvenis a moderadamente juvenis, gnaisses sienograníticos de alto-K datados de 2,65 Ga com valores de ϵHf crustais entre -10,37 a -19,54, ambos com idades do modelo TDMc de 3,57 a 4,33 Ga, indicando fontes ocultas do Paleo ao Eo-arqueano e até ao Hadeano, rochas metamáfica-ultramáficas, formações ferríferas bandadas, metacherts e grafita xistos. Todo o conjunto é intrudido por metagranitóides Paleoproterozóicos de composições variando de granodioríticas, com assinaturas tipo-sanukitóide, cristalizadas em 2,2 Ga, com fontes juvenis e crustais, a monzograníticas e alkali-fedspato graníticas com assinaturas crustais. Eles estão relacionados à Orogenia Riacciana-Orosiriana, responsável pelos complexos padrões de deformação impressos no embasamento Arqueano. Rochas metassedimentares Orosirianas são representadas por granada-biotita paragnaisses, com idade máxima de deposição em 1,95 Ga. Os diques de granada-anfibolitos intrusivos no complexo mostram idades de cerca de 2,07 Ga e características isotópicas de magmas derivados do manto. Considerando os dados apresentados, o Bloco Cristalândia do Piauí representa um domínio metacratônico correspondente a parte do Bloco Guanambi-Correntina, envolvido na acreção e retrabalhamento crustais desde Arqueano até o Paleoproterozóico. Este segmento da crosta foi posteriormente desmembrado do Bloco Guanambi-Correntina durante a tafrogenese Toniana, com o desenvolvimento de uma bacia do tipo rifte Neoproterozóica que seria preenchida por rochas sedimentares da Formação Canabravinha. Durante o Ediacarano-Cambriano, as tensões regionais induzidas, relacionadas à Orogenia Brasileira, causaram a inversão, deformação e metamorfismo da bacia do rift, juntamente com o embasamento representado pelo Bloco Cristalândia do Piauí, com o metamorfismo brasileiro correspondente impresso em toda a área. Muitos dos elementos dos estágios evolutivos presentes no Paleocontinente São Francisco-Congo (PCSC) podem ser reconhecidos, sugerindo que a evolução desse segmento crustal remonta à era Eo-arqueana e revelando a existência de núcleos ocultos paleo-arqueanos ou até hadeanos, retrabalhados em pelo menos três eventos metamórficos durante a orogenia Riacciana-Orosiriana.

Palavras-chave: Orogenia Riacciana-Orosiriana; Metacratonização; Crostas Hadeanas e Pale-arqueanas ocultas

ABSTRACT

The Cristalândia do Piauí Block, located in the northwestern margin of the São Francisco Craton (SFC), represents the basement of the Rio Preto Fold Belt. It is composed of Archaean tonalitic to granodioritic orthogneisses crystallized in ca. 3.2 Ga that was reworked at 2.81 and 2.68 Ga with juvenile to moderately juvenile ϵ_{Hf} values between -1.51 to -8.07, high-K syenogranitic gneisses dated at 2.65 Ga with crustal ϵ_{Hf} values between -10.37 to -19.54, both with TDMc model ages varying from 3.57 to 4.33 Ga, indicating cryptic Paleo to Eo-archean and even Hadean sources, metamafic-ultramafic rocks, iron formations, metacherts and graphite schists. The whole set is intruded by Paleoproterozoic metagranitoids with compositions varying from granodioritic, with sanukitoid-type signatures, crystallized in ca. 2.2 Ga, with juvenile and crustal sources, to monzogranitic and alkali-feldspathic granitic with crustal signatures. They are related with the Rhyacian-Orosirian Orogeny, responsible for the complex deformation patterns printed in the Archean basement. Orosirian metasedimentary rocks are represented by garnet-biotite paragneiss, with maximum depositional age at ca 1.95 Ga. Garnet-amphibolite dykes intrusive in the complex show ages of ca 2.07 Ga and isotopic features of mantle-derived magmas. Considering the presented data, the Cristalândia do Piauí Block represents a metacratonic domain corresponding to part of the Guanambi-Correntina Block, involved in crustal accretion and reworking from the Archean to the Paleoproterozoic. This crustal segment was further rifted apart from the Guanambi-Correntina block during the Tonian taphrogenesis, with the development of a Neoproterozoic rift basin which would be filled by sedimentary rocks of the Canabravinha Formation. During the Ediacaran-Cambrian, far-field induced stresses related to the Brasiliano Orogeny would cause the inversion, deformation and metamorphism of the rift basin along with the basement represented by the Cristalândia do Piauí block, with corresponding Brasiliano metamorphism imprinted throughout the area. Many of the elements of the evolutionary stages present in the São Francisco-Congo Palecontinent (SFCP) can be recognized, suggesting evolution of this crustal segment amounts to the Eo-Archean era and disclosing the existence of cryptic Paleo-archean or even Hadean nuclei, reworked in at least three metamorphic events during the Rhyacian-Orosirian orogeny.

Keywords: Rhyacian-Orosirian Orogeny; Metacratonization; Cryptic Hadean and Paleoproterozoic crust

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Considerações Iniciais

A presente dissertação de mestrado foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) sob orientação do professor Dr. Fabrício de Andrade Caxito (IGC-CPMTC-UFMG) e co-orientação do Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva (IGC-USP) e é parte integrante do projeto ARIM Cráton São Francisco - Porção NW, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil/ Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (SGB/CPRM) na Residência de Teresina (RETE). Os trabalhos de campo e as análises laboratoriais iniciais ocorreram em concomitância com a elaboração do “Mapa Geológico 1:100.000 do Complexo Cristalândia do Piauí” (Barros & Brod, 2017); desenvolvido e financiado pelo SGB/CPRM. O apoio logístico a trabalhos de campo, confecção de lâminas delgadas e preparação de amostras para geoquímica foi oferecido pelo SGB/CPRM (RETE – Residência de Teresina) e o suporte à preparação de amostras para geocronologia foi concedido pela Divisão de Geodinâmica (DIGEOD) do SGB/CPRM.

1.2. Estrutura da Dissertação

Esta dissertação está organizada em seis capítulos, descritos resumidamente a seguir:

Capítulo 1: apresenta ao leitor a área de estudo, os objetivos do trabalho e o roteiro metodológico seguido durante seu desenvolvimento;

Capítulo 2: discorre sobre o contexto geológico regional no qual está inserido o Bloco Cristalândia do Piauí;

Capítulo 3: apresenta ao leitor os resultados da caracterização petrográfica e estratigráfica das unidades aflorantes no Bloco Cristalândia do Piauí;

Capítulo 4: apresenta os principais resultados deste projeto,

Capítulo 5: expõe uma discussão integrada dos dados e possíveis correlações com outros blocos presentes no Cráton São Francisco;

Capítulo 6: apresenta as principais conclusões desta dissertação;

Capítulo 7: lista as referências bibliográficas consultadas durante o desenvolvimento da dissertação.

Anexo 1: disponibiliza as tabelas com os dados detalhados apresentados no volume;

Anexo 2: apresenta o artigo intitulado “Archean and Paleoproterozoic crustal evolution of the NW São Francisco Craton, Brazil: evidence from lithochemistry, geochronology and isotope systematics of the Cristalândia do Piauí Block”.

1.3. Localização e Acessos

As unidades aflorantes do Bloco Cristalândia do Piauí, se estendem desde a cidade de Cristalândia do Piauí - PI até a cidade de Avelino Lopes - PI, ao longo de quadriculas 1:100.000 dispostas entre os paralelos $-10^{\circ}00'$ e $-11^{\circ}00'$ e meridianos $-45^{\circ}30'$ e $-43^{\circ}30'$, ocorrendo predominantemente no estado do Piauí. Área de estudo se restringiu aos gnaisses e rochas metassedimentares aflorantes na área entre os paralelos $-10^{\circ}22'30''$ e $-10^{\circ}52'30''$ e meridianos $-45^{\circ}22'30''$ e $-44^{\circ}37'30''$ (Fig. 1.1), sendo as cidades de Corrente - PI e Formosa do Rio Preto - BA utilizadas como apoio durante as etapas de campo.

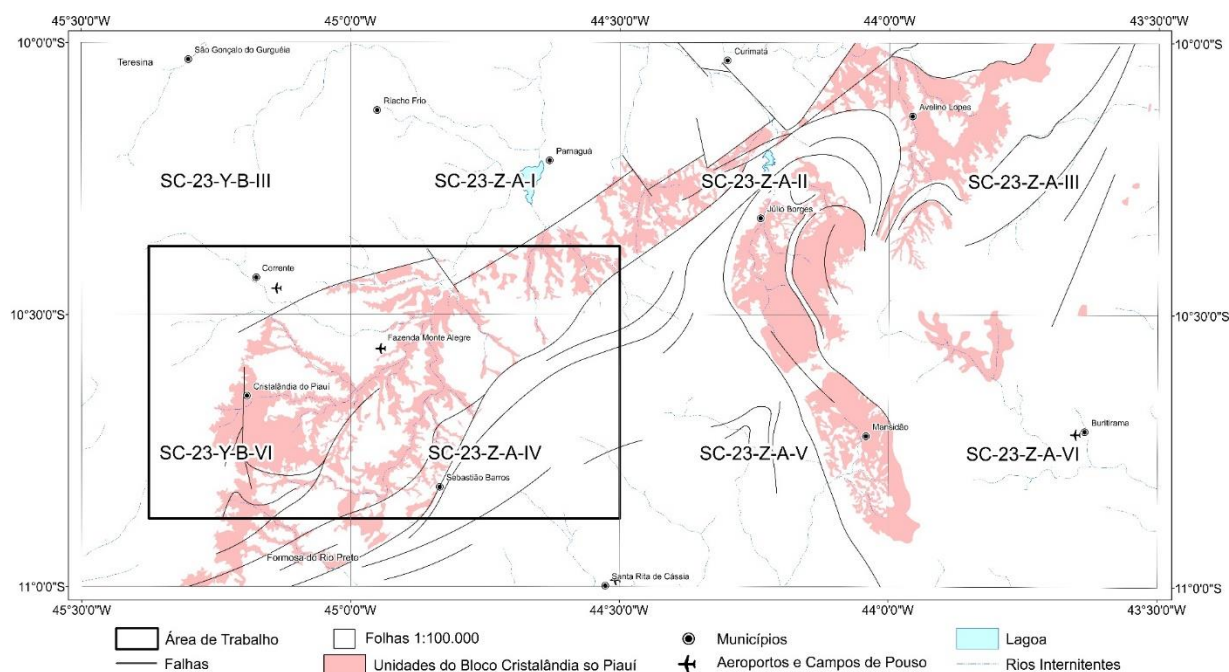


Figura 1. 1: Área aflorante das unidades do Bloco Cristalândia do Piauí ao longo de seis quadriculas 1:100.000

O trajeto até a cidade Cristalândia do Piauí - PI, cidade localizada ao centro da área estudada, partindo de Belo Horizonte - MG, deve-se seguir o trajeto pela rodovia BR-040, sentido Brasília, até cidade de Paracatu - MG, de lá pegar a rodovia MG-188, sentido Norte, até a divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás, quando passa a ser denominada GO-346 até o encontro com a BR-030, próximo à cidade de Formosa - GO. A partir deste ponto deve-se seguir no sentido Leste pela BR-030 até o encontro com a BR-020, neste momento deve-se seguir pela BR-020, sentido Norte, até a

cidade de Barreiras - BA, de lá deve-se seguir pela BR-135, sentido Gilbués - PI, até a cidade de Cristalândia do Piauí - PI. Partindo da cidade de Teresina - PI, deve-se seguir o trajeto pela BR-316, sentido Sul, até a localidade “Estaca Zero” que é o encontro entre as BRs 316 e 343, de lá deve-se seguir pela BR-343, sentido sul, até a cidade de Jerumenha - PI, e de lá pegar a BR-135, sentido sul até a cidade de Cristalândia do Piauí - PI (Fig.1.2).

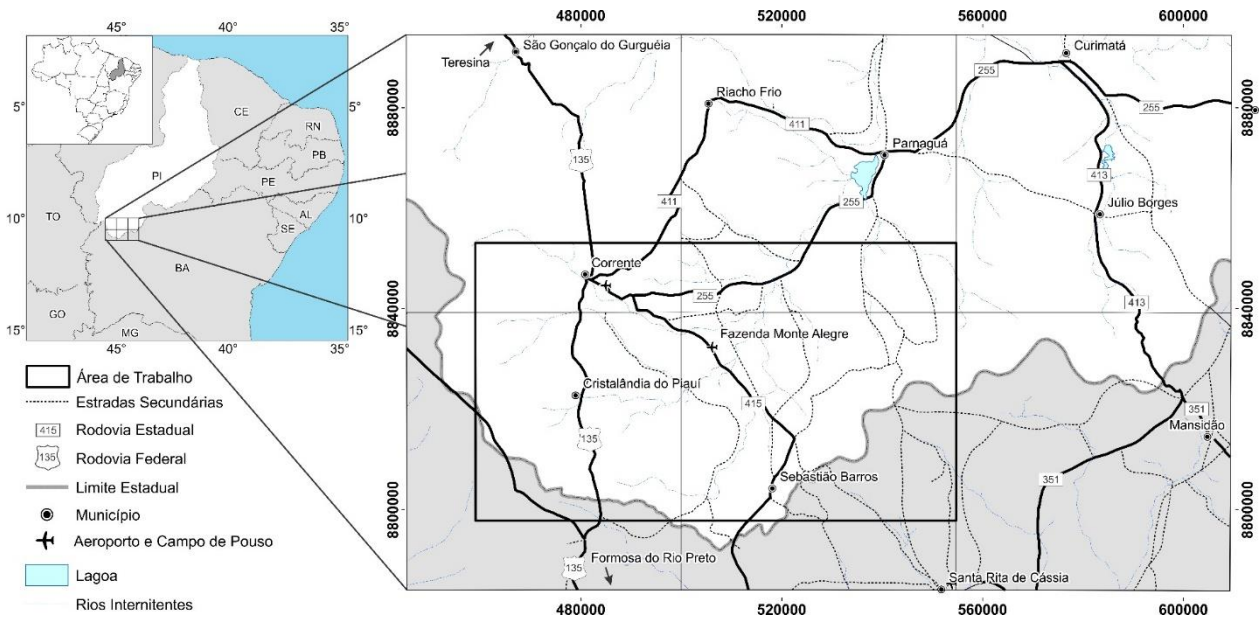


Figura 1. 2: Localização e principais vias de acesso da área de estudo. Figura 1: Localização e principais vias de acesso da área de estudo.

Com relação à infraestrutura aeroviária da região, constam apenas um pequeno aeroporto na cidade de Corrente - PI, utilizado para pequenos voos privados locais e uma pista de pouso privada localizada na Fazenda Monte Alegre.

Para acessar a área aflorante das unidades do Bloco Cristalândia do Piauí a partir da cidade Corrente - PI, deve-se pegar a BR-135, sentido sul, até a cidade de Formosa do Rio Preto - BA, ou as rodovias estaduais PI-415, sentido Sebastião Barros e PI-255, sentido Parnaíba - PI, ambas asfaltadas. Partindo da cidade de Formosa do Rio Preto - Ba, o único acesso, por vias asfaltadas, é pela BR-135. O deslocamento interno dentro das unidades do Bloco Cristalândia do Piauí é realizado através de estradas secundárias não pavimentadas.

1.4. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo promover a caracterização geológica e contextualização tectônica das unidades presentes no Bloco Cristalândia do Piauí, através de mapeamento geológico básico, aliado a estudos petrográficos, litogeoquímicos (elementos maiores, menores e traço), geocronológicos (U-Pb) e isotópicos (Sm-Nd, Lu-Hf). Com a análise e integralização dos dados pretende-se ainda:

- Definir o ambiente geotectônico no qual o Bloco Cristalândia do Piauí está inserido, bem como as sequencias metavulcanossedimentares associadas a ele;
- Conduzir a caracterização petrográfica e geoquímica dos litotipos deste Complexo;
- Obter a idade desta sequência e, assim, confirmar ou descartar, com fundamentação geocronológica, as correlações prévias feitas por outros autores.
- Confeccionar um modelo de evolução geológica para o Bloco Cristalândia do Piauí e unidades adjacentes.
-

1.5. Metodologia

1.5.1. Mapeamento Geológico

O trabalho de mapeamento foi conduzido ao longo de 4 campanhas de campo, totalizando 60 dias, onde foram descritos 299 pontos.

Resultando na confecção de um mapa regional em escala 1:100.000, onde fora parcialmente compilado por projetos de levantamento geológicos já executados na região (Egydio-Silva, 1987; Arcanjo & Braz Filho, 2001; Caxito, 2010; Barros, 2017; Barros & Brod, 2017).

1.5.2. Análises Petrográficas

Foram descritas 60 lâminas delgadas em microscópio ótico de luz transmitida Olympus BX-51, abrangendo uma grande gama de litologias das quais podem ser listadas: metatonalitos, metagranodioritos, monzogranitos, metasionegranitos, meta-álcali-feldspato granitos, rochas calciossilicáticas, metapelitos, quartzitos, ortognaisses, serpentinitos, formações ferríferas, metacherts e anfibolitos.

O principal objetivo dessas análises era a definição exata de casa unidade cartografada na área de estudo aliado ao intuito de se determinar critérios cinemáticos e feições deformacionais microscópicas.

A abreviação de minerais segue a proposta por Whitney and Evans (2010).

1.5.3. Geoquímica de Rocha-Total

As análises de elementos maiores e traço em rocha total foram realizados respectivamente por fluorescência de Raios-X (XRF) e espectrômetro de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) no laboratório da SGS GEOSOL em Vespasiano – MG (Brasil)

O método analítico empregado pela empresa para elementos maiores foi o XRF79C, que consiste na secagem de 2 gramas de pó de amostra em um forno e pesagem após o arrefecimento em um frasco contendo fluxo de tetraborato de lítio. Após essa etapa a amostra então é transferida para um cadinho de platina e homogeneizada. Por fim, após a homogeneização, iodeto de lítio é adicionado antes da fusão em uma máquina automática e análise por XRF.

Para a determinação dos elementos traço o método analítico é o IMS95A, que consiste na pesagem de 10 gramas de pó de amostra e posterior fusão em cadinho de grafite adicionando metaborato de lítio. Após a fusão, o fundido foi transferido para uma proveta contendo uma solução de ácido nítrico e ácido tartárico, em volumes iguais, antes da homogeneização e dissolução total sob agitação, e análise das soluções por ICP-MS.

A exatidão analítica foi monitorada utilizando os materiais padrões geológicos TILL – 03 e GRE-03 para elementos-traço no ICP-MS e SG-142 e AMIS0321 para elementos principais na XRF. Precisão analítica para elementos principais é melhor que 5% e melhor que 10% para rastreamento elementos. Análises de material em branco produziram valores tipicamente abaixo dos limites de detecção.

O resultado estão representados nas Tabelas 1, 2, 3 e 4 em anexo - 1. As análises geoquímica foram plotadas utilizando o programa GCDKit (Janousek et al. 2006).

1.5.4. Geocronologia e Geoquímica Isotópica

1.5.4.1. U-Pb LA-ICP-MS em Zircão (*Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry*)

Todos os zircões foram separados usando líquidos pesados e técnicas magnéticas e posteriormente purificados por seleção manual através de lupa binocular.

Para a preparação dos mounts, os cristais foram fixados em fita dupla face (cerca de 100 para rochas sedimentares e 50-60 para rochas ígneas). Para as amostras sedimentares não foi efetuado nenhum processo de seleção dos cristais, visando uma amostragem randômica das populações existentes nos sedimentos.

Os cristais foram embutidos em resina epóxi (a frio), desgastados para exposição do interior dos grãos e polidos em pasta de diamante 0,25 µm. As montagens foram previamente imageadas com catodoluminescência (CL) no MEV (microscópio eletrônico de varredura) da Universidade Federal de Brasília (UnB).

As análises das amostras HAE4, JV-33, JV-57 e JV-62 foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Para estas amostras as determinações realizadas no LAM-ICP-MS seguiram o procedimento apresentado por Buhn et al (2009). Para a limpeza dos mounts foi utilizado banho com ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure[®] em ultrassom e por último em acetona para extração de qualquer resíduo de umidade.

As análises isotópicas foram realizadas no LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). A ablação dos grãos foi realizada em *spots* 30 µm, com frequência de 10 Hz e fluência de 0.19 a 1.02 J/cm². O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (~0.40 L/min) e Ar (~0.90 L/min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão 91500.

Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo. O procedimento de coleta de dados seguiu a sequência de leitura: - 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco e 1 padrão. Em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U .

Já as análises da amostra RB-071 foram efetuadas no laboratório CPGeo da Universidade de São Paulo (USP), onde as determinações isotópicas foram realizadas no LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan) acoplado ao Laser ArF Excimer ($\lambda= 193\text{nm}$) (Photon Machines). Para a limpeza dos mounts foi utilizada uma solução de ácido nítrico diluído (3%) e posteriormente água ultra limpa.

A ablação ocorreu em *spots* de 32 μm , com frequência de 6 Hz e intensidade de 6mJ. O material pulverizado foi carregado por um fluxo de He (0,6 l/min) e Ar (0,7 l/min) e em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de U e Pb. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional MUD TANK.

Os dados foram adquiridos em 60 ciclos de 1 segundo, seguindo a sequência de aquisição de 2 brancos, 3 padrões, 12 *spots* em zircão, 2 brancos e 2 padrões e em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e ^{238}U .

A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, foram realizadas em planilhas EXCEL, desenvolvidas por cada Universidade.

As idades foram calculadas, bem como os gráficos foram criados utilizando os recursos do ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2012).

1.5.4.2. Análises Lu-Hf em Zircão

Análises de isótopos de Hf em zircão foram obtidas a partir de oito amostras datadas (HAE4, JV-057, JV-062, RB-071, JV-033, MF-207, JV-001 e HAE2; Tabela A3 em Dados Suplementares) usando um multicoletor HR-ICPMS, modelo Netuno da Thermo Finnigan acoplado ao Laser ArF Excimer ($\lambda= 193\text{ nm}$) (Photon Machine) no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil. As condições operacionais foram intensidade de 6 mJ, 10,68 J / cm² (100%), frequência de 7 Hz e *spots* de 35 μm , que foram localizados próximos aos pontos de análise U-Pb (LAM-MC-ICP-MS). O material retirado foi carregado por um fluxo de plasma operado a 1000 W, através de um fluxo de Ar (0,3 L / min), de He (0,3 L/min) e de

N₂ (1,2 L / min). Em todas as análises foi utilizado o padrão internacional GJ-82C para a correção da deriva do equipamento, assim como o fracionamento entre os isótopos de Lu e Hf. Para a verificação da acurácia foram realizadas análises no padrão internacional MUD TANK.

Os valores obtidos para o padrão GJ-82C durante o período de análise aproximam-se dos valores da literatura: GJ (82C) $^{177}\text{Hf} = 0,282017 \pm 0,000015$ (N = 11) [valor de referência $0,282015 \pm 0,000025$ (Liu/Yongsheng et al., 2009) (encontrei a referencia)].

Para o cálculo dos valores de ϵHf (t), adotou-se uma constante de decaimento para ^{176}Lu de 1.867×10^{-11} (Söderlund et al., 2004) e razões condriticas atuais de $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = 0.282772$ mais $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft & Albarede, 1997). A curva de evolução de Hf do manto depletado foi determinada a partir dos valores atuais de $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = 0,283225$ e razão $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ de $0,038512$ (Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Vervoort, 2006).

As idades do modelo Hf de duplo estágio (T_{DMC}) foram calculadas usando valores da literatura (Vervoort & Blichert-Toft, 1999) da média da crosta continental com $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf} = 0,015$ (Griffin et al., 2002).

1.5.4.3. Análises Sm-Nd em Rocha Total

As análises isotópicas de Sm-Nd seguiram o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Neste procedimento cerca de 50 mg de amostra pulverizada é misturada a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO₃ e HCl.

Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos através de colunas de trocas catiônicas, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massas multicoletor, modelo Finnigan MAT 262 em modo estático.

As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0.5\%$ (2σ) e $\pm 0.005\%$ (2σ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,7219$. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981).

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES

Crátons, de acordo com a definição tradicional, são porções continentais que atingiram e mantiveram estabilidade tectônica desde o início do fanerozóico. Em suma, são porções de crosta continental de idade proterozóica não envolvidos em processos orogênicos fanerozóicos (Bates e Jackson 1980; Brito-Neves e Alkmim 1993; Heilbron et al. 2017). Essa estabilidade é atribuída à presença de um manto litosférico espesso (quilha mantélica), dando grande resistência a esses terrenos (Black & Liégeois 1993). O Cráton do São Francisco (CSF) é uma das três grandes unidades cratônicas que constituem a plataforma sul americana (Cordani et al., 2000; Hartmann, 2001) e em conjunto com sua contraparte africana o Cráton do Congo (CC), constituiu o paleocontinente São Francisco-Congo (PSFC) (Almeida, 1997), edificado e estruturado durante a orogenia Riaciana-Orosiriana (conhecida também por Transamazonian-Eburnean belts) (Trompette, 1994; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2017).

O evento mais importante relacionado a formação de crosta no PSFC é a orogenia Riaciana-Orosiriana. Essa orogenia é marcada pela formação de diversos cinturões móveis associados com greenstone belts de médio a alto grau circundados por arcos magmáticos de idade entre 2.38 a 1.9 (Cordani, 1973; Marinho, 1991; Barbosa & Dominguez, 1996; Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2002, 2004; Barbosa et al., 2013; Heilbron et al., 2017). Essa orogenia já foi relacionada à formação do supercontinente Columbia (Rogers & Santosh, 2002; Zhao et al., 2002; Teixeira et al., 2017), contudo em trabalhos mais recentes, estudos paleomagnéticos sugerem que o PSFC esteve relacionado com Columbia, nem mesmo com Rodinia, mas talvez com massas continentais distintas, tais como Cráton Norte da China e Sibéria (Cedeberg et al., 2016; D'Agrella-Filho & Cordani, 2017).

O noroeste do Cráton São Francisco é limitado pela Faixa de dobramentos Rio Preto, descrita em detalhe nos trabalhos de Egidio-Silva (1987), Trompette et al. (1994), Arcanjo & Braz-Filho (1999), Caxito (2010), Aquino & Batista (2011), Caxito et al. (2012, 2014a e 2014b) e Souza et al. (2017) (Fig. 2.1).

A Faixa de Dobramentos Rio Preto, no contexto do Cráton São Francisco, corresponde a um cinturão de dobramentos marginal ao Cráton em sua porção noroeste. Ela se localiza no Norte-Noroeste do estado da Bahia e Sul do estado do Piauí. Barbosa & Batista (1971) a definiu como uma sequência metassedimentar composta por filitos, xistos e gnaisses. Trabalhos precursores que englobam a geologia da referida faixa deve-se a Moraes Rego (1926 apud Souza et al., 2017) e Domingues (1947 apud Souza et al., 2017) onde descreveram os quartzitos e filitos do vale do Rio Preto de idade proterozóica e os calcários e filitos da região de São Desidério e da Vila Cariparé de

idade Siluriana, os arenitos que ocorrem em cotas acima de 650 m da Formação Urucuia com idade cretácea, e os sedimentos quaternários recentes da planície São Francisco.

Santos et al. (1977) agrupou as rochas metassedimentares do noroeste baiano sob a denominação Grupo Rio Preto e os posicionou estratigraficamente acima do Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico, e abaixo do Grupo Bambuí, do Neoproterozóico.

Egydio-Silva (1987) em seu trabalho estratigráfico estrutural na Faixa Rio Preto realocou parte do Grupo Rio Preto na base do Grupo Bambuí (Formação Canabrinha), considerando o restante do grupo como correlato ao Grupo Chapada Diamantina, do Mesoproterozóico. As demais unidades foram denominadas como Grupo Rio Preto sendo correlatas à porção superior Supergrupo Espinhaço.

Caxito (2010) e Caxito et al. (2012, 2014a, 2014b e 2015) baseando-se em novos dados estratigráficos, litológicos e geocronológicos da região da Faixa Rio Preto, definiram uma nova subdivisão estratigráfica para as rochas do Grupo Rio Preto, com a definição da Formação Formosa, esta composta por granada-mica xistos, quartzitos, metacherts ferro-manganesíferos e xistos verdes restritos que corresponderiam a uma sequência metavulcanossedimentar de uma bacia de retroarco de idade Riacciana (1.96 Ga). Essa sequência é sobreposta pela Formação Canabrinha composta por quartzitos, filitos, metarritimitos, metadiamicititos e metamargas correspondentes a uma bacia tipo rifte de com deposição entre 600 e 850 Ma (Caxito, 2010; Caxito et al., 2012; Alcântara et al., 2017).

Por fim Alcântara et al. (2017) encontra idades neoproterozóicas bem discordantes das apresentadas por Caxito et al. (2014) em quartzitos próximos à cidade Mansidão - PI pertencentes à Formação Formosa (~965 Ma), além de idades também neoproterozóicas para os quartzitos da Formação Canabrinha (~912 Ma) e Grupo Santo Onofre (~989 Ma) (Uhlein and Pedreira, 1989; Schobbenhaus, 1996). Neste trabalho Alcântara et al. (2017) realoca a Formação Formosa novamente dentro do Grupo Rio Preto, junto com a Formação Canabrinha, correlacionando a sucessão de quartzitos, filitos, metarritimitos laminados, metadiamicititos e xistos com ambientes marinhos rasos a profundos sendo equivalentes tectono-estratigráficos das formações pré-glaciais do Grupo Macaúbas (Formações Duas Barras e Peixe Bravo) expostos na Faixa Araçuaí (Noce et al., 1997; Pedrosa-Soares et al., 2001; Caxito, 2010; Alcântara et al., 2017), ambos depositados em uma junção tripla de rifte desenvolvida na borda noroeste do Cráton São Francisco (Alcântara et al., 2017).

As unidades tectono-estruturais presentes no embasamento da faixa na região são representadas pelos Complexos Cristalândia do Piauí e Júlio Borges, ambos representados por

associações tipo TTG-greenstone belts, intrudidos por pequenos plutons polideformados e migmatizados; os corpos Granitoides Mansidão e Volta Grande compostos por Tonalitos-Granodioritos e Monzogranitos de idade Paleoproterozóica, também deformados (Arcanjo & Braz-Filho, 2001; Aquino & Batista, 2011; Sousa et al., 2017) (Fig. 2.2).

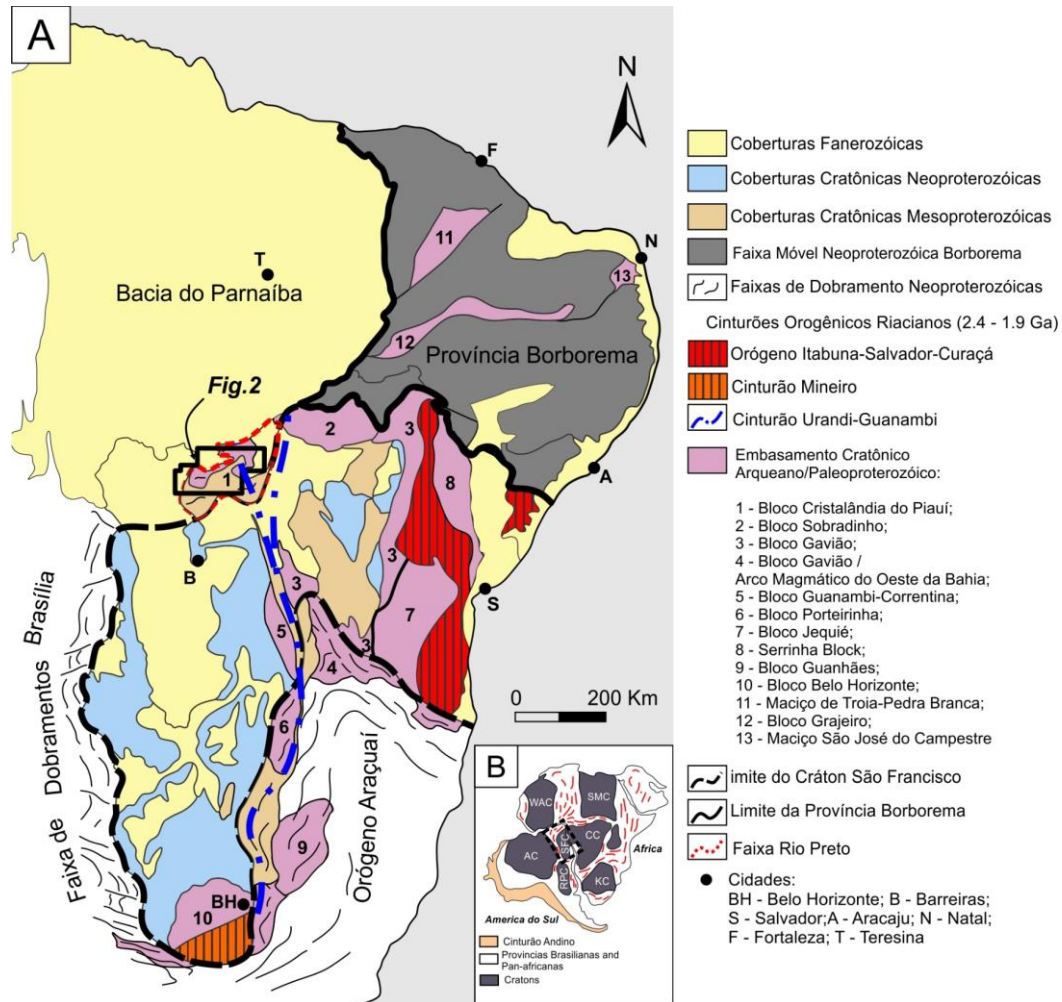


Figura 2. 1: A) Estruturação geológica simplificado Cráton São Francisco Cráton e suas Faixas de Dobramento Marginais na porção Sudeste/Centro-Oeste do Brasil. Modificado de Bizzi et al. (2003), Alkmim (2004), and Caxito (2010). B) Localização do contexto geodinâmico do Cráton São Francisco (SF) e outros principais Crátoms na reconstrução pré-drift de West-Gondwana (AC = Cráton Amazonas; WAC = Cráton West Africa; CC = Cráton do Congo; RPC = Cráton Rio De La Plata; K = Cráton Kalahari; SMC = Metacraton Saharan). Modificado e adaptado de Santos et al. (2017).

O Bloco Cristalândia do Piauí compõe majoritariamente o embasamento da Faixa Rio Preto, apresentando direção principal NE-SW estendendo-se desde a cidade de Cristalândia do Piauí – PI até a cidade de Morro Cabeça no Tempo – PI. Esse complexo foi previamente descrito como uma série de gnaisses de idade Arqueana/Paleoproterozóica retrometamorfizados em fácies xisto-verde com pico metamórfico em fácies anfibolito, composto por biotita-gnaisses ortoderivados, geralmente

intensamente deformados e migmatizados associados com bandas máficas e esparsas lentes de rochas metaultramáficas e formações ferríferas associadas, contendo pontualmente restos de sequencias paraderivadas (Winge, 1968; Egydio-Silva; 1987; Arcanjo & Braz-Filho, 2001).

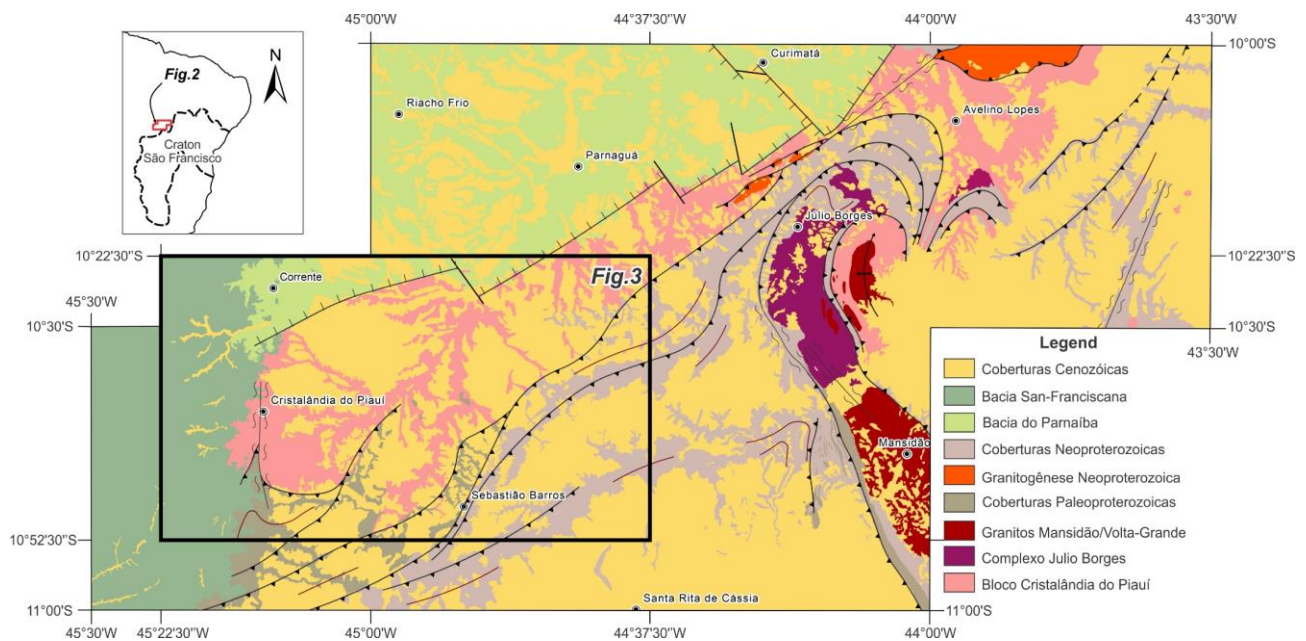


Figura 2. 2: Mapa Geológico simplificado de parte da Faixa Rio Preto. Modificado de Sousa et al. (2017).

Aquino & Batista (2011) subdivide parte do Complexo Cristalândia do Piauí em três sub-unidades. A primeira é denominada de embasamento gnáissico-migmatítico de origem para e ortoderivada, intensamente milonitizadas e/ou migmatizadas, com idades U-Pb em zircão de 2.14 Ga para biotita-gnaisses e de 2.11 e 2.10 Ga para monzogranitos associados à essa unidade. A segunda é denominada Granitóide do Mulungu, sendo composto por um corpo de composição tonalítica a granodiorítica, caráter calcio-alcalino, deformado e milonitizado, com idade U-Pb em zircão de 2.02 Ga. Por fim é delimitado o Granitóide Serra da Pintada, composto por granitos e sienogranitos pouco deformados de caráter alcalino, assinatura anorogênica, com idade de cristalização obtida de 969 Ma (U-Pb em zircão) e são interpretados como a manifestação do plutonismo relacionado à tafrogênese Toniana.

Os dados isotópicos atualmente disponíveis para o complexo Cristalândia do Piauí, além dos apresentados por Aquino & Batista (2011), correspondem a isócronas Rb-Sr em rocha total idades de, 2.1 Ga e idade K-Ar de 1176 Ma em anfibólios além das idades de 840 e 540 Ma em biotita (Egydio-Silva et al., 1989) para biotita-gnaisses, assim como idades modelo Tdm de 2.8 a 2.6 Ga obtidas por Caxito (2010) e Caxito et al. (2014) para os biotita-metatonalitos aflorantes próximos à cidade de Cristalândia do Piauí.

CAPÍTULO 3 - ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA

Neste trabalho sugere-se abandonar a terminologia “Complexo Cristalândia do Piauí” para as rochas gnáissicas/migmatíticas e metassedimentares constituintes do embasamento da Faixa Rio Preto para “Bloco Cristalândia do Piauí”. Este compreendendo os Complexos Júlio Borges e Cristalândia do Piauí, Granitos Volta-Grande e Mansidão e rochas metassedimentares da Formação Formosa.

As unidades do Bloco Cristalândia do Piauí, abordadas nesse trabalho, consistem em metatonalitos e metagranodioritos correspondentes ao Complexo Brejinhos, associados a sequências metassedimentares e rochas básicas-ultrabásicas pertencentes à Sequência metavulcanossedimentar Riacho Alecrim. Esse pacote ocorre junto a gnaisses sienograníticos de alto potássio pertencentes ao Gnaisse Vereda-Parain. Ambas as unidades estão intensamente foliadas, polideformadas, podendo localmente apresentar dobras em bainha e fusão parcial gerando neossomas de tamanho expressivo. São as unidades mais expressivas compreendendo cerca de 50 % da área estudada, com o restante da área sendo compreendida por rochas metassedimentares.

Corpos intrusivos ocorrem em meio ao complexo, apresentando composições variando de granodiorítica, monzogranítica até alcali-feldspático granítica, todos intensamente foliados. O corpo granodiorítico Urucu ocorre na parte central da área perfazendo cerca de 30% da área estudada. Os corpos monzograníticos, correspondentes ao Pluton Caraíbas, ocorrem no extremo oeste da área, enquanto os álcali-feldspato granitos Jacu ocorrem como corpos de ocorrência restrita na porção centro-sul, próximo à cidade de Sebastião Barros - PI (Fig. 3.1).

Rochas metassedimentares de idade Orosiriana da Formação Formosa, definida por Caxito (2010), ocorrem sobre o embasamento gnáissico, podendo em alguns locais apresentar fusão parcial. Essas rochas metassedimentares ocorrem geralmente na interface entre o embasamento e as rochas metassedimentares Neoproterozóicas do Grupo Rio Preto (Formação Canabrinha). Diques e possíveis sills de composição anfibolítica cortando todo o embasamento e ocorrem localmente, principalmente na região da Fazenda Realeza, na região Sudoeste e Nordeste da área.

O metamorfismo atingiu seu pico em fácies anfibolito durante a orogênese Riacciana-Orosiriana (Egydio-Silva, 1987). As atitudes em todos os corpos mostram predominância de direção das camadas em NE-SW e mergulhos na ordem de 20-60° para S-SE, lineações de estiramento de baixo “rake” na ordem de 6-35°, além de indicadores cinemáticos como dobras assimétricas indicando transporte de S-SW para N-NE durante a orogênese Brasileira/Pan-Africana.

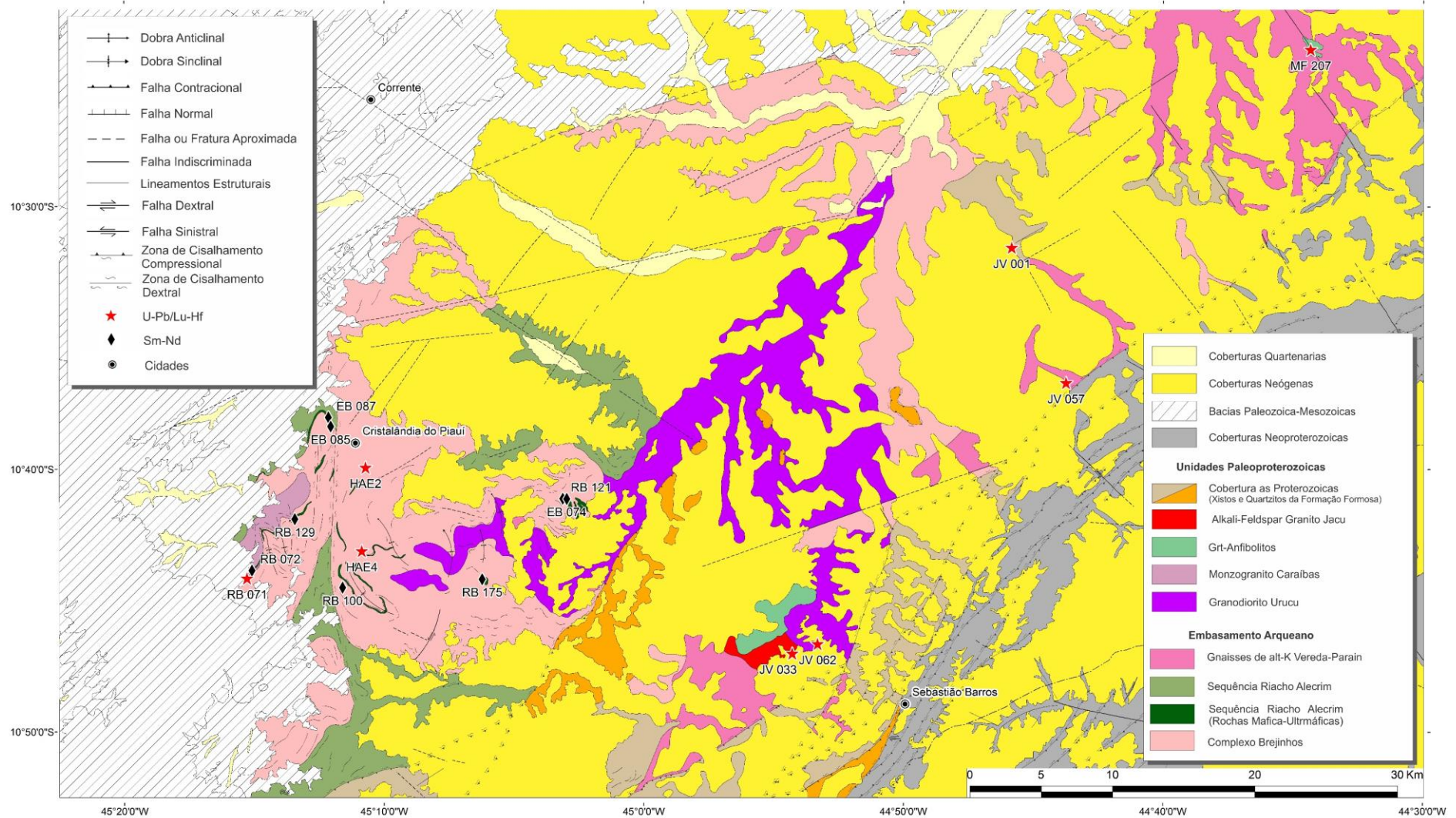


Figura 3. 1: Mapa Geológico da área de estudo com a localização dos dados U-Pb, Lu-Hf e Sm-Nd deste estudo. Modificado de Barros & Brod (2017). Os dados presentes neste mapa podem ser vistos nas Tabelas 5 a 14, em Anexo 1.

3.1. Complexo Brejinhos

Os litotipos predominantes desta unidade são gnaisses bandados de composição tonalítica a granodiorítica e delgadas lentes de dioritos e granada-anfibolitos.

Essa unidade é predominante entre os municípios de Cristalândia do Piauí, Corrente e Parnaguá e constitui-se de afloramentos recorrentes de gnaisses bandados de composição tonalítica a granodiorítica e delgadas lentes de granada-anfibolitos.

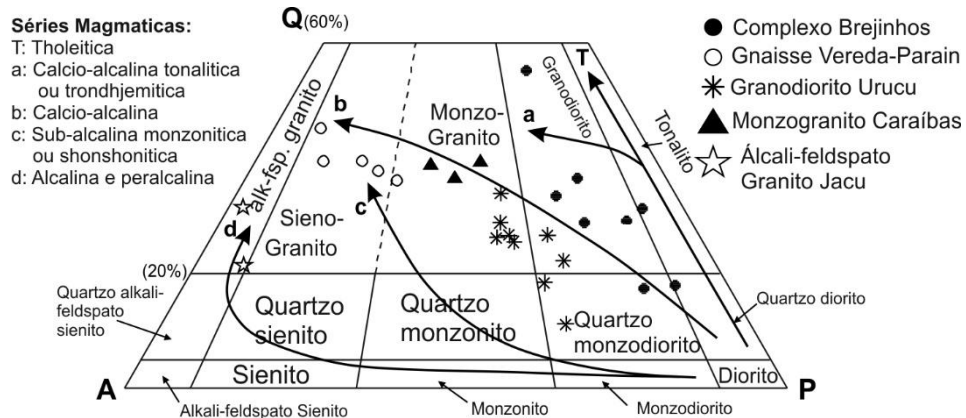


Figura 3. 2: Composição Modal das amostras estudadas do Bloco Cristalândia do Piauí mostrados no diagram triangular Q-A-P de Streckeisen (1976).

Os biotita-metatonalitos e biotita-granodioritos, ocorrem intensamente dobrados, apresentando dobras intrafoliares, em laço e bainha, podendo apresentar porções com fusão parcial formando em certas porções migmatitos estromáticos com leucossomas de composição quartzo feldspática concordantes ao bandamento principal, indicando um processo avançado de deformação associada a elevados gradientes de temperatura, pressão e deformação coaxial (Fig.3.3).

São compostos principalmente por quartzo (20 -26%), plagioclásio (31 - 53%), feldspato potássico (5 - 12%), biotita (13 - 30%), epidoto (1 - 5%), clorita (0 - 5%), opacos (<1%). Apatita, calcita, alanita e rutilo como acessórios (Fig. 3.2). O quartzo ocorre de forma subidioblástica, formando por vezes ribbons além de cristais de plagioclásio de composição oligoclásica, mostrando maclas difusas, indicando deformação em estado sólido. Biotita possui coloração marrom, em geral orientada e localmente alterada para clorita. (Fig. 3.4a e 3.4b).

Gnaisses bandados ricos em Hbl, ocorrem localmente em meio ao complexo, apresentam bandamento centimétrico alternando bandas leucocráticas compostas por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico subordinado e bandas máficas compostas predominantemente por biotita e hornblenda subordinada. Localmente podem apresentar bandas máficas constituídas por hornblenda,

biotita e em menor proporção plagioclásio. Localmente ocorrem pequenas bandas sulfetadas em meio às de composição máfica, formando pequenos cristais de calcopirita (Fig. 3.4c e 3.4d).



Figura 3. 3: Feições estruturais das rochas aflorantes no Complexo Brejinhos. a) Biotita-metatonalito do apresentando padrão de dobramento em laço; b) Gnaissse bandado a Hbl de composição tonalítica com fusão parcial; c) Dobras em bainha em meio à gnaisses tonalíticos; d) Fusão parcial, detalhe para paleossoma de composição diorítica.

3.2. Sequência Riacho Alecrim

Associadas aos gnaisses tonalíticos e granodioríticos ocorrem delgadas lentes de rochas ultramáficas compostas por talco xistos, talco-tremolita xistos e tremolita serpentinitos, geralmente associados a xistos e formações ferríferas, podendo apresentar em certos pontos gradação entre serpentinitos-metacherts-formação ferrífera bandada (Fig.3.5).

Em escala mesoscópicas, as rochas ultramáficas são ultramelanocráticas, holocristalinas, faneríticas, equigranulares, com cristais de tremolita/actinolita médios a grossos de cor verde (Figs. 3.5A e B). Apresentam-se foliadas, por vezes milonitizadas, dificultando determinar sua origem, se extrusiva ou intrusiva na área de estudo, por não apresentar textura do tipo spinifex.

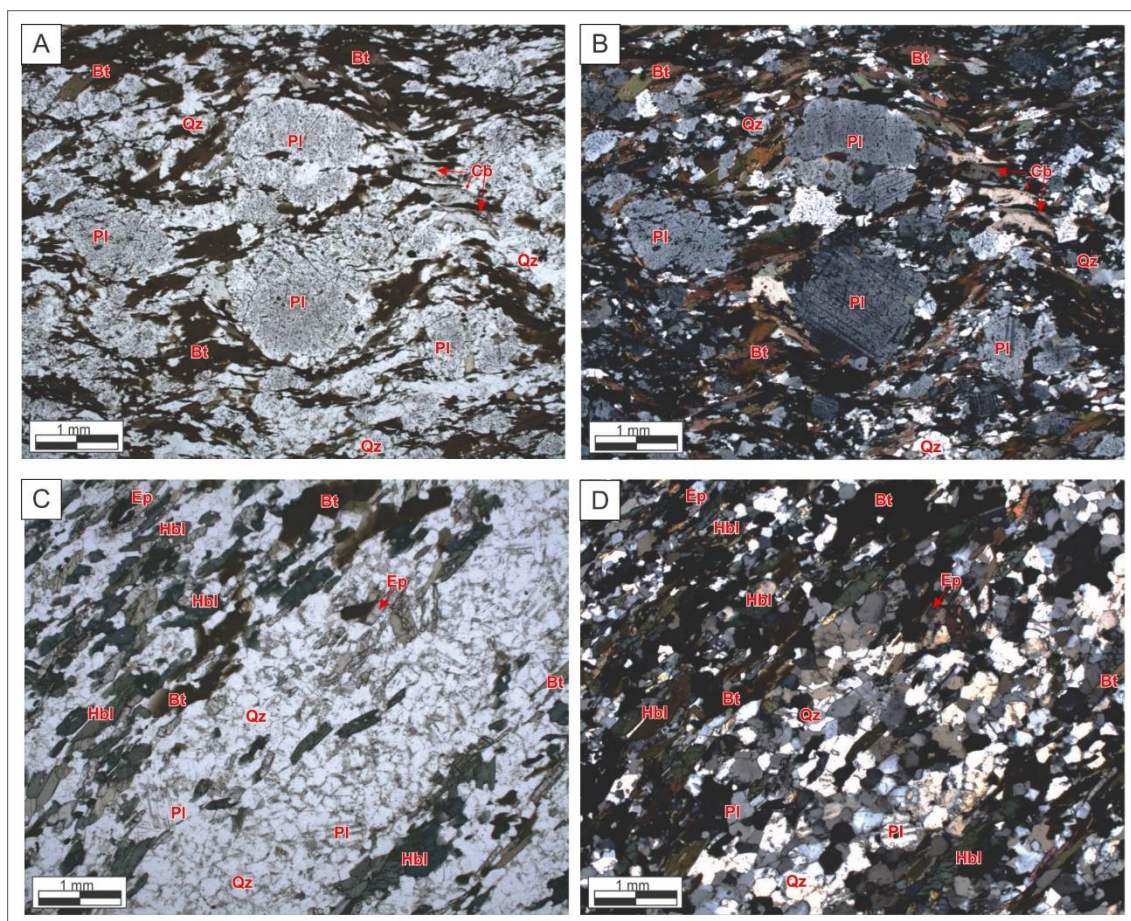


Figura 3. 4: a) Textura granolepidoblástica de biotita-gnaisses metatonalíticos do Complexo Brejinhos ncois paralelos; b) Textura granolepidoblástica de biotita-gnaisses metatonalíticos do Complexo Brejinhos ncois cruzados; c) Textura granonematoblastica de gnaisses bandados a Hbl do Complexo Brejinhos mostrando cristais de Hbl ao longo da foliação metamórfica, ncois paralelos; d) Textura granonematoblastica de gnaisses bandados a Hbl do Complexo Brejinhos mostrando cristais de Hbl ao longo da foliação metamórfica, ncois cruzados.

As rochas metaultramáficas apresentam textura lepidoblástica. Os tremolita serpentinitos compostos essencialmente por serpentina não-pseudomórfica, antigorita muito fina, clorita e anfibólios, ambos de cor verde clara. O anfibólio é, geralmente, do tipo tremolita/actinolita, que ocorre em algumas rochas na forma de agregados aciculares bem definidos. A magnetita ocorre como porfiroblastos anédricos, com até 0,4 mm (Figs. 3.6A).

Os talco-clorita-tremolita xistos apresentam estrutura lenticular, contendo lentes compostas por agregados de tremolita-actinolita verde clara na forma de prismas com leve orientação, chegando até 3.5 centímetros de comprimento, envoltas por feixes de talco e clorita magnésiana verde pálida. Cristais de carbonatos intersticiais estão presentes em alguns locais não ultrapassando o percentual de 5 % (Fig. 3.6B).



Figura 3. 5: Feições da sequencia metavulcanossedimentar Riacho Alecrim. A) Detalhe para termolita serpentinitos com padrão de fraturas oblíquas; B) detalhe para camada de Talco-tremoliat xistos; C) detalhe para formações ferríferas bandadas em meio a Talco xistos; D) Grafita xistos; E) Grt-qz xisto e Grt-ep-chl-qz xistos em meio à Grt-plg-anfobolitos; F) Grt-bt-Plg-hbl xistos com textura porfironematoblástica.

As formações ferríferas e metacherts ocorrem intimamente associadas às rochas ultramáficas dessa unidade, apresentam foliação e bandamento bem marcados, coloração cinza escura a cinza avermelhada, granulação média com bandamento milimétrico definido por bandas ricas em quartzo e banda ricas em grunerita (anfíbólio) e magnetita. Apresentam, geralmente, dobras intrafoliais isoclinais. A textura é granoblástica e o quartzo ocorre em cristais recristalizados. A magnetita ocorre em cristais subédricos, junto com a grunerita que ocorre como cristais e agregados finos aciculares. A apatita ocorre dispersa como acessório (Fig. 3.6D).

As rochas metassedimentares presentes nessa unidade representadas são restritas e representadas por granada-quartzo xistos, cianita-estaurolita-hornblenda-quartzo xistos, granada-epidoto-clorita-quartzo xistos e grafita-xistos ocorrem estratigraficamente acima das rochas metaultramáficas e formações ferríferas. Essas rochas geralmente apresentam coloração cinza clara esbranquiçada e esverdeada nas porções onde se intercalam com ambos intensamente deformados, apresentando localmente foliação milonítica intensa (Fig. 3.5E).

Os ky-st-qz-hbl-ms xistos apresentam textura lepidogranoblástica com porfiroblastos de cianita e estaurolita sobre a matriz. A matriz é composta por hornblenda subidioblástica de coloração verde-azulada com inclusões de quartzo, o quartzo ocorre recristalizado com extinção ondulante e tendendo a formar mosaicos. A muscovita ocorre na forma de cristais tabulares definindo a foliação. Porfiroblastos de cianita ocorrem na forma de cristais esquelitiformes de coloração creme sendo envoltos por coronas de estaurolita + clorita, indicando reação de entrada no fácies anfíbolito (Fig. 3.6D). A estaurolita é subidioblástica de coloração branca. A clorita ocorre em meio à matriz e sobrecrecendo a cianita, sua coloração é verde. Minerais acessório são apatita e zircão ocorrendo inclusos em clorita e hornblenda.

Os grafita xistos ocorrem como lentes delgadas entre as demais rochas da unidade, eles apresentam coloração cinza escura e elevado grau de intemperismo (Fig. 3.5D). Apresentam textura lepidoblástica fina a média além de dobras intrafoliais. A sericita/muscovita ocorre na forma de cristais tabulares bem formados definindo a foliação metamórfica principal e o bandamento composicional em conjunto com os agregados de grafita. Os cristais de grafita ocorrem, como já mencionado, como agregados ou como finas lentes ao longo da foliação. O quartzo ocorre como pequenas bandas, junto ao bandamento composicional original, com cristais recristalizados apresentando extinção ondulante e contatos poligonizados. Titanita ocorre com mineral acessório não ultrapassando 1% em volume total (Fig. 3.6E).

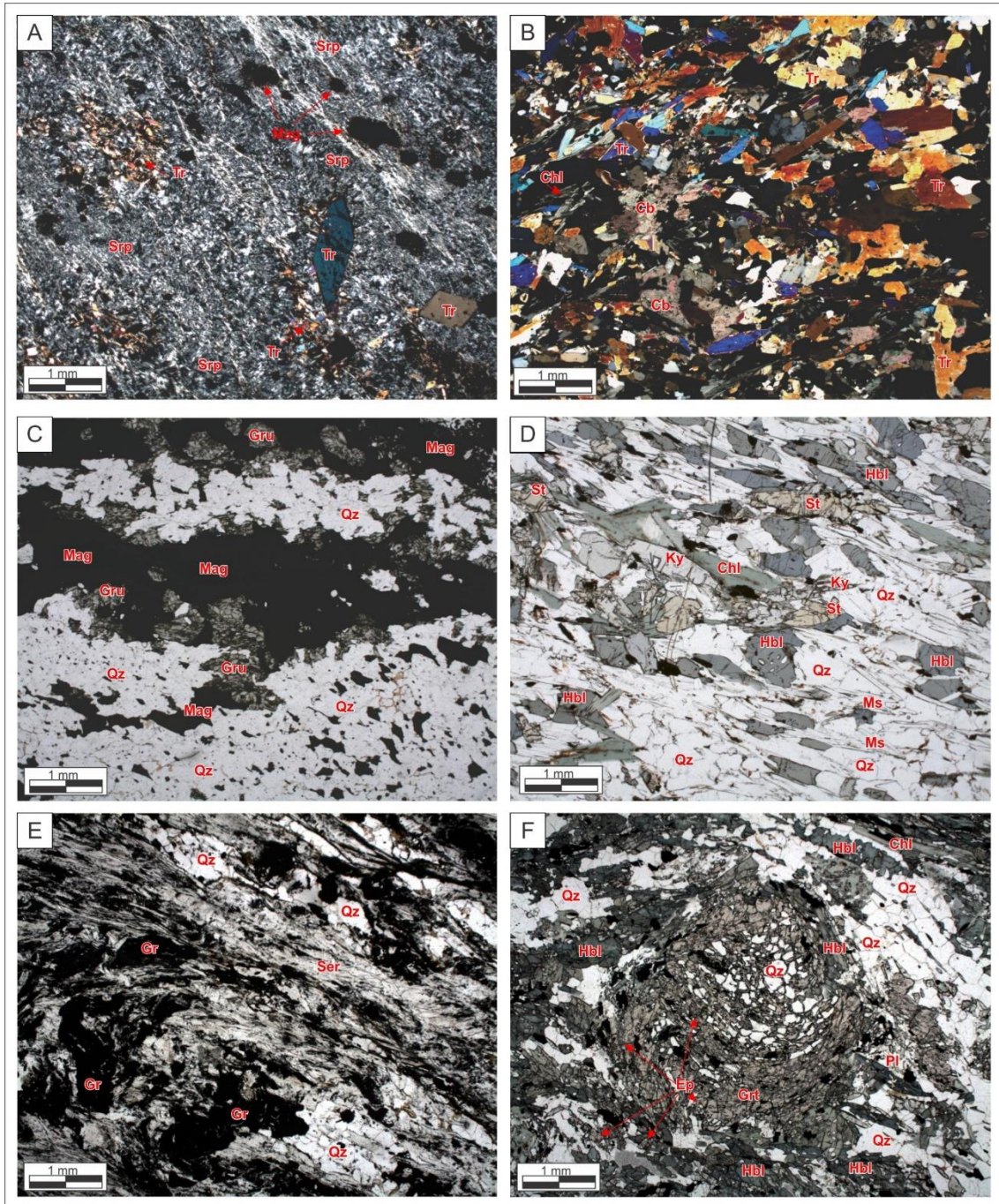


Figura 3. 6: Texturas em lâmina delgada da Sequencia Riacho Alecrim. A) Textura maciça com matriz composta de antigorita fina com porfiroblasto de tremolita (nicois cruzados); B) textura nematoblástica de tlc-tremolita xisto, detalhe para a grande quantidade de de carbonato intersticial (nicois cruzados); C) Alternancia de bandas ricas em qtz com bandas ricas em grunerita e magnetita em FFB (Nicois cruzados); D) Ky-st-qtz-hbl-ms xisto exibindo cristais esquelitefomes de Ky envolvidos por criatsi de chl e st, indicando entrada no fácies anfibolito; E) textura lepidoblástica em grafita xistos mostrando dobras intrafoliares evidenciado pelo bandamento composicional (Nicois paralelos); F) Porfiroblastos sintentônicos de grt com inclusões de qz+hbl+ep+pl formando arranjos em “S” (nicois paralelos).

Os granada-biotita-plagioclásio-hornblenda-quartzo xistos ocorrem como pequenas lentes associadas principalmente com serpentinitos e tremolitos, dando a entender que podem ser o produto de rochas metassedimentares pelíticas-psamíticas de fundo oceânico, próximos à fumarolas (Fig. 3.5F). Apresentam textura granonematoblástica com cristais porfiroblásticos de granada pré a sintectônicos de até 3 mm, de contorno irregular e com inclusões de quartzo, plagioclásio e epidoto formando arranjos em “S”. A matriz apresenta granulometria fina a média, composta essencialmente por hornblenda verde azulada, em prismas alongados segundo à foliação, de tamanho fino a médio. Cristais idio a subidioblásticos de plagioclásio (oligoclásio-andesina) levemente alongados segundo a foliação, mostrando zoneamento e maclas polissintéticas difusas. O quartzo é xenoblástico, o epidoto ocorre na forma de prismas sobrecrecendo sobre cristais de plagioclásio, grãos de minerais opacos estão rodeados por titanita (Fig. 3.6F).

3.3. Gnaisses de Alto Potássio – Gnaisse Vereda-Parain

Representa a unidade composta por rochas ortoderivadas potássicas, sendo preferencialmente composta por gnaisses milonitizados de composição sienograníticas com porções ricas em magnetita, coloração cinza a rosa, onde geralmente apresenta cristais oclares de feldspato potássico. São rochas melanocráticas, com porções intensamente epidotizadas (Figs. 3.7 A e B).

Apresentam textura porfiroclástica, apresentando “augens” ou feldspatos oclares estirados de aproximadamente 3 cm, geralmente intensamente foliados. São compostos principalmente por quartzo (15 - 25%), feldspato potássico (22 - 47%), plagioclásio (10 - 20%), biotita (8 - 22%), muscovita (0 - 13%), epidoto (3 - 15%), além de opacos, zircão, alanita e apatita como acessórios (Fig. 3.8A e B).

A matriz é média de textura granolepidoclástica, geralmente rica em biotita e podem ser classificadas como (granada) -epidoto-biotita gnaisses de composição sienogranítica. O epidoto ocorre na forma de cristais prismáticos, associado com biotita de coloração variando de marrom pardo a verde, o quartzo ocorre recristalizado, com extinção ondulante, contatos retos e tendendo a formar mosaicos. O feldspato potássico ocorre em cristais porfiroclásticos, pouco maclados, geralmente estirados, indicando milonitização. Os porfiroclastos se encontram alinhados e estirados segundo a foliação. O plagioclásio ocorre em cristais pouco maclados de forma secundária. Minerais acessórios são representados por titanita, alanita, esta inclusa e epidotos com intensa metamitização, apatita, zircão e carbonato (Figs. 3.8 A e B).



Figura 3. 7: A) e B) detalhe para visão geral dos afloramentos do Gnaiss Vereda-Parain; C) Detalhe para amostra porfiroclastos estirados do granodiorito Urucu. D) Detalhe para dobras em bainha em meio ao granodiorito Urucu.

3.4. Granodiorito Urucu

Esta unidade é composta por augen-gnaisses milonitizados de composição mozo-granodiorítica a granodiorítica de coloração cinza a rosa, onde geralmente apresenta cristais oclares de feldspato potássico. São rochas melanocráticas, com porções intensamente epidotizadas.

Os afloramentos dessa unidade estão intensamente dobrados, onde notam-se dobras intrafoliais, em laço e bainha, podendo apresentar porções com fusão parcial (Figs. 37C e D)

São porfiriticos com feldspatos oclares estirados de aproximadamente 3 cm, geralmente intensamente foliados. São compostos principalmente por quartzo (15 - 25%), feldspato potássico (20 - 35%), plagioclásio (15 - 30%), biotita (8 - 27%), muscovita (0 - 2%), epidoto (3 - 15%), hornblenda (2 - 5%) além de opacos, zircão, alanita, carbonato e apatita como acessórios (Fig. 3.2).

Os afloramentos onde não apresentam porfiroclastos de feldspato Potássico são constituídos por gnaisses miloníticos de coloração cinza-escuro. Seu bandamento principal é marcado por bandas

milimétricas melanocráticas compostas principalmente por biotita, hornblenda e epidoto, as bandas leucocráticas são compostas por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico.

A matriz é fina de textura granolepidoclástica, geralmente rica em biotita e podem ser classificadas como epidoto-biotita “augen” gnaisses de composição monzo-granodiorítica. O epidoto ocorre na forma de cristais prismáticos, associado com biotita de coloração verde, quartzo ocorre recristalizado, com extinção ondulante. O feldspato potássico ocorre em cristais porfiroclásticos, pouco maclados, com inclusões de plagioclásio, geralmente estirados, indicando milonitização. Os porfiroclastos se encontram alinhados e estirados segundo a foliação, por vezes adquirindo formatos ocelares ou “augens”. O plagioclásio ocorre em cristais pouco maclados em meio à matriz. Minerais acessórios são representados por titanita, alanita, esta inclusa e epidotos com intensa metamitização, apatita, zircão e carbonato (Figs. 3.8 C e D).

A associação mineralógica observada em lâmina delgada é composta por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, epidoto e feldspato potássico (ortoclásio), podendo ocorrer titanita, apatita, opaco, zircão e alanita como acessórios. Essa paragênese indica pico metamórfico de fácies anfibolito médio a superior, associado com retrometamorfismo em fácies xisto verde (Figs. 3.8 C e D).

3.5. Monzogranito Caraíbas

São corpos de composição predominantemente monzogranítica, de coloração rósea acinzentada clara, leucocráticos, possuem textura porfírica com fenocristais de feldspato potássico, principalmente microclima, de até 3 cm em porções não deformadas, matriz média a grossa, textura granolepidoblástica, foliados e por vezes milonitizados (Figs. 3.9).

São compostos principalmente por quartzo (25 - 30%), feldspato potássico (15 - 43%), plagioclásio (23 - 30%), biotita (1 - 25%), muscovita (0 - 3%) e granada (0 - 5%), além de opacos e zircão, titanita, apatita e alanita como acessórios.

Localmente podem ocorrer sem, ou quase nenhuma deformação, exibindo cristais de Ortoclásio e plagioclásio euédricos, podendo manter parcialmente preservadas texturas ígneas, tais como embricamento de grãos de feldspato, indicando fluxo na câmara magmática (Figs.3.10).

3.6. Álcali-fedspato granito Jacu

Devido à descontinuidade de afloramentos sua relação exata de contatos desse corpo com as demais unidades não pode ser estabelecida com exatidão, sendo este de ocorrência restrita na região.

O corpo de composição álcali-feldspato granítica, em campo são miloníticas com cristais porfiroclásticos de feldspato potássico do tipo sigma em meio a matriz fina, foliada, composta por quartzo, feldspato potássico, muscovita e biotita em menor proporção. Localmente apresentam xenólitos de rochas de composição granítica muito similares aos gnaisses Vereda-Parain além de gnaisses bandados e metatonalitos presentes no Complexo Brejinhos.

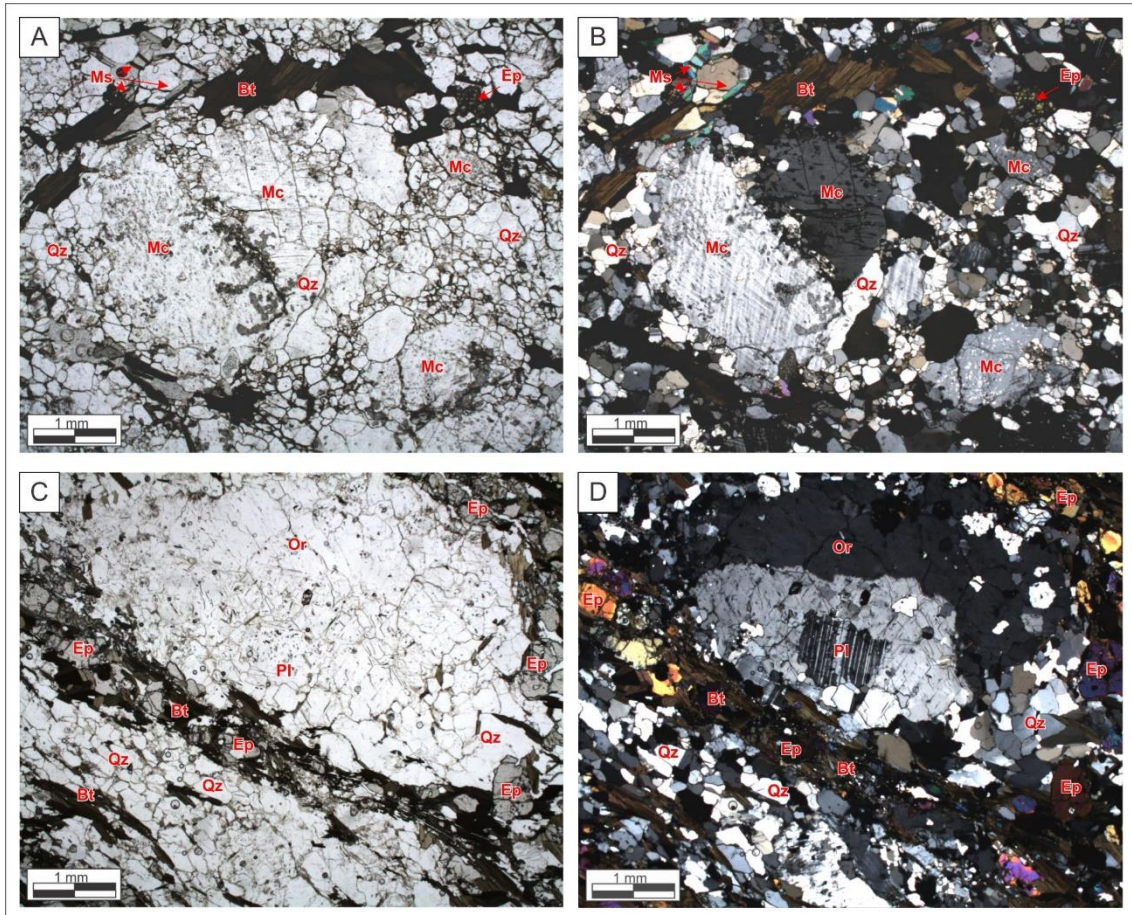


Figura 3. 8: Feições em lâmina delgada para os Gnaisses Vereda-Parain e granodiorito Urucu. Nicóis paralelos a esquerda, nicóis cruzada á direita. A) e B) Detalhe para porfiroblastos de feldspato alcalino em meio a matriz de composição sienogranítica dos gnaisses vereda-parain, qz ocorre recristalizado formando mosaicos e com extinção ondulante; C) e D) Detalhe para porfiroblastos de feldspato alcalino com inclusões de Pl em meio à matriz media-fina de composição monzo-granodioritica apresentando cristais de qz levemente recristalizados, epidoto e biotita ocorrem associados.

São compostos principalmente por quartzo (21 - 30%), feldspato potássico (25 - 45%), plagioclásio (0 - 5%), muscovita (0 - 5%), além de opacos e zircão, como acessórios.

São porfíricos pobres em filossilicatos (biotita e muscovita). O quartzo ocorre recristalizado, com extinção ondulante, contatos retos por vezes formando ribbons em porções mais milonitizadas. A microclina ocorre na forma de cristais porfiroclásticos de tamanho médio, apresentando maclas em

grade características, estirados, indicando milonitização. O plagioclásio ocorre em cristais pouco maclados de tamanho diminuto e composição albítica.

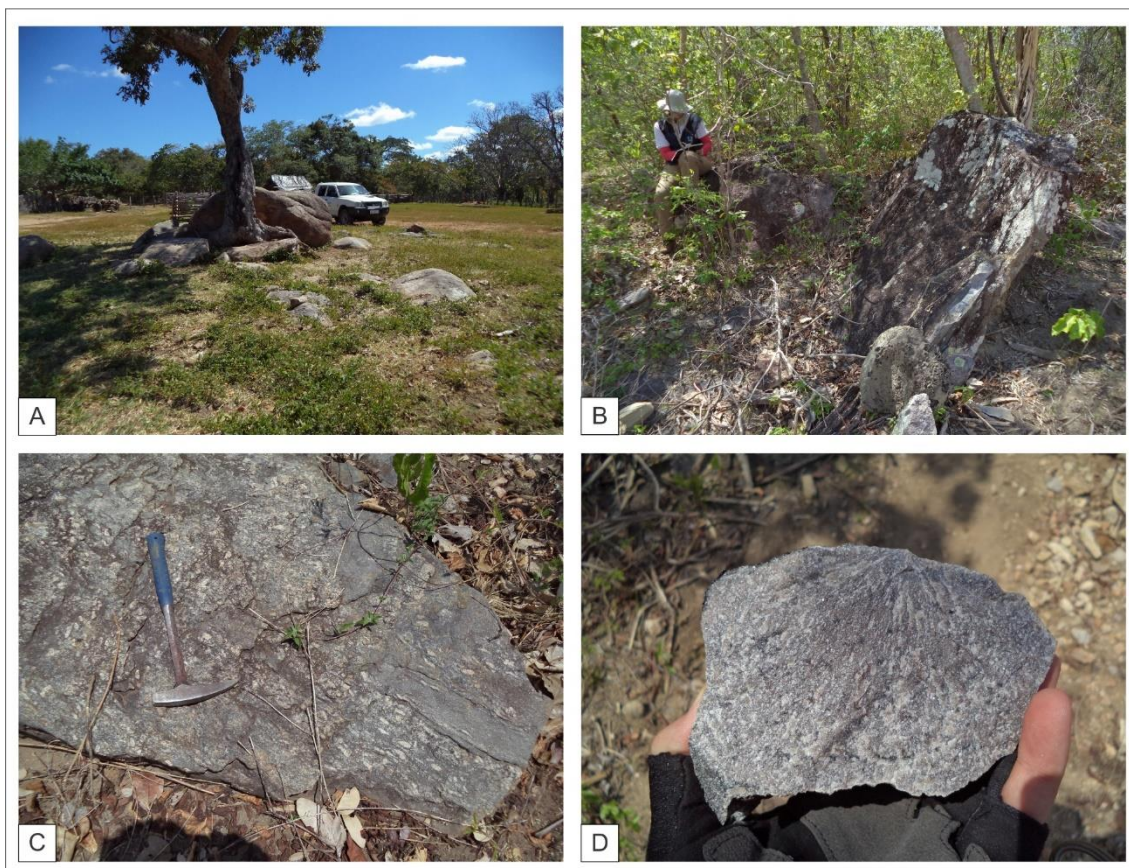


Figura 3. 9: A) e B) Visão Geral de afloramento tipo do monzogranito Caraíbas; C) e D) Afloramentos com leve deformação do monzogranito Caraíbas.

3.7. Formação Formosa – Sequência Metassedimentar

A Formação Formosa foi definida por Caxito (2010), compreende uma sequência metassedimentar metamorfizada em fácies xisto verde a anfibolito composta por granada-mica xistos, quartzitos micáceos, metarritimitos, metagrauvascas, metacherts ferromagnesianos, actinolita-clorita-epidoto xisto verdes, e localmente, intercalações de orto-anfibolitos. O contato entre essa unidade e os gnaisses do Complexo Cristalândia do Piauí se dá por uma zona de cisalhamento compressional de baixo ângulo com direção preferencialmente Nordeste-Sudoeste (Caxito, 2010), com exceção da porção Oeste, próximo à cidade de Cristalândia do Piauí, onde o contato se dá por uma zona de cisalhamento vertical transcorrente dextral. Na região estudada todo o pacote metassedimentar ocorre intensamente dobrado, localmente milonitizado e parcialmente migmatizado (Fig.3.11A).

Há o predomínio de rochas metassedimentares psamíticas impuras, metagrauvascas, constituídas por granada, muscovita, plagioclásio, microclína e quartzo em menor quantidade, de coloração cinza rósea, granulação grossa, por vezes apresentando porções quartzosas e intercaladas por granada-mica xistos de coloração cinza, bem estirados, com textura lepidoblástica e porfiroblastos de granada. Leucossomas compostos por qz+kf+pl podem ocorrer de forma estromática em meio às camadas psamíticas (Fig. 3.11B).

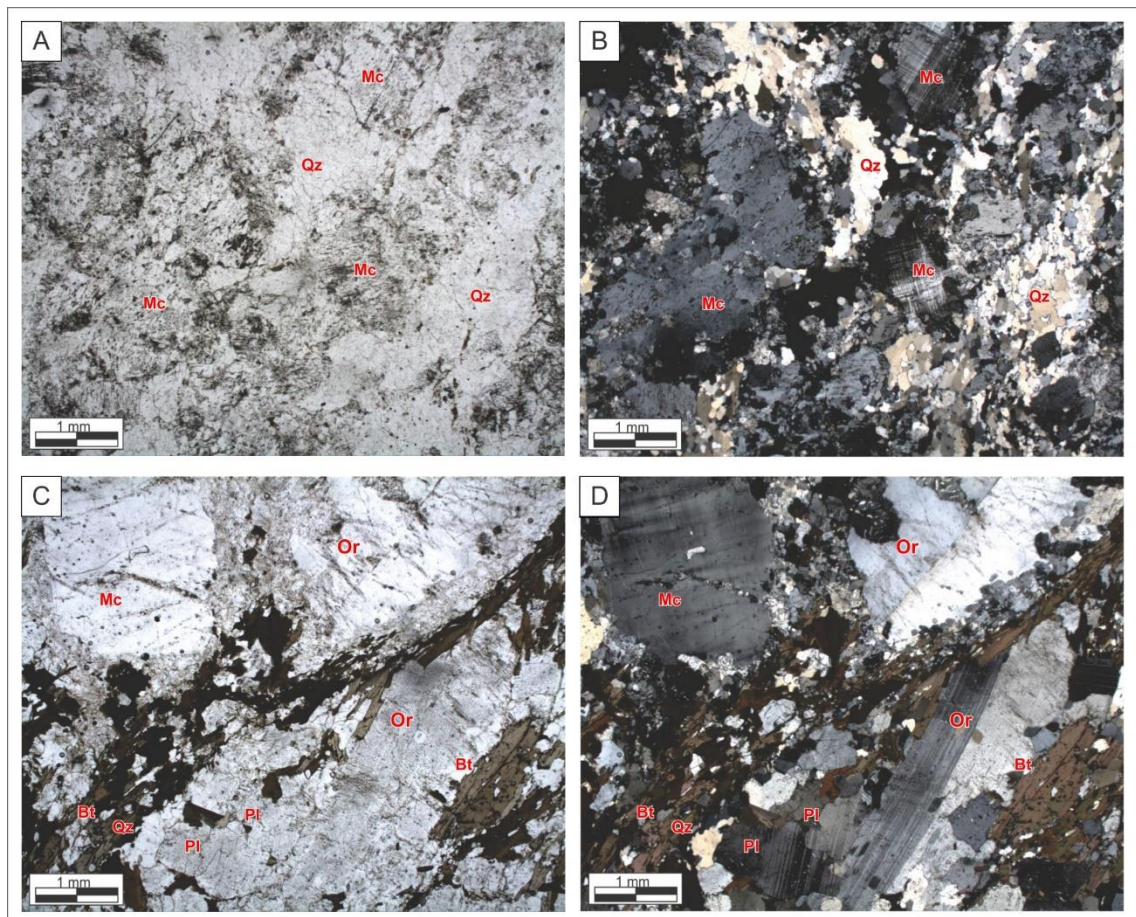


Figura 3. 10: Feições em lâmina delgada para fácies do monzogranito Caraíbas. Nícois paralelos a esquerda, nícois cruzada á direita. A) e B) Textura granoblástica recristalizada exibindo porfiroblastos de Microclina com cristais qz ameboides e Plg intersticial. C) e D) Cristais de Ortoclásio euédricos, pouco deformados com leve embricação, indicnado fluxo em câmara magmática.

Essas rochas apresentam, em sua porção pelítica, textura porfirolepidoblástica, com porfiroblastos de granada e cordierita de tamanho médio em meio à matriz lepidogranoblástica composta por muscovita e quartzo. Os porfiroblastos de granada apresentam coloração rosada, apresentam inclusões de carbonato, formando arranjos em “S”, indicando sobrecrecimento sintectônico. A cordierita ocorre na forma de cristais irregulares a arredondados junto a cristais de granada envolvendo-os parcialmente e contendo inclusões de poeira de grafita, muscovita, quartzo, agregados de clorita e com mesmos arranjos em “S”, indicando sobrecrecimento sin a pós-tectônico. A

matriz é constituída por quartzo idio a xenoblástico, agregados de clorita de coloração verde clara e abundante muscovita impregnada por poeira de grafita, que por sua parte define a foliação/bandamento da matriz. Calcopirita anedral de até 0,05 mm e grãos alongados de ilmenita, de até 0,4 mm ocorrem como acessórios dispersos na rocha (Figs. 3.12 A e B).

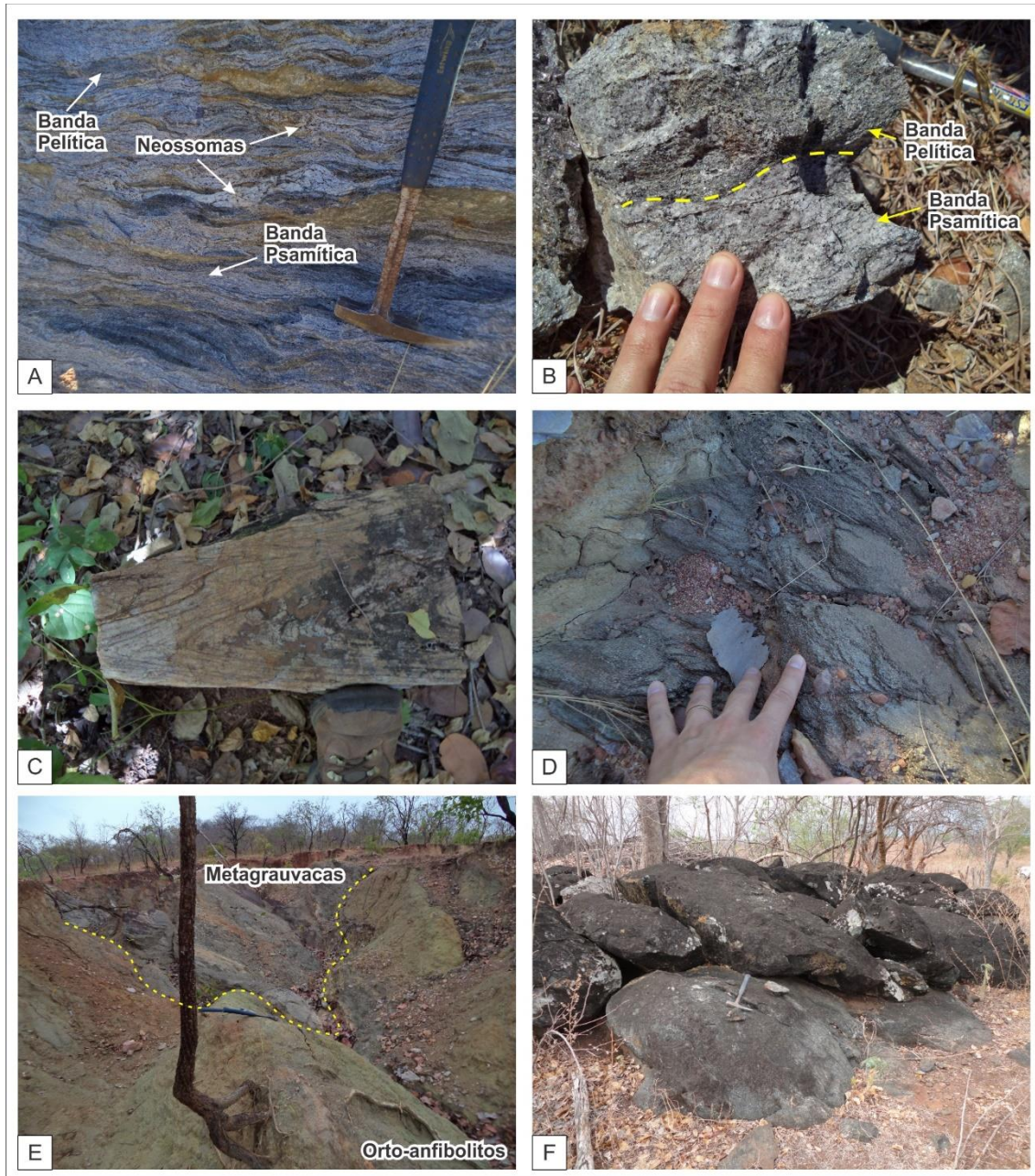


Figura 3. 11: Detalhes gerais dos metassedimentos da Formação Formosa e do dique Fazenda Realeza. A) e B) Rochas metassedimentares aflorantes na em meio à pedreira da Fazenda Morros exibindo bandamento entre bandas pelíticas compostas por $bt+cdr+grt$ e psamíticas compostas de $grt+qz+pl+cdr$ com lentes de leucossoma compostas por $qz+kf+pl$; C) Detalhes para camadas de dobras de ms -quartzitos e ky - ms -quartzitos; D) Detalhe para lente de orto anfibolito, exibindo cristais porfiroclásticos de plagioclásio; E) ALternancia de camadas de sedimentos psamíticos e orto-anfibolitos; E) Detalhe para corpos de grt -orto anfibolito Fazenda Realeza.

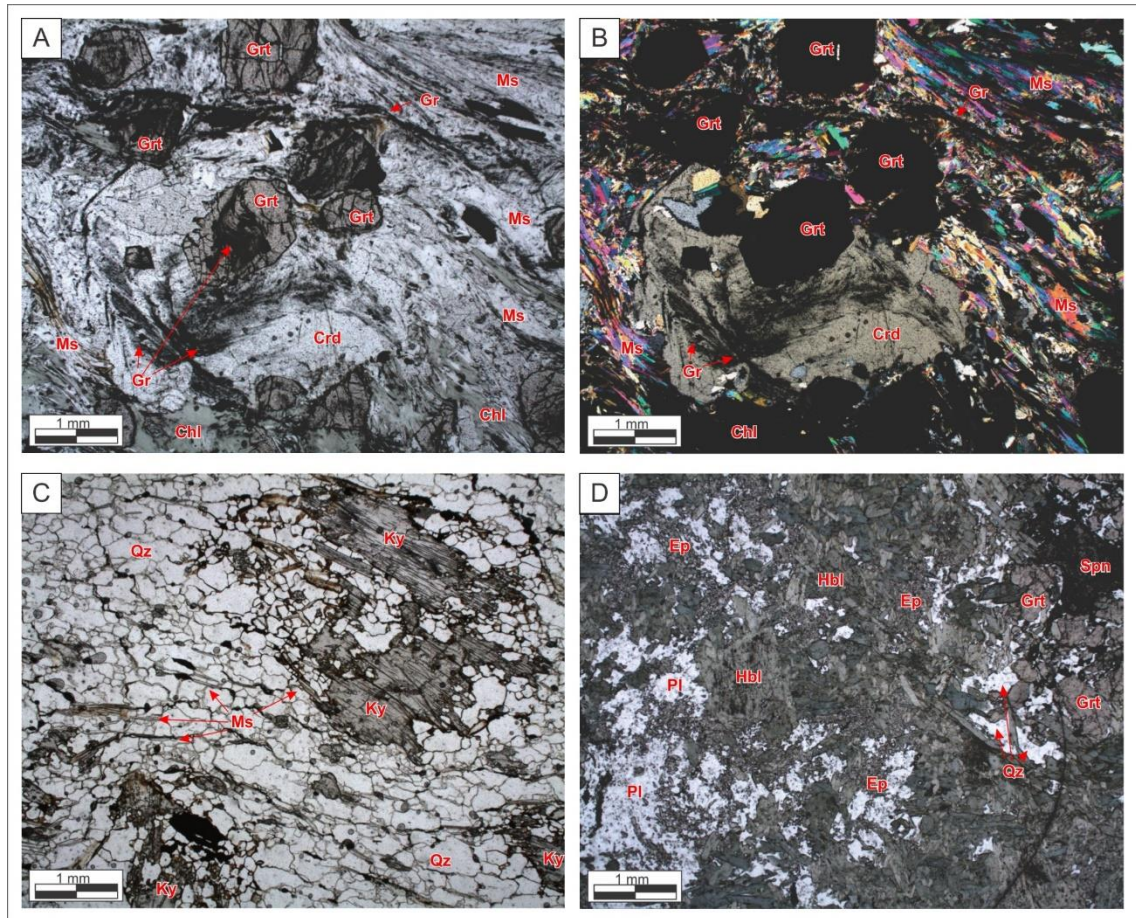


Figura 3. 12: Feições em lâmina delgada para as rochas da Formação Formosa e do Dique Fazenda Realeza. A) Detalhe para porfiroblasto de Grt e Cdr com inclusões de grafita indicando arranjo em “S”, cordierita ocorre envolvendo cristais de Grt (Nicois Paralelos); B) Detalhe para porfiroblasto de Grt e Cdr com inclusões de grafita indicando arranjo em “S”, cordierita ocorre envolvendo cristais de Grt (Nicois Cruzados); C) detalhe para porfiroblastos de ky em meio à matriz de ky-ms-quartzito; D) Detalhe para textura porfirogranonematoblástica para o dique fazenda realeza, exibindo porfiroblastos de grt, envoltos por corona de qzt+ep, oriundos da quebra do plagioclásio.

3.8. Grt-anfibolitos Fazenda Realeza

Ocorrem na forma de corpos isolados de dimensões métrica a decamétrica próximos a Fazenda Realeza no município de Parnaíba - PI. São compostos predominantemente por rochas máficas contendo hornblenda, epidoto, plagioclásio e granada, além de rutilo e titanita disseminados.

As rochas apresentam-se na coloração cinza esverdeada, de textura granular fina a média, sua foliação é concordante com a foliação Neoproterozóica regional impressa na região (Fig.3.11F).

São quartzo-epidoto-granada anfibolitos de granulação fina a média < 2 mm, rica, onde a hornblenda de coloração verde ocorre em cristais prismáticos. Quartzo dispõe-se em cristais

formando mosaicos, originados provavelmente da quebra do plagioclásio, formando epidoto. Epidoto apresenta-se em agregados de diminutos cristais, e a titanita também ocorre em agregados botrioidais, enquanto a granada ocorre de forma dispersa (Fig. 3.12D). Paragênese indica pico metamórfico em fácies anfibolito com retrometamorfismo em fácies epidoto-anfibolito.

CAPÍTULO 4 - RESULTADOS

4.1. Geoquímica em Rocha-Total

4.1.1. Complexo Brejinhos

Oito amostras de ortognaisses foram selecionadas para análises geoquímicas, com os resultados apresentados na Tabela 1 em Anexos - 1.

Os valores de SiO₂ para essa unidade variam de 56.6 a 73.9 wt%, Na₂O de 2.15 a 4.74 wt%, K₂O de 0.92 a 2.76 wt%. No Diagrama SiO₂ vs. K₂O de Peccerillo and Taylor (1976) essas rochas plotam no campo da series calico alcalina de médio potássio (Fig. 4.1a). No índice de álcalis vs. SiO₂ de Frost et al. (2001) as amostras plotam no campo de rochas calc-alcálicas e cálcicas (CaO e Na₂O variando entre 1.4 a 7.19 wt% e 2.15 a 4.74 wt%, respectivamente) e são magnesianas, com baixo enriquecimento em ferro (MgO e Fe₂O₃ variando de 0.96 a 5.78 wt% e 3.25 a 10.2 wt%, respectivamente), sendo quimicamente similar aos granitos cordilheranos (Fig.4.1c e 4.1d). No diagrama K-Na-Ca de Barker and Arrth (1976) as rochas dessa unidade apresentam clara tendência sódica e plotam no trend das rochas tonalíticas-trondhjemiticas (Fig. 4.1b).

De acordo com os diagramas Harker (Fig. 4.2) o comportamento de certos elementos traços e menores considerados imóveis, tais como Nb, Yb e Lu apresentam correlação positiva, o Zr apresenta leve dispersão, mas com certa correlação também positiva, já o Ga apresenta grande dispersão quando comparados com com Y. O Nb apresenta mesma correlação positiva quando comparado com o Yb.

Nos diagramas multi-elementares (diagramas spider) normalizados para o manto primitivo de acordo com Sun & McDonough (1989), apresentam um padrão uniforme (Fig 4.3a) caracterizado por um moderado a forte enriquecimento em íons litófilos de grande raio iônico (LILE) como Rb, Ba, K, Ce, e Pb e forte depleção em alguns elementos de alta força de campo (HFSE) como Nb, Ta e Ti. Essa unidade apresenta alto conteúdo de Sr (84.2 a 699.4) marcada pela anomalia positiva de Sr.

Os padrões de elementos terras raras (ETR) apresentados nos diagramas normalizados para manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para o Bloco TTG Cristalândia são caracterizados pelo forte enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em comparação aos elementos terras raras pesados (ETRP) com razão LaN/YbN variando de 14 a 60 (Fig. 4.3b). A razão Eu/Eu* apresenta variação de 0.70 a 1.43.

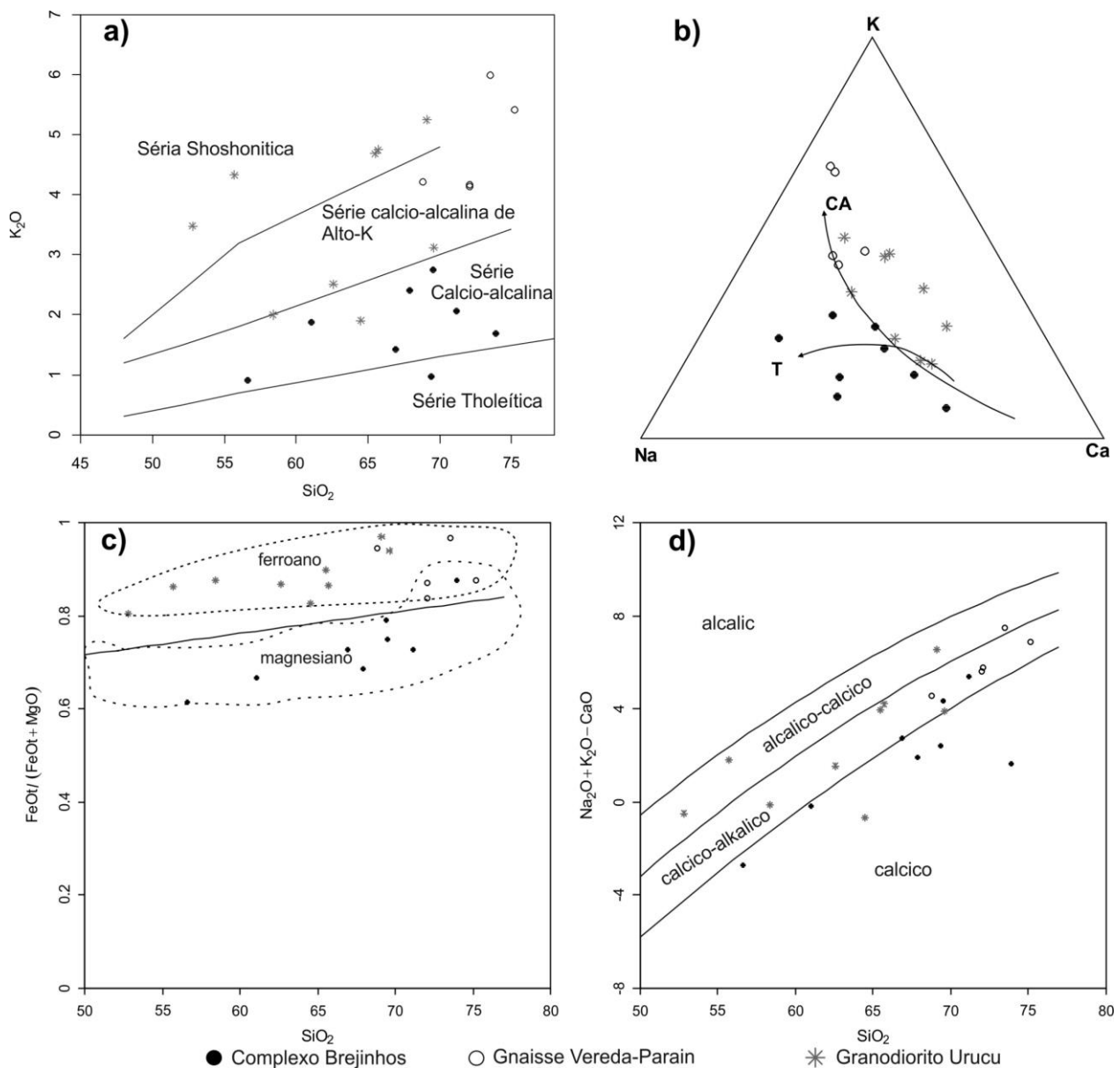


Figura 4. 1: Características geoquímicas das amostras do Complexo Brejinhos, Gnaiss Vereda-Prain e Granodiorito Urucu. a) Diagrama SiO_2 vs. K_2O de acordo com Peccerillo and Taylor (1976); b) Diagrama triangular K-Na-Ca com séries calcio-alcálica (ca) e trondhjemítica (t) de Barker & Arth (1976); c) Diagrama SiO_2 vs. $FeOt / (FeOt + MgO)$ de Frost et al. (2001); d) Diagrama SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O - CaO$ de Frost et al. (2001).

4.1.2. Rochas Ultramáficas da Sequência Riacho Alecrim

Nove amostras foram selecionadas para análises litoquímicas para essa unidade, sendo duas de serpentinitos, duas de Clorita-tremolita **fels** e 5 de talco-tremolita xistos, com os resultados apresentados na Tabela 2 em Anexos - 2.

Por se tratarem de rochas ultramáficas, estas hidratadas durante o metamorfismo regional em fácies xisto-verde, a perda ao fogo (LOI) dessas rochas apresenta maiores valores que as demais

analisadas como os serpentinitos variando de 9.53 a 9.71%, os cl-tremolita fels variando de 7.43 a 9.56% e os tlc-tremolita xistos variando de 2.41 a 4.79%.

Os serpentinitos apresentam baixos conteúdos de SiO₂ entre 38.6 e 39.8 wt%, TiO₂ entre 0.13 e 0.14 wt%, Al₂O₃ entre 3.21 a 4.35 wt% e altos conteúdos de MgO e Fe₂O₃ variando de 30.20 a 30.70 wt% e 15.50 e 16 Wt%, respectivamente.

Os cl-tremolita fels apresentam composição de elementos maiores similar aos serpentinitos, com baixos conteúdos de SiO₂ entre 37.30 e 39.90 wt%, TiO₂ entre 0.19 a 0.20 wt%, Al₂O₃ entre 4.22 e 4.41 wt% e altos conteúdos de MgO e Fe₂O₃ variando de 27.80 a 30.20 wt% e 16.70 e 17.30 wt%, respectivamente.

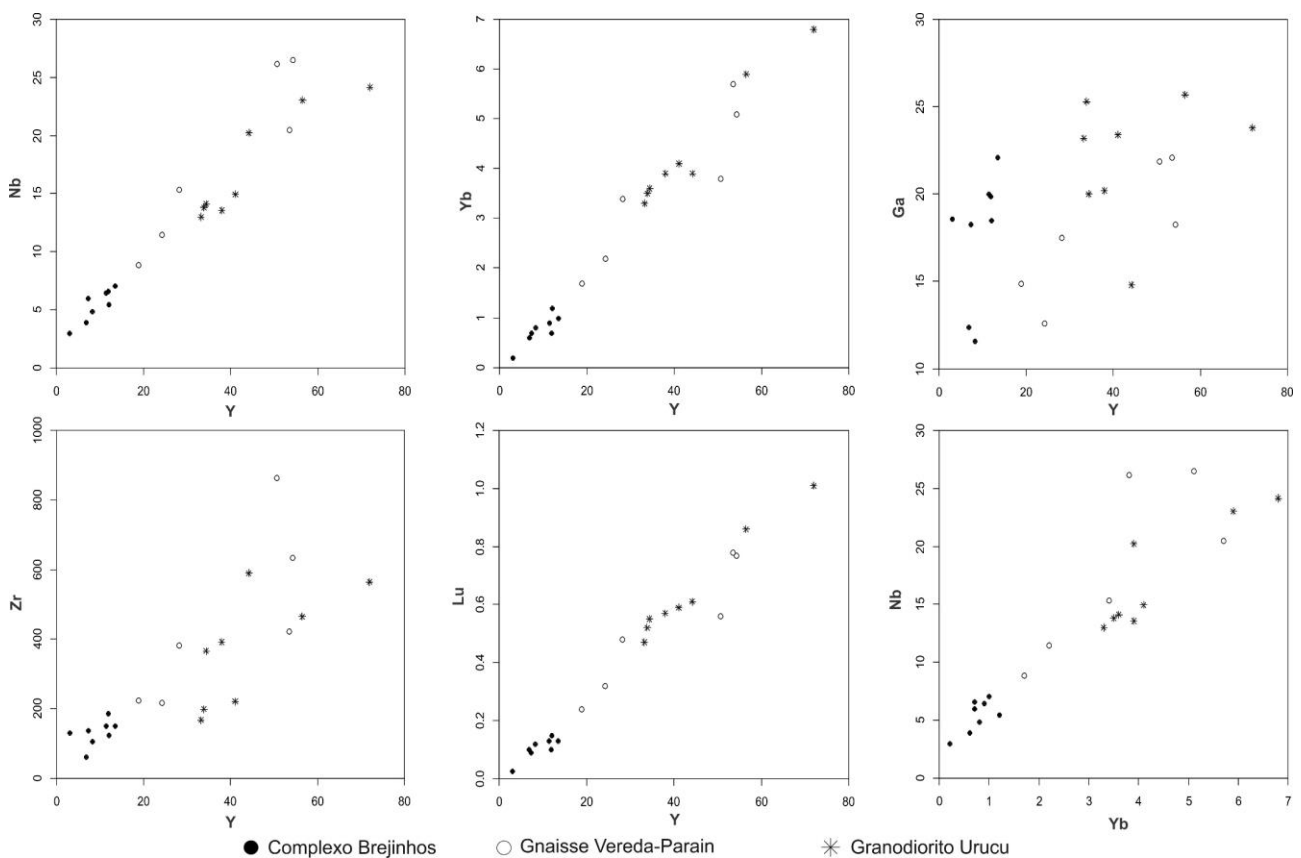


Figura 4. 2: Harker diagrams for selected trace and minor elements for Brejinhos Complex, Vereda Parain Gneiss and Urucu granodiorite

Já os talco-tremolita xistos apresentam conteúdos elevados de SiO₂ (46.50 a 55.12 wt%), TiO₂ (0.19 a 0.55 wt%) e Al₂O₃ (2.80 a 6.98 wt%) e conteúdos menos expressivos de MgO (19.50 a 23.50 w%) e Fe₂O₃ (9.45 a 13.90 wt%) quando comparados aos serpentinitos e cl-tremolita fels.

Com relação aos elementos traços todas as amostras dessa unidade apresentam altas concentrações de Ni (~975 ppm) e baixas concentrações de Co (~99 ppm), Cr (~663 ppm) e Cu (~35

ppm) quando comparados com valores para o manto primitivo. Quando normalizados para manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) os litotipos apresentam diferentes anomalias negativas de Ce ($Ce/Ce^* \sim 0.58$) e de Eu ($Eu/Eu^* \sim 0.59$) (Fig.4.4a e 4.4b).

Os serpentinitos e cl-tremolita fels apresentam padrão de elevado enriquecimento em terras raras leves (ETRL) ($La_N/Yb_N = 20.42 - 23.82$; $La_N/Sm_N = 4.25 - 7.71$) e depleção nos pesados (ETRP) ($Gd_N/Yb_N = 2.62 - 3.18$). Os tlc-tremolita xistos apresentam leve enriquecimento em terras raras leves (ETRL), frente aos demais litotipos dessa unidade ($La_N/Yb_N = 1.47 - 11.46$; $La_N/Sm_N = 1.83 - 7.03$) e sutil depleção nos elementos pesados (ETRP) ($Gd_N/Yb_N = 0.88 - 2.21$) (Fig.4.4b).

4.1.3. Gnaisses de Alto Potássio – Gnaisse Vereda Parain

Cinco amostras de gnaisses de composição sienogranítica foram selecionadas para análises geoquímicas, com os resultados apresentados na Tabela 3 em Anexos - 1.

Os valores de SiO_2 para essa unidade variam de 68.74 a 75.16 wt%, Na_2O de 2.0 a 3.42 wt%, K_2O de 3.67 a 6 wt%. No diagrama K-Na-Ca as rochas dessa unidade apresentam clara tendência potássica, plotando no trend calcio-alcálico (Fig.4.1b). De acordo com o diagrama SiO_2 vs. K_2O essas rochas plotam no campo da série calcio alcalina alto potássio (Fig. 4.1a). No índice de álcalis vs. SiO_2 as amostras plotam no campo predominantemente nos campo das rochas cálcio-alcálicas (CaO e Na_2O variando entre 0.76 a 2.36 wt% e 2 a 3.42 wt%, respectivamente) no diagrama $FeOt/(Feo+MgO)$ de Frost et al. (2001) elas plotam no campo ferroano, indicando alto enriquecimento em ferro (conteúdos de MgO e Fe_2O_3 variando de 0.13 a 1.38 wt% e 3.6 a 7.88 wt%, respectivamente) (Fig. 4.1c e 4.1d).

Na figura 4.2 o comportamento dos elementos traços e menores, tais como Nb, Yb e Lu apresentam correlação positiva com leve dispersão para algumas amostras de sienogranitos, evidenciado nos diagramas Nb vs. Y e Nb vs. Yb. Já o Zr e o Ga apresentam grande dispersão quando comparados com Y.

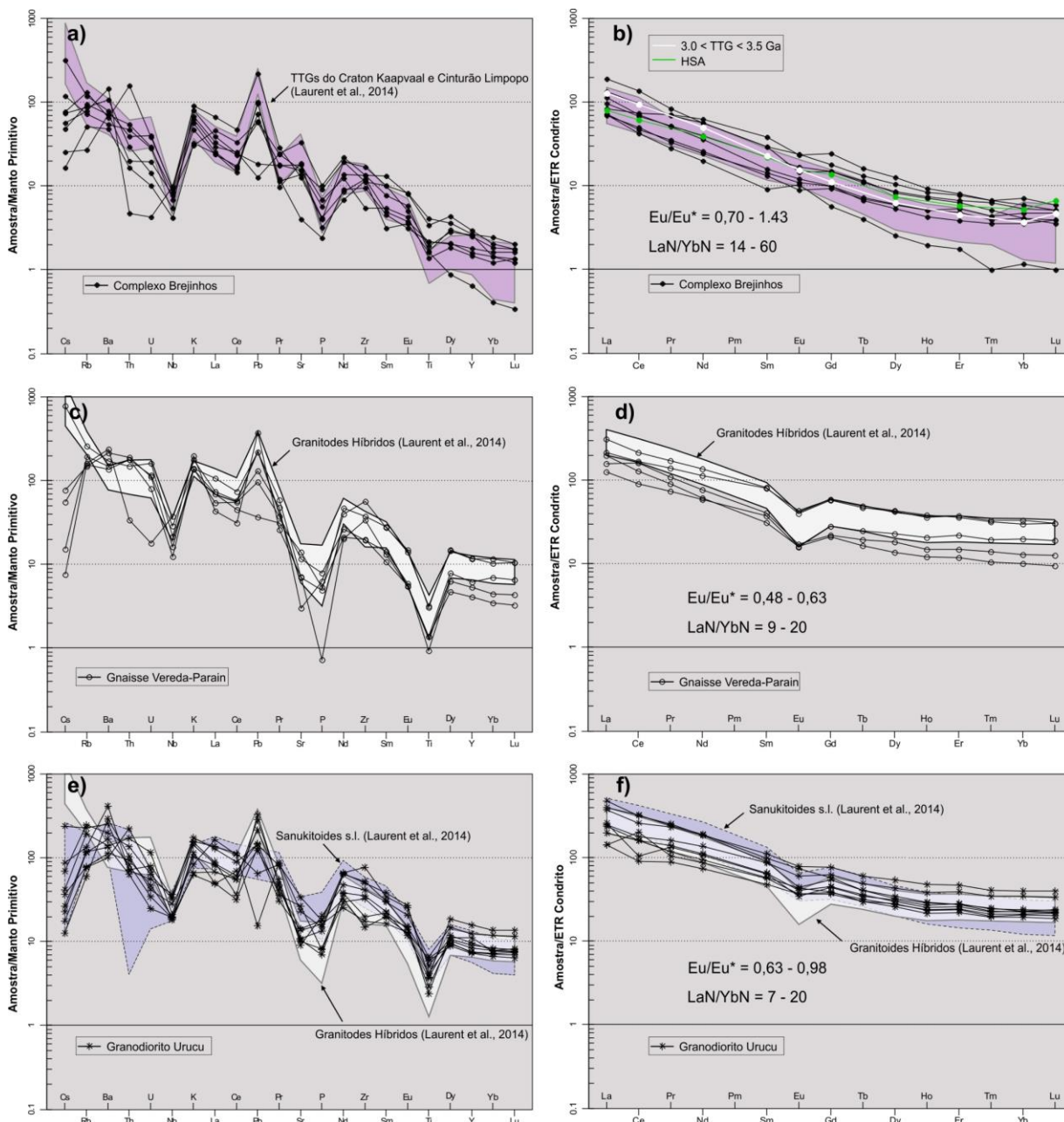


Figura 4. 3: Diagramas de Elementos Terras Raras (ETR) para as amostras do Bloco Cristalândia, Gnaiss Vereda-Parain e Granodiorito Urucu. Os Spidergramas foram normalizados para Manto Primitivo e Condrito Segundo os valores de Sun & McDonough (1989). Valores de “High-Silica-Adakites” (HSA) e “Archean 3.0 < TTG < 3.5 Ga” retirados de Martin et al (2005).

Os diagramas multi-elementares (diagramas spider) normalizados para o manto primitivo de acordo com Sun & McDonough (1989), apresentam padrão uniforme (Fig 4.3c) caracterizado por um moderado a forte enriquecimento em íons litófilos de grande raio iônico (LILE) como Rb, Ba, K, e Pb e forte depleção em alguns elementos de alta força de campo (HFSE) como Nb, Ta, Sr e Ti (Fig.4.3c).

O padrão de elementos terras raras (ETR) apresentado nos diagramas normalizados para condritos (Sun & McDonough, 1989) para essa unidade é caracterizado pelo moderado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em comparação aos elementos terras raras pesados (ETRP), que apresentam padrões planos, com razão La_N/Yb_N variando de 9 a 20. A razão Eu/Eu^* apresenta variação de 0.48 a 0.63 (Fig. 4.3d).

4.1.4. Granodiorito Urucu

Nove amostras de granodioritos foram selecionadas para análises geoquímicas, com os resultados apresentados na Tabela 4 e em Anexos - 1.

Os valores de SiO_2 para essa unidade variam de 52.8 a 69.6 wt%, Na_2O de 2.34 a 3.1 wt%, K_2O de 1.9 a 4.69 wt%. No diagrama K-Na-Ca as rochas dessa unidade apresentam clara tendência potássica, plotando no trend calcico-alcalino (Fig.4.1b). De acordo com o diagrama SiO_2 vs. K_2O essas rochas plotam no campo da série calico alcalina alto potássio e shonshonítico (Fig. 4.1a). No índice de álcalis vs. SiO_2 as amostras plotam no campo predominantemente nos campos das rochas cálcio-alcalicas e alcalico-calcicas (CaO e Na_2O variando entre 2.32 a 6.46 wt% e 2.34 a 3.1 wt%, respectivamente) no diagrama $FeOt/(Feo+MgO)$ de Frost et al. (2001) elas plotam no campo ferroano, indicando alto enriquecimento em ferro (conteúdos de MgO e Fe_2O_3 variando de 0.45 a 2.83 wt% e 7.35 a 12.9 wt%, respectivamente) (Fig. 4.1c e 4.1d).

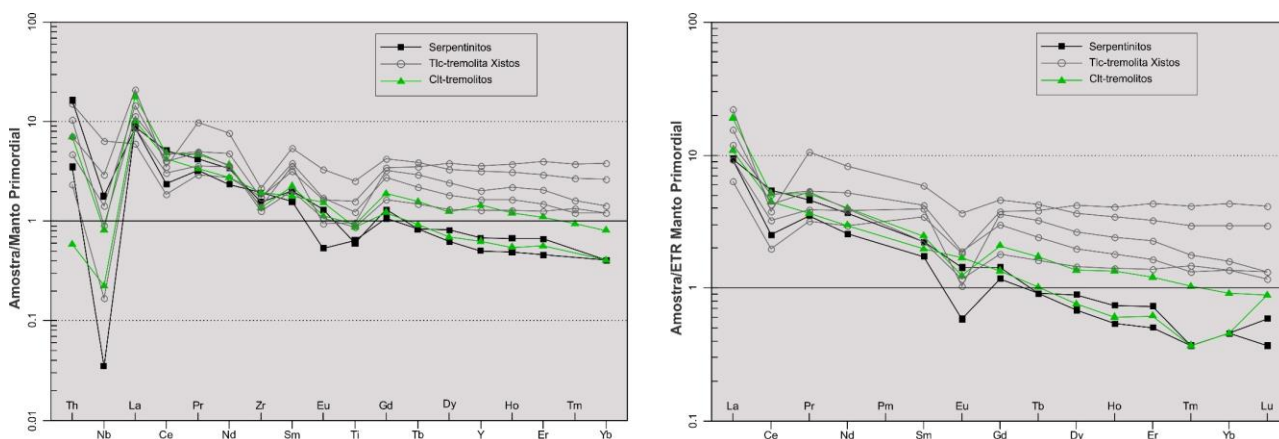


Figura 4. 4: Fig. 10. Diagrams de Elementos traços e ETR normalizados para manto primitivo para as rochas ultramáficas da seqüência Riacho Alecrim. Os valores de manto primitivo foram retirados de McDonough & Sun (1995).

Na figura 4.2 o comportamento dos elementos traços e menores, tais como Nb, Yb e Lu apresentam correlação positiva com leve dispersão para algumas amostras, evidenciado no diagrama Nb vs. Yb. Já o Zr e o Ga apresentam grande dispersão quando comparados com Y.

Os diagramas multi-elementares (diagramas spider) normalizados para o manto primitivo de acordo com Sun & McDonough (1989), apresentam padrão uniforme (Fig 4.3e) caracterizado por um forte enriquecimento em íons litófilos de grande raio iônico (LILE) como Rb, Ba, K, e Pb e moderada depleção em alguns elementos de alta força de campo (HFSE) como Nb, Ta, Sr e Ti (Fig.4.3e).

O padrão de elementos terras raras (ETR) apresentado nos diagramas normalizados para condritos (Sun & McDonough, 1989) para essa unidade é caracterizado pelo moderado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) em comparação aos elementos terras raras pesados (ETRP), que apresentam padrões planos, com razão La_N/Yb_N variando de 7 a 20. A razão Eu/Eu^* apresenta variação de 0.63 a 0.98 (Fig. 4.3f).

4.2. Geocronologia U-Pb em Zircão e Composição Isotópica Lu-Hf

Oito amostras foram selecionadas para análises geocronológicas e isotópicas, sendo uma amostra de biotita metatonalito (HAE4) referente ao Complexo Brejinhos, uma amostra de um sienogranito (JV-057) referente ao gnaiss Vereda-Parain, uma referente ao Monzogranito Caraíbas (RB-071), uma referente ao granodiorito Urucu (JV-062), uma referente ao álcali feldspato granito Jacu (JV-033), uma referente ao dique Fazenda Realeza (MF-207) e duas referentes as rochas metassedimentares da Formação Formosa (JV-001 e HAE2). Todas as análises foram realizadas pelo método LA-ICP-MS.

As análises Lu-Hf foram realizadas nos mesmo domínios onde os *spots* para as análises U-Pb em zircões com concordância maior que 95% em todas as amostras analisadas via LA-ICP-MS, com o intuito de discriminar as fontes magmáticas das rochas metaígneas, bem como as fontes das rochas metassedimentares da Formação Formosa.

Resultados analíticos detalhados das análises U-Pb e Lu-Hf estão dispostos nas tabelas 5 a 13 em Anexo - 1.

A amostra HAE4 é um metatonalito, referente ao Complexo Brejinhos, apresenta zircões de coloração castanho claro a translúcidos, parcialmente quebrados e fraturados, de formato alongado a subarredondado de dimensões entre 50 e 300 μm , em imagens de back-scattered electrons (BS) e catodo luminescência (CL) nota-se que certos zircões apresentam núcleos escuros com zoneamento interno ígneo com bordas mais claras (Fig. 4.5a). Para esses zircões um padrão complexo com três populações onde foram identificadas três discórdias distintas. Cada discórdia definindo idades de 3199 ± 14 Ma (MSWD = 4.0; 23 grãos), de 2815 ± 130 Ma (MSWD = 3.4; 4 grãos) e de 2686 ± 73 Ma (MSWD = 17; 9 grãos) (Fig. 4.7a). A idade de 3199 Ma, ancorada por zircões concordantes, é

considerada a idade de cristalização do corpo, com todos os *spots* de núcleos de grãos de coloração escura apresentando razão Th/U em torno de 0.10 e zoneamento ígneo preservado. Já as idades de intercepto superior de 2815 e 2686 Ma, não ancoradas por zircões concordantes, são provavelmente correlacionadas a eventos de retrabalhamento metamórfico durante o Neoarqueano com subsequente perda de Pb durante o neoproterozóico (~640 Ma), com todos os *spots* nas bordas recristalizadas de grãos e grãos neoformados de formato globular de tonalidade clara com razão Th/U muito baixa na casa de 0.01 (Fig 4.5a).

Nove zircões da amostra HAE4 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados apresentam variação do $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -1.51 até -8.07 e idades modelo (TDMc) variando de 3.57 até 3.97 Ga, indicando fontes moderadamente juvenis com residência crustal elevada (Fig 5.1).

A amostra JV-057 é um sienogranito do gnaiss Vereda-Parain, em imagens de BS e CL, os zircões apresentam coloração castanha, hábitos eudrais a subarredondados, comprimento entre 100 e 500 μm e largura entre 50 e 100 μm (Fig. 4.5b). De um total de 26 grãos analisados, 24 foram utilizados para o cálculo indicando no diagrama concórdia uma idade de intercepto superior de 2656 ± 34 Ma (MSWD = 3.3) indicando ser a idade de cristalização do corpo (Fig.4.7b). Alguns *spots* mostraram dispersão, não sendo possível formar uma linha discórdia, mas apresentam idades aparentes pela razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na casa de 2100 Ma, podendo ser correlacionados ao momento de pico metamórfico regional. A maior parte dos grãos apresentam bordas metamórficas com razões Th/U na casa dos ~0.23 enquanto os núcleos apresentam razões na casa dos ~0.39, indicando ser núcleos mais antigos envoltos por bordas neoformadas em evento posterior (Fig.4.5b).

Dez cristais de zircão da amostra JV-057 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados dos núcleos ígneos apresentam valores intensamente negativos com variação do $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -10.37 e -19.54 e idades modelo (TDMc) muito antigas variando de 3.78 até 4.32 Ga. Esses resultados indicam fontes crustais com residência crustal elevada, associada uma possível origem via reciclagem crustal de fontes Eoarqueanas. Duas análises realizadas em bordas metamórficas dos zircões apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ da mesma ordem com valores de -11.3 e -20.8 e idades modelo (TDMc) 3.4 e 4.07 Ga, caracterizando outro evento de reciclagem crustal no Riaciano (Fig 5.1).

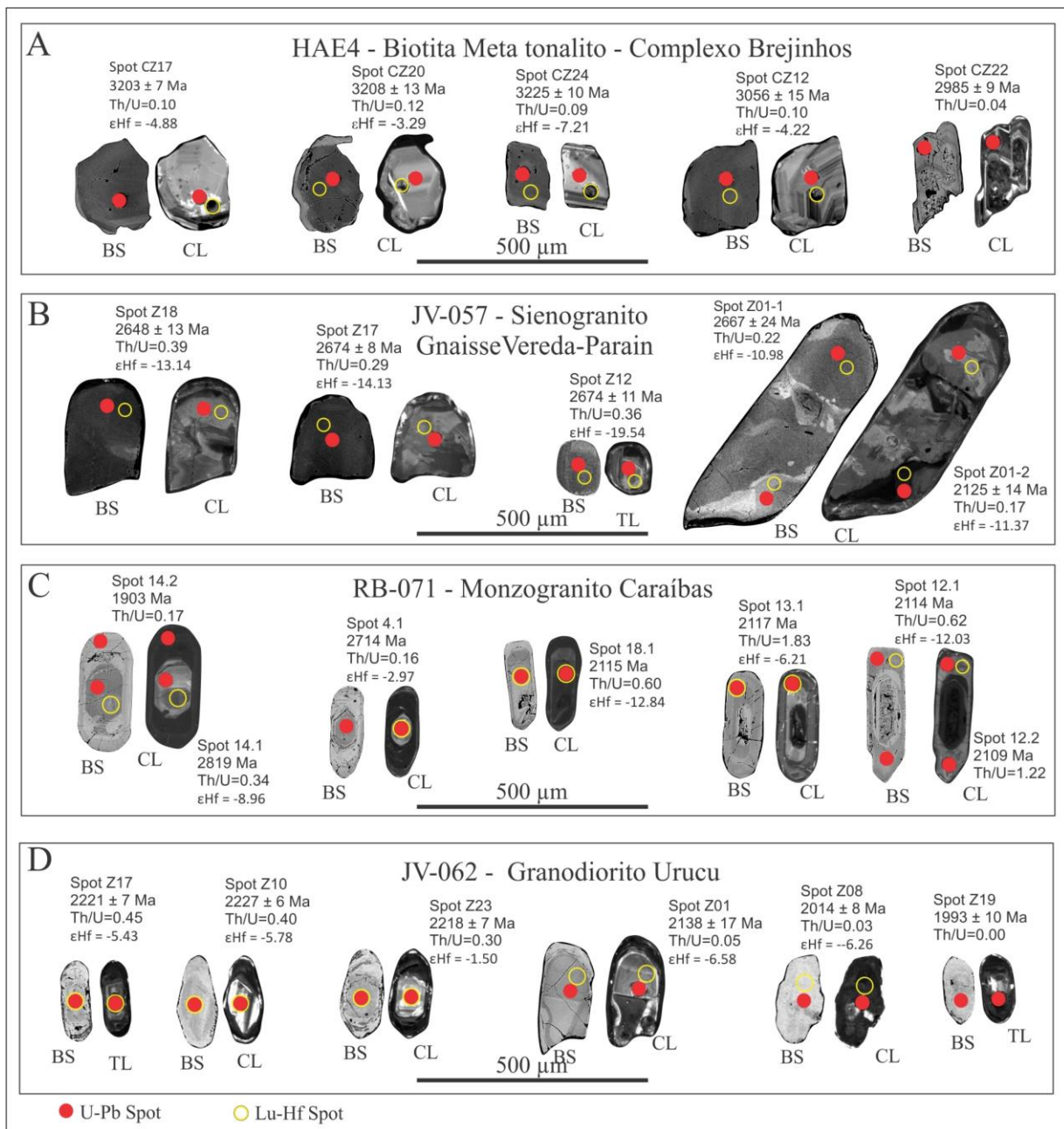


Figura 4. 5: Imagens de zircão em “back-scattered” (BS), catodo luminescência (CL) e luz transmitida (TL) para os grãos representativos de cada amostra analisada. Círculos vermelhos correspondem à localização do laser (tamanho ca. 32 μ m para a amostra RB-071 and 30 μ m para as demais amostras).

A amostra RB-071 representa o Monzogranito Caraíbas. Em imagens de BS e CL ocorrem duas populações distintas de cristais de zircão, a primeira composta por zircões euédricos alongados, de coloração marrom escura, leve zoneamento ígneo, de comprimento entre 200 e 500 μ m e largura entre 50 e 100 μ m. A segunda é composta por zircões com menor dimensão, com de núcleo marrom e bordas translúcidas, levemente alongados, de hábito euédrico a subeuédrico com zoneamento interno ígneo e de dimensões na sua maior enlongação entre 175 e 350 μ m (Fig. 4.5c). De um total

de 30 grãos, 25 foram utilizados para o cálculo. No diagrama os *spots* formam uma idade concordia de 2093 ± 6 Ma (MSWD = 0.50), uma idade de intercepto superior de 2075 ± 18 Ma (MSWD = 1.10) e por fim uma idade de intercepto inferior em 596 ± 65 Ma (MSWD = 1.10) além de três *spots* em núcleos apresentarem idades de 2700 a 2800 Ma (Fig. 4.8a). A idade concordia de 2093 Ma é considerada idade de cristalização do corpo associada a perda de Pb em ~600 Ma. Os zircões herdados de idade Neoarqueana estariam relacionados ao embasamento de composição tonalítica a granodiorítica do Complexo Brejinhos

Oito zircões da amostra RB-071 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados e cinco núcleos ígneos apresentam valores intensamente negativos com variação do $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -6.21 e -15.02 e idades modelo (TDMc) muito antigas variando de 3.06 ate 3.59 Ga. Esses resultados indicam fontes crustais com residência crustal elevada, associada uma possível origem via reciclagem crustal de fontes Paleo a Neoarqueanas. Três núcleos ígneos de zircões herdados de 2.7-2.8 Ga foram analisados, os resultados mostram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ variando entre -2.97 a -8.96 associados com idades modelo (TDMc) entre 3.3 e 3.77 Ga, indicando reciclagem crustal de crosta Paleo-Eoarqueana com leve input juvenil (Fig. 5.1).

A amostra JV-033 representa o alkali-feldspato granito Jacu de ocorrência restrita próximo à localidade de Sebastião Barros - PI, em imagens de CL, apresenta zircões translúcidos, alongados, de hábito euédrico a subeuédrico com zoneamento interno ígneo e de dimensões entre 150 e 250 μm (Fig. 4.6a). De um total de 24 grãos, 14 foram utilizados para o cálculo da idade indicado no diagrama concordia com uma idade de intercepto superior de 2021 ± 8 Ma (MSWD = 1.4) indicando ser a idade de cristalização da rocha. Dos zircões herdados apenas um cristal era concordante com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2628 ± 17 Ma, sendo relacionado a ao gnaiss Vereda-Parain (Fig.4.7c).

Sete zircões da amostra JV-033 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados e de seis núcleos ígneos apresentam valores negativos com variação do $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -3.68 e -9.53 e idades modelo (TDMc) Paleo-Neoarqueanas variando de 2.83 ate 3.2 Ga. Esses resultados indicam fontes crustais com residência crustal elevada, associada uma possível origem via reciclagem crustal de fontes Paleo a Neoarqueanas. O núcleo ígneo do zircão apresenta valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -15.02 associado a idade modelo (TDMc) 4.0 Ga, indicando reciclagem crustal, provavelmente proveniente dos gnaisses Vereda-Parain (Fig. 5.1).

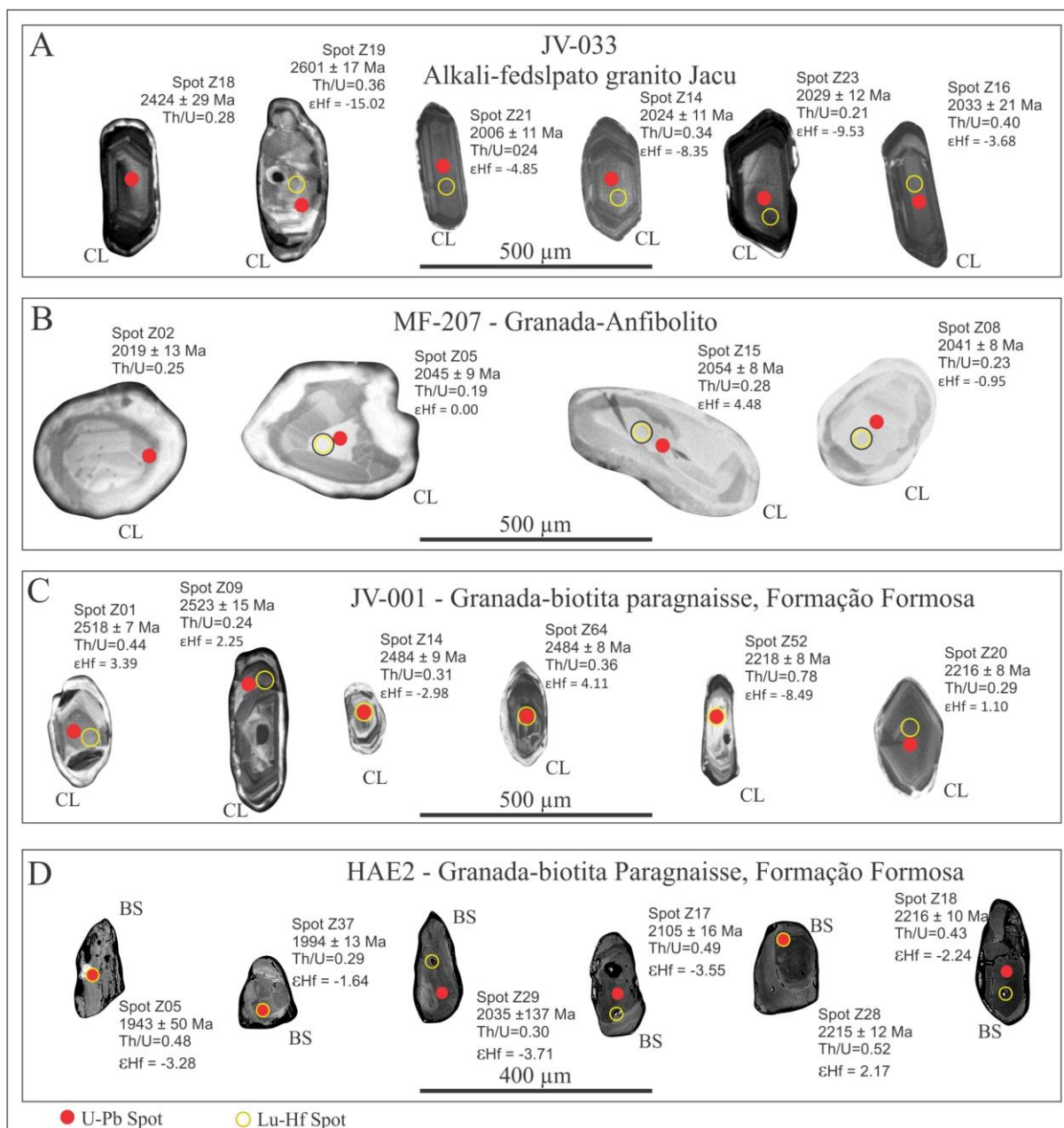


Figura 4. 6: Imagens de zircão em “back-scattered” (BS), catodo luminescência (CL) e luz transmitida (TL) para os grãos representativos de cada amostra analisada. Círculos vermelhos correspondem à localização do laser (tamanho ca. 32 μm para a amostra RB-071 and 30 μm para as demais amostras).

A amostra JV-062 corresponde ao granodiorito Urucu, próximo ao ponto JV-033, as imagens de BS e CL apresentam zircões translúcidos, levemente alongados, de hábito distinto (euédricos a subarredondados) e de dimensões entre 150 e 250 μm (Fig. 4.5d). De um total de 26 grãos analisados, 13 foram utilizados para o cálculo. Para esses zircões analisados duas populações isotópicas distintas foram identificadas. A primeira população apresenta idade de intercepto superior de 2222 ± 11 Ma (MSDW = 2.4) em spots em núcleos de 4 zircões, a segunda idade de 1998 ± 8 Ma (MSWD = 1.04) definida pelo intercepto superior em 9 spots em bordas e em núcleos de grãos neo-formados. A idade de 2222 Ma é definida pelos zircões apresentam zoneamento interno com razões Th/U nos núcleos

altas (~ 0.35), indicando cristalização da rocha. Já a idade de 1998 Ma é definida pelos *spots* em bordas mais claras (baixo-U) e zircões neo-formados com razões muito baixas (~ 0.05), esses valores indicam sobrecrecimento durante o pico metamórfico (Fig.4.7d).

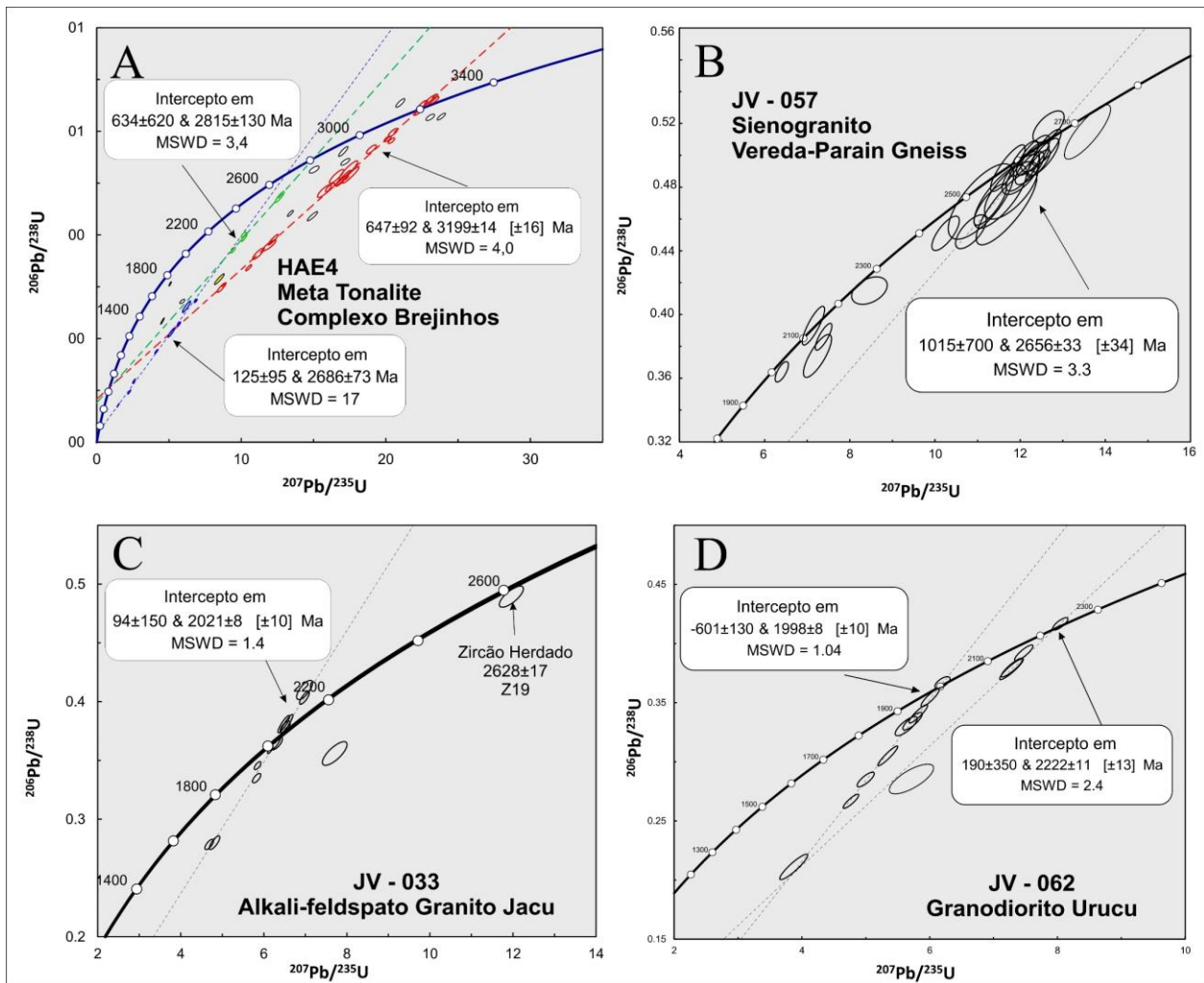


Figura 4. 7: Diagramas Concordia para as análises geocronológicas U-Pb em zircão.

Sete zircões da amostra JV-062 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados e de quatro núcleos ígneos apresentam valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando de 1.50 a -6.58 e idades modelo (TDMc) Neoarqueanas variando de 2.64 a 3.15 Ga, esses resultados indicam fontes moderadamente juvenis com assimilação crustal. Três análises realizadas em bordas metamórficas dos zircões apresentam valores muito negativos com valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ entre -4.08 a -13.09 e idades modelo (TDMc) variando entre 2.85 e 3.4 Ga, muito similares aos valores encontrados na amostra JV-033, caracterizando a origem das bordas metamórficas em um evento de reciclagem crustal (Fig 5.1).

A amostra MF-207, de um granada anfíbolito, pertencente ao dique Fazenda Realeza, apresentam zircões translúcidos a levemente amarronzados de formato ovoide e com dimensões de 150 a 200 μm e leve zoneamento ígneos preservado (Fig. 4.6b). De um total de 18 grãos, 11 foram utilizados para o cálculo da idade. No diagrama os *spots* formaram uma idade discórdia com intercepto superior de $2070 \pm 42 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.69) indicando ser a idade de cristalização da rocha (Fig. 4.8b).

Cinco zircões da amostra MF-207 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados apresentam valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando de 4.48 a -3.23 e idades modelo (TDMc) variando de 2.23 a 2.79 Ga. Esses resultados indicam fontes juvenis com assimilação crustal (Fig 5.1).

A amostra JV-001 de um granada-biotita gnaiss paraderivado, intercalado entre lentes de cordierita-granada-biotita xistos, em imagens de catodo luminescência, apresenta zircões totalmente translúcidos e alguns com núcleo levemente amarronzado e com bordas translúcidas. São prismáticos (3:1), de hábito euédrico a subeuédrico com zoneamento interno ígneo preservado (Fig. 4.6c). De um total de 65 grãos, 61 foram utilizados para o histograma e diagramas de densidade de probabilidade por apresentarem discordância menor que 10% e baixo conteúdo de Pb comum. O diagrama de densidade de probabilidade, utilizando as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, apresenta uma distribuição bimodal com dois *clusters* distintos, um entre 2.2-2.3 Ga e outro entre 2.49-2.52 Ga. Os zircões mais concordantes da população mais jovem apresentam idade média de $2201.2 \pm 8.3 \text{ Ga}$ com zircão mais jovem de idade $2129 \pm 18 \text{ Ma}$ (Fig.4.8c).

Vinte e dois zircões da amostra JV-001 foram analisados para isótopos de Hf. Os resultados para a população correspondente aos picos entre 2.2 e 2.3 Ga, a excessão de uma amostra que apresentam $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -8.49, apresentam valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando de 1.10 a -4.84 e idades modelo (TDMc) variando de 2.67 a 3.07 Ga. Esses resultados indicam fontes moderadamente juvenis com assimilação crustal. A população correspondente aos picos entre 2.49 e 2.52 Ga, a excessão de duas amostras que apresentam $\epsilon\text{Hf}(t)$ de -8.74 e -7.10, as demais amostras variação de $\epsilon\text{Hf}(t)$ entre 5.13 e -2.98, plotando no campo de rochas juvenis a moderadamente juvenis. Suas idades modelo (TDMc) variam de 2.65 a 3.50 Ga (Fig 5.1).

A amostra HAE2 de um granada-biotita gnaiss paraderivado, pertencente a uma lente da Formação Formosa em meio aos orto-gnaisses do Complexo Brejinhos. Ela apresenta zircões translúcidos, prismáticos (2:1), de hábito euédrico a subédrico alongado com zoneamento ígneo preservado, sempre arredondados, de dimensões máximas entre 100 e 200 μm em seu maior

elongamento (Fig. 4.6d). De um total de 50 grãos, 27 foram utilizados para o cálculo por apresentarem discordância menor que 10% e baixo conteúdo de Pb comum. O diagrama de densidade de probabilidade de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apresenta picos entre 1912 e 2222 Ma. Os picos mais representativos estão em 1968 Ma (15%), 2037 Ma (27%) e 2225 Ma (19%). A média ponderada entre os cinco zircões da população mais jovem apresenta idade em 1951 ± 42 Ma (MSWD = 5.9) com zircão mais jovem com valores de 1912 ± 11 Ma (Fig.4.8d).

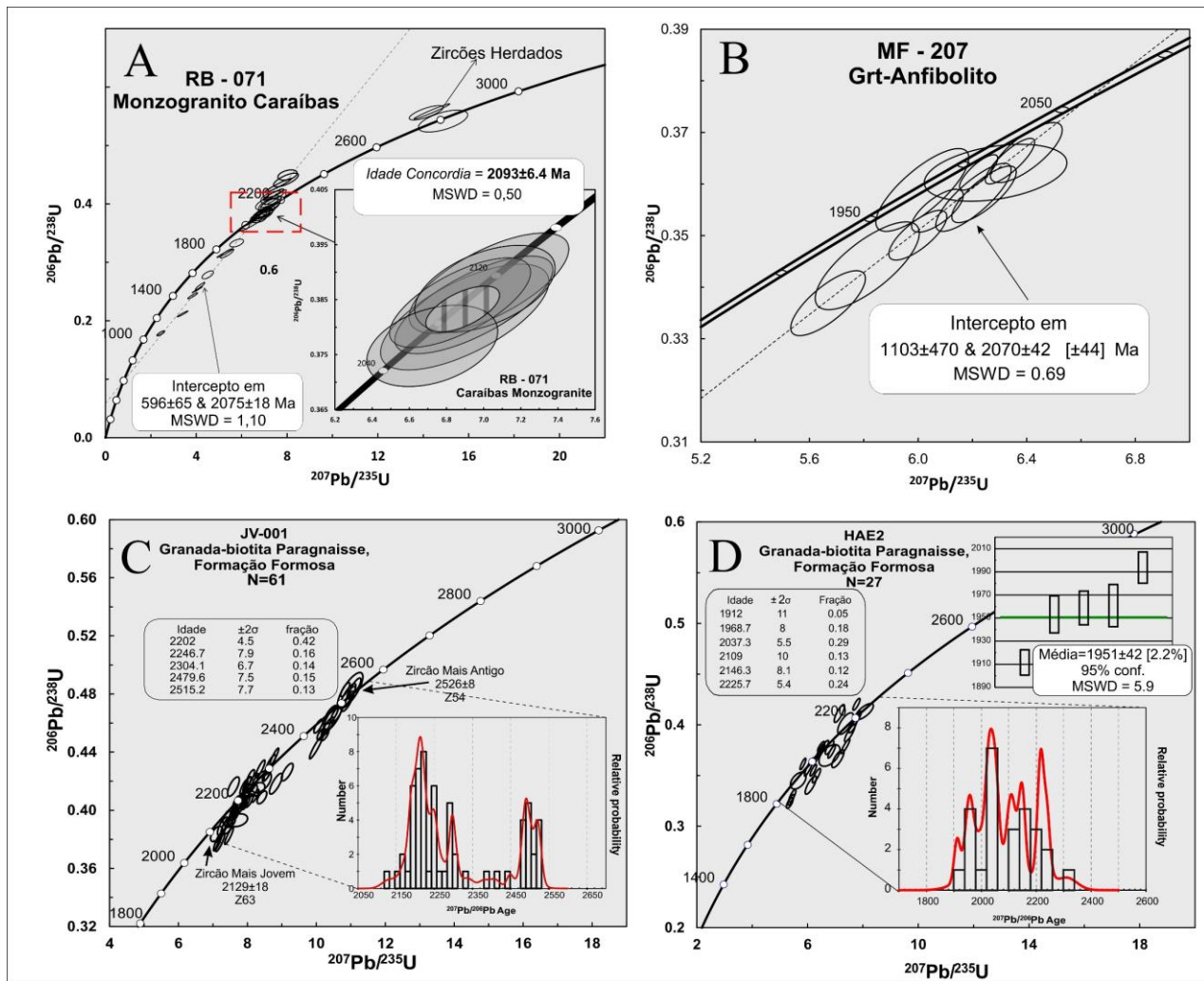


Figura 4. 8: Diagramas Concordia para as análises geocronológicas U-Pb em zircão. Histograma e gráfico de densidade de probabilidade das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para os zircões detriticos da amostra JV-001 e HAE2.

Onze zircões da amostra HAE2 foram analisados para isótopos de Hf. Os zircões apresentam idades variando de 1.91 a 2.3 Ga os resultados para a população correspondente aos picos entre 1.91 e 2.0 Ga apresentam valores de $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando de -1.72 a -4.91 e (TDMc) variando de 2.67 a 3.81 Ga, indicando fonte crustal. A população correspondente aos picos entre 2.02 e 2.15 Ga apresentam variação de $\epsilon\text{Hf}(t)$ entre 5.10 e -4.74 e (TDMc) variando de 2.29 a 2.90 Ga,

indicando fontes mais juvenis com maior assimilação crustal, já a população correspondente aos picos entre 2.2 e 2.3 Ga apresentam $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando de 2.03 a -2.38 e (TDMc) variando de 2.60 a 2.89 Ga, indicando fontes juvenis com interação crustal, semelhantes às encontradas na amostra JV-062 referente ao Granodiorito Urucu (Fig 5.1).

4.3. Geoquímica Isotópica (Sm-Nd)

Onze amostras foram selecionadas para análises de isótopos de Sm-Nd para diversas unidades do bloco Cristalândia do Piauí, sendo uma para os gnaisses Vereda-Parain, duas para o granodiorito Urucu, uma para o monzogranito Caraíbas, cinco metaultramáficas e duas formações ferríferas da sequência Riacho Alecrim. Os resultados detalhados estão disponíveis na Tabela 10 em Anexo - 1.

A amostra referente aos gnaisses Vereda-Parain apresentou idade modelo T_{DM} (calculadas de acordo com DePaolo, 1981) de 3.57 Ga e $\epsilon\text{Nd}_{(2.65\text{Ga})}$ de -7.59, indicando fontes crustais com residência crustal elevada. As duas amostras referentes aos granodioritos Urucu apresentam idades modelo (TDM) de 2.55 e 2.51 Ga com $\epsilon\text{Nd}_{(2.22\text{Ga})}$ de -1.81 e -1.34, respectivamente, indicando ambientes moderadamente juvenis com contribuição crustal. A amostra do monzogranito Caraíbas apresenta idade modelo (TDM) de 2.4 Ga $\epsilon\text{Nd}_{(2.09\text{Ga})}$ de -3.84 indicando fontes mais crustais para a unidade. Para as rochas da Sequencia Metavulcanossedimentar Riacho Alecrim a maioria das amostras das rochas metaultramáficas apresentou grande variação nas idade modelo (TDM) indo desde o Paleoarqueano (3.17Ga) até o Riaciano (2.08 Ga), sendo impossível definir uma idade real a ser calculada para cada amostra. Dessa forma as possíveis idades de 2.0, 2.09, 2.22, 2.5, 2.65 e 2.8 Ga foram utilizadas para o cálculo de ϵNd (Tabela 14, em anexo). As formações ferríferas bandadas apresentaram menor variação com idades modelo apresentando valores de 2.88 e 2.60 Ga com $\epsilon\text{Nd}_{(2.5\text{Ga})}$ de -2.84 e 1.26, valores mais compatíveis indicando fontes mantélicas e contaminação crustal, provavelmente pela água do mar.

CAPÍTULO 5 - DISCUSSÕES

5.1. Evolução Arqueana e Prováveis Fontes Magmáticas

5.1.1. Complexo Brejinhos

TTG's são interpretados como fusão de rochas meta-máficas hidratadas em alta pressão, com granada e anfibólio nas fases residuais. (Barker, 1979; Condie, 1981; Jahn et al., 1981; Martin, 1986, Moyen and Martin, 2012). Estudos experimentais conduzidos por Moyen and Stevens (2006) sugerem os conteúdos de Sr, Y e REE são sensíveis à pressão, podendo variar suas concentrações no magma a depender da variação das condições de temperatura e pressão durante a fusão parcial.

As amostras Complexo Brejinhos apresentam, no diagrama spider normalizado para manto primitivo (Fig. 4.3a), anomalias negativas de Nb, Ta, e Ti que podem ser interpretadas como o efeito de granada e anfibólitos ricos em titânio nas fases residuais de extração magmática (Foley et al., 2000; Klemme et al., 2006). Para os diagramas ETR normalizados para condritos (Fig. 4.3b) as rochas apresentam enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalias tanto positivas como levemente negativas em Eu que podem ser associadas ao resultado de granada, anfibólitos e pequenas frações de plagioclásio nas fases residuais de extração magmática (Martin et al., 2005; Condie, 2005).

As rochas dessa unidade apresentam altos valores de K_2O (~1.7 wt%) que poderiam ser o reflexo de uma grande extensão da cristalização fracionada, ou mesmo pelos processos de fusão parcial aos quais essa unidade foi submetida. Este último é seria o principal responsável, visto que a área é cortada por rochas Neo-arqueanas tardias de alto-K (Gnaisse Vereda-parain) e corpos granitoides Paleoproterozóicos (Urucu, Caríabas e Jacu), além de da intensa deformação e migmatização superimpostas durante as orogenias Riacciana-Orosiriana e Brasiliana. Esse distúrbio no sistema pode ser visto na figura 5.2c, onde as rochas do Complexo Brejinhos Plotam no campo majoritariamente no campo de rochas do tipo TTG, mas com leve dispersão em direção o eixo "2A/CNK", refletindo a grande quantidade de álcalis presente na unidade, provavelmente como reflexo do enriquecimento em K_2O durante a fusão parcial.

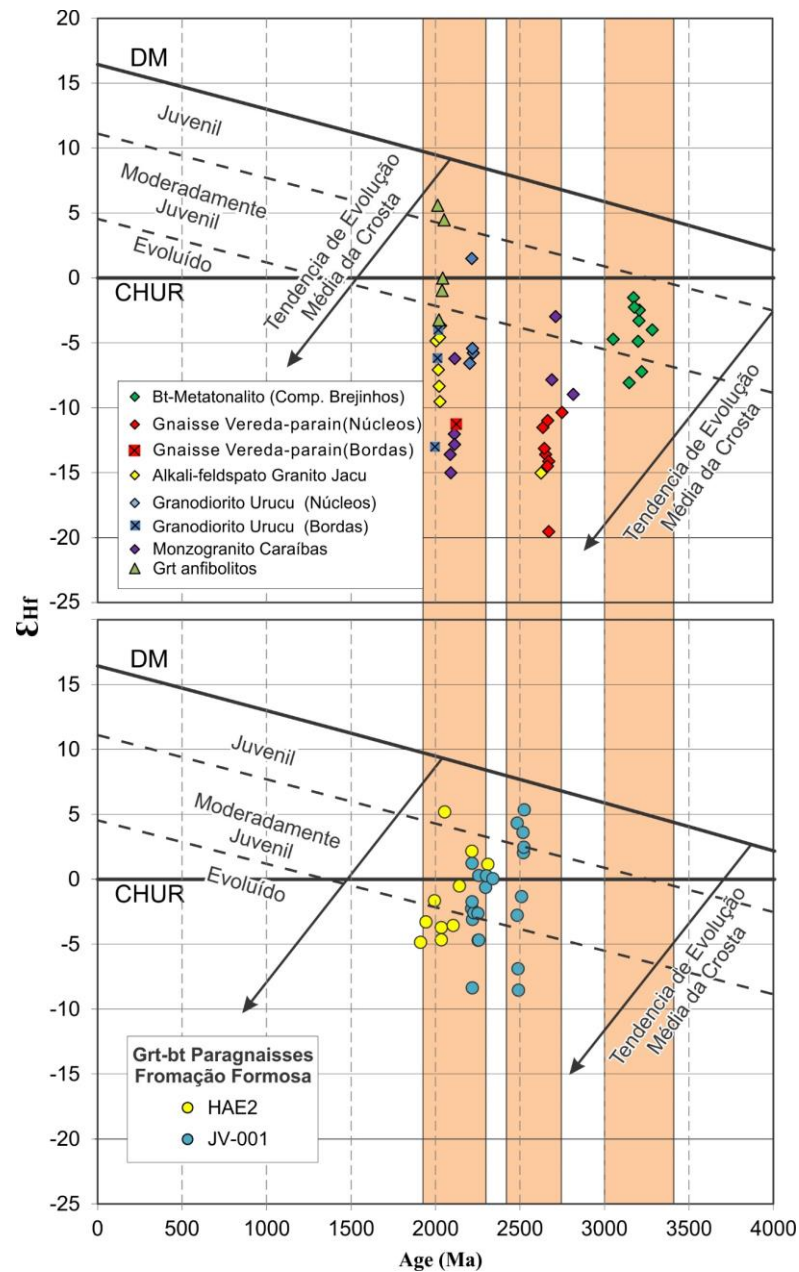


Figura 5. 1: Dados de isotopos de Hf para os zircões magmaticos do Bloco Cristalândia. Linhas de referência nos diagramas: Reservatório uniforme condritico CHUR from Blichert-Toft & Albarede (1997). Linhas pontilhadas discriminam os campos entre juvenil (0-5 ϵ -unidades abaixo da curva DM), moderadamente juvenil (5-12 ϵ -unidades abaixo da curva DM) e evoluído (>12 ϵ -unidades abaixo da curva DM) (Bahlburg et al., 2011).

Nos diagramas $(La/Yb)_N$ vs. Yb (Fig. 5.2a) amostras plotam no campo representado por magmas de composição adakítica ou de TTG arqueano. Já no diagrama Sr vs. Y (Fig. 5.2b) as amostras plotam com certa dispersão, mas majoritariamente próximos aos TTG's de média pressão, devido à grande mobilidade do Sr durante a fusão parcial. Tomando-se a premissa de que o sistema esteja parcialmente aberto pode-se concluir que as rochas dessa unidade são derivadas de crosta basáltica que teria experimentado condições de media pressão e elevada temperatura (Moyen, 2011; Moyen and Martin, 2012; Moyen and Laurent et al., 2018) (Fig. 5.2a e 5.2b).

Os gnaisses dessa unidade apresentam comportamento químico um pouco destoante dos esperados para TTG's arqueanos clássicos de média pressão Paleo-arqueanos. Comparando com outros TTG's arqueanos do Nordeste do Brasil e do sul do CSF, eles apresentam certa semelhança química com os gnaisses TTG's da unidade Pedra Branca pertencentes ao Maciço de Tróia (Ceará), apresentados por Ganade et al. (2017), com os gnaisses dos Complexos Passa Tempo e Campo Belo (Campos & Carneiro, 2008), tonalitos do batólito de São Tiago (Simon et al., 2018) e com os granitoides Jaguará no Complexo Belo Horizonte (Brando-Soares et al., 2019). Essas características destoantes são dadas como: teor de SiO_2 moderadamente baixos (~ 67.05 wt%), razões moderadas de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ e Sr/Y (entre 14.35 -60.61 e 10.2-133.7, respectivamente), altas concentrações de Fe_2O_3 (~ 5.7 wt%), MgO (~ 2.07 wt%), K_2O (~ 1.77 wt%), Ni (~ 34.5 ppm) e Co (~ 13.2 ppm). Essas características, segundo Martin & Moyen (2002) e Moyen (2001), são típicas de granitoides tipo-TTG e TTG-potássicos, gerados entre os períodos paleo e Neoarqueano, como o reflexo do resfriamento mantélico global. Sua origem estaria ligada à fusão direta de rochas meta-máficas hidratadas que, de alguma forma foram enriquecidas em ETRL e álcalis (Martin et al., 2014).

Os resultados obtidos nos isótopos de Hf corroboram em tese nesta linha do raciocínio. Os valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -1.51 e -8.07 indicam que eles foram extraídos de uma fonte moderadamente juvenil, segundo Bahlburg et al. (2011) (Fig.5.1), esses valores podem ser reflexo de um antigo paleocontinente a pelo menos 3.2 G, a presença de tal massa continental poderia explicar a sua grande residência crustal, tendo em vista que os valores de idades modelo TDM variam entre 3.62 e 3.97 Ga indicando protolitos máficos Eo-arqueanos tenham residido na crosta, por pelo menos 400 Ma, antes de serem retrabalhadas. Este tempo de residência poderia explicar o caráter químico dos TTGs do Complexo Brejinhos, visto que seus protolitos poderiam estar expostos à uma série de processos antes do retrabalhamento. (Fig. 5.5a).

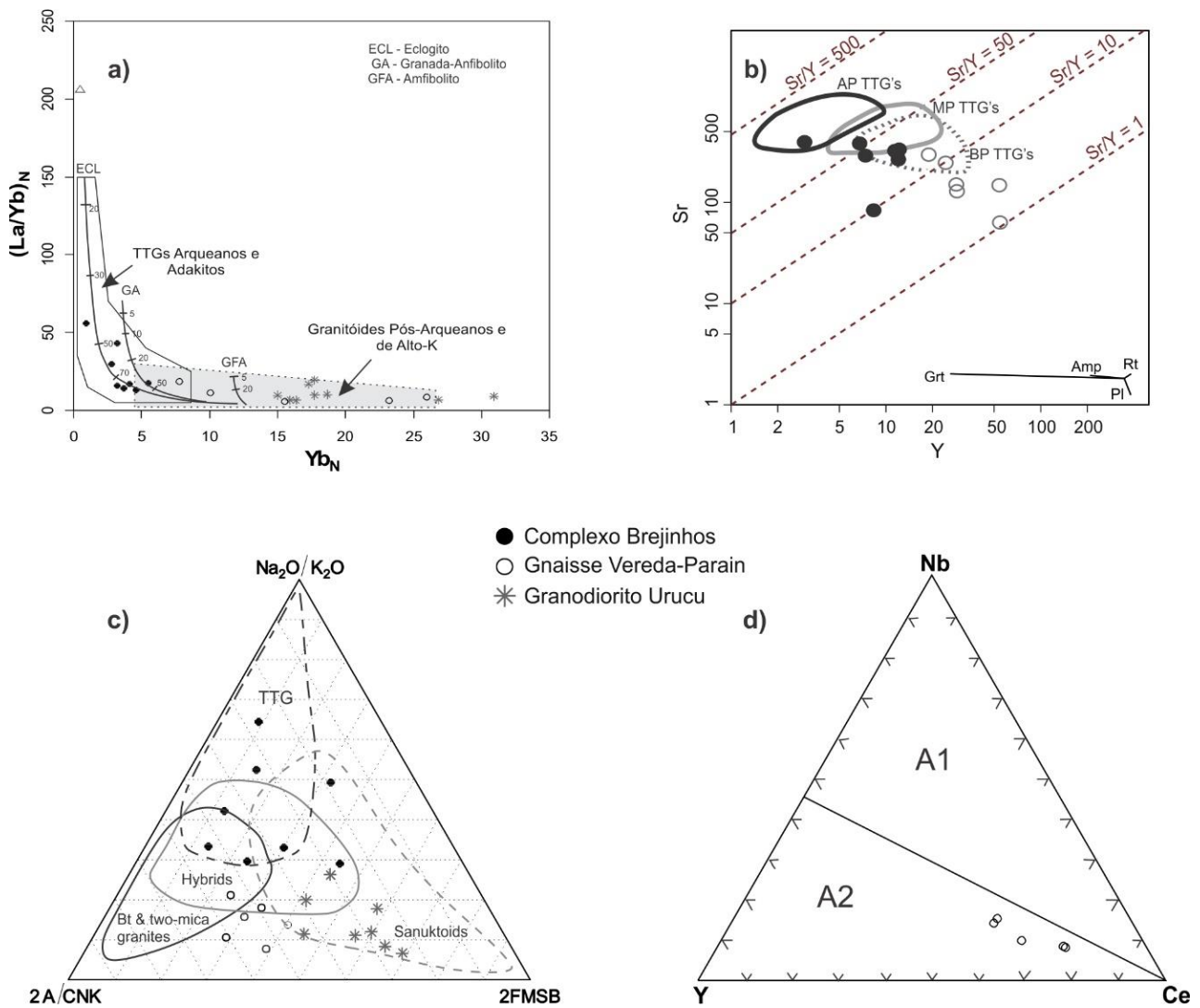


Figura 5. 2: Diagramas discriminatórios para as rochas do Complexo Brejinhos, Gnaiss de alto-k Vereda-Parain e Granodiorito Urucu. a) Diagrama Yb_N vs. $(La/Yb)_N$ de Drummond & Defant (1990). Curvas de fusão parcial de Drummond & Defant (1990). Diagrama Sr vs. Y de Moyen (2011) indicando os campos das fontes máficas para os TTG's de alta pressão (AP), média pressão (MP) e baixa pressão (BP). c) Diagrama de classificação ternária de Laurent et al. (2014). Os vértices do triângulo são: $2x A/CNK$ (razão molar de $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$), Na_2O/K_2O e $2x FMSB$ ($(FeO+MgO)x(Sr+Ba)Wt\%$). d) Diagrama de Eby(1992). A1: Campo de rochas de origem puramente magmática, A2: campo para origem magmática ou crustal com produtos resultantes de interações manto-crosta

5.1.2. Rochas Ultramáficas e Formações-ferríferas da Sequência Metavulcanossedimentar Riacho Alecrim

Via de regra essas rochas ocorrem apenas em meio os tonalitos e granodioritos do Complexo Brejinhos. São rochas de magnesianas (19.50 - 30.70 Wt% de MgO) e com baixas quantidades de titânio (0.13 - 0.55 Wt% de TiO_2).

Devido à deformação e metamorfismo aos quais essas rochas foram submetidas durante as orogêneses Riacciana-Orosiriana no Paleoproterozóico e Brasiliana durante o Neoproterozóico texturas ígneas típicas de derrames ultramáficos, tais como as do tipo Spinifex em rochas komatiíticas e Pillow lavas em rochas basálticas foram provavelmente obliteradas durante estes eventos. Entretanto em alguns afloramentos é possível notar o contato gradacional entre serpentinitos e tremolititos com metacherts e formações ferríferas bandadas indicando um provável fundo bacinal associado a ambientes químico exalativos, estes com contribuição vulcânica ultramáfica.

Os dados isotópicos Sm-Nd de três das cinco amostras de ultramáficas indicam idades modelo (T_{DM}) Paleoproterozoicas (2.23 e 2.08 Ga) e as demais, como já mencionado anteriormente, arqueanas. Como visto na figura 5.3 as amostras referentes às rochas metaultramáficas apresentam um certo espalhamento, não seguindo uma tendência paralela, bem diferente das duas amostras de formações ferríferas bandadas (Fig. 5.3). Uma alternativa para este resultado seria uma perturbação no sistema Sm-Nd, principalmente nas ultramáficas, resetando a memória isotópica do sistema. Em diversos trabalhos demonstrou-se que a premissa básica de que os elementos terras raras sejam imóveis em processos secundários nem sempre é válida, principalmente em rochas ultramáficas que são mais suscetíveis a abertura do sistema Sm-Nd (Turpin et al, 19991; Gruau et al, 1996; Frei et al, 1999) aliado a isso a presença de padrões ETR enriquecidos em elementos leves (ETRL) (Condie et al, 1977; Arndt et al, 1989; Polat and Hofmann, 2003; Sugitani et al, 2006; Goulart, 2006) são interpretados como resultantes da abertura do sistema durante eventos tectono-termiais e metamórficos secundários.

As amostras que apresentaram idades modelo T_{DM} Paleoproterozóicas além dos padrões enriquecidos em ETRL, contém carbonato intersticial. Essa carbonatação indica abertura e perturbação do sistema isotópico devido a presença de fluidos metamórficos ricos em CO_2 (Tourpin et al, 1991; Gruau et al, 1996).

Dessa forma as idades modelo (T_{DM}) Paleoproterozóicas podem, possivelmente, refletir um reequilíbrio/reset do sistema Sm-Nd durante a orogênese Riacciana-Orosiriana entre 2.2 e 2.0 Ga.

Devido à ausência de dados geocronológicos mais robustos para a sequência sua posição estratigráfica é incerta. De acordo com os dados isotópicos presentes até o momento a deposição da sequência Riacho Alecrim poderia ter ocorrido predominantemente no Neoarqueano, visto que as idades modelo T_{DM} das formações ferríferas variam entre 2.88 e 2.60 com valores de $\epsilon Nd_{(2.5Ga)}$ de -2.84 e 1.26 e $\epsilon Nd_{(2.8Ga)}$ de 0.92 e 4.66, muito similares aos encontrados por Justo (2018) em formações

ferríferas do tipo algoma em Carajás, indicando fontes mantélicas com contaminação crustal. Esses resultados, excluindo-se os valores Paleoproterozóicos, são muito semelhantes aos apresentados por Pires (2016), em formações ferríferas bandadas presentes no Bloco Sobradinho, onde apresentam idades T_{DM} entre 4.22 e 2.54 Ga, onde sugere a idade máxima de deposição para a bacia em 2.5 Ga.

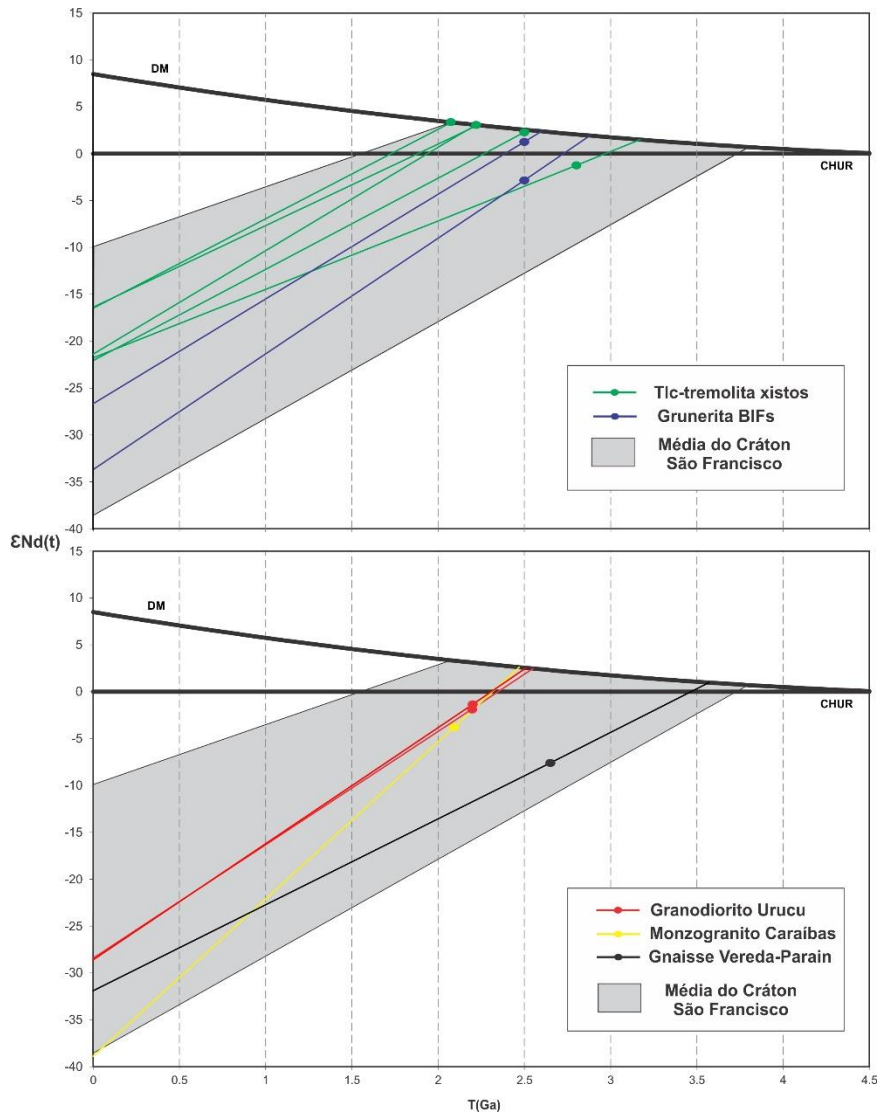


Figura 5. 3: Dados de isotopos de Nd para rochas do Bloco Cristalândia. Os valores de ϵNd foram calculados para as idades de 2.0, 2.09, 2.2, 2.5, 2.65 e 2.8 Ga de acordo com suas respectivas idades modelo (T_{DM}).

5.1.3. Gnaisses de Alto Potássio – Corpo Vereda Parain

O final do Éon arqueano é caracterizado pela presença de grandes suítes intrusivas alcalinas a subalcalinas de alto potássio, essas suítes apresentam caráter anorogênico, indicando grande retrabalhamento e fusão crustal neste período.

As rochas analisadas da unidade Vereda-Parain não são exceção pois apresentam teor SiO₂ moderados, com valores partindo de 68.74 wt% até 75.16 wt%, são geralmente muito potássicas com alta razão K₂O/Na₂ na média de 1.5, podendo chegar nos membros mais evoluídos até 2.7. Conteúdos elevados de Fe₂O₃ (~7.88 wt%) associados a baixos conteúdos de MgO (~0.98 wt%) resultam em uma relação de Fe/(Fe+Mg) maior que 0.90. De acordo com essas características a unidade vereda-Parain pode ser caracterizada como uma suíte alcalina a subalcalina, pertencente ao magmatismo do tipo A (Whalen et al., 1987; Frost et al., 2001).

Evolução de elementos maiores em suítes alcalinas do tipo A são geralmente descritas na literatura (e.g. Whalen, et al., 1987) com elevado fracionamento, o que pode estar sendo registrado pelas anomalias de Eu/Eu* (ver item 4.1.3), que são geralmente induzidas pela acumulação de plagioclásio no resíduo de fusão.

Para Patino Douce (1997) a composição dos líquidos formados pela fusão de crosta continental depende intensamente da pressão durante a fusão. Em condições de 4 Kbar, o autor demonstra que a fusão de rochas tonalíticas e granodioríticas, similares às presentes no Complexo Brejinhos, produzem líquidos potássicos, com alto teor de sílica, geralmente metaluminosos a levemente peraluminosos, de afinidade alcalina e de caráter anorogênico.

Na figura 5.2a as amostras da unidade Vereda-Parain plotam no campo de granitoides pós arqueanos e granitos arqueanos de alto potássio, da mesma forma na Figura 5.2c plotam no campo de granitos a duas micas, típico de granitos do tipo A. Com base nisso o diagrama ternário de Eby (1992) (Figs. 5.2d), para classificação ambiência geotectônica de granitos anorogênicos, pode ser utilizada, mesmo atentando para a certa mobilidade dos elementos discriminantes (Nb, Y, Yb, Ce, Zr e Ga) relacionada a provável abertura parcial durante o Paleoproterozóico (Ver item 4.1.3.), ou mesmo a processos de hibridização do líquido ao qual essa unidade foi gerada (Smithies & Champion, 1999). Esses diagramas distinguem os granitos do Tipo-A1, que são relacionados a cristalização fracionada de material mantélico, dos granitos do Tipo A-2, que são o produto de forte contaminação crustal ou até mesmo de fusão da própria crosta. As amostras da unidade plotam no campo dos granitos Tipo A-2, que por muitos autores é interpretada como colocação em ambientes pós-colisionais (Best, 2003).

O espectro dos elementos terras raras dessa unidade mostram leve enriquecimento nos elementos leve (ETRL) e padrões planos nos elementos pesados (ETRP), associados a anomalias negativas de Eu (Eu/Eu* = 0.48 a 0.98) e relação (La/Yb)_n entre 7 e 20. Padrões muito semelhantes

aos apresentados por Laurent et al. (2014) (Figs.4 .3c e 4.3d) para os granitoides híbridos-potássicos Neo-arqueanos aflorantes na porção norte do Cráton Kaapvaal, indicando que poderiam ser o produto de interações entre magmas de diferentes fontes.

Os dados de isotópicos de Hf e Nd apresentam resultados congruentes com rochas oriundas de intenso retrabalhamento e reciclagem crustal com $\epsilon\text{Hf}(t)$ variando entre -10.37 a -19.54 (Fig. 5.1), idades modelo T_{DMC} entre 3.78 e 4.0 associados a valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ de -7.59 e TDM de 3.57 Ga (Fig.5.3), indicando elevada residência crustal. Estes resultados sugerem que as rochas dessa unidade podem ser o produto de fusão parcial de rochas mais antigas, de idade Eo-arqueana, além das pertencentes ao Complexo Brejinhos. Essa fusão pode, de alguma forma, ter interagido com líquidos mantélicos já enriquecidos em um ambiente crustal raso, com gradiente geotérmico elevado, provavelmente associado a plumas mantélicas onde plagioclásio poderia se encontrar estável nas fases residuais da fusão (Smithies & Champion, 1999 and 2000) (Fig. 5.5b).

Os dados geocronológicos e isotópicos obtidos são muito similares aos encontrados em corpos alcalinos que ocorrem no Bloco Gavião (Lopes, 2002; Cruz et al., 2012), no sul do Cráton São Francisco (Romano et al. 2013, Farina et al. 2015) e no maciço São José do Campestre (Dantas et al., 2014) com idades entre 2.75 e 2.65 Ga.

Uma explicação plausível para a origem dos gnaisses da unidade Vereda-Parain, seria correlacionada a um evento termal com grande reciclagem crustal durante o Neoarqueano associada a uma ascensão mantélica intraplaca. Essa correlação é defendida por Cruz et al. (2012) para explicar o grande volume de rochas alcalinas presentes junto aos gnaisses Paleo-arqueanos presentes na porção Sul do Bloco Gavião.

5.2. Orogenia e evolução Paleoproterozóica

Segundo o modelo de evolução proposto por Cruz et al. (2016), para o Bloco Gavião durante a Orogênese Riacciana-Orosiriana no Cráton São Francisco (CSF), as idades de 2.2 Ga corresponderiam ao evento metamórfico relacionado à instalação do arco magmático do Oeste da Bahia, seguido posteriormente por uma intensa migmatização e granitogênese entre 2.1 e 2.09 Ga gerada pela colisão entre os Blocos Gavião e Jequié e por fim entre 2.04 e 1.8 Ga uma intensa anatexia gerada pelo colapso do orógeno e consequente relaxamento crustal com fusão de crosta continental e rochas metavulcanossedimentares e concomitante intrusão de diques máficos.

Os indicadores mais antigos dessa orogenia no interior do CSF são dados por Santos Pinto et al. (1998) em leucossomas presentes no Maciço Aracatu datados em 2.380 Ma e Barbosa et al (2013) na forma de bordas metamórficas de zircões granulíticos do Complexo Santa Isabel com idade em 2250 ± 2 Ma. O representante desse evento é o granodiorito Urucu com idade de cristalização em 2222 ± 13 Ma.

As rochas presentes no granodiorito Urucu apresentam relação La/Yb entre 7 e 20, anomalia Eu/Eu* entre 0.63 e 0.98, leve enriquecimento em elementos compatíveis (Cr, Ni, Co, Mg), grande enriquecimento em LILE, em especial em Ba e Sr diferente dos gnaisses Vereda-Parain (Fig 14b). São metaluminosos, apresentam grande variação no conteúdo de SiO₂ (52.8 - 69.6 Wt%), são potássicos com conteúdos de K₂O entre 1.9 e 4.75 Wt%, apresetam altos conteúdos de Fe₂O_{3t} (7.35 - 12.9 Wt%), MgO (0.86 - 2.83 Wt%) e TiO₂ (0.63 - 1.42 Wt%) além de elevado conteúdo de elementos ETR (Σ REE 168.41 - 470.2 ppm). Seu padrão de ETR normalizados para o manto primitivo apresenta anomalias positivas em Ba e Zr e negativas em Nb e Sr (Fig. 4.3e). Essas características são típicas de rochas do tipo-Sanukitoide, definidas por Laurent et al. (2014), onde apresentam dualidade no caráter geoquímico, ricas em elementos “típicos” do manto e da crosta (Fig. 5.2b).

Somado aos valores subcondríticos de ϵ Hf(t) e ϵ Nd(t) obtidos, variando entre 1.50 e -6.58 (Fig. 5.1) e -1.34 e -1.81 (Fig.5.3), respectivamente. Essas características indicam que as rochas presentes nessa unidade são o produto de interação entre fusão de manto peridotítico enriquecido em profundidade com fontes ricas em elementos incompatíveis, em ambiente pre-colisional a colisional em uma crosta TTG (Laurent et al. 2014; Laurent & Zeh, 2015) (Fig. 5.5c). Esse enriquecimento mantélico poderia ser adquirido pela fusão de rochas metassedimentares em um ambiente similar a margens continentais do tipo andina, onde a quebra dos zircões, associados à crosta subductante, poderia ser eficiente mecanismo para gerar uma assinatura “crustal” na cunha mantélica (Roberts & Spencer, 2014).

Rochas de idade paleoproterozóica com características sanukitoides são reconhecidas no Cinturão Mineiro (Setor sul do CSF), onde são representadas pelas suítes Serrinha e Tiradentes com idade entre 2.26 a 2.21 Ga, compostas por rochas metagranitoides de composição predominantemente granodioríticas com menor contribuição de rochas tonalíticas e andesíticas (Ávila et al. 2010, 2014) além da Suíte alto Maranhão de idade 2130 Ma composta predominantemente por biotita-hornblenda tonalitos (Seixas et al., 2013; Moreira et al., 2018).

O evento de 2.1 Ga estaria relacionado à idade obtida nos Monzogranitos Caraíbas (RB-071) onde apresentam idade concórdia de 2093 ± 6 Ma além de perturbações isotópicas em um sienogranito correspondente aos gnaisses Vereda-Parain (JV-057). Já o último evento em 2.0 Ga é registrado em álcali-feldspatos granitos (amostras JV-033 com idade discórdia em 2021 ± 8 Ma), em bordas e zircões neoformados na amostra JV-062 com idade discórdia e intercepto superior em 1998 ± 8 Ma.

Além da idade de 2.1 Ga para os corpos monzograníticos Caraíbas, ligados a valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ tipicamente crustais (Figs. 5.1 e 5.3) com T_{DMC} entre 3.06 e 3.59 Ga indicando grande residência crustal. Essas características sugerem que os monzogranitos Caraíbas são o resultado de fusão parcial de rochas pertencentes ao Complexo Brejinhos, Gnaisses Vereda-Parain e possíveis rochas de idade Neo-arqueana, indicadas pela presença de núcleos herdados zircões de idade aproximada em 2.8, fruto de um intenso evento de migmatização e fusão parcial impresso na região, correlacionado ao evento colisional entre 2.1 e 2.09 Ga.

O final da orogenia Riacciana-Orosiriana é representada por granitogêneses pós-colisionais relacionadas ao colapso do orógeno, onde o relaxamento crustal induz a anatexia de parte da crosta. Esse evento é representado em bordas de zircão metamórficas dos granodioritos Urucu de idade ~2.0 Ga e $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ negativos variando entre -4.08 a -13.09, aliado a geração dos corpos de alcali-feldspato granito Jacu com idade de 2021 ± 8 Ma cujos valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ apresentam valores tipicamente crustais (Fig. 5.1) e idades T_{DM} entre 2.83 e 3.12 Ga. Os zircões herdados da unidade Jacu apresentam idade Neoarqueana (2.63 Ga) com valor $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ de -15.02 e idade T_{DM} 4.0 Ga muito similares aos encontrados nos gnaisses Vereda-Parain, podendo-se inferir que sejam resultado de fusão parcial de crosta Arqueana (Fig. 5.5d).

5.3. Significado dos Grt-anfibolitos Fazenda Realeza

Apesar das observações de campo indicarem relação de corte dos diques da Fazenda Realeza com as rochas do embasamento arqueano, a amostra MF-207 não apresentou zircões herdados do embasamento nas análises U-Pb. Sua idade de 2070 ± 42 Ma é muito próxima das obtidas por Ganade et al. (2017) nos diques que cortam o maciço de Troia Pedra-Branca em 2.03 Ga.

Essa idade é cronologicamente próxima picos metamórficos de 2.1 e 2.0 Ga, sendo impossível afirmar com clareza a qual evento ele esteve relacionado devido à imprecisão da idade obtida. Tomando-se como base os dados geocronológicos e geoquímicos obtidos por Ganade et al. (2017)

para os corpos anfíbolíticos intrusivos na unidade Mombaça (Ceará) em 2.03 Ga e por Caxito et al. (2015) para o corpo anfíbolítico da Fazenda Angico (Faixa Rio Preto) em 1.98 Ga, que ocorre em meio às rochas metassedimentares da Formação Formosa. De acordo com as fases de extensão crustal em 2.0 Ga pode-se inferir, com base nos valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (-3.23 e 5.60), que os Grt-anfíbolitos possam fazer parte do mesmo evento extensional interposto na região (Fig.5.5e).

5.4. Formação Formosa e Áreas Fonte

Os picos relacionados entre os intervalos 1912-2000 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre -1.72 a -4.91 de origem crustal evoluída (Fig. 5.1) são provavelmente relacionados a zircões detríticos provenientes de magmatismos graníticos anorogênicos associados ao colapso dos orógenos Riáciano-Orosirianos no Cráton São Francisco. Eles podem ser representados pela Suíte intrusiva Lagoa Real (cristalização 1904 ± 44 Ma, Chaves et al 2007), além da colocação de diques máficos e vulcânicas máficas, tais como os encontrados por Caxito et al. (2015) com idade de cristalização em 1958 ± 16 Ma.

Os picos relacionados entre os intervalos de 2000-2100 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre 5.10 e -4.74 com origem moderadamente juvenil a crustal evoluída podem ser relacionados a zircões provenientes de magmatismos colisionais e pós colisionais da orogenia Riáciana-Orosiriana. São representados pelos granitos Estreito (cristalização em 2041 ± 2 , Rosa 1999), Ceraíma (cristalização em 2050 ± 1 , Rosa 1999), Cara Suja (cristalização em 2053 ± 3 , Paim 2014), batólito Guanambi (cristalização em 2054 ± 3 , Rosa 1999), diatexitos tardios do Complexo Santa Isabel (2066 ± 37 , Medeiros et al. 2017) e na região representados pelos sienogranitos e monzogranitos com idades entre 2020 e 2093 Ma, respectivamente.

O intervalo entre 2150 e 2300 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre 2.03 e -4.84 e origem moderadamente juvenil com assimilação crustal de rochas já evoluídas podem ser provenientes de arcos magmáticos maduros a colisionais instalados durante a orogenia Riáciana-Orosiriana, entre 2.38-2.1 Ga (Cruz et al. 2016), representada na região pelo granodiorito Urucu. Os picos referentes ao intervalo de 2490-2520 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ entre 5.13 e -2.98 refletem a contribuição detrítica de fontes Juvenis a moderadamente juvenis, provavelmente relacionada a arcos magmáticos colocados nesta idade. (Fig. 5.1). O único representante deste ciclo com idade de 2.47 Ga e assinatura crustal juvenil, ocorrem no Cinturão Mineiro, na porção do CSF, representado pelo ortognaisse Cassiterita (Barbosa et al., 2019).

Como visto na Figura 5.4 o padrão de zircões detríticos encontrado para as rochas metassedimentares da Formação Formosa são muito similares descritos para rochas pertencentes às formações intermediárias a basais da Bacia do Espinhaço, onde nota-se grande expressividade de picos Riacciano-Orosirianos e Neoarqueanos, além de baixa expressividade de picos estaterianos (Caxito et al, 2014; Danderfer-Filho et al., 2015; Guadagnin et al., 2015). Essa semelhança sugere mesmo substrato cratônico para essas bacias, que neste caso seria o embasamento do CSF já estabelecido pós Orogenia Riacciana-Orosiriana.

A semelhança entre os espectros encontrados nas análises das rochas metassedimentares da Formação Formosa e da Bacia do Espinhaço, não implica necessariamente em uma relação temporal ou espacial entre as Bacias, mas sim sugere uma similaridade de fontes. A melhor hipótese seria que a deposição das rochas da Formação Formosa se deu no final da Orogenia Riacciana-Orosiriana, posterior a 1940 Ma. As associações sedimentares descritas por Caxito (2010) e Caxito et al. (2014) indicam que a mesma teria sido depositada em um ambiente de retroarco ou mesmo em um ambiente molássico, anterior a instalação da Bacia do Espinhaço (Fig.5.5f).

Alcantara et al. (2017) correlaciona rochas metassedimentares aflorantes entre as Serras do Boqueirão e Estreito à Formação Formosa. Essas rochas apresentam idades máximas de deposição Tonianas o que levou a realocação de toda a unidade novamente para o Neoproterozóico inserida no Grupo Rio Preto (Fig.5.4). Essas rochas metassedimentares apresentam populações de zircões detríticos distintos das demais rochas comumente relacionadas à Formação Formosa, sendo muito similares as sequências Tonianas da região, representadas pela Formação Canabrinha e pelo Grupo Santo Onofre (Egydio-Silva, 1987; Caxito et al., 2014; Alcântara et al., 2017) visto que essas sequências apresentam padrão com picos estaterianos e tonianos bem proeminentes, indicando fontes muito mais jovens correlacionadas à Tafrogênese Toniana.

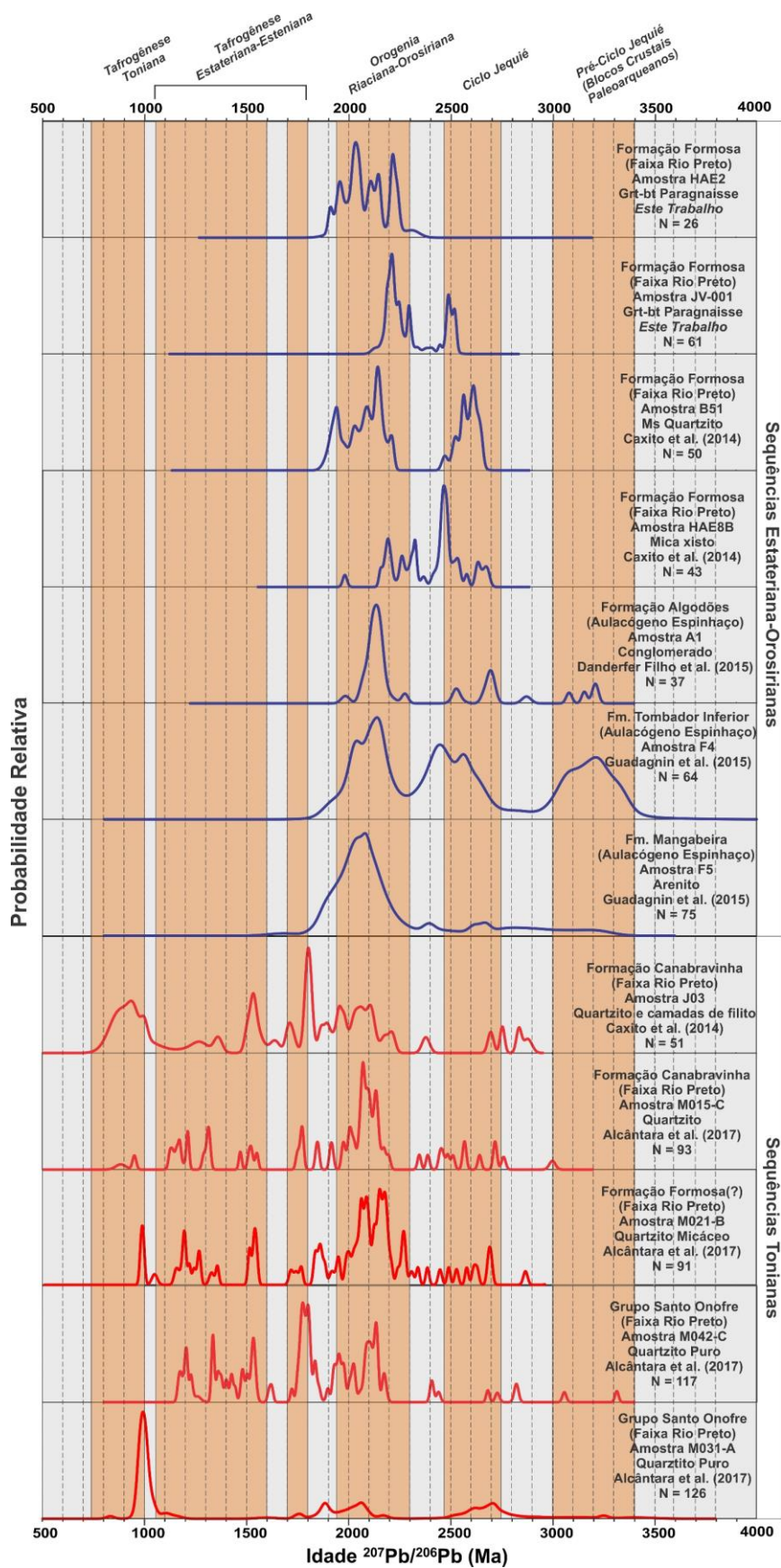


Figura 5. 4: Dados U-Pb de Zircões detriticos para as rochas metassedimentares do Grupo Rio Preto e outras bacias Meso-Neoproterozóicas.

Uma hipótese alternativa sugerida também por Alcântara et al. (2017) e suportada pelos dados aqui apresentados seria a existência de duas sequências distintas, sendo uma delas, de idade Mesoproterozóica que aflora próximo à cidade de Formosa do Rio Preto, área tipo descrita por Caxito (2010) e a outra de idade Toniana aflorante na porção sul da Faixa Rio Preto e entre as Serras do Boqueirão e Estreito apresentada por Alcântara et al. (2017).

A simples variação na disponibilidade da fonte de zircões tonianos, sugerido por Alcântara et al. (2017), não seria suficiente para enquadrar as rochas da Formação Formosa dentro de uma sequência Neoproterozóica junto com a Formação Canabrinha e Grupo Santo Onofre, visto a grande variedade litológica presente nas rochas aflorantes próximos à cidade Formosa do Rio Preto e Cristalândia do Piauí, além das condições metamórficas superimpostas sobre a região serem bem destoantes dos presentes nas demais rochas metassedimentares (Vide item 3.7; Figs. 3.11 A a E).

5.5. Terrenos Correlatos Na Porção Centro-Norte do Cráton São Francisco

A correlação do Bloco Cristalândia do Piauí com os demais domínios do Cráton São Francisco está sumarizada nas Tabelas 15 e 16 em Anexos - 1.

A presença de crosta Paleo-Mesoarqueana em meio ao Bloco Cristalândia do Piauí é similar às encontradas nos demais blocos (Fig. 5.6) tais como trondhjemitos de 3.3 Ga (Dantas et al, 2010 no bloco Sobradinho; Sienogranitos de 3.29 Ga (Zincone et al., 2016), gnaisses tonalíticos e metavulcânicas de idade entre 3.3 e 3.4 Ga na região de Mundo Novo (Nutman & Cordani, 1993; Peucat et al., 2002; Zincone et al., 2016; Zincone & Oliveira, 2017) na Porção Norte do Bloco Gavião.

O maciço Bernada de idade 3.38 Ga (Martin et al., 1991; Peucat et al, 2003; Santos-Pinto et al., 2012), Gnaisses tonalíticos do embasamento dos greenstone-belts Guajeru e Contendas Mirande com 3.36 Ga (Nutman & Cordani, 1993; Lopes, 2002), maciço Aracatu de idade 3.32 Ga (Nutman et al., 1994; Peucat et al., 2003) e gnaisses Mariana, Piripá e Lagoa do Morro com idade de 3.20 Ga (Nutman & Cordani, 1993; Cordani et al., 1997; Santos-Pinto, 1998; Bastos Leal, 1998) na porção Sul do Bloco Gavião.

Os Sienitos Ceraima e xenólitos do granitóide Cara Suja de idade 3.3 Ga (Leahy et al., 1999; Rosa, 1999) e gnaisses do complexo Santa Isabel de 2.95 Ga (Barbosa et al., 2013) no Bloco Correntina,

E por fim Gnaisses tonalíticos de 3.37 Ga e Granodioríticos de 2.9 Ga (Silva et al., 2016; Bersan et al., 2018a) no Bloco Porteirinha (Fig. 5.6).

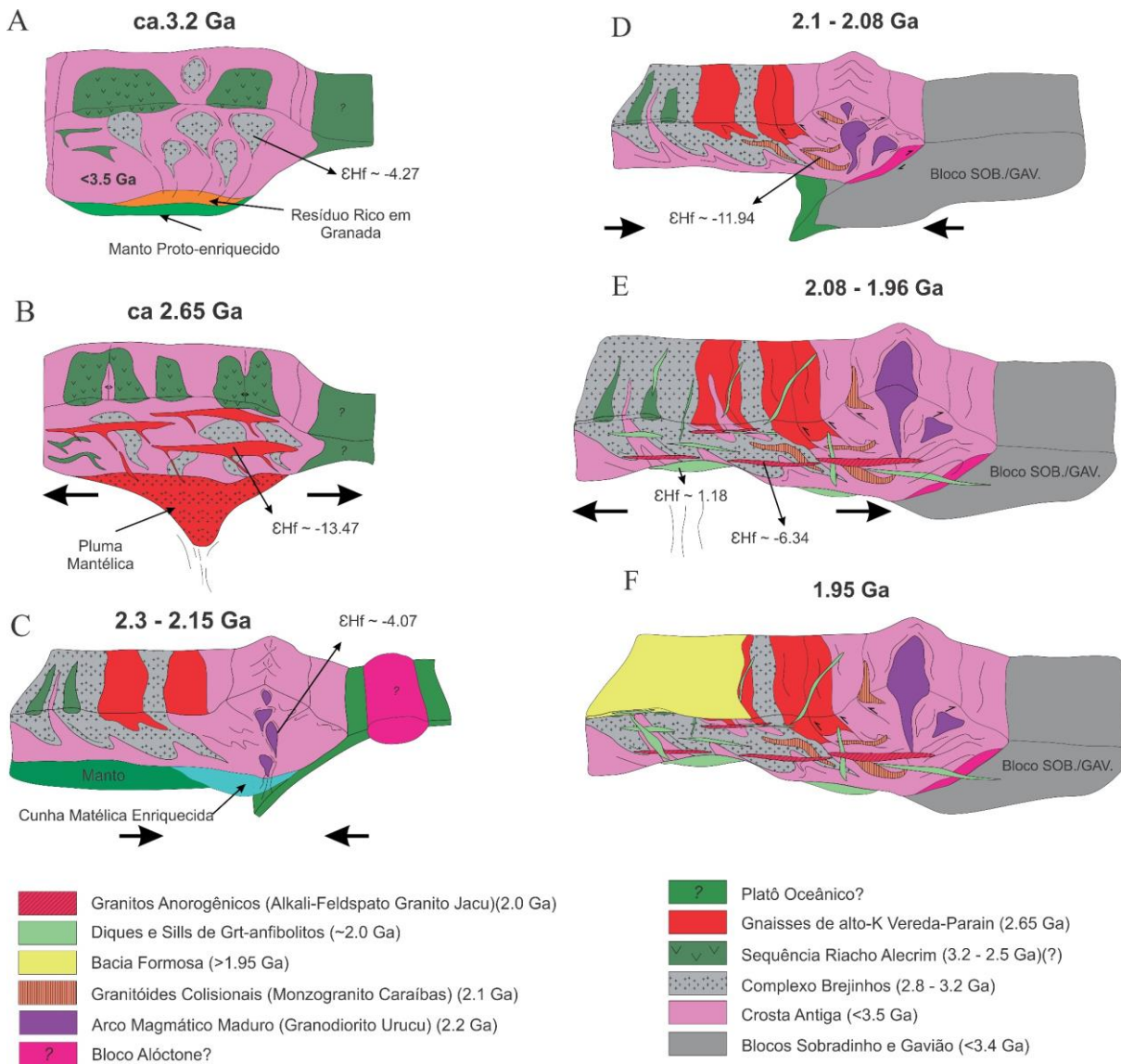


Figura 5. 5: Modelo esquemático para a evolução tectônica do Complexo Cristalândia do Piauí. A) cerca de 3.2 Ga: Retrabalhamento e metamorfismo de crosta Eo a Paleoarqueana com a intrusão dos corpos tonalíticos-granodioríticos do Complexo Brejinhos; B) cerca de 2.65 Ga: retrabalhamento e refusão crustal com intrusões de plutons de alto-K dos gnaisses Vereda-Parain; C) entre 2.3 e 2.15 Ga: Instalação do arco magmático provável na zona de subducção, granodiorito Urucu seria relacionado às fases maduras em um ambiente pré-colisional; D) 2.1 a 2.08 Ga: Colisão entre os blocos Cristalândia e Gavião/Sobradinho, intenso retrabalhamento crustal e intrusão dos Corpos Monzograníticos Caraíbas; E) 2.08 a 1.98 Ga Colapso gravitacional do Orógeno associado a extensão e anatexia crustal, colocação dos corpos alkali-feldspato graníticos Jacu e subsequente intrusão dos diques máficos Fazenda Realeza; F) Deposição dos metassedimentos da Formação Formosa em um ambiente molássico.

Rochas Neoarqueanas de alto-K são encontradas em todos os blocos, todas de idade entre 2.7 e 2.65 sendo representadas pelas intrusões alcalinas de Caraguataí e Serra do Eixo (Peucat et al., 2003; Cruz et al., 2011 e 2012; Santos-Pinto et al., 2012) no bloco Gavião, as intrusões graníticas no Complexo Rio Itacambiriçu e Santa Isabel nos blocos Porterinha e Correntina, respectivamente (Silva et al., 2016; Medeiros et al., 2017). A exceção é o Bloco Sobradinho onde apresentam idades mais antigas de 2.85 Ga (Pires, 2016) (Fig. 5.6).

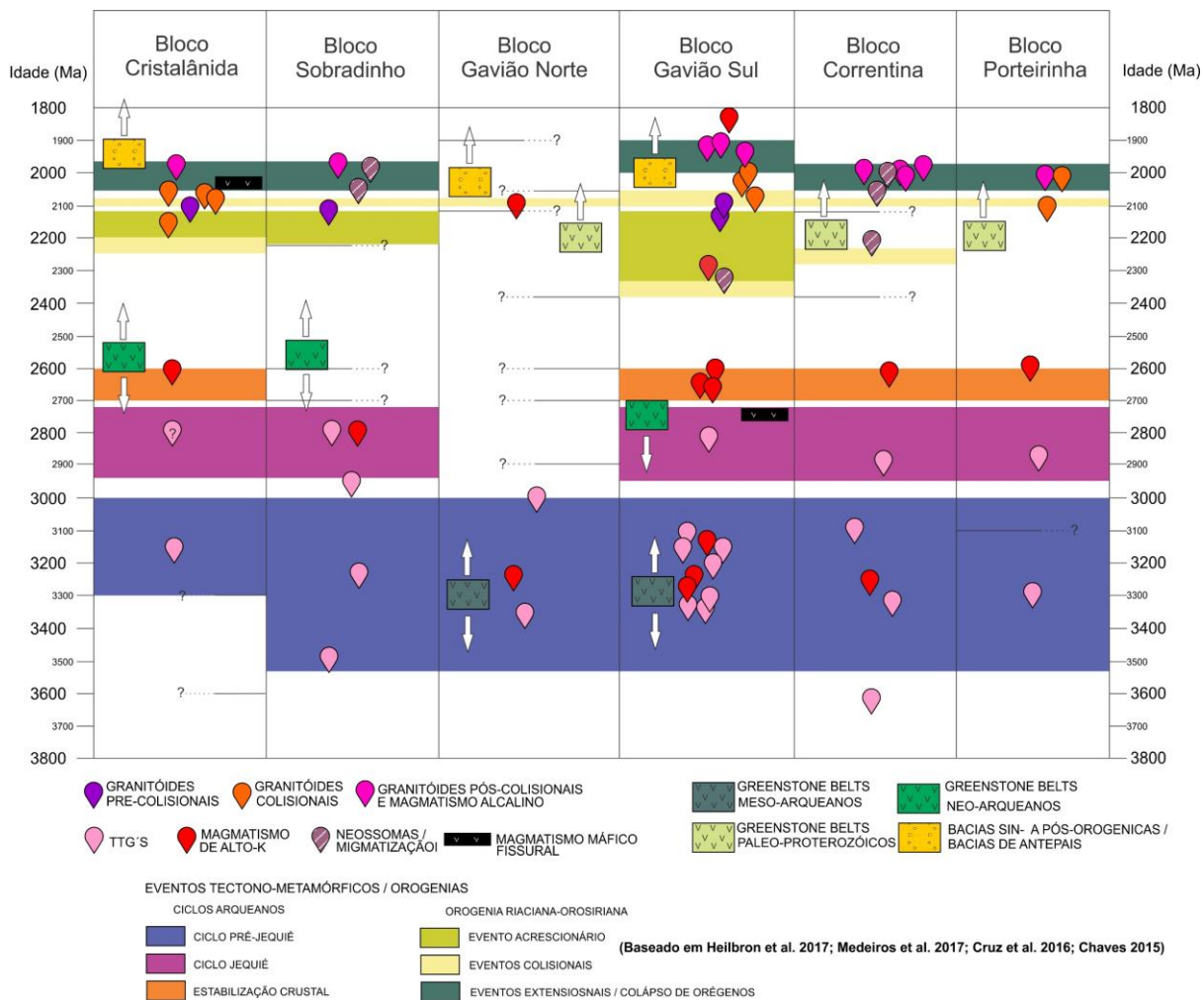


Figura 5. 6: Esquema tectono-estratigráfico para os Blocos Cristalândia, Sobradinho, Gavião, Correntina-Guanambi e Porteirinha. Ver texto e Tabelas 1e 2 para discussão.

A colagem Riacciana-Orosiriana entre 2.38 e 2.1 Ga impressa em todo o CSF é marcada pelas intrusões tonalíticas de 2.13 Ga no Bloco Sobradinho Remanso (Pires, 2016), quartzo-monzonitos de 2.13 Ga (Silva et al., 1997) na porção norte do Bloco Gavião; leucossomas e granitos de 2.38 Ga (Santos-Pinto et al., 1998), granitos e granodioritos de idade entre 2.11 e 2.17 Ga (Arcanjo et al.,

2005; Guimarães et al., 2006; Campos, 2013; Cruz et al., 2016) na porção sul do Bloco Gavião e gnaisses monzograníticos de 2.14 Ga (Silva et al., 2016) no bloco Correntina. Essas idades são similares às encontradas por Aquino & Batista (2011) em biotita gnaisses e monzogranitos com idades variando entre 2.15 e 2.10 Ga e também às obtidas para o Granodiorito Urucu e monzogranito caraíbas de 2.22 e 2.09 Ga, respectivamente (Fig. 5.6).

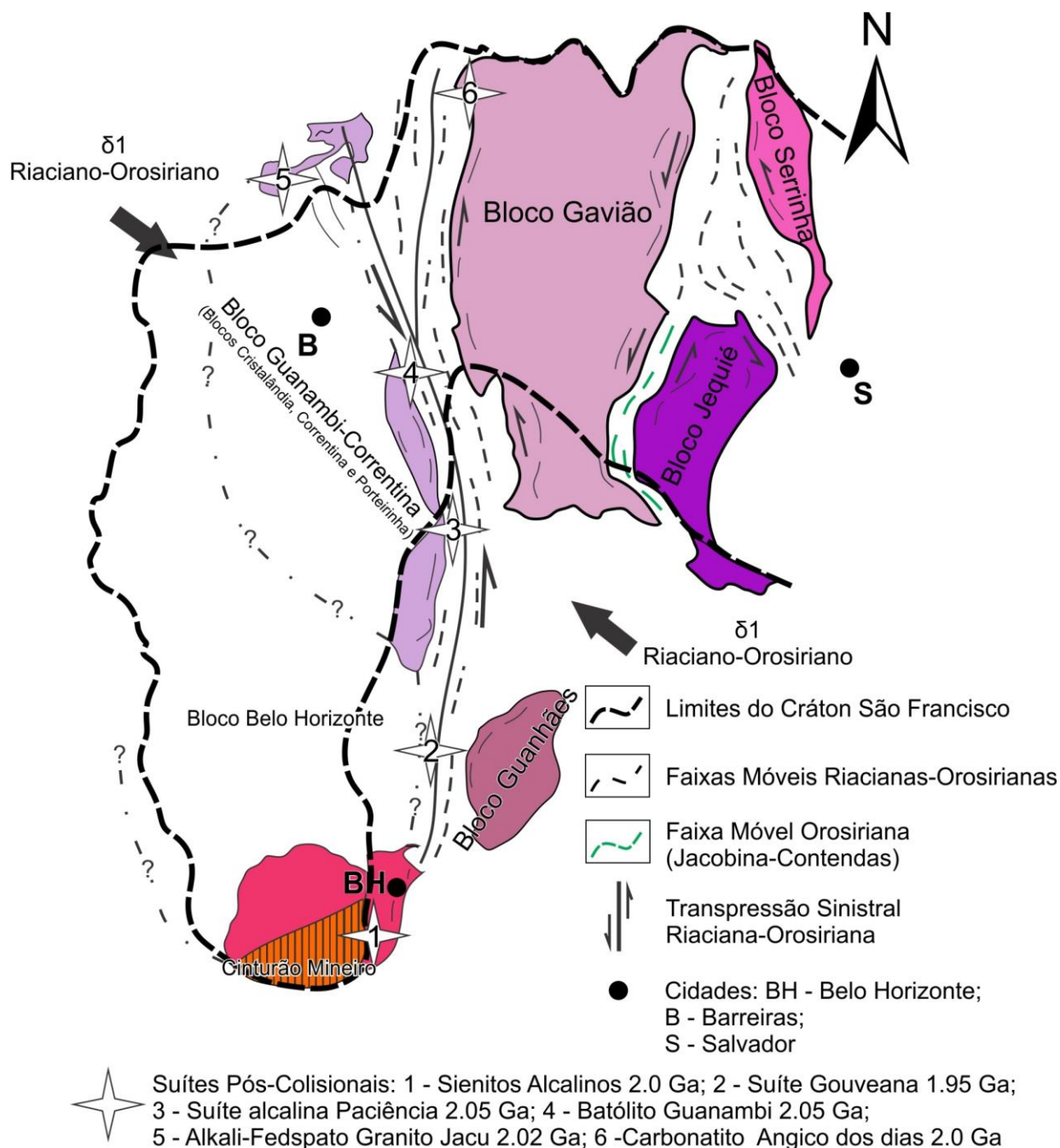


Figura 5. 7: Modelo esquemático para o principais blocos e cinturões móveis Rhyacianos-Orosirianos no CSF. Modificado de Brito-Neves (2011) e Chaves (2015).

A presença de suítes ígneas Orosirianas pós-colisionais alinhadas em direção N-S, desde a borda sul do Cráton São Francisco representadas pelos sienitos alcalinos de 2.0 Ga (Jordt-Evangelista et al., 2000), suíte Paciência de 2.05 Ga (Knauer et al., 2007; Silva et al. 2016; Bersan et al. 2018b) e potássica Gouveana de 1.95 Ga (Chaves, 2015) nos blocos Porteririnha e Guanhões, batólito Guanambi de 2.05 Ga (Rosa et al. 2000; Santos, 2005; Paim, 2014) no bloco Guanambi-Correntina, suíte Lagoa Real de 1.90 Ga (Chaves et al., 2007) na porção sul do bloco Gavião e por fim a suíte carbonatítica Angico dos Dias de 2.01 Ga (Silva et al., 1988; Antonini et al., 2003) já no Bloco Sobradinho, sugerindo segundo Chaves (2015) uma província alcalina Orosiriana pós-colisional ente os blocos Guanambi-Porteririnha-Cristalândia/Gavião-Sobradinho entre 1.9 e 2.05 Ga (Fig. 5.7).

A cronocorrelação de eventos descrita acima para todo o Craton de São Francisco adicionado ao grande número de descontinuidades apresentadas em no levantamento Magnetotelúrico associadas, por Padilha et al. (2019), a várias colisões entre diferentes blocos durante a orogenia Riacciana-Orosiriana. Essa proposta corrobora com a proposta de Dantas et al. (2010) onde postula a convergência de vários microcontinentes durante a orogênese Riacciana-Orosiriana, durante a amalgamação do Cráton São Francisco-Congo (Cordani et al. 2013; D'Agrella-Filho & Cordani 2017; Heilbron et al. 2017) em que o Bloco Cristalândia fazia parte de um mesmo segmento crustal junto com o Bloco Guanambi-Correntina, aliado a grande parte dos dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos presentes até o momento, onde a evolução Paleo-Neoarqueana e consequente retrabalhamento Paleoproterozóico entre 2.2 e 1.9 Ga (Dantas et al, 2010; Brito-Neves et al., 2015; Pires, 2016; Heilbron et al. 2017).

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

Baseado nos dados apresentados e discutidos, as conclusões acerca do Complexo Cristalândia do Piauí estão listadas a seguir:

1 - Dados de análises U-Pb em Zircão (LA-ICPMS) para os gnaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Brejinhos indicam a presença de núcleos de Crosta Paleo-Arqueana de idade 3199 ± 14 Ma além de retrabalhamentos no Neo-arqueano em 2.81 e 2.68 Ga. Valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ juvenis a moderadamente juvenis e idades modelo (TDMc) entre 3.57 e 3.97 Ga indicam presença de substrato cratônico já no Paleo-arqueano associados à fontes Eo-arqueanas aliadas. Sua assinatura química baseada em altos teores de MgO, Ni, Co, sugere origem de fontes enriquecidas ou mesmo interação com rochas mantélicas. Associados a esses gnaisses são encontrados serpentinitos, tremolitos e formações ferríferas bandadas da sequencia Riacho Alecrim indicando uma associação granito-greenstone para o complexo.

2 - Gnaisses de alto potássio tardios de composição sienogranítica do Gnaisse Vereda-Parain ocorrem associados às rochas do Complexo Brejinhos. Análises litoquímicas indicam alta taxa de diferenciação e origem anorogênica. Análises U-Pb (LA-ICPMS) indicam idades de cristalização em 2656 ± 33 Ma com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ muito negativos indicando intenso retrabalhamento e reciclagem crustal. Suas idades modelo (TDMc) variam entre 3.78 a 4.32 Ga indicando fusão parcial de rochas crustais de com idades entre o Eo-arqueano ao Hadeano, com provável composição tonalítica a granodiorítica. O retrabalhamento se deu em condições de gradiente geotérmico elevado, onde o plagioclásio poderia se encontrar estável nas fases residuais da fusão, provavelmente em mesma crosta às quais as rochas do Complexo Brejinhos estavam presentes.

3 - Os granodioritos Urucu apresentam idades de cristalização em 2222 ± 11 com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ variando entre 1.5 e -5.78 aliado a sua assinatura química sugerem uma origem tipo-sanukitóide, gerado em ambientes pré a sin-colisionais. Os corpos granitoides Caraíbas e Jacu com idades de cristalização em 2093 ± 6 e 2021 ± 8 , respectivamente, com valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ crustais representam eventos de reciclagem crustal em ambientes colisional e extensional. Essas três unidades representam a presença da orogênese Riacciana-Orosiriana, entre 2.2 e 1.99 Ga na região.

4 - Idades U-Pb (LA-ICPMS) indicam idades de 2070 ± 42 Ma para a colocação do dique máfico da Fazenda Realeza. Sua intrusão é cronologicamente próxima aos picos metamórficos de 2.1 e 2.0 Ga podendo ser correlato a extensão ligada às fases finais da orogenia Riacciana-Orosiriana. Valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ positivos, indicando derivação mantélica.

5 - Paragnaisses, com idade máxima de deposição em 2201.2 ± 8.3 e 1951 ± 42 Ma indicam deposição posterior à orogênese Riacciana-Orosiriana, podendo-se correlacionar com as rochas da Formação Formosa que ocorrem a sudoeste, próximo à cidade de Formosa do Rio Preto - BA.

6 - As correlações entre os demais blocos do Cráton São Francisco sugerem que o bloco Cristalândia e o bloco Guanambi-Correntina faziam parte de um mesmo segmento crustal, ambos, baseado nos dados litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos disponíveis, apresentam evolução Paleoneoarqueana similar e conseqüente retrabalhamento Paleoproterozóico durante a orogênese Riacciana-Orosiriana, esta que culminou na amalgamação do Cráton São Francisco Congo entre 2.2 e 1.9 Ga.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F.; Brito-Neves, B.B. & Castro-Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A.(Eds.), *O Cráton do São Francisco SBG - Núcleo BA/SE*: 45-62.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V, Bartorelli A, Dal Ré Carneiro C (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed Beca*, 17–34.
- Almeida, F. F. M. 1977. Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7(4)**: 349-364.
- Antonini P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C. B., P. Censi P., B. F. Riffel B.F., Yamamoto E. 2003. The Early Proterozoic Carbonatite Complex Of Angico Dos Dias, Bahia State, Brazil: Geochemical And Sr-Nd Isotopic Evidence For An Enriched Mantle Origin. *Mineralogical Magazine*, **67(5)**: 1039–1057.
- Aquino, M.R., Batista, I.H. 2011. *Geologia e recursos minerais da folha Avelino Lopes – SC.23-Z-A-III, nota explicativa – Escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Teresina, PI, 88 p.
- Arcanjo, J.B., Martins, A.A.M., Loureiro, H.S.C., Varela, P.H.L. 2005. Projeto Vale do Paramirim, Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM. *Série Arq. Abertos* 22, 82.
- Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A. 1999. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial)*. Brasília: CPRM.
- Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A. 2001. *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: nota explicativa – Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial)*. Brasília: CPRM.
- Arndt, N. T., Teixeira, N. A. and White, W. M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**: 187–197.
- Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., Carlotto, V., Reimann, C., Cárdenas, J., 2011. The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. *Journal of South America Earth Sciences* **32**: 196–209.

- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2002. Geological feature and the paleoproterozoic of four archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **2**: 343-359.
- Barbosa, J.S.F. and Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**: 1–27.
- Barbosa, O. Batista, M. B. 1971. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco: relatório de foto interpretação preliminar*. Fase II. Petrópolis: PROSPEC, 1971.
- Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., Leal, A.B.M. 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Revista do Instituto de Geociências. – USP*, **13**: 6-88.
- Barbosa N., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P.M., Bongioiolo E.M., Vasconcelos F.F., 2019. U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition, *Precambrian Research* **326**: 399-416
- Barker, F., Arth, J.G. 1976. Generation of trondjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.
- Barker, F. 1979. Trondjemite: a definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam. 1–12.
- Barros, R.A.; Brod, E.R., 2017. *Mapa Geológico do Complexo Cristalândia do Piauí. Projeto Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Nortenoeste do Cráton São Francisco - Subárea Rio Preto. Escala 1:100.000*. Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM), Teresina.
- Bastos Leal, L.R. 1998. *Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para Evolução arqueana e proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil*. Ph.D. Thesis. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade Estado de São Paulo-USP, 178p.
- Bastos Leal, L.R.B., Teixeira, W., Cunha, J.C., Leal, A.B.M., Macambira, M.J.B., Rosa, M.L.S. 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 66-69.
- Bersan S.M., Filho A.D., Abreu F.R., Lana C. 2018a. Petrography, geochemistry and geochronology of the potassic granitoids of the Rio Itacambiruçu Supersuite: implications

- for the Meso- to Neoproterozoic evolution of the Itacambira-Monte Azul block. *Brazilian Journal of Geology*, **48(1)**: 1-24.
- Bersan S.M., Filho A.D., Abreu F.R., Lana C. 2018b. Geoquímica e geocronologia da Suíte Paciência: implicações para o fim da evolução riaciana do Bloco Itacambira-Monte Azul. *Geologia USP, Série científica*, **18(1)**: 185-206.
- Best, M.G. 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*, second ed. Blackwell Publishing, 729 p.
- Brando Soares, M., Corrêa Neto, A.V., Fabrício-Silva, W., 2019. The development of a Meso- to Neoproterozoic rifting-convergence-collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the south São Francisco craton, Brazil. *Gondwana Research* **77**: 40-66.
- Brito Neves, B. B., 2011. The Paleoproterozoic in the South American continent: diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences* **32(4)**: 270-286.
- Brito-Neves, B. B. & Alkmim, F.F., 1993. Cráton: A evolução de um conceito. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (Eds). *O Cráton do São Francisco. Salvador, Soc. Bras. de Geologia, Núcleo BA/SE*, 1–10.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Baars F.J., Gonçalves J.H., Delgado I.D.M., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Santos J.O.S., Silva L.C., Vidotti R.M. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG. 2003*. CPRM, Editora da Universidade de Brasília. Brasília.
- Brito-Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Angelim, L.A.A. 2015. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. *Geologia USP, Série Científica*, **15(1)**: 57–93.
- Campos, J.C.S., Carneiro, M.A., 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South America Earth Sciences*. **26**: 463–484.
- Campos, L.D. 2013. *O depósito de Au-Cu Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental: um exemplo de depósito da classe IOCG associado aos terrenos Paleoproterozóicos do Bloco Gavião*. Ms.C. Thesis. Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia – UFBA, 113p.
- Caxito, F.A. 2010. *Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí*. Ms.C. Thesis. Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, 151 p.

- Caxito, F.A., Uhlein, A., Sanglard, J.C.D., Gonçalves-Dias, T., Mendes, M.C.O. 2012. Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia/southern Piauí. *Revista Brasileira de Geociências* **42** (3): 523–538.
- Caxito, F.A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Uhlein, A. 2014. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins to collisional orogens: the case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*. **26**: 741–754.
- Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Pedrosa-Soares A.C. 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **59**: 95–111.
- Chaves A.O., Tubrett M., Riosa F.J., Oliveira L.A.R., Alves J.V., Fuzikawa K., Neves J.M.C., Matos E.C., Chaves A.M.D.V., Prates A.P. 2007. U-Pb ages related to uranium mineralization of Lagoa Real, Bahia - Brazil: tectonic implications. *Revista de Geologia*, **20**(2): 141-156.
- Chaves, A. O. 2015. Correlações entre suítes magmáticas alcalinas orosirianas pós-colisionais da Bahia e Minas Gerais: fragmentos de uma província alcalina? *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **10**: 179-197.
- Condie, C.K. 1981. Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaean granites. *Spec. Publis. Geol. Soc. Aust.*, **7**: 469–479.
- Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos* 80, 33–44.
- Condie, K. C., Viljoen, M. J. and Kable, E. J. D. 1977. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **64**: 75–89.
- Cordani, U.G., 1973. Definição e caracterização do Cráton São Francisco. 27 th Congresso Brasileiro de Geologia, *Soc. Bras. de Geologia* **2**: 142–145.
- Cordani, U.G., Sato, K., Marinho, M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Research*. **27**: 187-213.
- Cordani, U.G., Sato, K., Coutinho, J.M., Nutman, A. 1997. Geochronological Interpretation in areas with complex evolution: The case of Piriapá, central-southern Bahia, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts*, 85-87.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, Campos, D.A.

- (Eds.), *Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress*, 19-40.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E.G., Fuck, R.A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandy tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, **43**: 583–597.
- Costa, L.A.M. & Inda, H.A.V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. *Ciências da Terra*, **2**: 13-18.
- Cruz S.C.P., Carneiro M.A., Barbosa J.S.F., Martins A.A.M., Santana J.S., Teixeira L., Gonçalves G.S.S.T., Leal A.B.M., Dantas E.L., Pimentel M. 2011. Idades U-Pb (LA-ICPMS) para as suítes Caraguataí e Jussiape, Bloco Gavião, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*. **40(2)**: 120-129.
- Cruz, S.C.P., Peucat, J.J., Teixeira, L., Carneiro, M.A., Martins, A.A.M., Santana, J.S., Souza, J.S., Barbosa, J.S.F., Leal, A.B.M., Dantas, E., Pimentel, M. 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U-Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**: 1-18.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S., Martins, V.S., Chemale Jr., F., Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **69**: 43-79.
- Cruz Filho, B.E., Martins, A.A.M. 2013. *Mapa Geológico Folha Condeúba (1:100.000)*. Serviço Geológico do Brasil.
- D'Agrella-Filho M.S., Cordani U.G. 2017. The Paleomagnetic record of the São Francisco-Congo craton. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *Cham, Springer*, 305-320.
- Dantas, E.L., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoproterozoic orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. In: *VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology, Brasília*, CD-ROM. 137–140.
- Dantas, E.L., Hackspacher, P.C., Van Schmus, W.R., Brito-Neves, B.B. 2014. Archean Accretion in The São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **28(2)**: 221-228.
- DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crustmantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**: 193–196.

- Domingues, A. J. 1947. Contribuição à geologia da região centro-ocidental da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, 57-82.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. 1990. A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*. **95**: 21503–21521.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- Egydio-Silva M. 1987. *O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco*. Ph.D. Thesis, São Paulo: Universidade de São Paulo-USP, 95 p.
- Egydio-Silva, M., Karmann, I., Trompette, R.R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* **19(2)**: 101–112.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A. 2000. Rutile/melt partition coefficient for trace elements and an assesment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **64(5)**: 933-938.
- Frei, R., Bridgwater, D., Rosing, M., Stecher, O. 1999. Controversial Pb–Pb and Sm–Nd isotope results in the early Archean Isua (West Greenland) oxide iron formation: preservation of primary signatures versus secondary disturbance. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **63(3-4)**: 473–488.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculu, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. **42(11)**: 2033–2048.
- Ganade, C.E., Basei, M.A.S., Grandjean, F.C., Armstrong, R., Brito, R.S. 2017. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research*, **297**: 1–18.
- Goulart L.E.A. 2006. *O Complexo Acamadado Itaguara Rio-Manso*. Ms.C. Thesis. Ouro Preto: Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, 178 p.
- Gruau, G., Rosing, M., Bridgwater, D., Gill, R.C.O. 1996. Resetting of Sm–Nd systematics during metamorphism of >3.7 Ga rocks: implications for isotopic models of early Earth differentiation. *Chemical Geology*. **133(1-4)**: 225–240.
- Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Silva, M.G., Martins, A.A.M., Filho, E.L.A., Loureiro, H.S.C., Arcanjo, J.B., Dalton de Souza, J., Neves, J.P., Mascarenhas, J.F., Melo, R.C., Bento, R.V. 2005. Datações U/Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rifte

- Espinhaço: uma contribuição ao estudo da evolução geocronológica da Chapada Diamantina. In: SBG/BA-SE, *Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, Anais de Resumos Expandidos*, 159-161.
- Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F., Reis H.L. 2017. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Cham, Springer, 321-331.
- Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders, A.D. 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8.
- Jahn, B.M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J., Hickman, A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochim Geochemica et Cosmochimica Acta* **45(9)**: 1633–1652.
- Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*. **47**: 1255–1259.
- Justo, A.P. 2018. *As formações ferríferas bandadas (BIFs) e a evolução paleoambiental e geodinâmica da Bacia de Carajás*. Ph.D. Thesis, Brasília: Universidade de Brasília - UnB, 145p.
- Klemme, S., Gunther, D., Hametner, K., Prowatke, S., Zack, T. 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*. **234**: 251-263.
- Laurent, O., Zeh, A., 2015. A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and complex Archean geodynamics: example from the Pietersburg block (South Africa). *Earth Planetary Science. Letters* **430**: 326–338.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.-F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archean granites: evidence for the onset of a “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* **205**: 208-235.
- Leahy, G.A.S.; Conceição, H.; Rosa, M.L.S.; Macambira, M.J.B.; Martin, H.; Paim, M.M.; Santos, E.B. 1998. Maciço Sienítico de Ceraíma (Sudoeste da Bahia): idade, petrografia e geoquímica do magmatismo Pósorogênico alcalino-potássico com afinidade lamprofírica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, H.J.S. Sá, P. Sabaté (Eds.). *Contribuição ao Estudo dos*

- Granitos E Rochas Correlatas. Publicação Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, 5: 61-77.*
- Lopes, G.A.C. 2002. *Projeto Guajeru*. CBPM, Salvador. **1**: 408p.
- Ludwig, K.R. 2012. Isoplot 3.75 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 5*.
- Marinho, M.M. 1991. *La séquence volcano-sédimentaire de Contendas Mirante et la bordure occidentale du Bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archéen-Proterozoïque*. Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand, 257p.
- Marinho, M.M., Vidal, P., Alibert, C., Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 1994. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and the Contendas Mirante volcanosedimentary belt. In: Figueirêdo, M.C.H., Pedreira, A.J. (Eds.), *Petrological and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Boletim IG-USP. 17: 73-96*
- Marinho, M.M., Rios, D.C., Conceição, H., Rosa, M.L.S. 2008. Magmatismo alcalino Nearqueano no Cráton do São Francisco, Bahia: Pluton Pé de Serra. In: *Anais Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Martin, H. 1986. Effect of steeper Archean thermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology 14: 753–756*.
- Martin, H., Peucat, J.J., Sabaté, P., Cunha, J.C. 1991. Um segment de croûte continentale d'Age archéen ancien (3.5 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Les Comptes Rendus l'Académie Sci. Paris 313: 531-538*.
- Martin, H., Peucat, J.J., Sabaté, P., Cunha, J.C. 1997. Crustal evolution in early archean of South America: exemple of Sete Voltas massif, Bahia state, Brazil. *Precambrian Research. 82: 35-62*.
- Martin, H., Moyen, J-F. 2002. Secular changes in tonalite–trondhjemite–granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology 30: 319– 322*.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R.P., Moyen, J.F., Champion, D.C. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos. 79: 1–24*.
- Martin, H., Moyen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Pennec, J.-L., 2014. Why archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zone. *Lithos 198-199: 1–13*
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology. 120: 223–254*.

- Medeiros, E. L. 2013. *Geologia e geocronologia do complexo Santa Izabel na região de Urandi, Bahia*. Salvador: Universidade Federal da Bahia - UFBA. Ms.C. Thesis, 203p.
- Medeiros E.L.M., Pereira Cruz S.C., Barbosa J.S.F., Paquette J.L., Peucat J.J., Pereira de Jesus S.dosS.G., Barbosa R.G., Correia de Brito R.S., Carneiro M.A. 2017. The Santa Izabel Complex, Gavião Block, Brazil: Components, geocronology, regional correlations and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. **80**: 66-94.
- Moraes Rego, L. F. 1926. *Reconhecimento geológico da parte ocidental do Estado da Bahia*. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico, Rio de Janeiro*, **13**: 33-54.
- Mougeot, R. 1996. *Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des mineralisations Au, \pm U associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para, Brésil)* Unpublished Ph.D. Thesis. Montpellier II University, Montpellier, France. 301.
- Moyen, J.F., Martin, H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*. **148**: 312–336.
- Moyen, J.F., Stevens, G. 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archaean geodynamics. In: Benn, K., Mareschal, J.C., Condie, K. C. (Eds.), *Archaean Geodynamics and Environments American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington D.C.* **164**: 149-175
- Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos* **123**:, 21–36.
- Nutman, A.P., Cordani, U.G. 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean granitoids from the Contendas-Mirante area of the Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*. **63**: 179-188.
- Nutman, A.P., Cordani, U.G., Sabaté, P. 1994. SHRIMP ages of detrital zircons from the early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **7**: 109-114
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Pádua M., B.de, Fuck, R.A. 2019. Magnetotelluric images of Paleoproterozoic accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic reworking processes in the northern São Francisco Craton, central-eastern Brazil. *Precambrian Research*. **333**: 105416.
- Paim, M.M., 2014. *Maçõ De Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-Colisional No Sudoeste da Bahia*. Ph.D. Thesis. Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia - UFBA, 188p.

- Patiño Douce, A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by lowpressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**: 743-746.
- Peccerillo, A. and 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.
- Peucat J.J., Santos Pinto M., Martin H., Barbosa J.S., Fanning M.C. 2003. SHRIMP U/Pb zircon ages up to 3.4-3.5 Ga in Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. In: *IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador*. Short Papers, 252- 255.
- Peucat J.J., Mascarenhas J.F., Barbosa J.S.F., de Souza S.L., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the Saõ Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. **15**: 363–373.
- Pires A.S. 2016. *Geologia E Geocronologia Do Complexo Santa Izabel Na Região De Urandi, Bahia*. Ms.C. Thesis. Brasília: Intituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, 183p.
- Polat, A. and Hofmann, A. W. 2003. Alteration andgeochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*. **126**: 197–218.
- Rosa, M.L.S. 1999. *Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia)*. Ph.D. Thesis. Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia - UFBA, 186p.
- Roberts, N.M, Spencer, C.J., 2014. The zircon archive of continent formation through time. *Geological Society, London, Special Publications* **389**: 314
- Santos, A. R.; Meneses, P. R., Santos, U. P. 1977. *Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento geológico regional – Folha Rio São Francisco*. Ms.C. Thesis - INPE, São José dos Campos.
- Santos Pinto, M.A. 1996. Le recyclage de la croûte continentale arch_enne: exemple du bloc du Gavião-Bahia, Bresil. *Memoire Geociences Rennes* **75**: 193p.
- Santos Pinto, M.A.,S., Peucat, J.J., Martin, H., Sabat_e, P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **11**: 487-498
- Santos Pinto, M., Peucat, J.J., Martin, Barbosa, J.S.F., Mark Fanning, C.M., Cocherie, A., Paquette, J.L. 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block

- (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5e3.8 Ga protocrust in the Gavião block?. *Journal of South American Earth Science*. **40**: 129-142.
- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Cawood, P.A., Santos, E.J.S., Fuck, R.A., 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Science*, **79**: 342-363.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espunhaço e Santo Onofre. Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências* **26**:1-276 ,
- Silva A.B, Liberal G.S., Grossi Sad J.H., Issa Filho A., Rodrigues C.S., Riffel B.F. 1988. Geologia e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonática Precambirana. *Geochimica Brasiliensis*. **2(1)**: 81-108.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: The first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineral. ISGAM, Salvador, Bahia, Brazil*, 282–283.
- Silva, L. C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. *Publicações especiais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brasília*.
- Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Pinto, C.P., Magalhães, J.T.R., Pinheiro, M.A.P., Santos, G.G. 2016. Disclosing the Neoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: the Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*. **68**: 50-67.
- Simon M.B., Bongioiolo E.M., Ávila C.A., Oliveira E.P., Teixeira W., Stohler R.C., Oliveira F.V.S. 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian Research*. **314**: 353–376.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews*. **12(1)**: 1-33.
- Sugitani, K., Yamashita, F., Nagaoka, T., Minami, M., Yamamoto, K. 2006. Geochemistry of heavily altered Archean volcanic and volcanoclastic rocks of the Warrawoona Group, at Mt. Goldsworthy in the Pilbara Craton, Western Australia: implications for alteration and origin. *Geochemical Journal*. **40(5)**: 523–535.

- Sun, S.S., Mcdonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins. Geological Society. London Special Publication. 42*: 315-345
- Teixeira, W., Fairchild, T.R., Toledo, M.C., Taioli, F. 2000. *Decifrando a Terra (1ª ed.)*. São Paulo, Oficina de Textos.
- Tourpin S., Gruau G., Blais S. 1991. Reseting of REE, and Nd and Sr during carbonatization of a komatiite flow form Finland. *Chemical Geology, 90*: 15-29.
- Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). *Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam: Balkema.
- Uhlein, A. & Pedreira, A.J. 1989. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço setentrional e Chapada Diamantina (BA}. In: *Simpósio de Geologia de Minas Gerais,5, Simpósio de Geologia de Brasília,I, Belo Horizonte, 1989. Anais...* Belo Horizonte, SBG. p.180-183
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chapell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology. 95*: 407-419.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. mineral. 95(1)*: 185–187.
- Winge M. 1968. *Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão, NW da Bahia e SSE do Piauí*. SUDENE, Relatório Inédito, Recife, 80 p.
- Wosniak, R., A.A.M.M, Oliveira, R.L.M. 2013. *Mapa Geológico Folha Condeúba (1:100.000)*. Serviço Geológico do Brasil.
- Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O.,Zhang H., Zhai M. 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic–plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos. 266–267*: 414–434.
- Zincone S.A. & Oliveira E.P. 2017. Field and geochronological evidence for origin of the Contendas-Mirante supracrustal Belt, São Francisco Craton, Brazil, as a Paleoproterozoic foreland basin. *Precambrian Research. 299*: 117-131.

ANEXO 1 - TABELAS

Tabela 1: Análises químicas de Rocha Total para os tonalitos e granodioritos do Complexo Brejinhos

Sample	Cristalândia TTG Block							
	RB-R-005E	JV-R-166	RB-R-085B	MF-R-193	RB-R-174A	RB-R-014	JV-R-013-B	RB-R-037
Major Elements (wt%)								
SiO ₂	56.6	61.01	66.9	67.89	69.4	69.5	71.16	73.9
TiO ₂	0.88	0.73	0.47	0.5	0.35	0.41	0.36	0.47
Al ₂ O ₃	14.3	18.07	15	14.79	15.3	15	15.32	9.21
Fe ₂ O _{3t}	10.2	6.67	5.19	4.78	4.04	3.25	3.11	8.42
MnO	0.14	0.08	0.06	0.07	0.04	0.03	0.04	0.06
MgO	5.78	3	1.76	1.97	0.96	0.98	1.05	1.07
CaO	7.19	5.93	3.23	4.37	3.41	2.3	1.4	2.19
Na ₂ O	3.53	3.87	4.56	3.84	4.82	3.88	4.74	2.15
K ₂ O	0.92	1.88	1.43	2.42	0.98	2.76	2.07	1.7
P ₂ O ₅	0.221	0.18	0.109	0.16	0.102	0.144	0.13	0.07
LOI	0.62	0.71	1.4	1.96	0.31	0.49	1.13	0.45
Total	100.38	102.13	100.11	102.75	99.71	98.74	100.51	99.69
Trace Elements (ppm)								
Ba	502	1015	376	748	333	454	550	493
Be	1.1	1.1	1.6	0.9	0.9	1.7	2.7	1
Co	34.4	19.7	11.2	10	6.7	5.6	6.8	11.3
Cs	0.2	0.45	0.94	0.58	0.13	0.61	2.53	0.38
Cd	0.08	0.01	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01	0.04
Cr	99	35	9	28	7	29	9	27
Cu	135	19	12	5	13		6	13
Ga	18.5	22.1	18.3	12.4	18.6	19.9	20	11.6
Hf	2.93	3.35	3.3	2.57	3.13	4.79	3.52	2.82
Mo	1.44	0.18	0.4		0.38	0.33	0.26	0.49
Nb	5.45	7.06	5.99	3.89	2.95	6.62	6.48	4.86
Ni	118	28	21	27	10	13	25	34
P	862	951	394	648	306	381	537	227
Pb	4.2	0.9	5.1	1.3	7.1	15.6	4.1	6.8
Rb	17.2	50.3	45.6	55.5	32.7	83.4	75.3	60.7
Sc	33.5	2.8	9.7	1	5.6	3.3	0.7	6.6
Sn	0.9	0.3	1.2	1.2	0.4		0.6	2
Sr	329	699.4	287.2	380.6	394.5	266.5	321.8	84.2
Ta	0.23	0.28	0.41		0.08		0.67	0.3
Ti	5280	4380	2820	1800	2100	2460	2160	2820
Th	1.7	0.4	4	2.5	1.4	13.5	3.3	4.6
U	0.41	0.09	0.59	0.3	0.21	0.81	0.84	0.62
V	116	33	49	23	32	22	5	65
Y	12.04	13.34	7.27	6.71	2.95	11.9	11.33	8.25
Zn	93	93	44	69	37	39	48	33
Zr	124.1	151.7	136.6	61.2	129.8	186.9	149.8	105.8

Rare Earth Elements (ppm)

La	31.5	20	16.5	26.9	16.9	45.4	22.7	17.3
Ce	59.3	45.4	30.4	43.6	26	83.6	41.6	28.7
Pr	6.66	6.78	3.15	4.89	2.69	8.01	4.94	3.35
Nd	26.3	29.5	11.5	16.8	9.2	26.4	18.6	12.2
Sm	4.5	5.9	2.2	2.4	1.4	4.5	3.4	2
Eu	1.39	1.36	0.63	0.71	0.6	0.85	0.97	0.52
Gd	3.71	5.05	2.03	2.03	1.17	3.09	3.04	1.89
Tb	0.49	0.61	0.27	0.25	0.15	0.43	0.41	0.26
Dy	2.67	3.19	1.52	1.35	0.65	2.1	2.19	1.5
Ho	0.47	0.53	0.29	0.24	0.11	0.4	0.42	0.29
Er	1.29	1.32	0.8	0.63	0.29	1.04	1.11	0.89
Tm	0.17	0.17	0.1	0.09	<0.05	0.13	0.16	0.11
Yb	1.2	1	0.7	0.6	0.2	0.7	0.9	0.8
Lu	0.15	0.13	0.09	0.1	<0.05	0.1	0.13	0.12
ΣREE	139.8	120.94	70.18	100.59	59.36	176.75	100.57	69.93
K ₂ O/Na ₂ O	0.3	0.5	0.3	0.6	0.2	0.7	0.4	0.8
Sr/Y	27.3	52.4	39.5	56.7	133.7	22.4	28.4	10.2
YbN	7.06	5.88	4.12	3.53	1.18	4.12	5.29	4.71
LaN/YbN	18.83	14.35	16.91	32.16	60.61	46.52	18.09	15.51
Eu/Eu*	1.04	0.76	0.91	0.98	1.43	0.7	0.92	0.82

Tabela 2: Análises químicas de Rocha Total para as rochas ultramáficas da Sequencia Riacho Alecrim

Sample	Serpentinities		Clt-tremolite rich rock		Tlc-tremolite schists				
	RB-R-068D	RB-R-175B	RB-R-175A	RB-R-141	RB-R-121B	RB-R-003C	RB-R-129B	RB-R-100B	JV-R-187
Major Elements (wt%)									
SiO ₂	39.80	38.60	37.30	39.90	46.50	47.80	47.90	52.50	55.12
TiO ₂	0.14	0.13	0.19	0.20	0.27	0.55	0.19	0.21	0.34
Al ₂ O ₃	3.21	4.35	4.41	4.22	4.19	6.17	6.98	2.80	3.10
Fe ₂ O _{3t}	15.50	16.00	16.70	17.30	11.20	13.90	9.45	10.60	11.27
MnO	0.15	0.14	0.18	0.21	0.17	0.24	0.15	0.14	0.30
MgO	30.70	30.20	30.20	27.80	22.70	19.60	23.50	19.50	20.49
CaO	0.24	0.54	1.55	2.28	9.07	8.33	5.73	11.40	7.33
Na ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.25	0.27	0.22	0.06
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	0.07	0.05	0.03
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.10	0.05	0.10	0.05	0.01	0.02	0.03
LOI	9.71	9.53	9.56	7.43	4.29	3.84	4.79	2.41	3.21
Total	99.57	99.62	100.27	99.46	98.58	100.76	99.04	99.85	101.28
Mg#									
Trace Elements (ppm)									
Ba	14	8	10	39	27	11	2.5	42	8
Be	0.4	0.2	0.3	0.1	0.3	0.4	0.7	0.3	0.5
Co	143.9	137.1	155.3	103.8	78.9	81.4	68.3	62.4	63.2
Cd	0.05	0.03	0.04	0.06	0.08	0.15	0.1	0.12	0.01
Cr	1059	110	8	811	932	1290	836	457	469
Cu	76	20	10	23	55	11	12	91	23
Ga	6.5	4.4	4	5.7	5.3	8.7	7.6	3.8	7.9

Hf	0.39	0.24	0.39	0.23	0.49	0.64	0.3	0.34	0.48
Mo	1.59	0.21	0.15	0.65	0.12	0.39	0.22	0.33	0.34
Nb	1.28	0.025	0.16	0.58	0.65	2.09	1.01	0.12	4.59
Ni	1315	1499	1190	815	600	504	1145	166	1549
P	179	261	384	165	334	160	25	72	175
Pb	1.8	2.4	2.4	1.1	1.3	2	2.1	1.1	0.7
Rb	3.1	0.4	1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.3	0.2
Sb	0.14	0.1	0.31	0.025	0.025	0.025	0.11	0.025	0.025
Sc	17.2	6.9	6.5	12.8	39.8	11.7	19.7	83	0.3
Sn	0.5	0.15	0.15	0.15	0.15	0.3	0.7	0.15	0.15
Sr	117.6	8.6	99.5	16.9	13.7	22.8	5.8	25	12
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.38
Ti	840	780	1140	1200	1620	3300	1140	1260	2040
Th	1.4	0.3	0.05	0.6	0.9	0.6	0.4	0.2	1.3
Tl	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Tm	0.025	0.025	0.025	0.07	0.09	0.2	0.1	0.12	0.28
U	0.22	0.23	0.19	0.4	0.49	0.18	0.4	0.24	0.55
V	56	28	40	58	109	109	98	179	9
W	2.5	1.1	2.3	0.9	1.1	1.2	1	1.4	0.05
Y	2.3	3.09	2.86	6.6	7.56	14.44	5.93	9.2	16.56
Zn	148	106	85	113	54	83	71	75	20
Zr	21.6	17.5	21.7	15.3	19.4	24.1	14.3	15.6	19.6
Rare Earth Elements (ppm)									
La	6	6.1	7	12.3	7.8	14.4	10.1	6	4.1
Ce	4.2	9.1	7.5	8.6	8.4	6.3	7.1	5.4	3.3
Pr	0.89	1.17	0.93	1.3	1.37	2.7	1.34	0.99	0.81
Nd	3.2	4.6	3.7	5	6.5	10.4	4.9	4.8	3.7

Sm	0.7	0.9	0.8	1	1.7	2.4	0.9	1.6	1.4
Eu	0.09	0.22	0.26	0.19	0.29	0.56	0.18	0.16	0.28
Gd	0.64	0.78	0.73	1.13	1.63	2.52	0.98	1.95	2.06
Tb	0.09	0.09	0.1	0.17	0.24	0.42	0.16	0.32	0.38
Dy	0.46	0.6	0.51	0.92	1.34	2.45	0.97	1.79	2.81
Ho	0.08	0.11	0.09	0.2	0.27	0.51	0.21	0.36	0.61
Er	0.22	0.32	0.27	0.53	0.72	1.41	0.61	0.99	1.9
Tm	0.025	0.025	0.025	0.07	0.09	0.2	0.1	0.12	0.28
Yb	0.2	0.2	0.2	0.4	0.6	1.3	0.6	0.7	1.9
Lu	0.025	0.04	0.06	0.06	0.09	0.2	0.08	0.09	0.28
ΣREE	16.82	24.25	22.18	31.87	31.04	45.77	28.23	25.27	23.81
LaN/YbN	20.42	20.76	23.82	20.93	8.85	7.54	11.46	5.83	1.47
LaN/SmN	5.37	4.25	5.48	7.71	2.87	3.76	7.03	2.35	1.83
GdN/YbN	2.62	3.18	2.98	2.29	2.21	1.57	1.32	2.25	0.88
Ce/Ce*	0.52	0.92	0.79	0.59	0.63	0.28	0.54	0.54	0.46
Eu/Eu*	0.41	0.8	1.04	0.55	0.53	0.69	0.58	0.28	0.5

Tabela 3: Análises químicas de Rocha Total para os sienogranitos do Gnaiss Vereda-Parain.

Sample	Syenogranites (Vereda-Parain Gneiss)					
	JV-R-171	RB-R-116B	JV-R-168	MF-R-181	RB-R-124B	JV-R-057
Major Elements (wt%)						
SiO ₂	68.74	68.8	72.05	72.06	73.5	75.16
TiO ₂	0.47	0.69	0.3	0.36	0.3	0.66
Al ₂ O ₃	13.96	12.9	14.53	13.68	12.5	12.75
Fe ₂ O _{3t}	4.94	7.88	3.6	3.87	4.07	5.23
MnO	0.05	0.11	0.06	0.05	0.05	0.08
MgO	1.38	0.41	0.63	0.52	0.13	0.66
CaO	2.36	2.23	1.98	1.66	0.76	0.54
Na ₂ O	2.46	2.57	3.42	3.26	2.25	2
K ₂ O	3.67	4.23	4.15	4.18	6	5.43
P ₂ O ₅	0.15	0.148	0.11	0.15	0.024	0.14
LOI	1.16	0.6	0.92	0.71	0.39	0.89
Total	99.34	100.57	101.75	100.50	99.97	103.54
Trace Elements (ppm)						
Ba	958	1037	948	1505	1202	1651
Be	1.2	2.4	2.4	2.1	2.4	1.5
Co	10.5	6.1	5.1	3.5	2.9	8.4
Cs	0.22	0.12	0.44	0.61	6.22	0.06
Cd	0.01	0.12	<0,01	0.02	0.08	0.06
Cr	22	3	5	5	4	4
Cu	14	10		11	27	15
Ga	16	22.1	14.9	12.6	17.5	18.3
Hf	2.92	10.79	5.17	5.38	9.46	13.39
Mo	0.21	2.88	0.21		1.37	2.25
Nb	10.21	20.48	8.86	11.46	15.39	26.53
Ni	19	8	6	<5		12
P	652	470	505	747	69	596
Pb	1.8	15.7	2.6	6.9	26.6	9.4
Rb	111.4	124.3	98.1	95.1	163.3	101.9
Sc	0.9	17.4	0.7	1.5	9.2	0.9
Sn		3.1	2.2	2.4	2.8	0.7
Sr	128.4	147.6	295.6	246.8	150	63.9
Ta	0.4	1.27	0.5	0.54	1.16	1.51
Ti	2820	4140	1800	1200	1800	3960
Th	6.9	15.3	15.2	16.2	12.6	2.9
U	0.65	2.46	1.67	2.33	3.39	0.38
V	9	14	6	9	5	4

Y	28.59	53.38	18.76	24.11	28.11	54.2
Zn	65	96	43	68	43	72
Zr	112.5	422.4	224.3	216.8	382.4	633.8
Rare Earth Elements (ppm)						
La	40.2	74.1	47.4	37.4	30	51.2
Ce	65.5	131	79.6	99.1	55.5	102.3
Pr	8.6	16.33	8.54	10.36	7.09	13.31
Nd	32.5	63.8	28.6	35.7	27.6	53.7
Sm	7.5	12.5	4.8	6.3	5.8	12.2
Eu	1.15	2.33	0.93	0.99	0.91	2.52
Gd	6.82	11.91	4.32	4.48	5.78	12.22
Tb	1.04	1.77	0.62	0.73	0.93	1.83
Dy	6.06	10.75	3.48	4.64	5.85	10.99
Ho	1.16	2.05	0.68	0.85	1.16	2.18
Er	3.22	6.18	1.96	2.45	3.62	5.99
Tm	0.43	0.85	0.27	0.36	0.5	0.82
Yb	2.4	5.7	1.7	2.2	3.4	5.1
Lu	0.31	0.78	0.24	0.32	0.48	0.77
∑REE	176.89	340.05	183.14	205.88	148.62	275.13
K ₂ O/Na ₂ O	1.5	1.6	1.2	1.3	2.7	2.7
Sr/Y	4.5	2.8	15.8	10.2	5.3	1.2
YbN	14.12	33.53	10	12.94	20	30
LaN/YbN	12.01	9.32	20	12.19	6.33	7.2
Eu/Eu*	0.49	0.58	0.62	0.57	0.48	0.63

Tabela 4: Análises químicas de Rocha Total para os granodioritos Urucu.

Sample	Urucu Granodiorites							
	RB-R-111B	RB-R-114B	RB-R-118B	MF-R-023	RB-R-151	RB-R-115B	JV-R-044	RB-R-140
Major Elements (wt%)								
SiO ₂	52.8	55.7	58.4	62.59	64.5	65.5	65.7	69.6
TiO ₂	1.35	1.42	1.27	0.88	0.9	0.8	1.1	0.63
Al ₂ O ₃	16.7	15.2	14.7	14.01	14.1	13.8	14.82	12.2
Fe ₂ O _{3t}	12.9	12.4	12.3	8.02	8.36	8.32	7.35	7.64
MnO	0.18	0.18	0.2	0.11	0.13	0.13	0.13	0.12
MgO	2.83	1.79	1.56	1.11	1.59	0.86	1.04	0.45
CaO	6.46	4.89	5.2	4.24	5.41	3.11	3.13	2.32
Na ₂ O	2.49	2.34	3.07	3.28	2.82	2.36	2.58	3.1
K ₂ O	3.48	4.33	2	2.51	1.9	4.69	4.75	3.12
P ₂ O ₅	0.41	0.513	0.449	0.36	0.201	0.22	0.37	0.189
LOI	0.83	1.05	0.62	0.76	0.85	0.5	1.2	0.16
Total	99.60	98.76	99.15	97.11	99.91	99.79	102.17	99.37
Trace Elements (ppm)								
Ba	947	1397	707	2056	790	972	2919	1187
Be	1.8	3.5	1.4	1.6	2.1	2.4	1.9	1.4
Co	26.5	18.1	15.4	8.3	15.3	9.4	8.4	6.1
Cs	0.21	0.55	0.14	0.1	0.29	0.33	0.69	0.18
Cd	0.15	0.19	0.13	0.05	0.1	0.09	0.04	0.12
Cr	8	6	4	8	13	5	3	6
Cu	21	16	36	11	16	21	15	20
Ga	25.3	25.7	23.2	14.8	20	23.4	21.9	20.2
Hf	5.08	11.17	4.4	12.34	8.87	5.95	17.58	9.13
Mo	0.55	1.83	3.78		0.83	1.27	1.65	0.92
Nb	13.8	23.04	12.98	20.23	14.11	14.94	26.2	13.56
Ni	22	7	9	7	16		5	
P	1539	1943	1710	1422	766	781	1706	665
Pb	9.4	15.3	8.7	1.1	10.5	23.3	4.6	20.2
Rb	75.3	157.1	48.5	37.9	49.6	123.5	85	73.9
Sc	28.3	30.8	28.3	3.4	25.6	18	3.2	21.3
Sn	1.5	3.2	2.1	1.2	1.3	2.4	1.4	1.4
Sr	291.4	192	299.6	485.9	559.5	213.7	712.3	221.1
Ta	0.91	1.63	0.84	0.38	0.75	1.19	1.78	0.7
Ti	8100	8520	7620	3100	5400	4800	6600	3780
Th	5.4	11.6	19	8.9	8.1	14.6	6	7.1
U	0.52	1.35	1.52	0.88	0.98	2.44	1.17	0.72
V	75	56	51	24	43	25	13	7
Y	33.87	56.48	33.19	44.18	34.4	41.07	50.63	37.95
Zn	144	163	114	145	81	102	139	100
Zr	198.2	464.7	166.8	589.4	365.3	220.7	864	391.5

Rare Earth Elements (ppm)

La	34.1	58.7	47	113.9	33.9	61.7	94.8	56
Ce	56.1	108.6	98.3	195.8	124.1	64.1	200.1	99.1
Pr	8.48	15.26	11.27	24.13	9.92	12.81	23.18	13.24
Nd	34.7	64.5	44.4	87.2	40.4	50.4	89.5	52
Sm	7.3	13.3	8.9	13.7	8.7	9.8	15.2	10.1
Eu	2.15	3.51	2.49	2.57	2.14	2	4.3	2.35
Gd	7.59	12.82	8.1	11.24	7.84	9.09	11.82	9.33
Tb	1.12	1.84	1.11	1.54	1.19	1.29	1.53	1.34
Dy	7.1	10.91	6.56	8.75	7	7.86	8.26	7.66
Ho	1.32	2.15	1.22	1.66	1.34	1.53	1.63	1.45
Er	3.92	6.53	3.65	4.56	4.03	4.7	4.58	4.31
Tm	0.51	0.88	0.5	0.64	0.54	0.62	0.59	0.57
Yb	3.5	5.9	3.3	3.9	3.6	4.1	3.8	3.9
Lu	0.52	0.86	0.47	0.61	0.55	0.59	0.56	0.57
ΣREE	168.41	305.76	237.27	470.2	245.25	230.59	459.85	261.92
K ₂ O/Na ₂ O	1.4	1.9	0.7	0.8	0.7	2.0	1.8	1.0
Sr/Y	8.6	3.4	9.0	11.0	16.3	5.2	14.1	5.8
YbN	20.59	34.71	19.41	22.94	21.18	24.12	22.35	22.94
LaN/YbN	6.99	7.14	10.22	20.95	6.75	10.79	17.89	10.3
Eu/Eu*	0.88	0.82	0.9	0.63	0.79	0.65	0.98	0.74

Tabela 5: Sumário para a análise dos Zircões da amostra HAE4 via LA-ICPMS.

Amostra	Razões										Idades Aparentes						Conc.(%)	Conc.(%)
	Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ(%)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ (%)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6
016-Z12*	0.22	0.01	6996	0.195532	1.52	8.505	2.64	0.315459	2.16	0.93	2789	25	2286	24	1768	33	63.37	77.30
029-Z23	0.12	0.01	13051	0.184495	0.62	9.430	1.15	0.370683	0.96	0.83	2694	10	2381	11	2033	17	75.46	85.38
004-Z02	0.00	0.00	598610	0.184106	0.64	10.168	1.09	0.400555	0.89	0.79	2690	11	2450	10	2172	16	80.72	88.63
009-Z07	0.00	0.01	1274124	0.194000	0.69	12.664	1.64	0.473429	1.49	0.90	2776	11	2655	15	2499	31	89.99	94.11
023-Z17	0.00	0.01	338694	0.187564	0.51	10.199	1.28	0.394376	1.17	0.91	2721	8	2453	12	2143	21	78.76	87.37
005-Z03	0.11	0.01	15736	0.158470	0.75	2.576	2.45	0.117899	2.33	0.95	2439	13	1294	18	718	16	29.45	55.53
006-Z04	0.00	0.02	768232	0.180794	0.73	5.681	1.46	0.227878	1.26	0.91	2660	12	1928	13	1323	15	49.75	68.62
013-Z09	0.82	0.04	2065	0.170918	0.69	4.122	1.63	0.174907	1.46	0.90	2567	11	1659	13	1039	14	40.48	62.65
019-Z15	0.00	0.01	915418	0.172294	1.10	6.212	2.97	0.261493	2.76	0.93	2580	18	2006	26	1497	37	58.04	74.64
020-Z16	0.78	0.03	2270	0.169049	1.08	2.256	3.01	0.096805	2.78	0.97	2548	18	1199	21	596	16	23.38	49.69
033-Z25	0.02	0.01	103501	0.176967	1.05	5.163	2.93	0.211593	2.73	0.93	2625	17	1847	25	1237	31	47.14	67.01
COMP006-CZ4	0.04	0.06	43655	0.182181	0.58	6.853	0.98	0.272801	0.79	0.85	2673	10	2093	9	1555	11	58.18	74.31
COMP014-CZ10	0.97	0.02	1849	0.150647	0.53	1.485	3.39	0.07147	3.32	0.99	2353	9	924	20	445	14	18.91	48.16
003-Z01	0.15	0.06	8839	0.240494	0.97	17.415	2.45	0.5252	2.26	0.92	3123	15	2958	24	2721	50	87.13	91.99
007-Z05	0.01	0.07	213711	0.243741	0.69	19.002	1.19	0.565412	0.98	0.80	3145	11	3042	12	2889	23	91.87	94.97
014-Z10	0.16	0.03	9422	0.222940	1.14	11.175	2.25	0.36354	1.93	0.86	3002	18	2538	21	1999	33	66.59	78.77
015-Z11	0.00	0.01	667404	0.234576	0.96	16.594	1.97	0.513065	1.72	0.87	3084	15	2912	19	2670	38	86.58	91.69
017-Z13	0.01	0.02	152781	0.235642	1.06	15.749	1.99	0.484742	1.69	0.84	3091	17	2862	19	2548	36	82.44	89.03
018-Z14	0.00	0.01	614436	0.243084	0.64	16.862	1.36	0.503096	1.20	0.88	3140	10	2927	13	2627	26	83.66	89.75
024-Z18	0.00	0.05	357562	0.238133	0.72	16.150	1.30	0.491869	1.08	0.82	3108	11	2886	12	2579	23	82.98	89.36
025-Z19	0.26	0.09	5373	0.242649	0.55	17.054	2.02	0.509749	1.95	0.96	3137	9	2938	19	2656	42	84.64	90.39
027-Z21	0.88	0.03	1746	0.226456	0.59	10.515	1.31	0.336778	1.16	0.88	3027	9	2481	12	1871	19	61.81	75.41
028-Z22	0.00	0.06	411729	0.251070	0.54	22.538	1.05	0.651057	0.90	0.84	3192	9	3207	10	3232	23	101.28	100.78
030-Z24	0.01	0.02	182781	0.227880	1.80	11.934	2.58	0.37982	1.84	0.87	3037	29	2599	24	2075	33	68.33	79.85
034-Z26	0.16	0.03	9990	0.209882	1.01	8.637	2.27	0.298454	2.03	0.89	2905	16	2300	21	1684	30	57.96	73.19
035-Z27	0.09	0.03	15606	0.247226	0.68	17.583	2.15	0.515833	2.04	0.95	3167	11	2967	21	2681	45	84.67	90.37
COMP013-CZ9	0.01	0.11	189516	0.266825	0.55	23.100	0.84	0.627891	0.63	0.71	3287	9	3231	8	3141	16	95.55	97.22
COMP003-CZ1	0.01	0.09	134044	0.248716	0.59	20.498	1.05	0.597726	0.87	0.81	3177	9	3115	10	3021	21	95.09	96.97

COMP004- CZ2	0.00	0.03	486704	0.244551	0.55	17.219	0.79	0.510677	0.57	0.65	3150	9	2947	8	2660	12	84.43	90.24	
COMP007- CZ5	0.00	0.11	328903	0.254106	0.44	20.388	0.74	0.581916	0.60	0.76	3211	7	3110	7	2957	14	92.09	95.07	
COMP008- CZ6	0.01	0.08	183692	0.249380	0.50	20.129	0.78	0.585416	0.60	0.72	3181	8	3098	8	2971	14	93.40	95.91	
COMP009- CZ7	0.02	0.04	87362	0.226532	0.68	12.210	1.86	0.390903	1.73	0.93	3028	11	2621	17	2127	31	70.25	81.16	
COMP023- CZ17	0.01	0.10	238351	0.252888	0.46	22.274	0.92	0.638798	0.80	0.85	3203	7	3196	9	3184	20	99.42	99.64	
COMP026- CZ20	0.01	0.12	144345	0.253645	0.84	23.142	1.30	0.661724	0.99	0.88	3208	13	3233	13	3274	26	102.06	101.27	
COMP030- CZ24	0.01	0.09	238472	0.256426	0.62	23.343	0.93	0.660214	0.69	0.81	3225	10	3241	9	3268	18	101.34	100.82	
- 010-CZ08*	- 0.01	0.03	- 114101	0.248103	0.80	14.951	1.57	0.437068	1.34	0.91	- 3173	13	2812	15	2337	26	73.68	83.12	-
- 026-Z20*	- 0.00	0.01	- 13588079	0.207405	1.24	15.073	1.51	0.527079	0.85	0.71	- 2885	20	2820	14	2729	19	94.58	96.78	-
- 036-Z28*	- 0.00	0.01	- 834747	0.158098	1.67	5.940	1.95	0.272491	1.00	0.72	- 2435	28	1967	17	1553	14	63.79	78.97	-
COMP016- CZ12*	- 0.01	0.10	- 192783	0.230525	0.92	17.222	1.21	0.541822	0.79	0.79	- 3056	15	2947	12	2791	18	91.34	94.70	-
COMP017- CZ13*	- 0.01	0.01	- 238389	0.141222	0.59	4.569	1.86	0.234625	1.76	0.95	- 2242	10	1744	15	1359	22	60.60	77.93	-
COMP019- CZ15*	- 0.00	0.31	- 647105	0.275076	0.39	23.869	0.80	0.629323	0.69	0.84	- 3335	6	3263	8	3147	17	94.35	96.44	-
COMP020- CZ16*	- 0.01	0.74	- 228103	0.120657	0.65	5.098	1.12	0.306423	0.91	0.88	- 1966	12	1836	10	1723	14	87.65	93.86	-
COMP027- CZ21*	- 0.00	0.06	- 1058934	0.232699	0.49	21.034	0.98	0.655575	0.85	0.85	- 3071	8	3140	9	3250	22	105.84	103.50	-
COMP028- CZ22*	- 0.03	0.04	- 49517	0.220528	0.56	17.088	1.25	0.561985	1.12	0.89	- 2985	9	2940	12	2875	26	96.32	97.79	-
COMP029- CZ23*	- 0.11	0.02	- 12719	0.219978	0.48	13.421	1.00	0.442507	0.88	0.86	- 2981	8	2710	9	2362	17	79.24	87.16	-

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 6: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-057 via LA-ICPMS.

Amostra	Razões										Idades Aparentes					Conc.(%)	Conc.(%)	
	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rh	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5
Ortognaisse Vereda JV-057																		
Z01-1	0.03	0.22	43116	0.182000	1.4 4	11.680	2.4 9	0.467000	2.0 3	0.8 1	2667	24	2579	23	2468	42	93.00	96.00
Z05-2	0.03	0.24	54397	0.179000	1.5 3	11.791	2.1 7	0.478000	1.5 4	0.7 0	2643	25	2588	20	2518	32	95.00	97.00
Z06	0.02	0.33	87896	0.179000	0.8 2	12.062	1.3 2	0.490000	1.0 4	0.7 7	2639	14	2609	12	2571	22	97.00	99.00
Z07	0.01	0.30	111289	0.179000	0.7 9	12.303	1.3 0	0.500000	1.0 3	0.7 8	2639	13	2628	12	2613	22	99.00	99.00
Z08	0.00	0.04	422398	0.177000	0.8 9	12.666	1.1 8	0.518000	0.7 8	0.6 3	2630	15	2655	11	2689	17	102.00	101.00
Z10	0.04	0.31	32028	0.171000	1.9 5	11.081	2.8 4	0.471000	2.0 5	0.7 2	2564	32	2530	26	2488	42	97.00	98.00
Z11	0.04	0.27	40015	0.177000	1.3 8	11.536	2.1 9	0.474000	1.7 0	0.7 7	2622	23	2568	20	2499	35	95.00	97.00
Z12	0.02	0.36	72359	0.182000	0.6 9	12.550	1.1 7	0.499000	0.9 5	0.8 0	2674	11	2646	11	2611	20	98.00	99.00
Z13	0.02	0.39	69553	0.178000	1.0 7	12.018	1.5 1	0.488000	1.0 5	0.6 8	2639	18	2606	14	2563	22	97.00	98.00
Z14	0.01	0.27	116387	0.175000	0.8 0	11.296	1.3 9	0.469000	1.1 3	0.8 1	2602	13	2548	13	2481	23	95.00	97.00
Z15	0.01	0.22	107233	0.180000	0.7 3	12.221	1.1 3	0.492000	0.8 6	0.7 4	2655	12	2622	11	2578	18	97.00	98.00
Z17	0.01	0.29	177247	0.182000	0.4 9	12.438	0.8 7	0.495000	0.7 1	0.7 9	2674	8	2638	8	2591	15	97.00	98.00
Z18	0.01	0.26	157197	0.179000	0.7 8	12.351	1.0 9	0.499000	0.7 6	0.6 7	2648	13	2631	10	2611	16	99.00	99.00
Z19	0.01	0.40	188484	0.181000	0.5 9	12.629	1.0 9	0.505000	0.9 1	0.8 3	2666	10	2652	10	2634	20	99.00	99.00
Z21	0.01	0.21	172772	0.173000	0.7 3	11.710	1.4 1	0.492000	1.2 1	0.8 5	2583	12	2582	13	2580	26	100.00	100.00

Z22	0.02	0.30	72082	0.174000	0.9 7	10.845	1.3 6	0.452000	0.9 6	0.6 9	2595	16	2510	13	2406	19	93.00	96.00	
Z24	0.01	0.11	139009	0.176000	0.6 7	12.091	1.1 3	0.498000	0.9 2	0.7 9	2617	11	2611	11	2604	20	100.00	100.00	
Significado incerto																			
Z09	0.03	0.27	47126	0.191000	0.8 9	13.576	1.6 3	0.515000	1.3 7	0.8 3	2753	15	2721	15	2677	30	97.00	98.00	
Dados com variado grau de desequilíbrio isotópico - registro de evento metamórfico em cerca de 2100 Ma?																			
Z01-2	0.01	0.17	133347	0.132000	0.8 0	7.146	1.5 0	0.393000	1.2 7	0.8 4	2125	14	2130	13	2135	23	100.00	100.00	
Z04	0.01	0.14	172277	0.128000	0.6 7	6.403	0.9 9	0.364000	0.7 2	0.6 9	2066	12	2033	9	2000	12	97.00	98.00	
Z05-1	0.02	0.20	65287	0.141000	1.1 3	7.241	1.8 6	0.374000	1.4 7	0.7 9	2234	19	2142	16	2046	26	92.00	96.00	
Z16	0.02	0.25	91812	0.139000	0.6 1	7.384	1.0 8	0.386000	0.8 9	0.8 1	2212	10	2159	10	2104	16	95.00	97.00	
Z20	0.01	0.36	186150	0.165000	0.8 3	10.250	1.2 9	0.451000	0.9 8	0.7 4	2506	14	2458	12	2399	20	96.00	98.00	
Z23	0.02	0.30	63581	0.148000	1.8 3	8.461	2.0 2	0.415000	0.8 5	0.4 0	2320	31	2282	18	2239	16	97.00	98.00	
Dados descartados pelo grande erro analítico																			
- Z02*	- 0.06	0.24	- 21357	0.184000	2.4 2	12.815	3.5 8	0.506000	2.6 3	0.7 4	- 2685	39	2666	33	2642	57	98.00	99.00	
- Z03*	- 0.04	0.59	- 220543	0.142000	3.9 7	7.593	4.5 6	0.388000	2.2 4	0.4 9	- 2252	67	2184	40	2112	40	94.00	97.00	

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 7: Sumário para a análise dos Zircões da amostras JV-062 via LA-ICPMS.

Amostra		Razões									Idades Aparentes						Conc.(%)	Conc.(%)			
Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5			
Ortognaisse JV-062																					
024-Z17	0.16	0.45	9498	0.139525	0.40	7.280	1.04	0.378423	0.96	0.92	2221	7	2146	9	2069	17	93.14	96.39			
030-Z23	0.01	0.30	110474	0.139218	0.40	7.288	0.94	0.379684	0.86	0.89	2218	7	2147	8	2075	15	93.57	96.62			
003-Z01	0.00	0.35	489662	0.138226	0.37	7.473	0.79	0.392099	0.70	0.86	2205	6	2170	7	2133	13	96.71	98.29			
015-Z10	0.00	0.40	648952	0.140021	0.32	8.043	0.61	0.416625	0.52	0.79	2227	6	2236	5	2245	10	100.79	100.41			
Metamorfismo																					
007-Z05	0.15	0.06	10550	0.124342	0.59	5.731	1.08	0.334297	0.90	0.82	2019	11	1936	9	1859	15	92.06	96.03			
017-Z12	0.30	0.07	5128	0.123018	0.43	6.007	0.97	0.354137	0.87	0.89	2000	8	1977	8	1954	15	97.69	98.86			
018-Z13	1.23	0.05	1350	0.132999	0.99	3.871	2.31	0.211104	2.08	0.91	2138	17	1608	18	1235	23	57.75	76.80			
019-Z14	0.10	0.01	15544	0.127193	0.63	4.998	1.09	0.285006	0.89	0.80	2060	11	1819	9	1617	13	78.49	88.87			
023-Z16	0.83	0.02	1934	0.129692	0.50	4.768	1.04	0.266623	0.91	0.88	2094	9	1779	9	1524	12	72.77	85.63			
025-Z18	0.18	0.03	8689	0.127090	0.41	5.344	1.20	0.304962	1.12	0.94	2058	7	1876	10	1716	17	83.37	91.47			
026-Z19	0.32	0.00	4676	0.122504	0.55	6.200	0.78	0.367051	0.55	0.64	1993	10	2004	7	2016	9	101.13	100.55			
027-Z20	0.05	0.01	29809	0.123736	0.75	5.633	1.25	0.330148	1.00	0.78	2011	13	1921	11	1839	16	91.46	95.73			
010-Z08	0.16	0.03	9549	0.123962	0.42	5.821	1.02	0.340547	0.93	0.90	2014	8	1949	9	1889	15	93.81	96.91			
Desequilíbrio Isotópico?																					
035-Z25	0.71	0.15	2251	0.145145	1.71	5.714	2.48	0.285497	1.80	0.73	2289	29	1933	21	1619	26	70.71	83.74			
Dados descartados pelo grande erro analítico e/ou alto conteúdo de Pb comum																					
004-Z02*	-	32.03	0.03	-	56	0.105826	1.43	0.937	1.76	0.064196	1.02	0.83	-	1729	26	674	9	404	4	23.20	59.76
005-Z03*	-	0.04	0.04	-	114777	0.120568	1.98	5.806	2.30	0.349284	1.16	0.49	-	1965	35	1947	20	1931	19	98.30	99.17
006-Z04*	-	6.65	0.03	-	261	0.128933	1.17	2.286	2.28	0.128578	1.96	0.92	-	2083	20	1208	16	780	14	37.43	64.55

008-Z06*	-	3.50	0.25	-	480	0.133798	1.23	3.471	3.04	0.188156	2.78	0.94	-	2148	21	1521	24	1111	28	51.73	73.08
009-Z07*	-	4.99	0.29	-	337	0.153259	2.08	3.970	4.48	0.187873	3.97	0.93	-	2383	35	1628	36	1110	40	46.58	68.17
014-Z09*	-	0.80	0.36	-	1875	0.115740	4.00	5.484	4.47	0.343630	2.00	0.46	-	1891	70	1898	38	1904	33	100.67	100.32
016-Z11*	-	0.53	0.02	-	3093	0.120152	0.58	3.845	3.74	0.232098	3.70	0.99	-	1958	10	1602	30	1345	45	68.70	83.98
020-Z15*	-	0.02	0.01	-	101260	0.116164	3.10	4.866	3.45	0.303792	1.51	0.43	-	1898	56	1796	29	1710	23	90.10	95.20
028-Z21*	-	4.02	0.39	-	415	0.117182	0.66	3.213	2.01	0.198889	1.90	0.96	-	1914	12	1460	15	1169	20	61.10	80.07
029-Z22*	-	12.90	0.13	-	133	0.130195	2.30	2.566	2.59	0.142953	1.20	0.63	-	2101	40	1291	19	864	10	41.00	66.72
034-Z24*	-	10.68	0.26	-	158	0.137848	4.33	3.122	5.97	0.164275	4.12	0.82	-	2200	73	1438	45	980	37	44.56	68.17
036-Z26*	-	1.37	0.24	-	1265	0.097319	3.31	1.784	3.64	0.132987	1.51	0.44	-	1573	61	1040	23	805	11	51.16	77.41

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 8: Sumário para a análise dos Zircões da amostra RB-071 via LA-ICPMS.

Amostra						Razões							Idades Aparentes						Conc. ³
	Grão.spot	Pb rad. ¹	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb Total ²	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	
Ortognaisse Caraíbas RB-071																			
Intercepto																			
3.1	87	32	243	0.13	1.40	0.1146	0.0031	3.3827	0.0985	0.2140	0.0021	0.97	1.874	0.050	1.500	0.021	1.250	0.011	66
20.1	109	47	297	0.16	0.86	0.1155	0.0026	3.8992	0.0888	0.2448	0.0021	0.93	1.888	0.040	1.614	0.018	1.412	0.010	74
14.2	105	50	291	0.17	0.55	0.1165	0.0026	4.0971	0.0922	0.2551	0.0021	0.99	1.903	0.039	1.654	0.018	1.465	0.011	76
22.1	108	47	326	0.14	0.24	0.1163	0.0026	4.1898	0.0880	0.2614	0.0025	0.93	1.899	0.040	1.672	0.017	1.497	0.013	78
27.1	80	31	242	0.13	0.62	0.1180	0.0027	4.5638	0.0990	0.2805	0.0028	0.65	1.926	0.042	1.743	0.018	1.594	0.014	82
24.1	87	31	240	0.13	0.46	0.1239	0.0029	5.4166	0.1169	0.3171	0.0032	0.84	2.013	0.041	1.887	0.018	1.776	0.015	88
5.1	73	34	138	0.24	0.71	0.1201	0.0037	5.2581	0.1479	0.3174	0.0031	0.98	1.958	0.054	1.862	0.025	1.777	0.015	90
15.1	72	39	168	0.23	0.33	0.1251	0.0026	5.7707	0.1247	0.3346	0.0027	0.53	2.030	0.037	1.942	0.018	1.861	0.013	91
11.1	71	23	147	0.15	1.45	0.1249	0.0027	6.3387	0.1233	0.3682	0.0026	0.99	2.027	0.040	2.024	0.019	2.021	0.013	99
6.1	40	79	61	1.30	0.25	0.1258	0.0046	6.3460	0.2174	0.3658	0.0046	0.93	2.040	0.064	2.025	0.030	2.010	0.022	98
26.1	47	75	71	1.06	0.22	0.1312	0.0040	7.2101	0.1949	0.3985	0.0050	0.53	2.114	0.052	2.138	0.024	2.162	0.023	102
25.1	67	101	105	0.97	0.16	0.1316	0.0035	7.2418	0.1746	0.3991	0.0045	0.61	2.119	0.046	2.142	0.021	2.165	0.021	102
12.2	66	119	97	1.22	0.18	0.1308	0.0035	7.2944	0.1818	0.4045	0.0038	0.88	2.109	0.046	2.148	0.022	2.190	0.017	103
9.1	33	57	52	1.10	1.26	0.1291	0.0047	7.1804	0.2343	0.4033	0.0049	0.66	2.086	0.064	2.134	0.030	2.184	0.023	104
10.1	39	63	60	1.05	0.18	0.1302	0.0042	7.3896	0.2258	0.4117	0.0047	0.44	2.101	0.055	2.160	0.027	2.223	0.021	105
23.1	51	93	83	1.12	0.62	0.1315	0.0039	7.4811	0.1974	0.4126	0.0052	0.95	2.118	0.052	2.171	0.024	2.227	0.024	105
Intercepto (continuação) / Concordia Age																			
21.1	88	29	181	0.16	0.07	0.1294	0.0028	6.7219	0.1447	0.3767	0.0030	0.36	2.090	0.038	2.076	0.019	2.061	0.014	98
19.1	100	147	182	0.81	0.38	0.1296	0.0029	6.8724	0.1559	0.3845	0.0033	0.68	2.093	0.040	2.095	0.020	2.097	0.015	100
17.1	59	80	107	0.75	0.49	0.1310	0.0037	6.8972	0.1861	0.3819	0.0039	0.67	2.111	0.049	2.098	0.024	2.085	0.018	98
12.1	51	55	89	0.62	0.05	0.1312	0.0034	6.9466	0.1746	0.3841	0.0036	0.72	2.114	0.045	2.105	0.022	2.095	0.017	99
18.1	95	98	163	0.60	0.12	0.1313	0.0030	7.0065	0.1553	0.3870	0.0032	0.48	2.115	0.039	2.112	0.020	2.109	0.015	99
13.1	77	191	104	1.83	0.12	0.1314	0.0034	7.0285	0.1765	0.3880	0.0037	0.68	2.117	0.045	2.115	0.022	2.114	0.017	99
Herança																			

	1.1	2	-1	1	0.78	2.06	0.1844	0.0040	14.1392	0.3058	0.5562	0.0050	0.75	2.692	0.036	2.759	0.021	2.851	0.021	105				
	4.1	51	12	71	0.16	0.07	0.1868	0.0043	14.3872	0.3236	0.5585	0.0053	0.98	2.714	0.038	2.776	0.022	2.861	0.022	105				
	14.1	25	11	33	0.34	0.35	0.1991	0.0063	14.8787	0.4464	0.5420	0.0076	0.58	2.819	0.051	2.808	0.028	2.792	0.031	99				
Descartados																								
-	8.1*	-	65	129	94	1.36	0.37	-	0.1290	0.0033	7.3980	0.1867	0.4159	0.0039	0.93	-	2.085	0.045	2.161	0.023	2.242	0.018	107	-
-	2.1*	-	56	82	85	0.96	0.29	-	0.1278	0.0045	7.6025	0.2455	0.4315	0.0050	0.97	-	2.068	0.063	2.185	0.030	2.312	0.024	111	-
-	7.1*	-	51	76	74	1.03	0.09	-	0.1308	0.0039	7.9530	0.2250	0.4410	0.0048	0.72	-	2.109	0.054	2.226	0.027	2.355	0.021	111	-
-	2.2*	-	112	141	179	0.79	0.13	-	0.1295	0.0028	8.0219	0.1744	0.4494	0.0036	0.38	-	2.091	0.037	2.233	0.019	2.393	0.016	114	-
-	16.1*	-	48	15	152	0.10	15.21	-	0.0991	0.0026	2.4372	0.0692	0.1784	0.0017	0.86	-	1.607	0.053	1.254	0.019	1.058	0.009	65	-

¹Valores de Pb radiogênico; ²Pb Comum Total; ³Concordâncias calculadas por (idade ²⁰⁶Pb/²³⁸U / idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)x100.

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 9: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-033 via LA-ICPMS

Amostra			Razões								Idades Aparentes						Conc.(%)	Conc.(%)	
Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5	
Ortognaisse Jacu JV-033																			
003-Z01	0.01	0.25	142950	0.124320	0.37	6.157	0.71	0.359168	0.61	0.82	2019	7	1998	6	1978	10	97.97	99.00	
005-Z03	0.13	0.18	11667	0.126210	0.79	5.829	1.11	0.334947	0.78	0.68	2046	14	1951	10	1862	13	91.03	95.47	
007-Z05	0.01	0.27	180383	0.124868	0.87	6.518	1.21	0.378576	0.85	0.67	2027	15	2048	11	2070	15	102.11	101.04	
008-Z06	0.22	0.37	7149	0.124724	1.05	4.815	1.72	0.280011	1.37	0.79	2025	18	1788	14	1591	19	78.59	89.03	
009-Z07	0.03	0.17	43542	0.123528	1.24	6.982	1.81	0.409962	1.32	0.72	2008	22	2109	16	2215	25	110.31	105.00	
010-Z08	0.69	0.17	2226	0.122787	0.61	5.851	0.89	0.345582	0.65	0.70	1997	11	1954	8	1913	11	95.81	97.93	
018-Z14	0.01	0.34	106528	0.124671	0.61	6.552	1.51	0.381160	1.38	0.91	2024	11	2053	13	2082	25	102.84	101.40	
020-Z16	0.00	0.40	458732	0.125262	1.18	6.298	1.57	0.364639	1.04	0.64	2033	21	2018	14	2004	18	98.60	99.31	
028-Z21	0.01	0.24	139995	0.123381	0.62	6.480	1.42	0.380931	1.28	0.89	2006	11	2043	13	2081	23	103.74	101.83	
029-Z22	0.01	0.43	115826	0.125535	0.66	6.979	1.11	0.403212	0.89	0.78	2036	12	2109	10	2184	16	107.24	103.56	
030-Z23	0.08	0.21	18481	0.125019	0.65	6.287	1.18	0.364706	0.98	0.82	2029	12	2017	10	2004	17	98.79	99.40	
031-Z24	1.33	0.33	1195	0.122010	1.05	4.686	1.47	0.278568	1.04	0.71	1986	19	1765	12	1584	15	79.77	89.76	
Herança/contaminação crustal																			
025-Z18	1.27	0.28	1197	0.157081	1.73	7.709	2.55	0.355918	1.87	0.75	2424	29	2198	23	1963	32	80.96	89.32	
026-Z19	0.02	0.36	66420	0.177294	1.05	11.962	1.60	0.489328	1.21	0.75	2628	17	2601	15	2568	26	97.72	98.71	
Dados não utilizados no cálculo da idade																			
- 006-Z04*	- 0.60	0.38	- 2557	0.121434	1.67	5.916	1.92	0.353342	0.95	0.49	- 1977	29	1964	17	1954	16	98.64	99.33	-
- 019-Z15*	- 0.20	0.40	- 7769	0.131652	1.59	6.261	2.25	0.344903	1.59	0.71	- 2120	28	2013	19	1910	26	90.10	94.90	-
- 017-Z13*	- 0.53	0.25	- 2822	0.128770	1.12	6.793	1.53	0.382609	1.05	0.67	- 2081	20	2085	14	2088	19	100.35	100.17	-
- 013-Z09*	- 0.29	0.25	- 5475	0.133965	0.76	5.372	1.37	0.290819	1.14	0.83	- 2151	13	1880	12	1646	17	76.52	87.52	-
Alto chumbo comum																			
- 016-Z12*	- 3.63	0.27	- 497	0.139046	1.81	1.222	3.08	0.063741	2.49	0.85	- 2215	34	814	17	398	10	17.98	49.13	-

-	004-Z02*	-	2.19	0.53	-	768	0.120709	0.57	3.173	1.59	0.190625	1.48	0.94	-	1967	10	1451	12	1125	15	57.19	77.54	-
-	027-Z20*	-	2.20	0.30	-	730	0.127150	0.78	4.613	1.25	0.263145	0.98	0.81	-	2059	14	1752	10	1506	13	73.14	85.97	-
-	015-Z11*	-	5.27	0.36	-	295	0.117779	1.73	5.003	2.23	0.308064	1.41	0.72	-	1923	34	1820	19	1731	24	90.03	95.13	-
-	014-Z10*	-	2.63	0.39	-	595	0.124222	2.89	5.245	3.16	0.306218	1.29	0.45	-	2018	50	1860	27	1722	19	85.35	92.59	-
-	031-Z25*	-	3.25	0.28	-	451	0.145726	2.13	8.344	2.61	0.415251	1.51	0.57	-	2296	37	2269	24	2239	28	97.50	98.67	-

Tabela 10: Sumário para a análise dos Zircões da amostras MF-207 via LA-ICPMS

Amostra	Razões										Idades Aparentes					Conc.(%)						
	Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5			
Quartzto-epidoto anfibolito MF-207																						
04-Z2	0.01	0.25	112618	0.124286	0.74	5.999	1.17	0.350072	0.91	0.75	2019	13	1976	10	1935	15	95.85	97.94				
07-Z5	0.01	0.19	102706	0.126148	0.51	6.338	0.95	0.364421	0.80	0.83	2045	9	2024	8	2003	14	97.95	98.98				
08-Z6	0.03	0.17	47310	0.125898	0.84	6.204	1.48	0.357414	1.22	0.81	2041	15	2005	13	1970	21	96.49	98.25				
16-Z10B	0.06	0.15	27037	0.122505	1.44	5.813	2.18	0.344147	1.63	0.74	1993	25	1948	19	1907	27	95.66	97.86				
18-Z12	0.02	0.31	74521	0.126481	0.75	6.243	1.26	0.357987	1.01	0.79	2050	13	2010	11	1973	17	96.24	98.12				
20-Z14	0.02	0.29	63924	0.122031	1.02	5.668	1.60	0.336895	1.23	0.76	1986	18	1927	14	1872	20	94.24	97.15				
24-Z15	0.03	0.28	50871	0.126768	0.87	6.399	1.37	0.366087	1.05	0.76	2054	15	2032	12	2011	18	97.92	98.96				
03-Z1	0.01	0.58	139052	0.124594	0.41	6.223	0.75	0.362243	0.63	0.80	2023	7	2008	7	1993	11	98.51	99.26				
05-Z3	0.01	0.36	147868	0.124099	0.69	6.071	1.04	0.354819	0.77	0.72	2016	12	1986	9	1958	13	97.10	98.56				
10-Z8	0.03	0.23	59008	0.125870	2.57	6.286	2.76	0.362175	1.00	0.35	2041	45	2016	24	1992	17	97.62	98.81				
15-Z10N	0.03	0.13	44838	0.121584	1.16	6.016	1.88	0.358847	1.47	0.78	1980	21	1978	16	1977	25	99.85	99.93				
Dados descartados pelo grande erro analítico e/ou alto conteúdo de Pb comum																						
- 25-Z17*	-	0.09	0.17	-	16315	0.120346	2.94	5.554	4.02	0.334512	2.74	0.68	-	1961	52	1908	34	1860	44	94.84	97.47	-
- 24-Z16*	-	0.13	0.11	-	11734	0.125562	2.66	5.787	4.19	0.334249	3.24	0.77	-	2037	46	1944	36	1859	52	91.27	95.60	-
- 06-Z4*	-	0.10	0.11	-	14640	0.121972	2.96	5.819	4.25	0.346029	3.06	0.72	-	1985	52	1949	36	1916	50	96.49	98.27	-
- 09-Z7*	-	0.16	0.09	-	9653	0.130745	5.78	5.969	9.61	0.331122	7.67	0.80	-	2108	98	1971	80	1844	122	87.47	93.53	-
- 17-Z11*	-	0.22	0.11	-	7147	0.120439	7.07	5.453	9.69	0.328368	6.62	0.69	-	1963	124	1893	80	1830	105	93.26	96.69	-
- 19-Z13*	-	0.21	0.08	-	7173	0.123030	7.06	5.939	10.15	0.350092	7.29	0.72	-	2001	120	1967	85	1935	121	96.72	98.38	-
- 14-Z9*	-	0.36	0.18	-	4196	0.131895	9.14	6.740	15.29	0.370607	12.26	0.81	-	2123	152	2078	127	2032	210	95.74	97.84	-

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 11: Sumário para a análise dos Zircões da amostra JV-001 via LA-ICPMS

Amostra		Razões									Idades Aparentes			Conc.(%)				
Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶ (Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵ (Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸ (Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5			
Paragnaisse JV-01																		
003-Z01	0.01	0.44	254633	0.166004	0.43	11.010	0.73	0.481020	0.59	0.75	2518	7	2524	7	2532	12	100.55	100.31
004-Z02	0.00	0.54	294670	0.141992	1.34	8.099	1.53	0.413705	0.73	0.44	2252	23	2242	14	2232	14	99.12	99.54
005-Z03	0.00	0.38	405285	0.141906	0.42	7.898	0.67	0.403658	0.52	0.70	2251	7	2219	6	2186	10	97.12	98.49
006-Z04	0.01	0.18	160384	0.155758	0.79	9.155	1.22	0.426298	0.93	0.74	2410	13	2354	11	2289	18	94.97	97.25
007-Z05	0.01	0.15	254468	0.138610	1.21	7.493	1.37	0.392042	0.64	0.42	2210	21	2172	12	2132	12	96.49	98.17
008-Z06	0.02	0.31	60310	0.163775	1.05	10.473	1.68	0.463805	1.32	0.77	2495	18	2478	16	2456	27	98.45	99.14
009-Z07	0.00	0.19	531537	0.137918	0.43	7.634	0.79	0.401423	0.66	0.80	2201	8	2189	7	2176	12	98.84	99.40
010-Z08	0.01	0.19	140609	0.138920	0.53	7.687	0.89	0.401343	0.72	0.77	2214	9	2195	8	2175	13	98.26	99.09
013-Z09	0.01	0.24	248403	0.166541	0.45	10.964	0.76	0.477456	0.62	0.76	2523	8	2520	7	2516	13	99.72	99.85
015-Z11	0.01	0.47	137849	0.137345	0.59	7.683	0.91	0.405696	0.70	0.73	2194	10	2195	8	2195	13	100.06	100.03
016-Z12	0.01	0.37	230741	0.159319	0.51	10.058	0.86	0.457890	0.69	0.77	2448	9	2440	8	2430	14	99.26	99.59
017-Z13	0.01	0.50	100910	0.139987	0.46	7.659	0.75	0.396825	0.59	0.73	2227	8	2192	7	2154	11	96.74	98.29
018-Z14	0.01	0.31	98252	0.162688	0.56	10.147	0.80	0.452340	0.58	0.66	2484	9	2448	7	2406	12	96.85	98.26
019-Z15	0.01	0.38	124700	0.139079	0.71	7.452	1.06	0.388613	0.79	0.72	2216	12	2167	10	2116	14	95.51	97.65
020-Z16	0.01	0.38	165063	0.142346	2.34	7.716	2.46	0.393151	0.75	0.28	2256	40	2198	22	2137	14	94.75	97.22
024-Z17	0.03	0.29	58766	0.135707	0.87	7.281	1.37	0.389113	1.06	0.76	2173	15	2146	12	2119	19	97.50	98.71
025-Z18	0.01	0.27	143168	0.164397	0.48	10.243	0.76	0.451896	0.59	0.73	2501	8	2457	7	2404	12	96.09	97.83
026-Z19	0.02	0.21	85050	0.162450	0.86	10.433	1.24	0.465803	0.90	0.70	2481	14	2474	11	2465	18	99.35	99.64
027-Z20	0.01	0.29	166602	0.139133	0.49	7.703	0.85	0.401566	0.70	0.79	2216	8	2197	8	2176	13	98.19	99.06

028-Z21	0.02	0.59	72363	0.138945	0.96	7.757	1.40	0.404921	1.02	0.71	2214	17	2203	13	2192	19	98.99	99.47
029-Z22	0.01	0.42	243444	0.139113	0.55	7.762	0.89	0.404698	0.70	0.75	2216	10	2204	8	2191	13	98.85	99.40
030-Z23	0.01	0.30	125905	0.135586	0.65	7.396	0.99	0.395601	0.74	0.72	2172	11	2160	9	2149	14	98.95	99.46
031-Z24	0.01	0.25	95788	0.165335	0.77	10.917	1.38	0.478874	1.14	0.82	2511	13	2516	13	2522	24	100.45	100.25
034-Z25	0.02	0.32	62974	0.139913	1.09	7.823	1.78	0.405508	1.40	0.78	2226	19	2211	16	2194	26	98.57	99.25
035-Z26	0.00	0.50	651811	0.138729	0.57	8.090	0.96	0.422934	0.78	0.78	2211	10	2241	9	2274	15	102.82	101.46
036-Z27	0.00	0.42	312287	0.136919	0.55	7.352	1.08	0.389456	0.92	0.85	2189	10	2155	10	2120	17	96.88	98.38
038-Z29	0.01	0.34	126255	0.164593	0.63	10.576	1.03	0.466007	0.82	0.77	2503	11	2487	10	2466	17	98.51	99.17
039-Z30	0.01	0.15	133241	0.145549	0.61	8.655	1.22	0.431301	1.06	0.86	2294	11	2302	11	2312	21	100.75	100.40
040-Z31	0.01	0.55	279102	0.141712	0.52	8.372	1.08	0.428450	0.94	0.86	2248	9	2272	10	2299	18	102.25	101.17
041-Z32	0.63	0.22	2378	0.134267	1.34	7.103	1.62	0.383702	0.91	0.55	2155	23	2124	14	2094	16	97.17	98.54
045-Z33	0.01	0.39	171265	0.163230	0.39	10.283	0.89	0.456904	0.80	0.89	2489	7	2461	8	2426	16	97.45	98.59
046-Z34	0.03	0.42	54830	0.166373	0.57	11.130	0.97	0.485170	0.79	0.79	2521	10	2534	9	2550	17	101.12	100.62
047-Z35	0.01	0.31	205291	0.145689	0.36	8.234	0.79	0.409895	0.71	0.87	2296	6	2257	7	2214	13	96.45	98.11
048-Z36	0.00	0.41	317082	0.141272	0.78	8.152	1.33	0.418492	1.08	0.80	2243	13	2248	12	2254	21	100.48	100.25
049-Z37	0.01	0.50	243487	0.145735	0.38	8.777	0.98	0.436814	0.90	0.91	2296	7	2315	9	2336	18	101.74	100.92
050-Z38	0.07	0.24	20342	0.145288	1.91	8.405	2.24	0.419576	1.18	0.51	2291	33	2276	20	2259	22	98.58	99.25
051-Z39	0.43	0.39	3388	0.149368	0.83	8.420	1.09	0.408849	0.71	0.61	2339	14	2277	10	2210	13	94.48	97.03
052-Z40	0.00	0.28	413783	0.136991	0.35	7.207	0.73	0.381542	0.63	0.84	2190	6	2137	6	2083	11	95.16	97.48
055-Z41	0.01	0.58	142653	0.141574	0.46	7.466	1.13	0.382466	1.03	0.91	2247	8	2169	10	2088	18	92.93	96.26
056-Z42	0.02	0.47	93550	0.140794	0.45	7.885	0.81	0.406157	0.67	0.79	2237	8	2218	7	2197	12	98.23	99.07
058-Z44	0.01	0.28	157571	0.163431	0.45	9.987	1.24	0.443190	1.16	0.93	2491	8	2434	11	2365	23	94.92	97.18
059-Z45	0.04	0.35	36557	0.165114	1.40	10.980	2.21	0.482315	1.70	0.77	2509	24	2521	21	2537	36	101.14	100.63
060-Z46	0.03	0.34	56362	0.153051	0.84	8.826	1.40	0.418246	1.12	0.79	2380	14	2320	13	2253	21	94.63	97.08
061-Z47	0.01	0.06	109358	0.138410	0.54	7.208	1.19	0.377687	1.06	0.88	2207	9	2137	11	2065	19	93.57	96.63

062-Z48	0.00	0.21	427624	0.145036	1.56	8.289	1.72	0.414494	0.73	0.39	2288	27	2263	16	2235	14	97.69	98.78				
066-Z49	0.02	0.40	63143	0.143623	0.58	8.051	0.94	0.406557	0.74	0.76	2271	10	2237	9	2199	14	96.82	98.32				
067-Z50	0.02	0.35	94158	0.139178	0.63	7.625	0.97	0.397356	0.74	0.73	2217	11	2188	9	2157	14	97.29	98.58				
068-Z51	0.01	0.37	205525	0.138839	0.53	7.690	2.10	0.401720	2.03	0.97	2213	9	2195	19	2177	37	98.38	99.16				
069-Z52	0.02	0.78	75827	0.139257	0.60	7.779	1.00	0.405165	0.80	0.78	2218	10	2206	9	2193	15	98.86	99.41				
070-Z53	0.02	0.43	90056	0.139339	0.64	7.767	1.06	0.404292	0.85	0.78	2219	11	2204	10	2189	16	98.64	99.29				
071-Z54	0.01	0.27	105252	0.166817	0.47	10.897	0.92	0.473773	0.79	0.84	2526	8	2514	9	2500	16	98.98	99.43				
072-Z55	0.01	0.39	122572	0.163802	0.59	10.341	1.06	0.457874	0.89	0.82	2495	10	2466	10	2430	18	97.39	98.56				
073-Z56	0.01	0.39	177521	0.142382	0.53	7.964	0.99	0.405671	0.84	0.83	2256	9	2227	9	2195	16	97.28	98.57				
077-Z58	0.01	0.35	117411	0.136992	0.53	7.132	1.10	0.377564	0.96	0.86	2190	9	2128	10	2065	17	94.31	97.03				
078-Z59	0.01	0.17	273219	0.136765	0.53	7.150	1.11	0.379143	0.98	0.87	2187	9	2130	10	2072	17	94.77	97.28				
079-Z60	0.00	0.41	406494	0.138638	0.47	7.985	0.98	0.417752	0.86	0.86	2210	8	2229	9	2250	16	101.81	100.94				
080-Z61	0.01	0.69	251863	0.137602	0.45	7.894	0.92	0.416057	0.81	0.85	2197	8	2219	8	2243	15	102.06	101.06				
081-Z62	0.01	0.32	125412	0.146081	0.54	8.554	0.92	0.424696	0.75	0.78	2301	9	2292	8	2282	14	99.18	99.57				
082-Z63	0.01	0.41	120573	0.132290	1.04	7.593	1.48	0.416298	1.05	0.70	2129	18	2184	13	2244	20	105.41	102.73				
083-Z64	0.01	0.36	175192	0.162702	0.46	10.837	0.81	0.483057	0.66	0.79	2484	8	2509	7	2541	14	102.28	101.25				
76-Z57	0.01	0.66	268744	0.147000	0.47	8.600	0.97	0.426000	0.84	0.86	2306	8	2297	9	2286	16	99.00	100.00				
Dados descartados pelo grande erro analítico e/ou alto grau de discordância																						
- 014-Z10*	-	0.01	0.46	-	144450	0.146246	0.53	6.502	1.16	0.322448	1.04	0.88	-	2302	9	2046	10	1802	16	78.25	88.05	-
- 037-Z28*	-	0.59	0.45	-	2625	0.155192	2.76	6.977	3.26	0.326056	1.74	0.54	-	2404	46	2108	29	1819	27	75.68	86.28	-
- 057-Z43*	-	0.04	0.52	-	36292	0.146104	0.39	7.212	1.68	0.357997	1.64	0.97	-	2301	7	2138	15	1973	28	85.74	92.27	-
- 084-Z65*	-	0.13	0.39	-	11413	0.178929	4.79	10.961	5.36	0.444303	2.40	0.44	-	2643	80	2520	50	2370	48	89.67	94.05	-

* Pontos não utilizados no cálculo das idades.

Tabela 12: Sumário para a análise dos Zircões da amostras HAE2 via LA-ICPMS

Amostra			Razões								Idades Aparentes						Conc.(%)	Conc.(%)
Grão.spot	f206(%)	Th/U	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1σ	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	(Ma)	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	(Ma)	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	(Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5
Paragneisse HAE2																		
014-Z9	0.00	0.04	660906	0.117055	0.61	5.833	1.20	0.361388	1.03	0.85	1912	11	1951	10	1989	18	104	102
045-Z33	0.03	0.50	49503	0.119806	0.90	5.451	1.53	0.329994	1.24	0.80	1953	16	1893	13	1838	20	94	97
059-Z45	0.42	0.32	3721	0.120183	0.82	5.403	1.33	0.326069	1.05	0.78	1959	15	1885	11	1819	17	93	96
009-Z7	0.00	0.10	440700	0.120322	1.02	5.357	1.48	0.322915	1.07	0.71	1961	18	1878	13	1804	17	92	96
049-Z37	0.01	0.29	237906	0.122562	0.76	6.056	1.83	0.358384	1.66	0.91	1994	13	1984	16	1975	28	99	100
046-Z34	0.01	0.11	280206	0.124384	0.96	6.491	1.31	0.378467	0.90	0.81	2020	17	2045	12	2069	16	102	101
057-Z43	0.06	0.12	26083	0.124497	0.65	6.272	1.08	0.365364	0.86	0.77	2022	12	2015	9	2008	15	99	100
039-Z29	0.02	0.15	99336	0.125415	0.76	6.452	1.30	0.373116	1.05	0.80	2035	13	2039	11	2044	18	100	100
039-Z29	0.01	0.30	135635	0.125422	0.74	6.503	1.22	0.376019	0.97	0.85	2035	13	2046	11	2058	17	101	101
053-Z39	0.01	0.38	116763	0.126132	0.99	7.150	1.73	0.411112	1.42	0.81	2045	17	2130	15	2220	27	109	104
034-Z24	1.30	0.13	1171	0.126769	0.65	6.208	1.25	0.355165	1.07	0.84	2054	11	2006	11	1959	18	95	98
050-Z38	0.03	1.33	50083	0.126819	0.92	6.621	1.38	0.378656	1.04	0.83	2054	16	2062	12	2070	18	101	100
004-Z2	0.01	0.35	170776	0.130256	1.30	6.116	2.17	0.340538	1.73	0.80	2101	23	1993	19	1889	28	90	95
024-Z17	0.01	0.49	136400	0.130525	0.89	6.796	1.49	0.377614	1.20	0.79	2105	16	2085	13	2065	21	98	99
015-Z10	0.08	0.34	18707	0.131040	0.84	6.321	1.58	0.349849	1.34	0.84	2112	15	2021	14	1934	22	92	96
047-Z35	0.58	0.37	2614	0.133227	3.17	6.792	3.70	0.369757	1.91	0.51	2141	55	2085	33	2028	33	95	97
023-Z16	0.02	0.34	69029	0.133282	1.84	7.372	2.53	0.401170	1.74	0.68	2142	32	2158	23	2174	32	102	101
018-Z13	0.01	0.38	122823	0.133377	0.63	6.868	1.29	0.373482	1.13	0.86	2143	11	2095	11	2046	20	95	98
029-Z22	0.08	0.36	17315	0.134076	0.59	7.768	1.10	0.420175	0.92	0.83	2152	10	2204	10	2261	18	105	103
007-Z5	1.80	0.48	849	0.119104	2.87	5.664	3.29	0.344927	1.58	0.48	1943	50	1926	28	1910	27	98	99
038-Z28	0.01	0.52	131136	0.139019	0.70	7.634	1.25	0.398290	1.03	0.82	2215	12	2189	11	2161	19	98	99

025-Z18	0.08	0.43	19406	0.139097	0.57	7.800	1.22	0.406693	1.08	0.87	2216	10	2208	11	2200	20	99	100
013-Z8	0.01	0.49	162861	0.139357	0.84	7.526	1.66	0.391704	1.42	0.86	2219	15	2176	15	2131	26	96	98
005-Z3	0.20	0.43	7539	0.140441	1.30	7.098	2.05	0.366545	1.58	0.77	2233	22	2124	18	2013	27	90	95
048-Z36	0.11	0.47	13798	0.141035	0.59	7.369	1.41	0.378952	1.29	0.90	2240	10	2157	13	2071	23	92	96
026-Z19	0.59	0.29	2453	0.146927	2.18	8.564	2.51	0.422749	1.24	0.72	2310	37	2293	23	2273	24	98	99
016-Z11	0.01	0.30	135635	0.125422	0.74	6.503	1.22	0.376019	0.97	0.85	2035	13	2046	11	2058	17	101	101

Dados descartados pelo grande erro analítico e/ou alto grau de discordância

-	019-Z14	-	0.67	0.46	-	2445	0.123785	0.60	4.212	1.29	0.246782	1.14	0.88	-	2011	11	1676	11	1422	15	71	85	-
-	060-Z46	-	0.44	0.41	-	3555	0.125285	1.39	5.530	1.76	0.320124	1.07	0.77	-	2033	25	1905	15	1790	17	88	94	-
-	040-Z30	-	1.23	0.49	-	1339	0.127028	0.75	3.931	3.24	0.224430	3.16	0.98	-	2057	13	1620	26	1305	37	63	81	-
-	056-Z42	-	0.72	0.62	-	2261	0.128105	1.44	4.318	4.66	0.244474	4.43	0.98	-	2072	25	1697	38	1410	56	68	83	-
-	044-Z32	-	1.33	0.83	-	1199	0.131545	0.52	5.127	2.28	0.282663	2.22	0.97	-	2119	9	1841	19	1605	31	76	87	-
-	017-Z12	-	0.86	0.24	-	1866	0.132854	0.99	4.993	1.85	0.272592	1.56	0.84	-	2136	17	1818	16	1554	22	73	85	-
-	003-Z1	-	0.10	0.62	-	15206	0.133021	1.52	6.327	2.66	0.344989	2.18	0.82	-	2138	27	2022	23	1911	36	89	94	-
-	008-Z6	-	0.84	0.51	-	1894	0.134011	0.93	5.380	2.22	0.291155	2.01	0.90	-	2151	16	1882	19	1647	29	77	88	-
-	035-Z25	-	1.19	1.06	-	1332	0.140658	0.64	5.757	1.02	0.296834	0.79	0.75	-	2235	11	1940	9	1676	12	75	86	-
-	033-Z23	-	1.47	0.12	-	1182	0.146733	0.83	2.729	2.61	0.134868	2.47	0.95	-	2308	14	1336	19	816	19	35	61	-
-	037-Z27	-	6.88	0.18	-	258	0.082749	0.65	1.085	1.24	0.095068	0.98	0.82	-	1263	13	746	7	585	6	46	78	-
-	020-Z15	-	2.14	0.31	-	725	0.125871	1.40	5.553	2.69	0.319984	2.24	0.93	-	2041	24	1909	23	1790	36	88	94	-
-	006-Z4	-	0.77	1.91	-	2042	0.156327	1.46	6.793	3.49	0.315172	3.17	0.95	-	2416	25	2085	31	1766	49	73	85	-
-	036-Z26	-	0.69	0.56	-	2145	0.162827	2.06	9.202	2.60	0.409876	1.59	0.82	-	2485	35	2358	24	2214	30	89	94	-
-	027-Z20	-	8.59	0.38	-	199	0.089750	2.80	1.841	5.12	0.148762	3.92	0.81	-	1420	53	1060	33	894	36	63	84	-
-	058-Z44	-	1.32	0.41	-	1315	0.182501	1.33	3.454	2.13	0.137266	1.66	0.78	-	2676	22	1517	17	829	13	31	55	-
-	055-Z41	-	7.57	0.85	-	239	0.100222	2.39	0.771	9.65	0.055782	8.64	0.96	-	1628	44	580	42	350	32	21	60	-
-	028-Z21	-	12.60	2.24	-	143	0.071630	0.75	0.557	1.94	0.056354	1.57	0.90	-	975	15	449	7	353	6	36	79	-
-	054-Z40	-	13.01	0.88	-	130	0.096316	0.87	2.202	2.33	0.165821	1.88	0.91	-	1554	16	1182	16	989	20	64	84	-
-	043-Z31	-	32.55	1.09	-	49	0.033302	2.16	0.896	4.17	0.195101	2.41	0.74	-	849	61	650	20	1149	37	-135	177	-

Tabela 13: Dados isotópicos de Lu-Hf para todas as amostras analisadas.

Sample HAE4 (Brejinhos Complex)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				176Hf/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	176Lu/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
9	IC	3287	9	0.280600675	0.000026	0.000665	0.000019	-4.00	0.11	3.81
12	IC	3056	15	0.280713848	0.000022	0.000405	0.000001	-4.72	0.03	3.68
17	IC	3203	7	0.280628872	0.000017	0.000645	0.000002	-4.88	0.03	3.80
20	IC	3208	13	0.280670880	0.000021	0.000654	0.000011	-3.29	0.06	3.70
24	IC	3225	10	0.280577229	0.000023	0.001098	0.000030	-7.21	0.21	3.97
1	IC	3177	9	0.280724756	0.000023	0.000392	0.000004	-1.51	0.01	3.57
2	IC	3150	9	0.280568560	0.000018	0.000566	0.000006	-8.07	0.10	3.96
5	IC	3211	7	0.280689604	0.000031	0.000617	0.000021	-2.47	0.07	3.65
6	IC	3181	8	0.280699222	0.000021	0.000356	0.000014	-2.25	0.08	3.62

Sample JV-057 (Vereda-Parain Gneiss)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				176Hf/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	176Lu/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
7	IC	2639	13	0.280799524	0.000025	0.000549	0.000002	-11.51	0.11	3.79
12	IC	2674	11	0.280583313	0.000018	0.001176	0.000005	-19.54	0.16	4.32
15	IC	2655	12	0.280743629	0.000037	0.000806	0.000050	-13.60	0.88	3.93
17	IC	2674	8	0.280709641	0.000021	0.000670	0.000004	-14.13	0.13	3.98
18	IC	2648	13	0.280747503	0.000022	0.000542	0.000002	-13.14	0.10	3.90
19	IC	2666	10	0.280717012	0.000025	0.000919	0.000043	-14.50	0.73	4.00
9	IC	2753	15	0.280762203	0.000025	0.000619	0.000015	-10.37	0.29	3.81
1.1	IC	2667	24	0.280788663	0.000016	0.000398	0.000003	-10.98	0.17	3.78
5.1	MR	2234	19	0.280790330	0.000024	0.000495	0.000003	-20.92	0.31	4.07
1.2	MR	2125	14	0.281132617	0.000035	0.000599	0.000006	-11.37	0.20	3.39

Sample JV-062 (Urucu Granodiorite)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
10	IC	2227	6	0.281255014	0.000033	0.001297	0.000060	-5.78	0.28	3.11
1	IC	2205	6	0.281232365	0.000020	0.000968	0.000038	-6.58	0.27	3.15
23	IC	2218	7	0.281474405	0.000044	0.001510	0.000083	1.50	0.10	2.64
17	IC	2221	7	0.281277009	0.000037	0.001495	0.000054	-5.43	0.21	3.09
12	MR	2000	8	0.281186834	0.000028	0.001221	0.000045	-13.09	0.54	3.40
8	MR	2014	8	0.281353079	0.000016	0.000772	0.000006	-6.26	0.07	2.98
5	MR	2019	11	0.281410172	0.000027	0.000737	0.000013	-4.08	0.09	2.85

Sample RB-071 (Caraibas Monzogranite)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
1.1	InhC	2692	2	0.2808941696	0.000014	0.001049	0.000005	-7.85	0.0	3.60
4.1	InhC	2714	2	0.2810016415	0.000017	0.000747	0.000018	-2.97	0.1	3.31
14.1	InhC	2819	3	0.2808078898	0.000022	0.001514	0.000024	-8.96	0.1	3.77
21.1	IC	2090	2	0.2810975544	0.000018	0.000739	0.000014	-13.60	0.3	3.50
19.1	IC	2093	2	0.2810565037	0.000019	0.000756	0.000019	-15.02	0.4	3.59
12.1	IC	2114	2	0.2811106566	0.000015	0.000340	0.000003	-12.03	0.1	3.42
18.1	IC	2115	2	0.2810973686	0.000050	0.000592	0.000015	-12.84	0.3	3.47
13.1	IC	2117	2	0.2812743392	0.000087	0.000384	0.000007	-6.21	0.1	3.06

Sample JV-033 (Jacu Alkali-Feldspar Granite)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
19	InhC	2628	17	0.280730420	0.000024	0.000997	0.000010	-15.02	0.25	4.00

14	IC	2024	11	0.281291593	0.000026	0.000862	0.000009	-8.35	0.13	3.12
16	IC	2033	21	0.281410123	0.000061	0.000672	0.000017	-3.68	0.13	2.83
21	IC	2006	11	0.281387398	0.000034	0.000493	0.000011	-4.85	0.13	2.88
23	IC	2029	12	0.281261904	0.000019	0.001033	0.000025	-9.53	0.28	3.20
1	IC	2019	7	0.281320464	0.000020	0.000596	0.000010	-7.07	0.14	3.03
5	IC	2027	15	0.281399109	0.000111	0.000947	0.000040	-4.58	0.22	2.88

Sample MF-207 (Grt anfibolite)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				176Hf/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	176Lu/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
5	IC	2045	10	0.281487717	0.000020	0.000204	0.000003	0.00	0.00	2.61
15	IC	2054	8	0.281602160	0.000016	0.000050	0.000000	4.48	0.03	2.33
1	IC	2023	9	0.281420365	0.000028	0.000446	0.000002	-3.23	0.03	2.79
3	IC	2016	8	0.281658406	0.000020	0.000058	0.000001	5.60	0.08	2.23
8	IC	2041	8	0.281467840	0.000020	0.000310	0.000003	-0.95	0.01	2.66

Sample JV-001 (Formosa Formation)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				176Hf/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	176Lu/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
21	IC	2214	10	0.281326318	0.000022	0.000533	0.000004	-2.38	0.03	2.89
20	IC	2216	8	0.281442831	0.000030	0.001003	0.000022	1.10	0.03	2.67
50	IC	2217	11	0.281337390	0.000020	0.000494	0.000004	-1.86	0.22	2.86
52	IC	2218	8	0.281180897	0.000030	0.001218	0.000033	-8.49	0.26	3.28
53	IC	2219	8	0.281297531	0.000021	0.000490	0.000009	-3.23	0.07	2.94
25	IC	2226	8	0.281293400	0.000022	0.000158	0.000004	-2.72	0.08	2.92
3	IC	2251	8	0.281285301	0.000018	0.000374	0.000009	-2.76	0.07	2.94
2	IC	2252	23	0.281243523	0.000024	0.000776	0.000007	-4.84	0.09	3.07
16	IC	2256	40	0.281258485	0.000021	0.001169	0.000015	-4.82	0.14	3.07

56	IC	2256	9	0.281360478	0.000018	0.000295	0.000003	0.14	0.00	2.76
37	IC	2296	7	0.281317970	0.000020	0.000504	0.000004	-0.78	0.01	2.85
62	IC	2301	9	0.281339821	0.000021	0.000503	0.000007	0.11	0.00	2.79
39	IC	2339	14	0.281301383	0.000019	0.000326	0.000002	-0.11	0.00	2.84
14	IC	2484	9	0.281149030	0.000020	0.000777	0.000010	-2.98	0.05	3.13
64	IC	2484	8	0.281338979	0.000023	0.000573	0.000019	4.11	0.15	2.68
33	IC	2489	7	0.281074437	0.000024	0.001707	0.000010	-7.10	0.06	3.40
44	IC	2491	8	0.281012777	0.000025	0.001409	0.000024	-8.74	0.17	3.50
45	IC	2509	24	0.281194622	0.000030	0.001212	0.000038	-1.54	0.05	3.06
1	IC	2518	7	0.281307016	0.000022	0.000781	0.000043	3.39	0.21	2.75
34	IC	2521	10	0.281254875	0.000024	0.000653	0.000013	1.83	0.05	2.85
9	IC	2523	8	0.281263349	0.000018	0.000608	0.000014	2.25	0.06	2.83
54	IC	2526	9	0.281356042	0.000029	0.000892	0.000033	5.13	0.02	2.65

Sample HAE2 (Formosa Formation)

Zircon Spot	Spots Location*	U-Pb Age (Ma)(t)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Sample (present-day ratios)				Sample (initial ratios)		TDMc** (Ga)
				176Hf/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	176Lu/177Hf measured	$\pm 2\sigma$	epsilon Hf (t)	$\pm 2\sigma$	
9	IC	1912	11	0.281453417	0.000040	0.000716	0.000018	-4.91	0.15	2.81
5	IC	1943	50	0.281492034	0.000049	0.001093	0.000009	-3.34	0.12	2.74
37	IC	1994	13	0.281480291	0.000045	0.000419	0.000010	-1.72	0.05	2.67
29	IC	2035	13	0.281419454	0.000061	0.001029	0.000061	-3.80	0.25	2.84
11	IC	2035	13	0.281373126	0.000042	0.000519	0.000010	-4.74	0.12	2.90
38	IC	2054	16	0.281633994	0.000046	0.000422	0.000003	5.10	0.08	2.29
17	IC	2105	16	0.281359952	0.000046	0.000540	0.000006	-3.66	0.07	2.88
16	IC	2142	32	0.281421306	0.000050	0.000517	0.000005	-0.62	0.02	2.72
28	IC	2215	12	0.281452752	0.000047	0.000599	0.000005	2.03	0.03	2.60
18	IC	2216	10	0.281334508	0.000050	0.000754	0.000008	-2.38	0.04	2.89
19	IC	2310	37	0.281376843	0.000047	0.000920	0.000023	0.99	0.04	2.74

* Abbreviations: IC = Igneous Core; InhC = Inherited Core; MR = Metamorphic Rim

Initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and ϵHf calculated using the apparent Pb-Pb age determined by LA-ICP-MS dating, and the CHUR parameters: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$, and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft & Albarede, 1997);

**Two stage "maximum" model age in billion years using the measured $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of each spot (first stage = age of zircon), a value of $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ for the average continental crust (second stage), and an average MORB (DM) $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Lu}$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.038512 and 0.283225, respectively (Vervoort & Blichert-Toft, 1999);

Tabela 14: Dados isotópicos de Sm-Nd para as amostras analisadas

Amostra	ROCHA / MINERAL	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2SE	T _{DM} (Ga)	eNd (0)	eNd (2.0 Ga)	eNd (2.09 Ga)	eNd (2.22 Ga)	eNd (2.5 Ga)	eNd (2.65 Ga)	eNd (2.8 Ga)
RB 129 B	Talc-tremolitite Schist	1.429	6.175	0.1399	0.511522	9	3.17	-21.78	-7.17	-6.51	-5.70	-3.48	-2.37	-1.26
RB 175 A	Cloritite	0.657	3.282	0.1211	0.511507	17	2.52	-22.07	-2.62	-1.74	-0.65	2.30	3.78	5.27
RB 121 B	Talc-tremolitite Schist	2.267	11.183	0.1226	0.511793	11	2.08	-16.49	2.61	3.48	4.54	7.44	8.90	10.36
SVS 74	Talc-tremolitite Schist	2.814	13.173	0.1291	0.511799	12	2.23	-16.37	1.03	1.82	2.78	5.43	6.75	8.08
SVS-83	Talc-tremolitite Schist	4.771	25.990	0.1110	0.511542	6	2.22	-21.38	0.67	1.68	2.90	6.26	7.94	9.62
RB 72	Grunerite-BIF	0.834	5.001	0.1008	0.510911	10	2.88	-33.69	-9.07	-7.95	-6.58	-2.84	-0.96	0.92
SVS 87	Grunerite-BIF	1.980	10.881	0.1100	0.511271	6	2.60	-26.67	-4.39	-3.37	-2.13	1.26	2.95	4.66
RB 71	Carafbas Monzogranite	1.911	17.440	0.0663	0.510645	7	2.47	-38.88	-	-3.84	-	-	-	-
JV-57	Vereda-Parain Gneiss	12.780	61.623	0.1254	0.511003	6	3.57	-31.90	-	-	-	-	-7.59	-
SVS 85	Urucu Granodiorite	2.667	15.706	0.1027	0.511181	9	2.55	-28.42	-	-	-1.81	-	-	-
SVS-63A	Urucu Granodiorite	18.874	113.648	0.1004	0.511172	5	2.51	-28.60	-	-	-1.34	-	-	-

Tabela 15: *Súmario de idades arqueanas dos terrenos Correlatos na porção Centro-Norte do Cráton São Francisco.*

Domains	Unity - Subunit / Rock type (Locality)	U-Pb Dating Method	<u>Zircon Age (Ma)</u>				Sm-Nd (TDM) (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$ with t = zircon age	Lu-Hf (TDM) (Ga)	$\epsilon\text{Hf}(t)$ with t = zircon age	References
			Crystallization	Inherited zircon	Metamorphic	Detritic					
ARCHEAN EVENTS											
<i>GAVIÃO DOMAIN</i>											
Northern Gavião Block											
	Mundo Novo Gneiss / tonalitic gneiss	TI	~3400							Nutman & Cordani (1993)	
	Mundo Novo GB / porphyritic metadacite	SH	3305±9			3.35-3.38	0			Peucat et al. (2002)	
	Mundo Novo GB / Rhyolite	LA	3304±11					3.57-3.87	-0.35 to -6.26	Zincone et al. (2016)	
	Contendas-Mirante - Travessão Fm. (?) / Jacobina-like quartzite	LA			3283±13					Zincone & Oliveira (2017)	
	Mundo Novo GB / porphyritic metadacite	TI	3254±2							Peucat et al. (2002)	
	Mundo Novo GB / porphyritic metadacite	TI	3230±6							Peucat et al. (2002)	
	Mairi Gneiss / Granodioritic gneiss	TI-ev	3040±15			3.21	-2			Peucat et al. (2002)	
	Boa Sorte meta-syenogranite	LA	3292±3							Zincone et al. (2016)	
Southern Gavião Block											
	Benarda Massif / granitoid	SH	3386±9							Santos-Pinto et al. (2012)	
	Benarda Massif / granitoid	SH	3378±12					3.7		Peucat et al. (2003)	

Benarda Massif / granitoid	SH	3377±7						Peucat et al. (2003)
Sete Voltas TTG gneiss	SH	3372±3						Martin et al. (1991)
Guajeru GB TTG basement / tonalitic orthogneiss	TI	3361±7						Lopes (2002)
Contendas Mirante GB basement / Boa Vista – Mata Verde TTG gneiss	SH	3354±5						Nutman & Cordani (1993)
Boa Vista-Mata Verde TTG / granite	SH	3353±5						Nutman & Cordani (1993)
Bernada Tonalite	SH	3332±4		2.6-2.7	3.27-3.5			Cordani et al. (1985); Santos-Pinto et al. (1998)
Boa Vista Granite	LA	3328±3						Zincone et al. (2016)
Aracatú massif / Trondjhem. Gray-gneiss	SH	3325±16	3371±14 and 3487±9		-0.7			Santos-Pinto et al. (2012)
Aracatú massif / granitoid	SH	3325±10						Peucat et al. (2003)
Contendas-Mirante GB / felsic subvolcanic	TI	3304±87		3.43-3.55	-0.4 to +0.9			Nutman et al (1994) Marinho (1991), Marinho et al. (1994)
Contendas-Mirante GB / metarhyolite	TI	3304±31						Marinho et al. (1994)
Contendas-Mirante GB / Rhyolite	LA	3304±8				3.54-3.88	+0.35 to -6.57	Zincone et al. (2016)
Mariana gneiss	TI-ev	3259±5		3.5-3.6				Santos Pinto et al. (1998)
Sete Voltas TTG gneiss / granodioritic gneiss	TI-ev	3243±26		3.75	-3.1			Cordani et al. (1985), Santos-Pinto et al. (1998)
Gneiss and Migmatites / Piripá gneiss	SH	3200±15						Cordani et al. (1997)
Gneiss and Migmatites / Piripá gneiss	SH	3200±11						Bastos Leal (1998)
Lagoa do Morro granodiorite	SH	3184±6						Nutman & Cordani (1993)

Sete voltas TTG gneiss / young grey gneiss	TI-ev	3158±0.2			3.69	-5.6	Martin et al. (1991); Marinho et al. (2008)
Lagoa do Morro granodiorite / migmatitic granodiorite enclave	SH	~2850					Nutman & Cordani (1993)
Umburamas GB / Meta-andesite	TI-ev	2744±15			2.80-3.46	+1.5 to -4.1	Bastos Leal et al. (2000)
Caraguataí Alkaline granitoid	LA	2711±13					Cruz et al. (2011)
Caraguataí Alkaline granitoid	LA	2696±5			3.22-3.50	-4.0 to -5.8	Cruz et al. (2012)
Serra do Eixo granitoid / Granitic augen-gneiss	SH	2695±10					Peucat et al. (2003)
Serra do Eixo granitoid / Granitic augen-gneiss	SH	2693±5				-3.1	Santos-Pinto et al. (2012)
Pé de Serra - Maracás granitoid / syenite	SH	2652±11					Marinho et al. (2008)

GUANAMBI-CORRENTINA DOMAIN (Barbosa and Dominguez, 1996)

Correntina Block

Riacho de Santana Complex / migmatitic gneiss	LA	3648±63					Barbosa et al. (2013)
Santa Isabel complex (Riacho de Santana) / xenolith within Cara Suja Granitoid	LA	3352±290					Rosa (1999)
Ceraima syenitic intrusion	TI	3300					Leahy et al. (1999)
Santa Isabel complex / Paleosome in metatexitic migmatite	SH	3136±8	3470±0.04	2095±8.6			Medeiros et al. (2017)
Santa Isabel complex	LA	2954±100		2250±2	3.1-3.3	-4.7 to +0.3	Barbosa et al. (2013)
Santa Isabel complex / Augen mesomylonitic to ultramylonitic syenogranite	SH	2650±90	3091±24				Medeiros et al. (2017)

PORTEIRINHA DOMAIN

Porteirinha Block / Itacambira-Monte Azul Block (Guimarães et al. 1993, Crocco-Rodrigues et al. 1993)

Porteirinha Complex / Hornblende-biotite tonalitic gneiss	SH	3371±6	3145±24	3.51	-0.78	Silva et al. (2016)
Rio Itacambiriçu Complex / Pedra do Urubu pluton granodiorite	LA	2917±9				Bersan et al. (2018)a
Rio Itacambiriçu Complex / Barrocão granitic gneiss	SH	2657±25		3.28	-2.66	Silva et al. (2016)

SOBRADINHO DOMAIN

Sobradinho Block

gabbro-diorite enclaves in gneisses and migmatites	LA	3537±8	2564±11	3.7	3.7-3.9	Dantas et al (2010)
Trondhjemite from riacho Urais	LA	3278±68				Dantas et al (2010)
Sobradinho Remanso Complex/Granodiorite	SH	2979±14				Pires (2016)
Juazeiro-Lagoa do Alegre Suite / sienogranite	SH	2853±23				Pires (2016)

CRISTALÂNDIA DOMAIN

Cristalândia Block

Cristalândia TTG Gneiss / biotite metatonalite	LA	3199±14	2815±130; 2685±73		3.57-3.96	-1.51 to - 8.07	This work
Vereda-Parain High-K gneiss / Syenogranite	LA	2656±33			3.78-4.32	-10.37 to 19.54	This work

Tabela 16: Smrio de idades paleoproterozicas dos terrenos Correlatos na poro Centro-Norte do Cráton São Francisco.

Domains	Unity - Subunit / Rock type (Locality)	U-Pb Dating Method	<u>Zircon Age (Ma)</u>				Sm-Nd (TDM) (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$ with t = zircon age	Lu-Hf (TDM) (Ga)	$\epsilon\text{Hf}(t)$ with t = zircon age	References
			Crystallization	Inherited zircon	Metamorphic	Detritic					
PALEOPROTEROZOIC EVENTS											
<i>GAVIÃO DOMAIN</i>											
Northern Gavião Block											
	Mairi Complex / Quratz- monzonite	SH	2126±19							Silva et al. (1997)	
	Saúde Group / Serra do Corrego quartzites	LA							2086±43	Mougeot (1996)	
Southern Gavião Block											
	Aracatu massif / Leucosome of na Archean Trondhjemite	TI-ev	2380	~2930		3.77	-12.95			Santos Pinto (1996), Santos Pinto et al. (1998)	
	Rio do Paulo granitoid / granite	LA	2324±6			2.73				Santos Pinto et al. (1998)	
	Ibitiara granitoid / ganodiorite	LA	2.174±51							Campos (2013)	
	Humaitá granitoid / granodiorite	LA	2140±9			2.76	-4.0			Cruz et al. (2016)	
	Jussiap I granitoid / granite	LA	2121± 2.2							Guimarães et al. (2005)	
	Contendas- Mirante Upper Group - Mirante Fm. / meta-siltite	LA							2177±17	Zincone & Oliveira (2017)	
	Contendas- Mirante GB / detritic sediment	LA							2168±18	Nutman et al. (1994)	
	Contendas- Mirante Lower Group - Santana	LA							2128±21	Zincone & Oliveira (2017)	

Fm. / Grt-mica schist					
Contendas-Mirante Lower Group - Travessão Fm. / Gray phyllite	LA			2123±25	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Upper Group - Rio Gavião Fm. / meta-pelite	LA			2121±15	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Upper Group - Areião Fm. / meta-arenite	LA			2107±15	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Upper Group - Mirante Fm. / meta-graywacke	LA			2103±18	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Lower Group - Santana Fm. / Dark gray schist	LA			2092±21	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Lower Group - Santana Fm. / Ab-bt hornfels	LA			2090±17	Zincone & Oliveira (2017)
Contendas-Mirante Upper Group - Mirante Fm. / Msc meta-arenite	LA			2090±17	Zincone & Oliveira (2017)
Lagoa das Almas / granodiorite	LA	2114±24	2250±23		Cruz et al. (2016)
Veredinha granitoid / monzogranite and granodiorite	LA	2113±1			Arcanjo et al. (2005)
Veredinha granitoid	TI	2103±11			Guimarães et al. (2005)
Ibitiara granitoid / tonalite	LA	2091±7			Guimarães et al. (2005, 2008)

Jussiape granite	LA	2076±51					Cruz et al. (2011)
Jussiape granite	LA	2068±85					Cruz et al. (2011)
Aracatu granitoid / syenogranite to monzogranite	SH	2061±9	3245±25				Peucat et al. (2003)
Iguatemi granitoid / granite	LA	2058±8					Cruz Filho & Martins (2013), Wosniak et al. (2013)
Jussiape II granitoid / syenogranite	LA	2052±43	2724±47; 3115± 25		3.25	-10	Cruz et al. (2016)
Belo Campo granitoid / granodiorite	LA	2049±23	2829 ±10				Cruz et al. (2016)
Contendas-Mirante Supracrustal Belt / Intrusive granite - Pink Granite	LA	2045±25	3531±8				Zincione & Oliveira (2017)
Serra da Franga / monzogranite	TI-ev	2039±22					Santos Pinto (1996), Santos Pinto et al. (1998)
Broco granitoid / granodiorite	LA	2038±8			2.9	-6.3	Cruz et al. (2016)
Campo do Meio granitoid	TI	2012±4					Lopes (2002)
Salininha monzogranite	TI	2003±4					Barbosa et al. (2019)
Pé do Morro granitoid / granite	LA	1968±35					Cruz Filho & Martins (2013)
Lagoa Real granitoid / syenite	LA	1904±44					Chaves et al. (2007)
Piripá granitoid / granite	LA	1871±180					Cruz Filho & Martins (2013), Wosniak et al. (2013)
Contendas-Mirante Supracrustal Belt / Intrusive granite - Granodioritic dykle	LA	1744±21	From ~2072 to ~3215				Zincione & Oliveira (2017)

PORTEIRINHA DOMAIN

Porteirinha Block / Itacambira-Monte Azul Block (Guimarães et al. 1993, Crocco-Rodrigues et al. 1993)

Córrego Tingui granitoid / monzogranitic gneiss	SH	2140±14		3.31	-6.85	Silva et al. (2016)
Paciência Suite - Paciência plutonite / monzogranite	LA	2053±6	~1940			Bersan et al. (2018)b
Paciência Suite - Serra Branca / alkaline syenite	SH	2050±10		2.9	-10	Silva et al. (2016)
Católé Suíte / granite	LA	1792±7	From ca. 1967 to 3152			Costa (2013)

GUANAMBI-CORRENTINA
DOMAIN

Correntina Block

Riacho do Santana GB / metabasalt	LA	2218±18	From ca. 2700 to 3000			Rodrigues et al. (2012)
Santa Isabel complex / Late diatexitic migmatitic monzogranite	SH	2066±37	3097±24			Medeiros (2013), Medeiros et al. (2017)
Guanambi batholith	TI	2054±8				Rosa (1999)
Estreito granitoid / monzogranite	TI	2054±3				Rosa (1999)
Multiple intrusions / monzonite	TI	2054 -6/+8		2.66	-8.23	Rosa (1999)
Cara Suja granitoid / syenite	TI	2053±3		2.61	-7 to -9	Paim (2014)
Ceraíma granitoid / syenite	TI	2050±1		2.84	-9.5	Rosa (1999)

	Multiple intrusions / syenite	TI	2049±1		2.77	-9.85			Rosa (1999)
	Ceraíma granitoid / syenite	TI	2049±2		2.85	-10.2			Rosa (1999)
	Estreito granitoid / syenite	TI	2041±2		2.69	-10.3			Rosa (1999)
	Boquira granitoid / biotite monzogranite	TI	2041±23						Arcanjo et al. (2000)
<i>SOBRADINHO DOMAIN</i>									
Sobradinho Block									
	Sobradinho-Remanso Complex/tonalite-gneiss	SH	2130±22						Pires (2016)
	Angico dos Dias Carbonatite	LA	2011±6		2.2-2.5	-4.5 to 0.7			Silva et al. (1988), Antonini et al. (2003)
<i>CRISTALÂNDIA DOMAIN</i>									
Cristalândia Block									
	Urucu Granodiorite Gneiss and Migmatites / biotite gneiss	LA	2222±11	1998±8			2.64-3.15	1.5 to -5.78	This work
	Gneiss and Migmatites / monzogranite	LA	2139±9						Aquino & Batista (2011)
	Munlugu granitoid / monzogranite	LA	2114±12						Aquino & Batista (2011)
	Caraíbas Monzogranite	LA	2107±11	2025±13					Aquino & Batista (2011)
	Jacu Alkali-feldspar Granite Formosa Formation /	LA	2093±6.4	~2800			3.06-3.59	-6.21 to 15.02	This work
		LA	2021±8	2646±52		2.47-2.55	-3.15 to -3.84	-3.68 to -9.53	This work
		LA					2.83-3.12	5.10 to -4.91	This work
				1951±42			2.29-2.90		This work

Garnet-biotite gneiss Formosa Formation / Garnet-biotite gneiss	LA		2129±18		2.65-3.50	5.13 to - 8.74	<i>This work</i>
Fazenda Realeza Mafic Dykes / Garnet amphibolite	LA	2070±42			2.23-2.79	5.60 to - 3.23	<i>This work</i>
Formosa Formation / Mica schist	LA		~1982				Caxito et al. (2014)
Angico Farm Amphibolite	LA	1958±16		-0.3 to +1.0	2.4-2.6	-0.74 to - 4.53	Caxito et al. (2015)
Formosa Formation / Muscovite quartzite	LA		1912±22				Caxito et al. (2014)

ANEXO 2 - ARTIGO “ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION OF THE NW SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL: EVIDENCE FROM LITHOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY AND ISOTOPE SYSTEMATICS OF THE CRISTALÂNDIA DO PIAUÍ BLOCK”

1 *Archean And Paleoproterozoic Crustal Evolution and evidence for cryptic Paleoarchean-*
2 *Hadean crust of the NW São Francisco Craton, Brazil: Lithochemistry, Geochronology And*
3 *Isotope Systematics Of The Cristalândia Do Piauí Block*

4
5 Renato de Assis Barros^{a,b,*}; Fabrício de Andrade Caxito^a; Marcos Egydio-Silva^c; Marco Aurelio
6 Piacentini Pinheiro^b; Miguel Angelo Stipp Basei^c; Elton Luiz Dantas^d; Joseneusa Brilhante
7 Rodrigues^e; Joaquim das Virgens-Neto^f; Magno de Sá Freitas^g.

8
9 ^aCentro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, Departamaneto de Geologia,
10 Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFGM), Av.
11 Antônio Carlos, 6.627, Pampulha, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, Brazil

12 ^bGeological Survey of Brazil, Av. Brasil 1731, CEP 30140-002 Belo Horizonte, MG, Brazil

13 ^cInstituto de Geociências, Universidade de São Paulo, R. do Lago 562, Cidade Universitária,
14 CEP 05508-900, SP, Brazil

15 ^dInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Asa Norte, CEP 70910-900 Brasília, DF,
16 Brasil

17 ^eGeological Survey of Brazil, St. bancário norte Q2, CEP 70040-020 Brasília, DF, Brazil

18 ^fGeological Survey of Brazil, Av. Sul 2291, CEP 50770-011 Recife, PE, Brazil

19 ^gGeological Survey of Brazil, R. Goiás 312, CEP 64001-620 Teresina, PI, Brazil

20

21 *Corresponding author at: Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, Instituto de
22 Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais (CPMTC-IGC-UFGM), Campus
23 Pampulha, Av. Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901 Belo Horizonte, MG, Brazil. Phone:
24 (+55) 31 992188176.

25 E-mail addresses: renato.barros@cprm.gov.br (Barros, R.A.), caxito@ufmg.br (Caxito, F.A.).

26 **KEYWORDS:** *Rhyacian-Orosirian Orogeny; Crustal Evolution; Cryptic Hadean and*
27 *Paleoarchean crust;*

28

29 **HIGHLIGHTS:**

- 30 ● *Paleo to Neo-archean (3.2 and 2.65 Ga) evolution of the Cristalândia do Piauí Block.*
- 31 ● *Juvenile to moderately juvenile-derived plutonism underwent minor crustal*
32 *contamination for the TTGs.*
- 33 ● *Intraplate anorogenic magmatism related with mantle plume emplacement*
- 34 ● *Sanukitoid-like magmatism at ca 2.2 Ga in the Cristalândia do Piauí Block.*
- 35 ● *Cristalândia do Piauí Block represents a metacratonic domain corresponding to the*
36 *Guanambi-Correntina Block, involved in crustal accretion and reworking, from Archean to*
37 *Paleoproterozoic.*

38 **ABSTRACT:** The Cristalândia do Piauí Block, located in the northwestern margin of the São
39 Francisco Craton (SFC), represents the basement of the Rio Preto Fold Belt. It is composed of
40 Archean orthogneiss of ca. 3.2 Ga that was reworked at 2.81 and 2.68 Ga with juvenile to
41 moderately juvenile ϵ_{Hf} values between -1.51 to -8.07, high-K syenogranites dated at 2.65 Ga
42 with crustal ϵ_{Hf} values between -10.37 to -19.54, both with TDMc model ages varying from
43 3.57 to 4.33 Ga, indicating cryptic Paleo to Eo-archean and even Hadean sources. Metamafic-
44 ultramafic rocks, iron formations, metacherts and graphite schists occur associated with the
45 Archean orthogneiss. The whole set is intruded by Paleoproterozoic metagranitoids with
46 compositions varying from granodioritic, with sanukitoid-type signatures, crystallized in ca. 2.2
47 Ga, to monzogranitic and alkali-feldspar granitic with crustal signatures. They are related to the
48 Rhyacian-Orosirian Orogeny, responsible for the complex deformation patterns printed in the
49 Archean basement. Orosirian metasedimentary rocks are represented by garnet-biotite
50 paragneiss, with maximum depositional age at ca 1.95 Ga. Intrusive mafic dykes in the complex
51 show ages of ca 2.07 Ga and isotopic features of mantle-derived magmas. Considering the
52 presented data, the Cristalândia do Piauí Block represents a metacratonic domain corresponding
53 to part of the Guanambi-Correntina Block, involved in crustal accretion and reworking from
54 the Archean to the Paleoproterozoic. This crustal segment was further rifted apart from the
55 Guanambi-Correntina block during the Tonian, with the development of a Neoproterozoic rift
56 basin which would be filled by sedimentary rocks of the Canabrinha Formation. Many of the
57 elements of the evolutionary stages present in the São Francisco-Congo Paleocontinent (SFCP)
58 can be recognized, suggesting evolution of this crustal segment amounts to the Eo-Archean era
59 and disclosing the existence of cryptic Paleo-archean or even Hadean nuclei, reworked in at
60 least three metamorphic events during the Rhyacian-Orosirian orogeny.

61

1. INTRODUCTION

Cratons are portions of Proterozoic continental crust not involved in Phanerozoic orogenic processes (Bates and Jackson 1980; Brito-Neves and Alkmim 1993; Heilbron et al. 2017). This stability is attributed to the presence of a thick lithospheric mantle (mantle keel), giving great resistance to these terranes (Black & Liégeois 1993). The San Francisco Craton (SFC) is one of the three major cratonic units that make up the South American platform (Cordani et al., 2000; Hartmann, 2001) and together with its African counterpart, the Congo Craton (CC), constituted the São Francisco-Congo paleocontinent (SFCP; Almeida, 1997), structured during the Rhyacian-Orosirian orogeny (also known as Transamazonian-Eburnean belts; Trompette, 1994; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2017).

The most important crust-forming event of the SFCP is the Rhyacian-Orosirian orogeny. This is marked by the formation of several deformation-metamorphism belts associated with medium- to high-grade greenstone belts surrounded by magmatic arcs from ca. 2.38 to 1.9 Ga (Cordani, 1973; Marinho, 1991; Barbosa & Dominguez, 1996; Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2004, Barbosa et al., 2012; Heilbron et al., 2017). This event was proposed to be related to the formation of the Columbia supercontinent (Rogers and Santosh, 2002; Zhao et al., 2002; Teixeira et al., 2017), but in more recent works, paleomagnetic studies suggest that the SFCP was related neither to Columbia nor to Rodinia, but perhaps to distinct continental masses such as the Northern China Craton and Siberia (Cedeberg et al., 2016; D'Agrella-Filho & Cordani, 2017).

The blocks involved in the construction of the CSF during the Rhyacian-Orosirian orogeny are defined as Gavião, Sobradinho, Guanambi-Correntina, Porteirinha, Serrinha, Jequié, Ganhães and Belo Horizonte (Dantas et al., 2010; Brito-Neves, 2011) and finally, the least-studied Cristalândia do Piauí. The Paleoproterozoic accretion resulted in the

87 edification of three possible major orogenic belts, the first defined as Itabuna-Curaçá-Salvador
88 (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004) located between the Gavião-Sobradinho, Jequié and Serrinha
89 Blocks, reaching granulite facies between 2.06 and 2.08 Ga; The second named Urandi-
90 Guanambi (Conceição, 1993; Brito-Neves, 2011; Chaves, 2015) between the Gavião-
91 Sobradinho and Guanambi-Correntina-Porteirinha-Cristalândia Blocks (Fig 1), which would be
92 linked to the third orogenetic belt named Minas Orogen in the south of the SFC (Teixeira et al.,
93 2015).

94 The gneissic units present at the SFC margins, such as the Cristalândia do Piauí
95 block, were variably affected by the Ediacaran-Cambrian Orogeny (Fig. 1). Despite the
96 metamorphic imprint of the Brasiliano Orogeny, the tectonic and lithostratigraphic associations
97 presented in this block can still be recognized as very similar to the other blocks of the SFC,
98 such as granite-greenstone and metavulcano-sedimentary rocks associated with granitoids, both
99 reworked during the Rhyacian-Orosirian. However, this block is the least studied in the context
100 of the SFC basement and the surrounding fold belts, from the point of view of geological
101 mapping, petrographic and lithochemical characterization of its rocks, the ages of the various
102 components present and its geotectonic significance.

103 In this work, we present new isotopic (U-Pb and Lu-Hf LA-ICP-MS) and
104 geochemical data for the gneiss, mafic rocks and metasedimentary rocks that compose the
105 Cristalândia do Piauí Block. These new data suggest a crustal evolution of the northern portion
106 of the São Francisco craton from the Archean (3.2 - 2.65 Ga) to the Paleoproterozoic with at
107 least three tectono-metamorphic events during the Rhyacian-Orosirian orogeny (2.2 - 2.0 Ga).
108 Furthermore, it suggests the important presence of cryptic Paleoproterozoic or even Hadean crust
109 in this portion of the SFC. geochronological and lithochemical similarities allow to interpret
110 the Cristalândia do Piauí Block as part of the Guanambi-Correntina block, which was rifted

111 from the SFC during the Tonian and later involved in deformation and metamorphism during
112 the Brasiliano Orogeny.

113

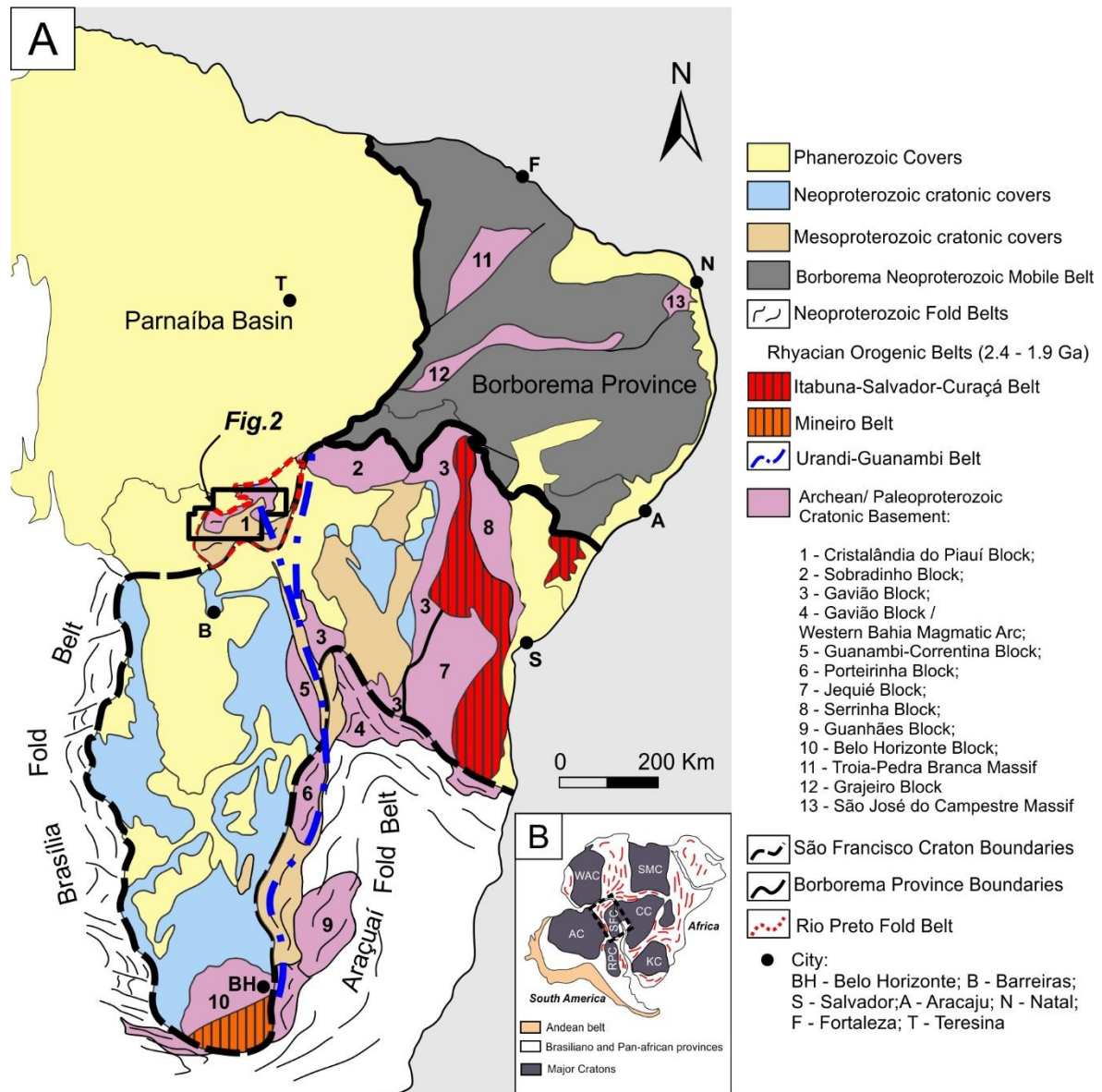
114 **2. REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT**

115

116 The Northwest of the São Francisco Craton is limited by the Rio Preto Fold Belt,
117 described in detail in the works of Egydio-Silva (1987), Trompette et al. (1993) Arcanjo &
118 Braz-Filho (1999), Caxito (2010); Caxito et al. (2012, 2014a, 2014b), Aquino & Batista (2011)
119 and Souza et al. (2017) (Fig. 1).

120 Caxito (2010) and Caxito et al. (2012, 2014a, 2014b and 2015), based on new
121 stratigraphic, lithological and geochronological data from the Rio Preto River region, defined
122 a new stratigraphic subdivision for Rio Preto Group rocks. They defined the Formosa
123 Formation, which is composed of garnet-muscovite schists, quartzites, iron-manganese
124 metacherts and restricted green shales that could correspond to a metavolcanosedimentary
125 sequence of a back-arc basin with Orosirian age (1.96 Ga). This succession is overlapped by
126 the Canabravinha Formation, defined by Egydio-Silva et al. (1989), composed by quartzites,
127 phyllites, metarhyolites, metadiagenites and metamarls corresponding to a rift basin with
128 deposition age between 600 and 850 Ma (Caxito, 2010; Caxito, et, 2012; Alcântara et al., 2017).

129



130

131 *Figure 1. A) Simplified geological framework of the São Francisco Craton and its marginal*
 132 *fold belts in east central Brazil. Modified from Bizzi et al. (2003), Alkmim (2004), and Caxito*
 133 *(2010). B) Location of the inset shows the geodynamic context of the São Francisco (SF) and*
 134 *other major Cratons in pre-drift reconstruction of West Gondwana (AC = Amazonian; WAC =*
 135 *West Africa; CC = Congo; RPC = Rio de La Plata; K = Kalahari; SMC = Saharan*
 136 *Metacraton). Modified from Santos et al. (2017).*

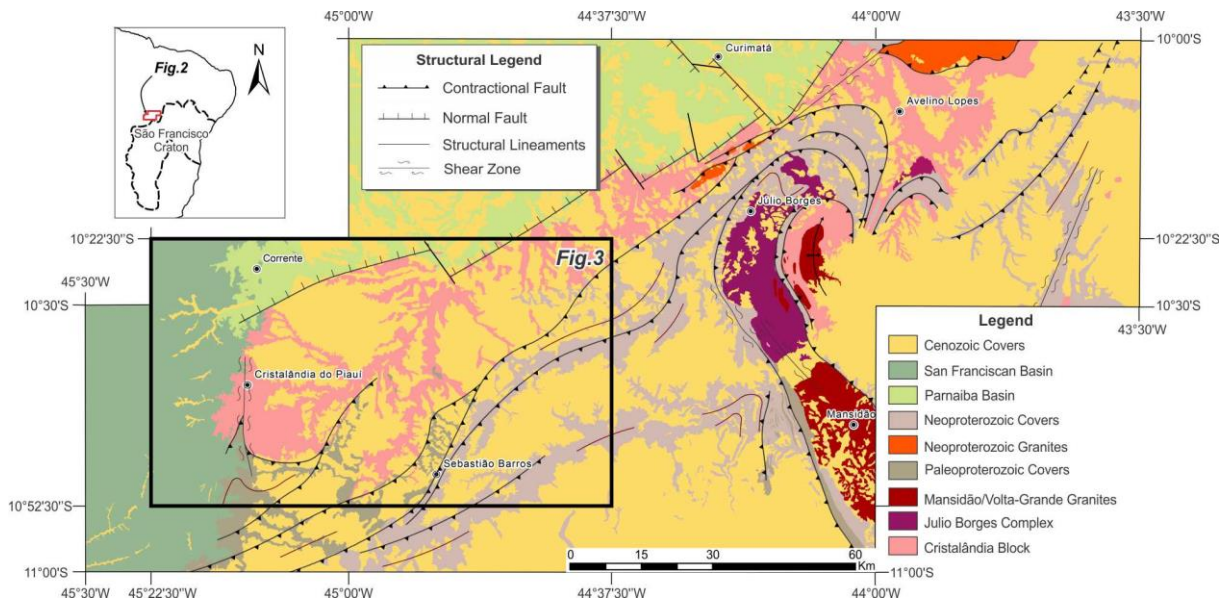
137

138 The tectono-structural units present in the basement of the fold belt region are
 139 represented by the Cristalândia do Piauí Block, represented by TTG-greenstone belts

140 associations, intruded by small polydeformed and migmatized plutons. The Mansidão and Volta
 141 Grande granitoids composed of tonalites-granodiorites and monzogranites of Paleoproterozoic
 142 age and the granites and syenogranites of the Serra da Pintada Suite with Neoproterozoic age
 143 (ca. 969 Ma), occur in the Northeastern portion of the Fold Belt (Arcanjo & Braz-Filho, 2001;
 144 Aquino & Batista, 2011; Sousa et al., 2017) (Fig. 2)

145 The Cristalândia do Piauí Block compose most of the basement of the Rio Preto
 146 Fold Belt, presenting the main NE-SW direction extending from the city of Cristalândia do
 147 Piauí - PI to the city of Avelino Lopes - PI, Brazil (Fig. 2). This complex was previously
 148 described as a series of Archean/Paleoproterozoic gneiss retrometamorphosed in green-schist
 149 facies with metamorphic peak in amphibolite facies, composed by ortho-derived biotite-gneiss,
 150 generally intensely deformed and migmatized associated with mafic bands and sparse lens of
 151 metaultramafic rocks and associated iron formations with remains of possible paraderivated
 152 sequences (Winge, 1968; Egydio-Silva, 1987; Arcanjo & Braz-Filho, 2001).

153



154

155 *Figure 2. Simplified Geological Map of the part of the Rio Preto Fold Belt. Modified from*
 156 *Sousa et al. (2017).*

157

158 The isotopic data currently available for the Cristalândia do Piauí Block, besides
159 those already presented by Aquino & Batista (2011), correspond to a whole rock Rb-Sr isochron
160 of ca 2.1 Ga , and K-Ar ages of ca. 1176 Ma in amphiboles and ca. 840 and 540 Ma in biotite
161 (Egydio-Silva et al., 1989) for biotite gneisses. TDM model ages of ca 2.8 to 2.6 Ga were
162 obtained by Caxito (2010) and Caxito et al. (2014a) for the biotite-metatonalites that outcrops
163 near Cristalândia do Piauí.

164 Aquino & Batista (2011) subdivide part of the gneisses of the Cristalândia do
165 Piauí Block into three sub-units. The first is called gneissic-migmatitic basement of ortho-
166 derived origin, intensively milonitized and/or migmatized, with zircon U-Pb ages of ca 2.14 Ga
167 for biotite-gneisses and of ca 2.11 and 2.10 Ga for monzogranites. The second is called the
168 Mulungu Granitoid, and it is composed of granodioritic to tonalitic bodies with calc-alkaline
169 character, deformed and milonitized, with zircon U-Pb age of ca 2.02 Ga. The third is the Serra
170 da Pintada suíte, composed of slightly deformed granites and syeno-granites, with an alkaline
171 character and anorogenic signature, with crystallization ages obtained at ca. 969 Ma (U-Pb
172 zircon) and interpreted as a manifestation of a Tonian rift-related plutonism (Fig. 2).

173

174 **3. MATERIALS AND METHODS**

175

176 **3.1. Whole-Rock Geochemistry**

177 The analysis of major and trace elements in whole-rock procedures were
178 performed by X-ray fluorescence (XRF) and inductively coupled plasma mass spectrometer
179 (ICP-MS) in the SGS GEOSOL laboratory in Vespasiano - MG (Brazil)

180 The analytical method employed for major elements correspond to the XRF79C
181 analytical package, which consists of drying 2 grams of sample powder in an oven and weighing
182 it after cooling in a flask containing lithium tetraborate flow. After this step, the sample is

183 transferred to a platinum crucible and homogenized. Finally, after homogenization, lithium
184 iodide is added before melting in an automatic machine and analyzed by XRF.

185 For the determination of trace elements, the analytical method is IMS95A. It
186 consists of weighing 10 grams of sample powder and subsequent melting in graphite crucible
187 by adding lithium metaborate. After melting, the melt was transferred to a beaker containing a
188 solution of nitrite and tartaric acids in equal volumes prior to homogenization and total
189 dissolution under agitation, and analysis of the solutions by ICP-MS.

190 The analytical accuracy was monitored using the TILL-03 and GRE-03
191 geological standard materials for trace elements in ICP-MS and SG-142 and AMIS0321 for
192 major elements in the XRF. Analytical accuracy for major elements is better than 5% and better
193 than 10% for trace elements. Blank material analyzes produced values typically below detection
194 limits.

195 The results are presented in the table A1 (Supplementary data). The geochemical
196 data were plotted using the GCDKit program (Janousek et al., 2006).

197

198 **3.2. Geochronology and Isotope Geology**

199

200 *3.2.1. Zircon U-Pb LA-ICP-MS (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass*
201 *Spectrometry)*

202

203 Homogeneous (alteration-free) samples were crushed, milled and processes
204 through standard gravimetric, magnetic and manual selection at a binocular loupe techniques
205 for zircon separation.

206 For the preparation of the mounts, the crystals were fixed in double-sided tape
207 (about 100 for sedimentary rocks and 50-60 for igneous rocks). For the sedimentary rock

208 samples hand picking based on crystal quality was not carried out, aiming at a random sampling
209 of the existing populations.

210 The crystals were embedded in epoxy resin (cold), abraded for exposing the
211 interior of the grains and polished in 0.25 μm diamond paste. The grains were imaged with
212 cathodoluminescence (CL) and Back-scattered Electrons (BSE) techniques in the SEM
213 (Scanning Electron Microscope) of the Federal University of Brasília (UnB) and the Federal
214 University of Minas Gerais (UFMG).

215 Analyzes of the HAE4, JV-33, JV-57 and JV-62 samples were performed at the
216 UnB Geochronology Laboratory.

217 For these samples the determinations performed in LAM-ICP-MS followed the
218 procedure presented by Buhn et al. (2009). To clean the mounts, a bath was used with dilute
219 nitric acid (3%), Nanopure water in ultrasound and finally in acetone to extract any residual
220 moisture.

221 Isotopic analysis were performed on LA-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-
222 Finnigan) coupled to Nd-YAG ($\lambda = 213\text{nm}$) Laser Ablation System (New Wave Research,
223 USA). The grain ablation was performed in spots 30 μm , with a frequency of 10 Hz and a flow
224 rate of 0.19 to 1.02 J / cm^2 . The pulverized material was charged with a He (~0.40 l/min) and
225 Ar (~0.90 l/min) flow. In all analyzes the international standard GJ-1 was used to correct the
226 drift of the equipment, as well as the fractionation between the isotopes of U and Pb. To verify
227 the accuracy were performed in the standard 91500.

228 Data were acquired in 40 1-second cycles. The data collection procedure
229 followed the reading sequence: - 1 white, 1 standard, 4 or 8 unknowns, 1 blank and 1 standard.
230 At each reading the intensities of the masses 202Hg, 204 (Pb + Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb and
231 238U were determined.

232 RB-071 analyzes were performed at the CPGeo laboratory of the University of
233 São Paulo (USP), where the isotopic determinations were performed in the LAM-MC-ICP-MS
234 Neptune (Thermo-Finnigan) coupled to the Laser ArF Excimer $\lambda = 193\text{nm}$ (Photon Machines).
235 A solution of dilute nitric acid (3%) and then ultra clean water was used to clean the mounts.

236 The ablation occurred in 32 μm spots, with frequency of 6 Hz and intensity of
237 6mJ. The pulverized material was driven by a flow of He (0.6 l/min) and Ar (0.7 l/min) and in
238 all analyzes the international standard GJ-1 was used to correct the drift of the equipment, as
239 well as the fractionation between the isotopes of U and Pb. To verify the accuracy, analyzes
240 were performed in the international standard MUD TANK.

241 The data were acquired in 60 cycles of 1 second, following the acquisition
242 sequence of 2 whites, 3 patterns, 12 zircon spots, 2 whites and 2 patterns and at each reading
243 the intensities of the masses 202Hg, 204 (Pb + Hg), 206Pb, 207Pb, 208Pb and 238U.

244 The reduction of raw data, which includes corrections for white, derives from
245 equipment and common lead, were carried out in EXCEL worksheets, developed by each
246 University.

247 The ages were calculated as well as the graphs were created using the features
248 of ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2012). The detailed results for all U-Pb analyses are available in
249 Table A2 (Supplementary Data).

250

251 *3.2.2. Lu-Hf Isotopes*

252

253 Analyses of Hf isotopes in zircon were obtained from the eight dated samples
254 (HAE4, JV-057, JV-062, RB-071, JV-033, MF-207, JV-001 and HAE2; Table A3 in
255 Supplementary Data) using a HR-ICPMS multicollector spectrometer, Neptune model from
256 ThermoFinnigan attached to ArF Excimer Laser 193 nm (Photon Machine) at the Centro de

257 Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo,
258 Brazil. The operating conditions were 10.68 J/cm² (100%), 7 Hz and 35 μm spot size, which
259 were located on top or Next to the U-Pb (LA-ICP-MS) analysis spots. The ablated material was
260 loaded into the plasma operated at 1000 W, through an Ar flow of 0.3 L/ min, 0.3 L/min of He
261 and 1.2 L/min of N₂.

262 The values obtained for the and GJ82C standard during the period of analysis
263 period are close to literature values: GJ (82C) $^{177}\text{Hf} = 0.282017 \pm 0.000015$ (N = 11)
264 [reference value 0.282015 ± 0.000025 (Liu et al., 2009)].

265 For calculation of $\epsilon\text{Hf}(t)$ values, we adopted a decay constant for ^{176}Lu of 1.867
266 $\times 10^{-11}$ (Söderlund et al., 2004) and present-day chondritic ratios of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$
267 plus $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft & Albarede, 1997). The depleted mantle Hf
268 evolution curve was determined from present-day depleted mantle values of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} =$
269 0.283225 and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.038512 (Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Vervoort,
270 2006).

271 Two-stage Hf model ages (TDMc) were calculated using values from Vervoort
272 & Blichert-Toft (1999) with average continental crust $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (Griffin et al.,
273 2002). The detailed results for all Lu-Hf analyses are available in Table A3 in Supplementary
274 Data.

275

276 *3.2.3. Whole-Rock Sm-Nd Analysis*

277

278 Sm-Nd isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan
279 MAT 262 mass spectrometer in static mode and followed the method described by Gioia &
280 Pimentel (2000).

281 Whole-rock powders (ca. 50 mg) were mixed with a ^{149}Sm – ^{150}Nd spike
282 solution and dissolved in HF, HNO₃ and HCl in Savillex capsules. Sm and Nd extraction of
283 whole-rock samples was done by cation exchange techniques, using Teflon columns containing
284 LN-Spec resin (HDEHP—di-ethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder). Sm and
285 Nd samples were loaded onto Re evaporation filaments of a double filament assembly.

286 Uncertainties for Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and
287 $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-
288 1 and BCR-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalised to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.7219. TDM values
289 were calculated using De Paolo's (1981) model. The detailed results for all Sm-Nd analyses are
290 available in Table A4 in Supplementary Data.

291

292 **4. RESULTS**

293

294 **4.1. Field Aspects and Petrography**

295

296 The units of the Cristalândia do Piauí Block, listed in this work, consisting of
297 metatonalites and metagranodiorites corresponding to the Brejinhos Complex, associated to
298 metasedimentary and metabasic-ultrabasic rocks belonging to the metavolcanosedimentary
299 sequence called Riacho Alecrim. This package is intruded by high-K gneisses belonging to the
300 Vereda-Parain Gneiss, all intensely foliated.

301 Intrusive Plutons crosscut the Brejinhos Complex and Vereda-Parain, presenting
302 compositions varying from granodioritic, monzogranitic to Alkali-feldspar granitic, all
303 intensely foliated. The monzogranitic bodies, corresponding to the Caraíbas Pluton, occur in
304 the extreme west of the area, while the Urucu Pluton and Jacu Alkali-feldspar Granites occur
305 as restricted bodies in the center-south portion (Fig. 3).

306 Metasedimentary rocks of the Orosirian age of the Formosa Formation, defined
307 by Caxito et al. (2012), outcrop over the gneissic basement, consisting of metagreywackes, ky-
308 quartzites, garnet-cordierite schists and mafic schists, in some places may present partial
309 melting. Locally, mafic dykes and sills of amphibolitic composition crosscut the basement
310 units and compose the Fazenda da Realeza Suite. (Fig. 3)

311 The metamorphism reached its peak in amphibolite facies during the Rhyacian-
312 Orosirian orogeny (Egydio-Silva, 1987). All bodies show predominance of NE-SW orientation
313 and dips on the order of 20-60 ° to S-SE, low rake stretching lineation in the order of 6-35°, as
314 well as kinematic indicators such as asymmetric folds indicating transport to N-NW during the
315 Brasiliano/Pan-African orogeny.

316

317 *4.1.1. Brejinhos Complex*

318

319 This unit is predominant in the area and consists of banded gneisses of tonalitic
320 to granodioritic composition, exhibiting rhythmically alternation of leucocratic bands
321 composed of quartz, plagioclase and subordinate K-feldspar and plagioclase and biotite-rich
322 bands and lesser extent of quartz and K-feldspar (Fig. 4a).

323 The tonalite and granodiorite are composed of quartz (20 - 26%), plagioclase (31
324 - 53%), potassium feldspar (5 - 12%), biotite (13 - 30%), epidote (1 - 5%), chlorite (0-5%) and
325 opaque minerals (<1%). Apatite, calcite, alanite and rutile occur as accessory phases.
326 Plagioclase is porphyroclastic with subhedral twinned grains. Quartz is subidioblastic ribbon-
327 textured and stretched along the banding, associated with solid state recrystallized oligoclase
328 that shows diffuse twinning and undulose extinction. Biotite is fine-grained lepidoblastic
329 textures and defines the foliation, locally altered to chlorite. (Fig. 5a).

330 Hornblende-bearing gneisses occur locally. They are rhythmically banded with
331 quartzo-feldspatic leucocratic bands alternated with hornblende-bearing biotite-rich mafic
332 bands.

333 In a broad sense, they are composed of quartz (5 - 15%), plagioclase (28 - 35%),
334 potassium feldspar (0 - 5%) hornblende (5 - 15%), biotite (13 - 30%), epidote (6 - 13%), garnet
335 (0 - 2%) and opaque minerals (<1%). Apatite and alanite occur as accessory phases. Hornblende
336 is idio to subidioblastic, usually oriented according to foliation. Plagioclase is subhedral with
337 characteristic polissintetic twinings. Biotite is fine-grained lepidoblastic grains. Quartz occurs
338 as ribbons and, sometimes, as secondary in the matrix with subidioblastic texture. Epidote
339 occur associated with biotite (Fig. 5b).

340

341 *4.1.2. Riacho Alecrim metavolcanosedimentary sequence*

342

343 The Riacho Alecrim metavolcanosedimentary sequence are associated with TTG
344 gneisses of Brejinho Complex. They are composed by a basal metaultramafic unit that grades
345 to a chemical derived metasedimentary sequence (Figs. 4c and 4d), mainly banded iron
346 formation, metacherts and C-rich rocks, with aluminous siliciclastic rocks stratigraphically
347 above .

348 The metaultramafites compositethin lenses of talc schists, talc-tremolite schists,
349 and tremolite serpentinites intimately. These metaultramafic rocks present a greenschist
350 metamorphic facies assemblage of serpentine + chlorite + tremolite, related with a pervasive
351 foliation defined by lepidonematoblastic trama. The tremolite serpentinites are non-
352 pseudomorphic (schistose) textured and composed by fine-grained lamellar antigorite, chlorite
353 and tremolite. The metaultramafic schists define a wide range of lithotypes with talc, chlorite
354 and tremolite in a diverse modal proportion. They show a lenticular aggregates of nematoblastic

355 tremolite/actinolite, reaching up to 3.5 centimeters in length, surrounded by nematoblastic
356 aggregates of talc and Mg-chlorite. interstitial carbonates are present in some sites and do not
357 exceed 5% of the modal content (Fig. 5c).

358 The chemical-derived metasedimentary rocks, mainly iron formations and
359 metacherts, are intimately associated with the metaultramafic rocks. They present a well-
360 marked foliation and banding, isoclinal folded, defined by alternation of granoblastic
361 recrystallized quartz-rich layers and amphibole (grunerite) and magnetite rich (>75%) layers.
362 Magnetite grains are subhedrals associated with grunerite that occurs as fine-grained acicular
363 grain aggregates. Apatite is dispersed in the rock and define an accessory phase (Fig. 5d).

364 Aluminous siliclastic rocks are restricted in the area and occur stratigraphically
365 above the metaultrafic and chemical derived metasedimentary package. They are represented
366 by mylonitic varieties of garnet-quartz schists, staurolite-hornblende schist and garnet-epidote-
367 chlorite-quartz schist.

368

369

370

371

372

373

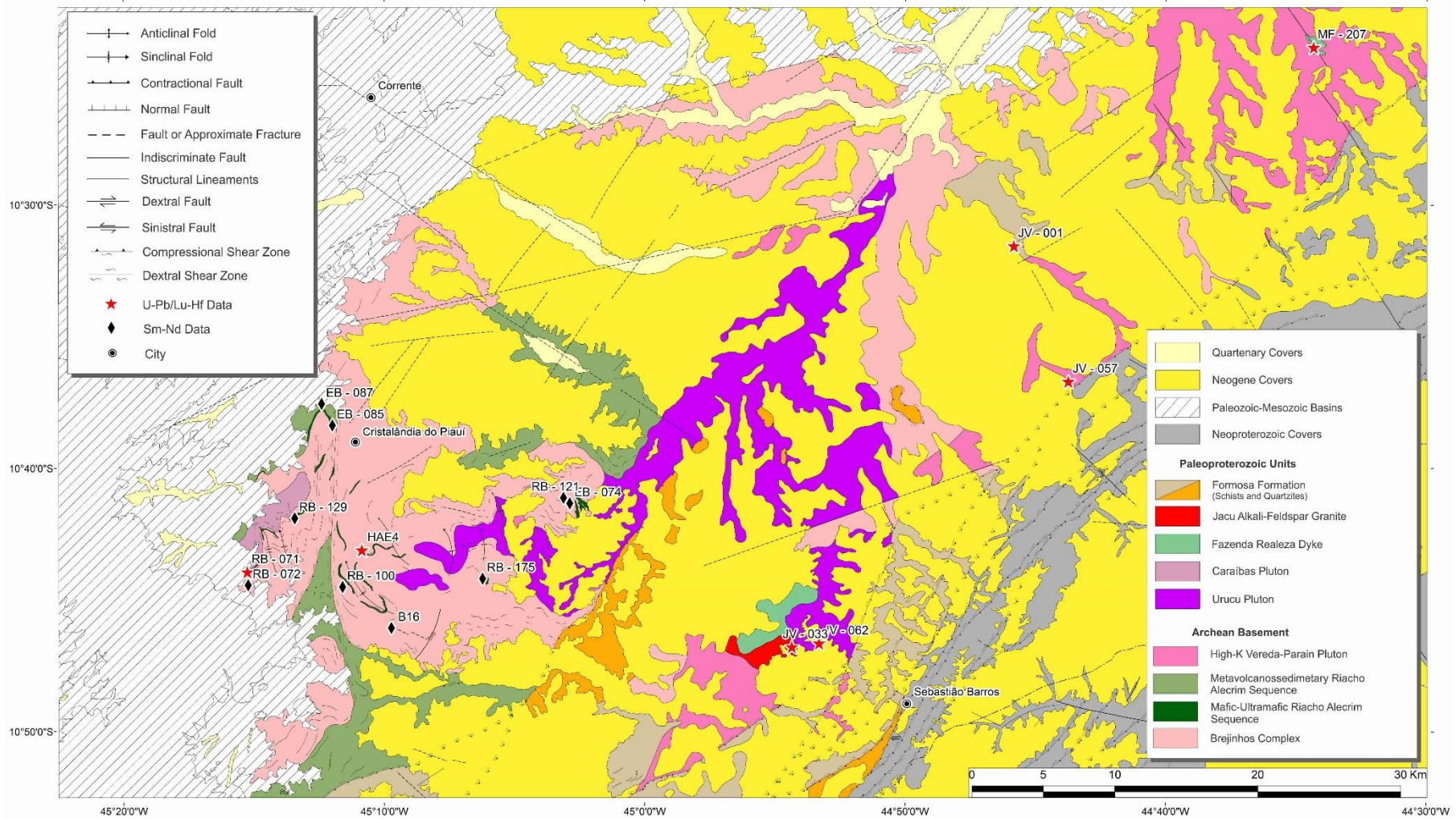
374

375

376

377

378



379

380 *Figure 3. Geological map of the study area with the location of the U-Pb and Sm-Nd data of this and previous studies. Respective data on the map*

381 *can be seen in Table 6 to 11 in the supplementary data.*

382 *4.1.3. High-K Gneisses - Vereda-Parain Pluton*

383

384 This unit is composed of ortho-derived potassium-rich rocks. They are mainly
385 composed of milonitized of magnetite-rich syenogranite rocks.

386 These rocks are composed of quartz (15-25%), alkali feldspar (22-47%), plagioclase
387 (10-20%), biotite (8-27%), muscovite (0-13%), epidote (3 - 15%), hornblende (0 - 2%), opaque,
388 zircon, alanite and apatite occurring as accessory phases.

389 They are porphyritic foliated rocks, presenting "augens" or stretched feldspars of
390 approximately 3 cm, over a biotite-rich granolepidoclastic fine-grained matrix (Fig. 4b). The epidote
391 occurs in the form of prismatic crystals, associated with biotite. Quartz grains are recrystallized with
392 undulose extinction, straight contacts and forming mosaics. Alkali feldspar are phenocrysts, rarely
393 twinned, presenting plagioclase inclusion, and is usually stretched. Plagioclase grains are poorly
394 twinned and recrystallized along the main foliation. Accessory minerals are titanite, alanite, apatite
395 and zircon (Fig. 5e).

396

397 *4.1.4. Caraibas Pluton*

398

399 The Caraibas Pluton includes porphyritic leucocratic rocks of monzogranitic to
400 granodioritic compositions. They are, muscovite and biotite poor-rocks with alkali feldspar
401 phenocrysts, mainly microcline, up to 3 cm. over a medium to coarse matrix of granolepidoblastic
402 texture, which is foliated and sometimes milonitized (Fig. 4f).

403 Locally these rocks occur undeformed, exhibiting euhedral crystals of orthoclase and
404 plagioclase, with igneous textures partially preserved, such as imbricated feldspar grains, indicating
405 flow in the magmatic chamber (Fig. 5g).

406



408 *Figure 4. Representative photos of outcrops in the Cristalândia do Piauí Block. a) Banded and folded*
409 *biotite metatonalite from Brejinhos Complex; b) High-Potassium Vereda-Parain Pluton rocks; c)*
410 *Metaultramafic rock from Riacho Alecrim sequence and d) Banded iron formation from the Riacho*
411 *Alecrim sequence; e) Granodioritic Rocks of Urucu Pluton; f) Porphyritic granodioritic from*
412 *Caraibas pluton; g) Garnet-amphibolite dike from Fazenda Realeza Dyke; h) Garnet-mica mylonite*
413 *from Formosa Formation.*

414

415 *4.1.5. Urucu Pluton*

416

417 The Urucu Pluton is monzo to granodiorite in composition. , have melanocratic
418 porphyric with porphyroclastic feldspars crystals stretched about 3 cm, usually intensely foliated,
419 with intensely epidotized portions (Fig. 4e). When phenocrysts absent are composed of dark gray
420 mylonitic granodiorites.

421 They are composed of quartz (15 - 25%), potassium feldspar (20 - 35%), plagioclase
422 (15 - 30%), biotite (8 - 27%), muscovite (0 - 2%), epidote (3 - 15 %), hornblende (2 - 5%), opaque,
423 zircon, alanite, carbonate and apatite as accessory phases (Fig. 5f).

424 Banded varieties are defined by alternation of melanocratic millimeter layers
425 composed mainly of biotite, hornblende and epidote, and leucocratic layers of quartz, plagioclase and
426 potassium feldspar.

427

428

429 *4.1.6. Jacu Alkali-feldspar Granite*

430

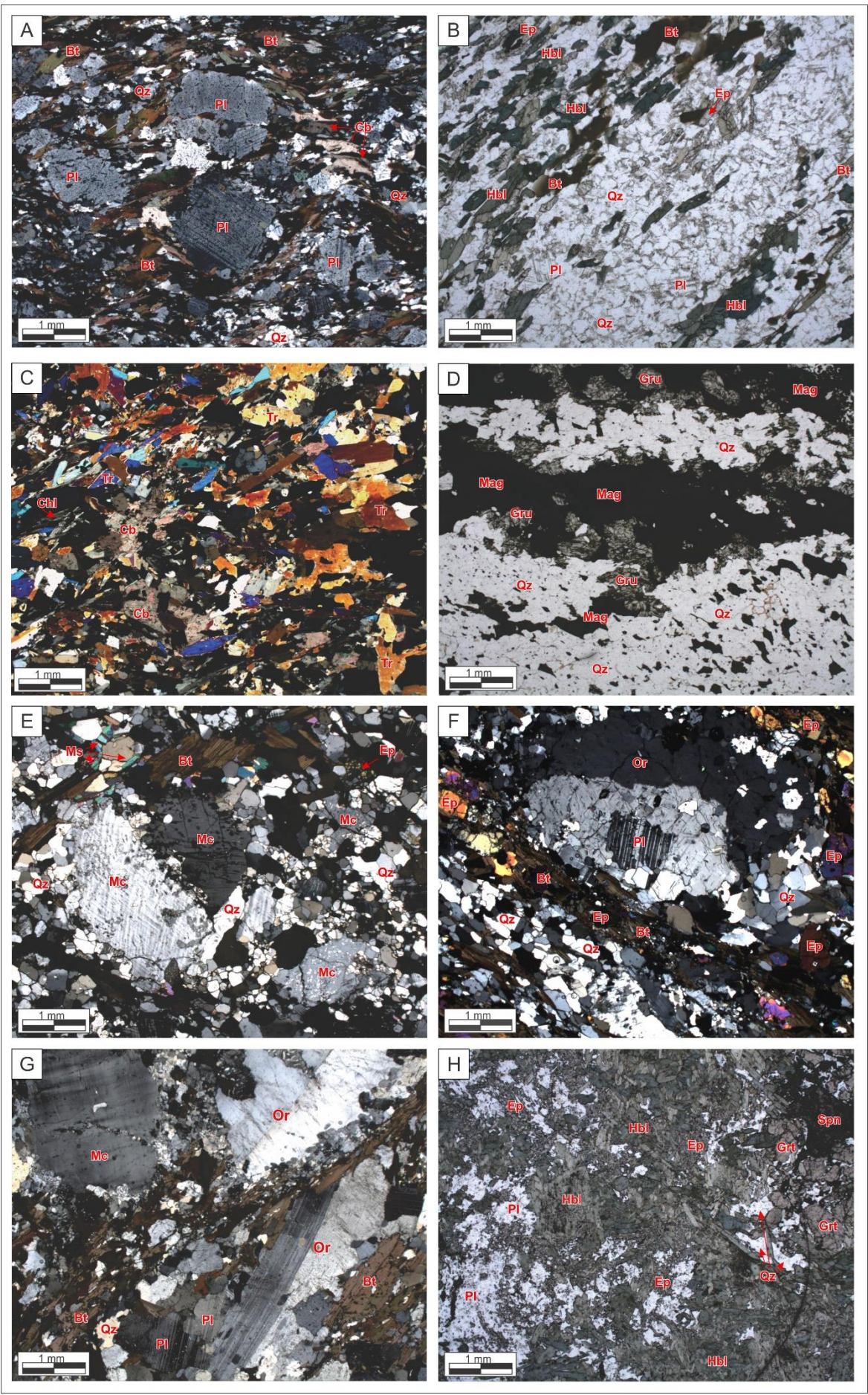
431 The alkali-feldspar granite present a anastomosing mylonitic foliation with sigma-type
432 porphyroclastic grains of potassium feldspar in a fine foliated matrix of quartz, potassium feldspar,
433 muscovite and, to a lesser extent, biotite. Locally they present xenoliths of granitic rocks very similar

434 to Vereda-Parain high-potassic gneisses, besides banded gneisses and metatonalites present in the
435 Brejinhos Complex.

436 They are mainly composed of quartz (15 - 30%), potassium feldspar (25 - 45%),
437 plagioclase (0 - 5%), muscovite (0 - 5%), and opaque and zircon as accessory phases.

438 They are phyllosilicate-poor porphyritic rock (biotite and muscovite) with
439 recrystallized quartz, with undulose extinction, straight contacts and ribbons high deformed strain
440 sites. Microcline is medium-sized stretched phenocrysts , with characteristic tartan-type twinings.
441 Plagioclase is twinned crystals of small size and with albitic composition

442



444 *Figure 5. a) Porphyroclastic texture of the biotite-gneisses of the Brejinhos Complex e b)*
445 *granoblastic texture from the banded gneisses of the BrejinhosComplex showing Hbl*
446 *crystals stretched along the foliation; c) Chl-trt schists with interstitial carbonate from the Riacho*
447 *Alecrim sequence d) Gru-Mag BIF's from Riacho Alecrim Sequence; e) Porphyroblastic texture of*
448 *the high-Potassium Vereda-Parain Pluton; f) Porphyroclastic texture from the Urucu Pluton; g)*
449 *Subhedral crystals of undeformed Pl from Caraibas Pluton; h) Nematoblastic texture of the Grt-*
450 *Amphibolite from the Fazenda Realeza Dyke. Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010).*

451

452

453 *4.1.7. Formosa Formation – Metasedimentary Sequence*

454

455 The Formosa Formation metasedimentary package is intensely folded, locally
456 milonitized and partially migmatized. They are composed of impure psamitic rocks, mainly
457 metagraywackes consisting of garnet, muscovite, plagioclase, microcline and subordinated quartz.
458 Locally, quartz-rich portions are intercalated by greyish garnet-mica schists with lepidoblastic texture
459 and garnet porphyroblasts. Restricted lenses of cordierite-garnet schists occur with partial melting
460 into medium amphibolite facies (Fig. 4h).

461 Layers of muscovite quartzites and staurolite-muscovite quartzites are commonly
462 found in the central portion of the area. They consists of impure quartzites, fine to medium grained,
463 banded and milonitized, composed by staurolite, muscovite and quartz as main phases and opaque as
464 accessory minerals.

465

466 *4.1.8. Garnet-Amphibolites – Fazenda Realeza Dykes*

467

468 Garnet amphibolites occur in the form of isolated bodies of metric to decametric
469 dimensions in the NW of the studied area. They are essentially composed of hornblende, epidote,
470 plagioclase and garnet, as well as disseminated rutile and sphene, (Fig. 4g).

471 These rocks define varieties of fine to medium grained (< 2 mm) quartz-epidote-garnet
472 amphibolites rich in hornblende, garnet, epidote and quartz. The hornblende is prismatic, impregnated
473 by opaque minerals inclusions. The quartz form mosaics recrystallized aggregates and epidote
474 probably originated from the plagioclase break down, and occurs aggregates of tiny crystals. Sphene
475 occurs in aggregates. The garnet occurs dispersed forming large aggregates (Fig. 6h). The peak
476 metamorphic paragenesis (Grt+Hbl+Pl) could reach the amphibolite facies with retrometamorphism
477 in the epidote-amphibolite facies (Ep+Pl+Hbl).

478

479 **4.2. Whole-rock Geochemistry**

480

481 *4.2.1. Tonalite and granodiorites (Brejinhos Complex)*

482

483 Eight samples were selected for geochemical analysis. Their results are presented in
484 the Supplementary Data Table A1.

485 The SiO₂ values range from 56.6 to 73.9 wt%, Na₂O from 2.15 to 4.74 wt%, K₂O from
486 0.92 to 2.76 wt%, Al₂O₃ from 9.21 to 18.07 Wt%. In the SiO₂ vs. K₂O these rocks plots in the field
487 of medium-potassium calc-alkaline series (Fig. 6a). In the alkalis vs. SiO₂ diagrams the samples plot
488 in the field of calc-alkaline and calcic rocks (CaO and Na₂O ranging from 1.4 to 7.19 wt% and 2.15
489 to 4.74 wt%, respectively) and with low magnesium and iron enrichment (MgO and Fe₂O₃ ranging
490 from 0.96 to 5.78 wt% and 3.25 to 10.2 wt%, respectively), chemically similar to the Cordilleran
491 granites (Fig. 6c and 6d). In the K-Na-Ca diagram the samples show a sodic-enrichment tendency
492 and plot in the trend of tonalitic-trondhjemitic rocks (Fig. 6b)

493 According to the Harker diagrams (Fig. 7), the behavior of immobile trace and minor
494 elements, such as Nb, Yb and Lu, present a positive correlation with Y (Figs. 7A, B, D and E). Zr
495 presents a slight dispersion but with positive correlation with Y (Fig. 7C).

496 In the multi-elementary spidergrams normalized for the primitive mantle (PM) the
497 samples present a uniform pattern (Fig. 8a) characterized by a moderate to strong enrichment of large
498 ion lithophile elements (LILE) such as Rb (Rb_N : 27.09 to 131.34), Ba, K, Ce with a marked negative
499 anomaly of Nb (Nb_N : 4.14 to 9.9) and positive of Pb (Pb_N : 12.68 to 100) and Sr (Sr_N : 3.99 to 33.15).
500 The HFSE show a steep negative curve from Nd to Lu (Nd_N/Lu_N : 5.56 to 19.97), with an associated
501 negative anomaly of Ti (Ti_N : 1.38 to 4.06), although enriched in these elements.

502 The Rare Earth Elements (REE) patterns presented in the chondrite-normalized
503 diagrams for the Brejinhos Complex rocks define a coherent negative curve, characterized by strong
504 enrichment in light rare earth elements (LREE; La_N/Sm_N : 2.19 to 7.79) compared to heavy rare earth
505 elements (HREE) with La_N/Yb_N ratio ranging from 14 to 60 (Fig. 8b). The Eu/Eu^* ratio varies from
506 0.70 to 1.43.

507

508 4.2.3. High-K Gneisses - Vereda-Parain Pluton

509

510 Five samples of syenogranitic composition were selected for geochemical analysis,
511 with the results presented in the Supplementary Data Table A1.

512 In the alkali vs. SiO_2 index samples plot predominantly in the fields of calcium-
513 alkaline rocks (CaO and Na_2O ranging from 0.76 to 2.36 wt% and 2 to 3.42 wt%, respectively) on
514 the $FeOt / (FeO + MgO)$ diagram they plot in the ferroan field, indicating high iron enrichment (MgO
515 and Fe_2O_3 contents ranging from 0.13 to 1.38 wt% and 3.6 to 7.88 wt%, respectively) (Fig. 6c and
516 6d). SiO_2 values for this unit range from 68.74 to 75.16 wt%, Na_2O from 2.0 to 3.42 wt%, K_2O from
517 3.67 to 6 wt% and Al_2O_3 from 12.5 to 14.53 wt%. In the K-Na-Ca diagram this unit show a clear

518 potassic tendency, plotting in the calcium-alkaline trend (Fig. 6b). According to the diagram SiO_2 vs.
519 K_2O these rocks plot in the field of the high-potassium calc-alkaline series (Fig. 6a).

520 The behavior of trace and minor elements, such as Nb, Yb and Lu, present a positive
521 correlation (Figs. 7A, B, and D), slight dispersion for some samples as shown in the Zr vs. Y and Nb
522 vs. Y diagrams (Figs. 7C and E) .

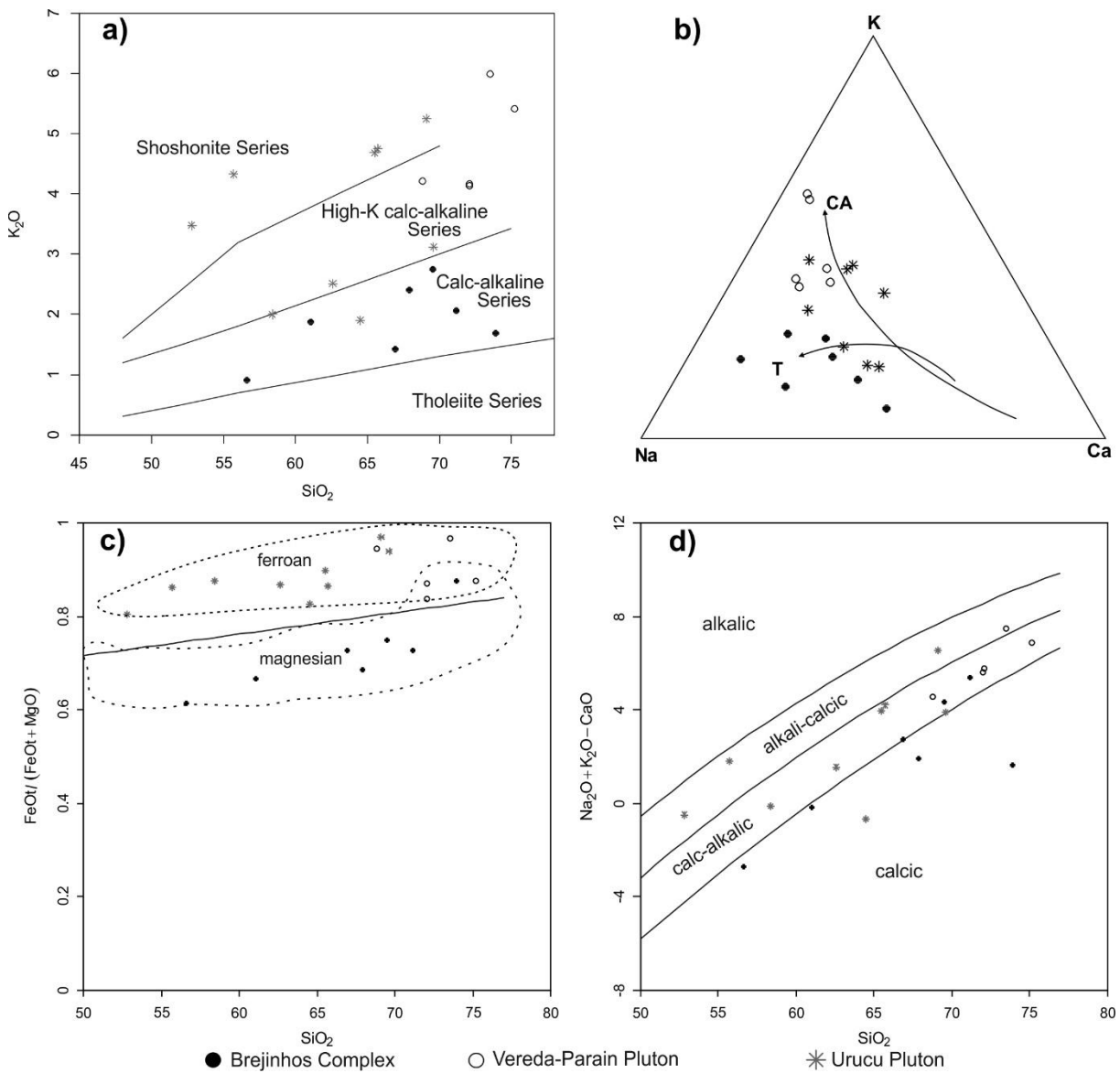
523 In the multi-elementary spidergrams normalized for the PM the samples shown a
524 uniform pattern (Fig 8c) characterized by a strong enrichment in LILE such as Rb (Rb_N : 149.76 to
525 257.17), Ba (Ba_N : 135.64 to 236.23), K, and Pb. The HFSE show a flat to negative curve from Nd to
526 Lu (Nd_N/Lu_N : 3.14 to 6.52), with an associated negative anomalies of Nb (Nb_N : 12.43 to 37.21), Sr
527 (Sr_N : 3.0. to 14.01) and Ti (Ti_N : 0.92 to 3.18) (Fig.8c).

528 The REE pattern presented in the chondrite-normalized diagrams for this unit define a
529 slight coherent negative curve, characterized by the moderate enrichment in LREE (La_N/Sm_N : 2.71
530 to 6.38) compared to the HREE (Gd_N/Lu_N : 1.49 to 2.72), that present flat patterns, with La_N/Yb_N ratio
531 ranging from 9 to 20. The Eu/Eu^* ratio ranges from 0.48 to 0.63 (Fig. 8d).

532

533

534



535

536 *Figure 6. Geochemical features of the samples of the Brejinhos Complex, Vereda-Prain and Urucu*
 537 *Plutons. a) SiO₂ vs. K₂O diagram from Peccerillo and Taylor (1976); b) K-Na-Ca triangular diagram*
 538 *with calc-alkaline (ca) and trondhjemitic (t series from Barker & Arth (1976); c) SiO₂ vs. FeOt/(FeOt*
 539 *+ MgO) diagram from Frost et al. (2001); d) SiO₂ vs. Na₂O + K₂O - CaO diagram from Frost et al.*
 540 *(2001).*

541

542 4.2.4. Urucu Pluton

543

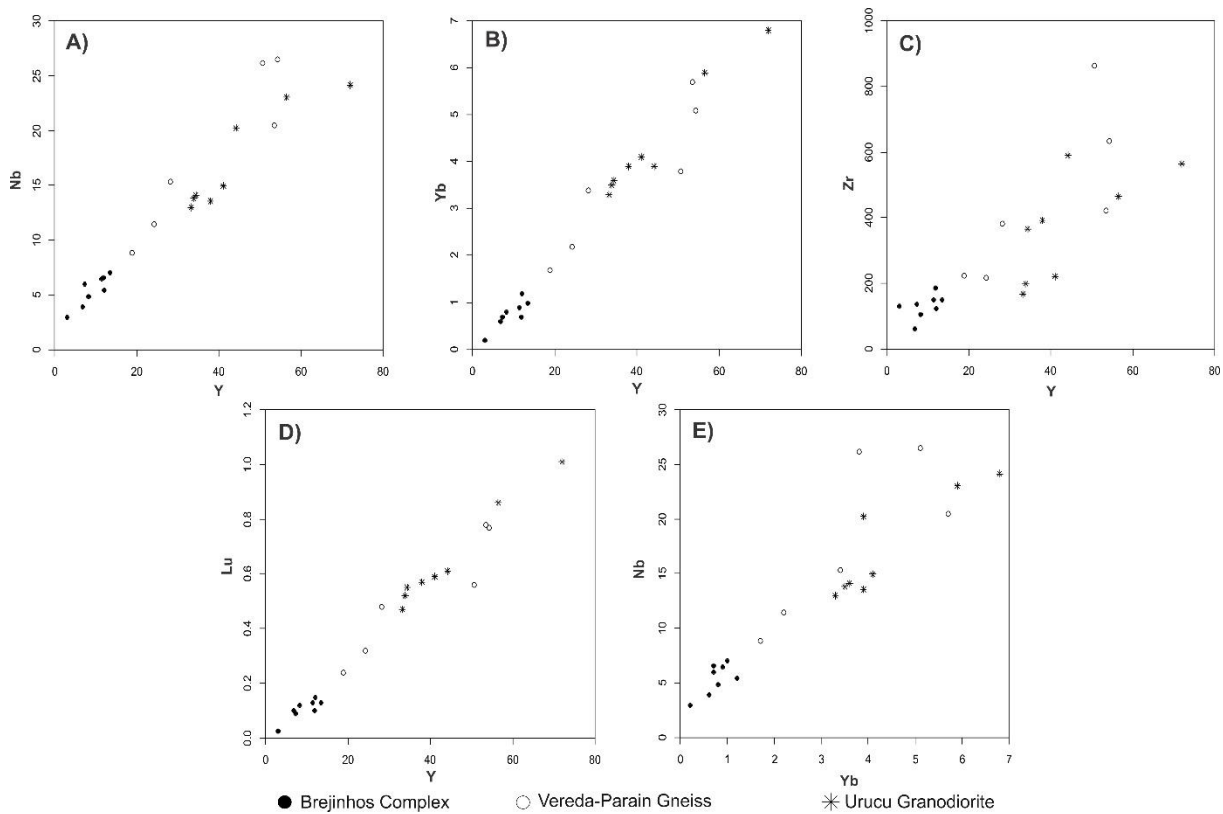
544 Nine samples of granodiorite were selected for geochemical analysis, with the results
 545 presented in the Supplementary Data Table A1.

546 In the alkali vs. SiO₂ index samples plot in the field predominantly in the calcium-
547 alkaline and alkali-calcic fields (CaO and Na₂O ranging from 2.32 to 6.46 wt% and 2.34 to 3.1 wt%,
548 respectively) on the FeO_t / (Feo + MgO) diagram they plot in the ferroan field, indicating high iron
549 enrichment (MgO and Fe₂O₃ contents ranging from 0.45 to 2.83 wt% and 7.35 to 12.9 wt%,
550 respectively) (Fig. 6c and 6d). SiO₂ values for this unit range from 52.8 to 69.6 wt%, Na₂O from 2.34
551 to 3.1 wt%, K₂O from 1.9 to 4.69 wt% and Al₂O₃ from 12.2 to 16.7 wt%. In the K-Na-Ca diagram
552 the samples show a clear potassic tendency, plotting in the calcium-alkaline trend (Fig.6b). According
553 to the diagram SiO₂ vs. K₂O these rocks plot in the field of the shonshonitic and high-potassium calc-
554 alkaline series (Fig. 6a).

555 The behavior of trace and minor elements, such as Nb, Yb and Lu, has a positive
556 correlation with slight dispersion for some samples, as shown in diagram Nb vs. Yb (Fig. 7A, B, D
557 and E). Zr presents a slight dispersion but with a certain positive correlation with Y (Fig. 7C).

558 In the multi-elementary spidergrams normalized for the PM the samples shown a
559 uniform pattern (Fig 8e) characterized by a moderate to strong enrichment in LILE such as Rb (Rb_N:
560 59.69 to 247.4), Ba (Ba_N: 101.16 to 417.66), K, and Pb. The HFSE show a slight negative curve from
561 Nd to Lu (Nd_N/Lu_N: 3.65 to 8.73), with associated negative anomalies of Nb (Nb_N: 18.2 to 36.75), Sr
562 (Sr_N: 9.1. to 33.76) and Ti (Ti_N: 2.38 to 6.55) (Fig.8e).

563 The REE pattern presented in the chondrite normalized diagrams for this unit is define
564 a coherent negative curve, characterized by the moderate enrichment in LREE (La_N/Sm_N: 2.52 to
565 5.37) compared to the HREE (Gd_N/Lu_N: 1.76 to 2.61), that present flat patterns, with La_N/Yb_N ratio
566 ranging from 7 to 20. The Eu / Eu * ratio ranges from 0.63 to 0.98 (Fig. 8f).



567

568 *Figure 7. Harker diagrams for selected trace and minor elements for Brejinhos Complex, Vereda*
 569 *Parain and Urucu Pultons.*

570

571 4.3. U-Pb Geochronology and Lu-Hf isotopic Compositions

572

573 Eight samples were selected for geochronological (U-Pb; LA-ICP-MS) and isotopic
 574 analysis (Lu-Hf and Sm-Nd): one biotite metatonalite (HAE4) of the Brejinhos Complex, one
 575 metasyenogranite (JV-057) of the Vereda-Parain Pluton, one metagranodiorite from the Caraíbas
 576 Pluton (RB-071), one metagranodiorite of the Urucu Pluton (JV-062), one alkali feldspar granite from
 577 JacuAlklai-Feldspar Granite (JV-033), one amphibolite of the Fazenda Realeza dyke (MF-207) and
 578 two sample of metasedimentary rocks of the Formosa Formation for detrital zircon analysis (JV-001
 579 and HAE2) . All analyzes were performed using the LA-ICP-MS method.

580 The Lu-Hf analyzes were performed in the same domains where spots for U-Pb
 581 analysis were conducted in zircons with more than 95% concordance in all samples analyzed via LA-

582 ICP-MS, in order to discriminate the magmatic sources of the metaigneous rocks and metamorphic
583 process, as well as the sources of the Formosa Formation metasedimentary rocks.

584

585 The HAE4 sample is from a biotite gneiss (metatonalite), of the Brejinhos Complex.
586 Its zircon occurs as small to large (50 to 300 μm) fragments or prismatic crystals, they are light brown
587 to translucent, in transmitted light, with rare inclusions. In backscattered electron images (BSE) and
588 images it is noted that certain crystals have dark cores and lighter edges, in the cathodoluminescence
589 images (CL) these same crystals present oscillatory zoning (Fig. 9a). Data from these crystals show
590 a complex pattern with three populations aligning in three distinct discordia lines. Their regression
591 indicate the upper intercepts of 3199 ± 14 Ma (MSWD = 4.0; 23 grains), 2815 ± 130 Ma (MSWD =
592 3.4; 4 grains) and 2686 ± 73 Ma (MSWD = 17; 9 grains) (Fig. 11a). The intercept of 3199 Ma,
593 anchored by concordant data, is considered the crystallization age of the rock, with all spots on cores
594 with oscillatory zoning and Th/U ratios around 0.10. The ages of 2815 and 2686 Ma are not anchored
595 by concordant results and are, probably, correlated to metamorphic events during the Neoproterozoic
596 with subsequent Pb loss during the Neoproterozoic (~ 640 Ma). These data are from spots on the rims
597 and neofomed globular grains, both with very low Th/U ratios around 0.01 (Fig 11a).

598 Nine zircon crystals from the group of 3.2 Ga were analyzed for Hf isotope ratios.
599 Results show $\epsilon\text{Hf}(t)$ variations from -1.51 to -8.07 and model ages (T_{DMC}) ranging from 3.57 to 3.97
600 Ga, indicating moderately juvenile sources (Fig 12a).

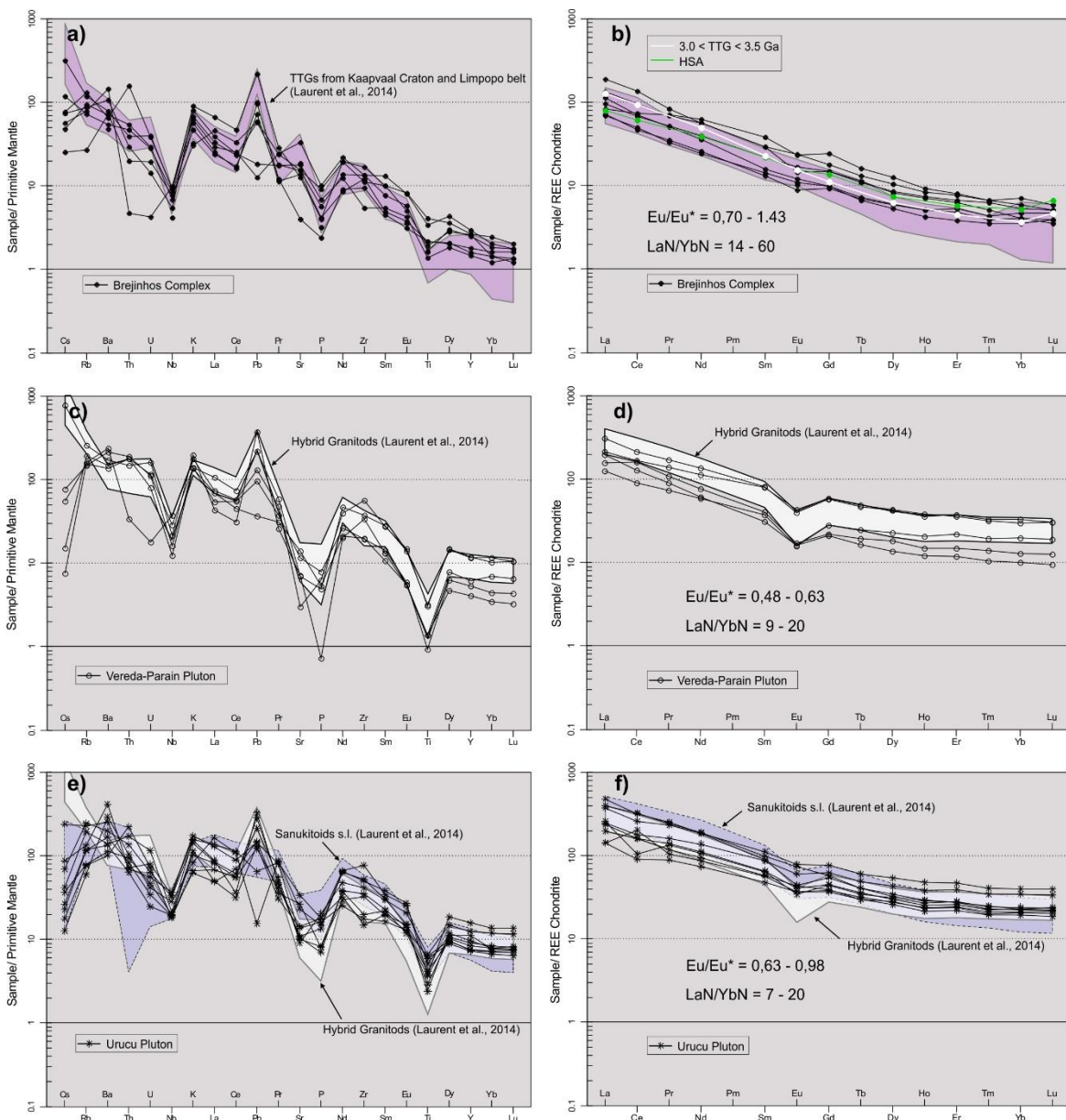
601

602 The JV-057 sample is from a syenogranite of the Vereda-Parain Pluton. In transmitted
603 light, the recovered zircon crystals are brown-colored, euhedral to sub-rounded, ca. 100 to 500 μm
604 long and 50 to 100 μm wide. In CL images the crystals show cores with oscillatory zoning and lighter
605 edges in the BSE images (Fig. 9b). Twenty six grains were analyzed for U-Pb and the results show
606 some dispersion with concentrations of ages around 2.6 and 2.1 Ga. Data from the main group,
607 represented by 24 spots, were used for the calculation indicating the upper intercept of 2656 ± 34 Ma

608 (MSWD = 3.3). This result is interpreted as the crystallization age of the rock (Fig.11b). The data
 609 from the others spots are scattered and it was not possible to perform any age calculation. Four crystals
 610 present $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages of ca.2100 Ma, and can possibly be correlated to a regional
 611 tectono-metamorphic peak or a hydrothermal alteration process. (Fig. 11b).

612 Ten zircon crystals from sample JV-057 were selected for Hf isotope analyses. The
 613 results of igneous cores present highly negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -10.37 and -19.54 and very old
 614 model ages (T_{DMC}) ranging from 3.78 to 4.32 Ga. These results indicate crustal sources with recycling
 615 from Eo-archean sources (Fig 12a).

616



617

618 *Figure 8. Normalized rare earth and trace elements diagrams for the samples of Brejinhos Complex*
619 *Vereda-Parain and Urucu Plutons. Spidergrams normalized to the primitive mantle (PM) and*
620 *chondrite values according Sun & McDonough (1989). The values from “High-Silica-Adakites”*
621 *(HSA) and “Archean 3.0 < TTG < 3.5 Ga” are from Martin et al (2005).*

622

623

624 The RB-071 sample represents the Caraíbas Pluton. In BSE and CL images show
625 euhedral to sub-euhedral smaller zircon, their axes are between 175 and 350 μm . In CL images is
626 possible to observe a brighter core with oscillatory zoning and slightly elongated dark rims with also
627 slight oscillatory zoning. In BSE images are possible to observe some cores with intense
628 metamictization (Fig. 9c). Of a total of 30 grains, 25 were used for the calculation. The regression of
629 these data (Fig. 11c) intercepts the Concordia curve at 2075 ± 18 Ma (MSWD = 0.50) and 596 ± 65
630 Ma (MSWD = 1.10). The selection of the most concordant data allowed calculating the Concordia
631 age of 2093 ± 6 Ma (MSWD = 0.50), considered the crystallization age. A Neoproterozoic reworking
632 of 596 Ma is indicated by the lower intercept of the regression described above. In addition three
633 spots in cores present ages from 2700 to 2800 Ma, interpreted as the inherited zircon of the
634 Neoproterozoic and would be related to the Brejinhos Complex.

635 Eight zircons from the RB-071 sample were analyzed for Hf isotope ratios. The results
636 of five cores present intensely negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -6.21 and -15.02 and model ages (T_{DMC})
637 ranging from 3.06 to 3.59 Ga. These results indicate crustal sources associated with a possible origin
638 via crustal recycling from Paleo to Neoproterozoic sources. Three inherited zircon cores of 2.7-2.8 Ga
639 were analyzed, and the results show $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from -2.97 to -8.96 associated with model
640 ages (T_{DMC}) between 3.3 and 3.77 Ga, indicating crustal recycling of Paleo-Neoproterozoic crust with
641 slight juvenile input (Fig. 12a).

642

643 The JV-062 sample corresponds to the Urucu Pluton, located near the sample JV-033.
644 IN transmitted light the zircon is translucent, slightly elongated zircons, of different habit (euhedral
645 to sub-rounded) and of dimensions between 150 and 250 μm (Fig. 9d). The internal structure observed
646 in CL images is brighter cores with oscillatory zoning and dark rims. In BSE images is possible to
647 observe the same internal structures. A total of 26 grains were analyzed and two distinct isotopic
648 populations were identified. Data from the oldest population, composed of 4 spots on cores, yields
649 the upper intercept of 2222 ± 11 Ma (MSDW = 2.4). Results from the second and main population
650 indicate the upper intercept of 1998 ± 8 Ma (MSWD = 1.04), this age includes 9 spots on rims and
651 cores of neo-formed grains. The age of ca. 2222 Ma is defined by the zircons with oscillatory zoning
652 associated with high Th/U ratios (~ 0.35), indicating rock crystallization. The age of ca. 1998 Ma is
653 defined by the spots on high luminescent (low-U) homogeneous rims and neo-formed zircon, and
654 with very low Th/U ratios (~ 0.05). These values suggest overgrowth during a tectono-thermal
655 metamorphic reworking event.

656 Seven zircons grains of the JV-062 sample were analyzed for Hf isotope ratios. The
657 results of four cores have $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from +1.50 to -6.58 and Neoproterozoic model ages
658 (T_{DMC}) ranging from 2.64 to 3.15 Ga. These results indicate moderately juvenile sources with crustal
659 assimilation. Three analyzes performed in metamorphic rims shows negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values between -
660 4.08 to -13.09 and model ages (T_{DMC}) ranging from 2.85 to 3.4 Ga (Fig 12a).

661
662 The JV-033 sample represents the Jacu alkali-feldspar granite. In CL images, it
663 presents brighter, elongated zircons, of euhedral to sub-euhedral habit with oscillatory zoning and
664 dimensions between 150 and 250 μm (Fig. 10a). From a total of 24 grains, 14 were used to calculate
665 the regression (MSWD = 1.4) that indicates the upper and lower intercepts of 2021 ± 8 Ma and $94 \pm$
666 150 Ma, respectively. The upper intercept is interpreted as the crystallization of the rock. One
667 inherited zircon presents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent age of 2628 ± 17 Ma, and could be related with the
668 Vereda-Parain Pluton (Fig. 11e)

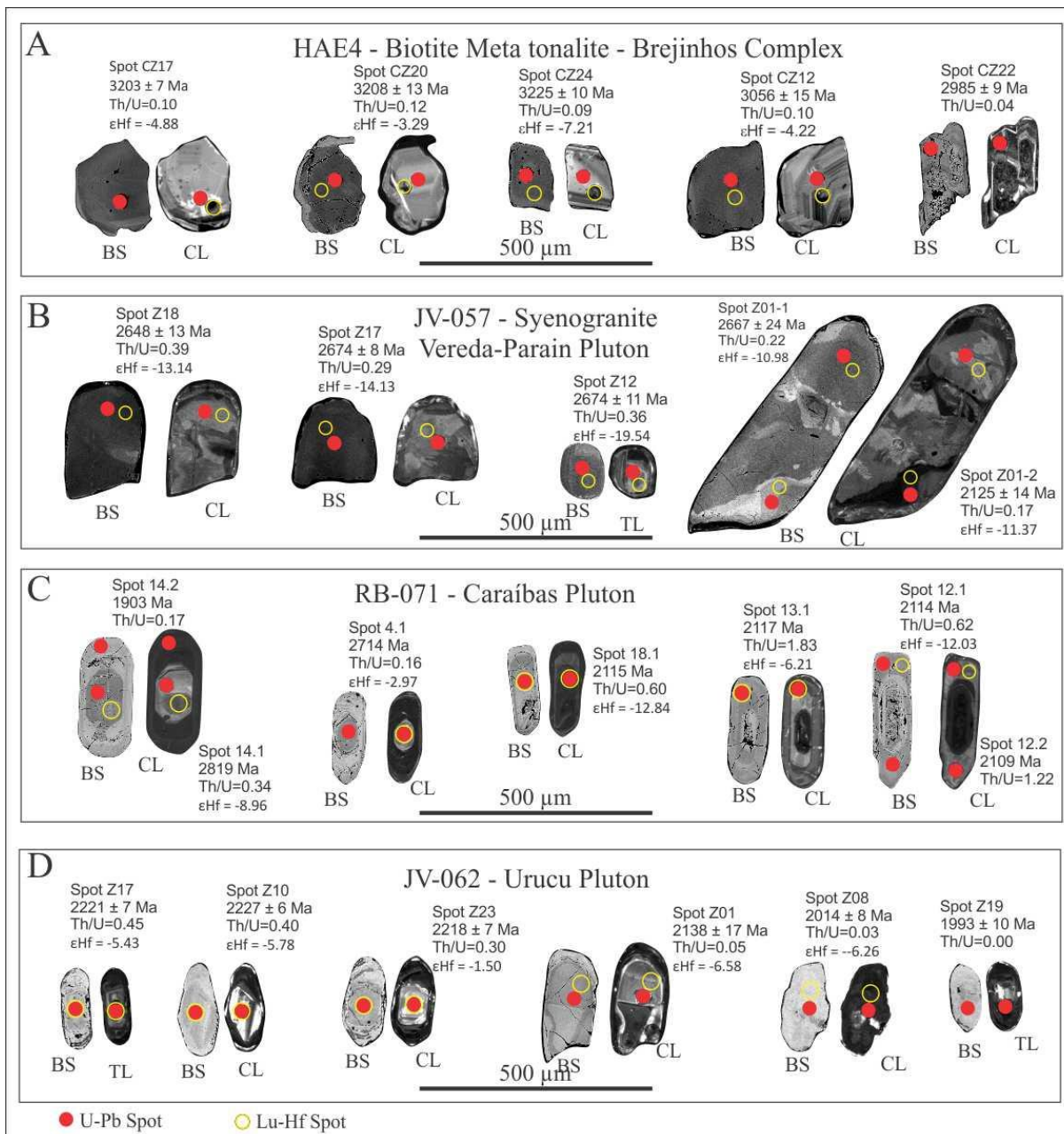
Seven zircons of the JV-033 sample were analyzed for Hf isotope ratios. The results

of six cores present negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ between -3.68 and -9.53 and Paleo-Neoproterozoic model ages (T_{DMC})

ranging from 2.83 to 3.2 Ga. These results suggest origin related to recycling of Paleo to Neoproterozoic

sources. The inherited zircon shows negative values of $\epsilon\text{Hf}(t)$ -15.02 associated with T_{DMC} of 4.0 Ga,

suggesting that is derived from recycling sources such as Vereda-Parain Pluton (Fig. 12a).



674

Figure 9. Back-scattered electrons (BSE) and cathodoluminescence (CL) images for representative

zircon grains of each analyzed sample. Red circles represents the laser spot location for U-Pb

677 *analysis (size of ca. 32 μm for the RB-071 sample and ca. 30 μm for the other samples) and yellow*
678 *circles represents the spot location for Lu-Hf analyses (ca. 35 μm).*

679 The MF-207 sample is a garnet-amphibolite. It presents translucent zircons with
680 slightly-brownish ovoid shape, in transmitted light with dimensions of 150 to 200 μm and discreet
681 oscillatory zoning observed in CL images (Fig. 10b). From the data of 18 grains analysed, 11 were
682 used to calculate the age. Regression intercepts the Concordia in 2070 ± 42 Ma and 1103 ± 470 Ma
683 (MSWD = 0.69). The upper intercept is interpreted as the crystallization age of the rock (Fig. 11f).

684 Five zircon crystals of MF-207 sample were analyzed for Hf isotope ratios. The results
685 show $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values ranging from 4.48 to -3.23 and T_{DMC} ranging from 2.23 to 2.79 Ga. These results
686 indicate juvenile sources with crustal assimilation (Fig 12a).

687

688 The JV-001 sample is from a paragneiss intercalated between cordierite-garnet-biotite
689 schist lenses belonging to the Formosa Formation. It presents fully translucent zircons, some with a
690 slightly brownish core and translucent rims. They are prismatic (3:1), euhedral to subhedral crystals
691 with preserved oscillatory zoning (Fig. 10c). From a total of 65 grains analysed, 61 presented
692 discordance lower than 10% and low common Pb contents. Their $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages were
693 used in the histograms and probability density plots, which presents a bimodal distribution. The mean
694 cluster presents ages between 2.2-2.3 Ga and the other between 2.49-2.52 Ga. The most concordant
695 zircons of the younger population present a mean age of 2201 ± 8 Ga (11 grains; MSWD = 1,7) (Fig.
696 11g).

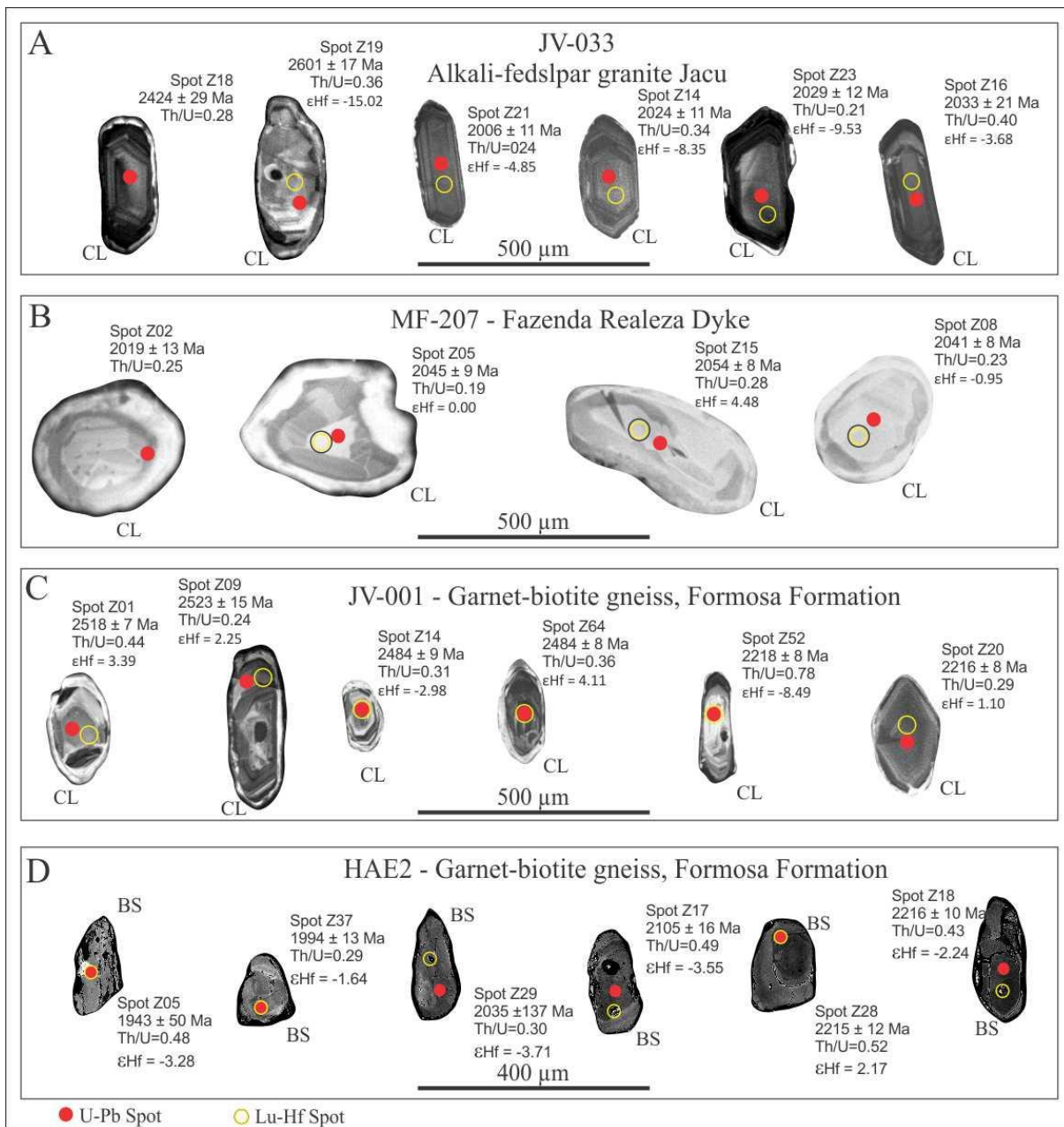
697 Twenty-two zircon grains of JV-001 sample were analyzed for Hf isotope ratios. The
698 $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ obtained from grains from the population of 2.2 and 2.3 Ga, range from 1.10 to -4.84 and T_{DMC}
699 from 2.67 to 3.07 Ga, except for grain 52 that furnished $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ of -8.49. These results indicate source
700 with characteristics moderately juvenile with some crustal assimilation. The population
701 corresponding to the peaks between 2.49 and 2.52 Ga, with the exception of two samples presenting

702 $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values of -8.74 and -7.10, show $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values varying between 5.13 and -2.98, plotting in the
703 field of juvenile to moderately juvenile rocks. Their T_{DMC} range from 2.65 to 3.50 Ga (Fig 12b).

704

705 The HAE2 sample is from a garnet paragneiss from the Formosa Formation lens amid
706 the ortho-gneiss of the Brejinhos Complex. Few zircon crystals were recovered from this sample.
707 They translucent in transmitted light, euhedric to elongated subhedric prisms (2:1) with the longest
708 dimension between 100 and 200 μm . It's predominant internal structure is the oscillatory zoning
709 observed in BSE images (Fig. 10d). From a total of 50 grains, only 27 present discordance lower than
710 10% and low common Pb loss. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age probability density plot shows peaks between
711 1912 and 2222 Ma. The most representatives peaks are at 1968 Ma (15%), 2037 Ma (27%) and 2225
712 Ma (19%). The weighted mean average age calculated for the five youngest grains, is 1951 ± 42 Ma
713 ($\text{MSWD} = 5.9$), with younger zircon at 1912 ± 11 Ma (Fig.11h).

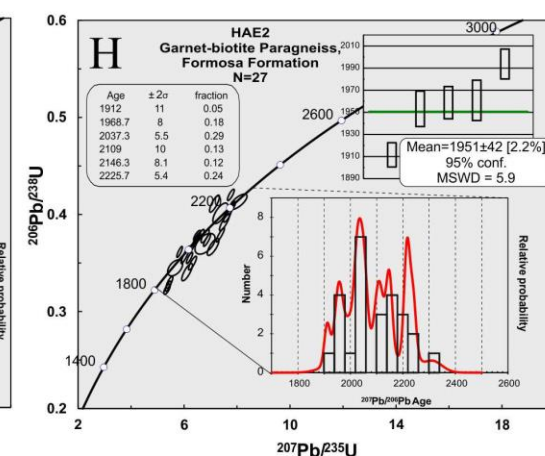
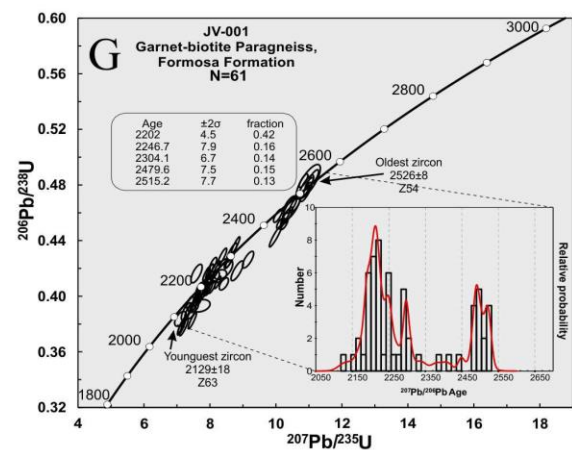
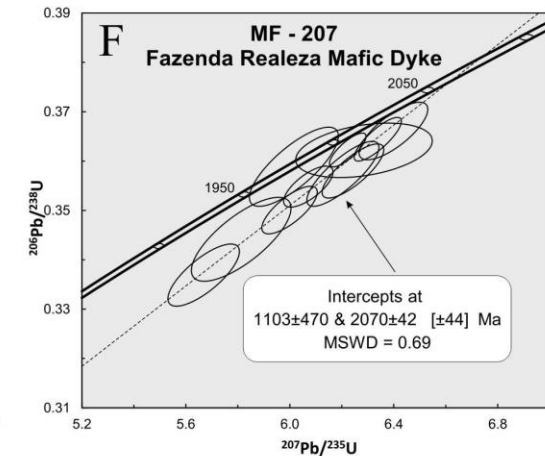
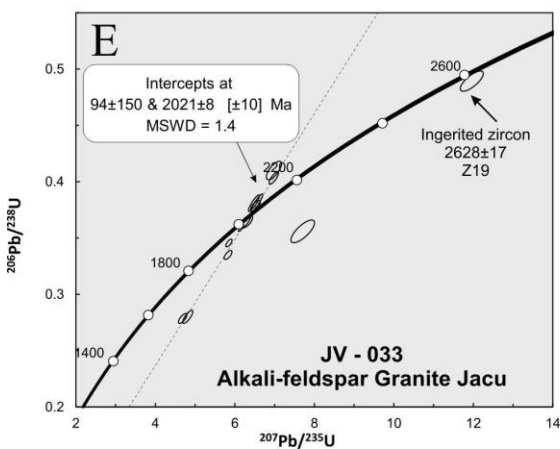
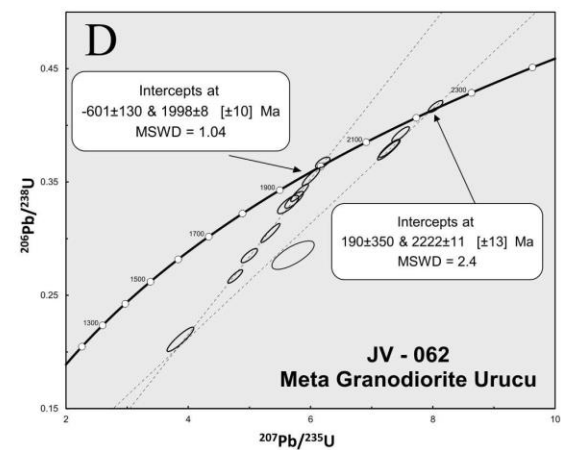
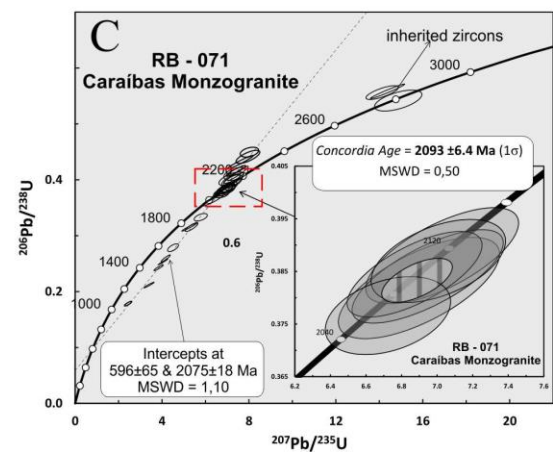
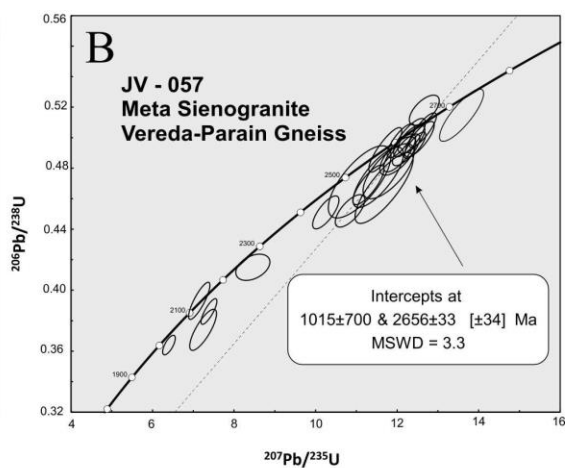
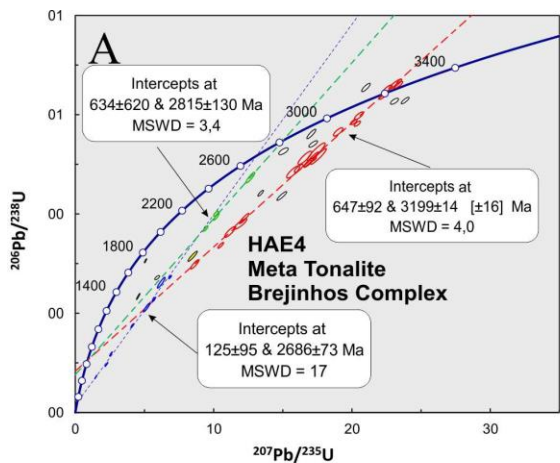
714 Eleven grains of the HAE2 had their Hf isotope ratios determined. The zircon have
715 ages ranging from 1.91 to 2.3 Ga. The population corresponding to peaks between 1.91 and 2.0 Ga
716 have $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values ranging from -1.72 to -4.91 and T_{DMC} ranging from 2.67 to 3.81 Ga, indicating
717 crustal sources. The population corresponding to peaks between 2.02 and 2.15 Ga have a variation of
718 $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ between +5.10 and -4.74 and T_{DMC} ranging from 2.29 to 2.90 Ga, indicating younger sources
719 with greater crustal assimilation, whereas the population corresponding to peaks between 2.2 and
720 2.30 Ga have $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ ranging from +2.03 to -2.38 and T_{DMC} ranging from 2.60 to 2.89 Ga, indicating
721 juvenile sources with crustal interaction, similar to those found in sample JV-062 for Urucu
722 Granodiorite (Fig 12b).



723

724 Figure 10. Back-scattered electrons (BSE) and cathodoluminescence (CL) images for representative
 725 zircon grains of each analyzed sample. Red circles represents the laser spot location for U-Pb
 726 analysis (size of ca. 30 μm) and yellow circles represents the spot location for Lu-Hf analyses (ca.35
 727 μm).

728



730 *Figure 11. Concordia diagrams for the U-Pb zircon geochronological analyses; h) Histogram and*
731 *probability dense plot for the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for detrital zircons of the JV-001 and HAE2*
732 *samples.*

733

734 *4.4. Sm-Nd Isotopic Compositions*

735

736 Four samples were analysed and the calculated T_{DM} model ages (DePaolo, 1981). One
737 sample of the Vereda-Parain Pluton shows crustal $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ value of -7.59 with Paleoproterozoic T_{DM} of
738 3.57 Ga, one sample of the Caraibas Pluton shows crustal $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ of -3.84 with Siderian T_{DM} of 2.47
739 Ga, and finally two samples of the Urucu Pluton shows sub-chondritic $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ values of -1.81 and -
740 1.34 with Siderian T_{DM} of 2.55 and 2.51 Ga, respectively (Fig. 12c).

741 All the results can be found in Table A4 in Supplementary Data.

742

743 **5. DISCUSSION**

744

745 **5.1. Petrogenesis and Archean Magmatic Sources**

746

747 *5.1.1. Brejinhos Complex*

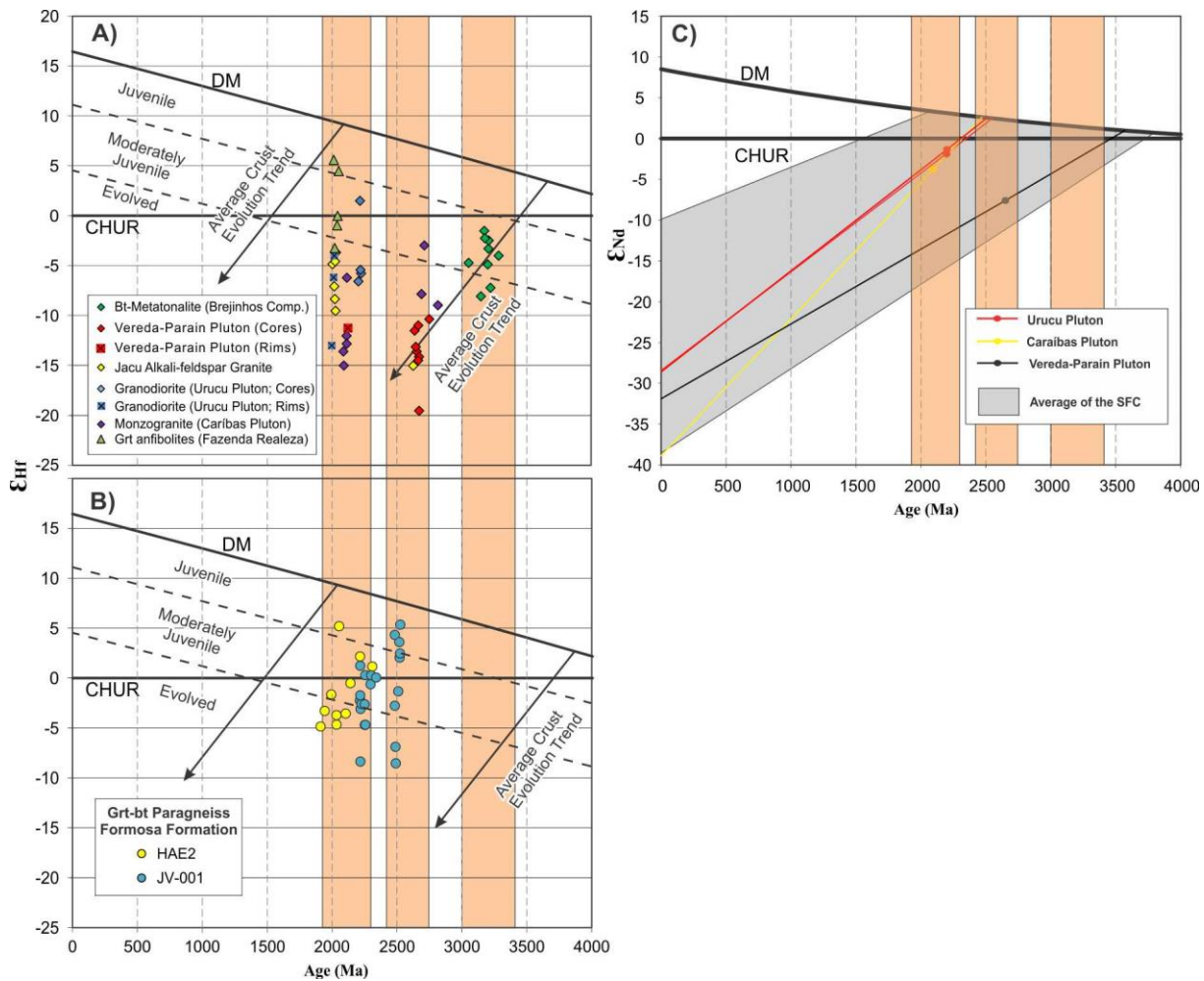
748

749 TTGs are interpreted as related to the partial melting of hydrated metamafic rocks
750 under high pressure, with minerals like garnet and amphibole retained in residual phases (Barker
751 1979, Condie 1981, Jahn et al., 1981, Martin 1986, Moyen and Martin, 2012). Experimental studies
752 conducted by Moyen and Stevens (2006) suggest that the main source for the generation of Archean
753 TTG's magmas is strongly controlled by the contents of Sr, Y and REE, and these elements are very
754 sensitive to pressure and can vary their concentrations according to temperature and pressure
755 conditions during partial melting.

756 The tonalite samples of the Brejinho Complex show, when primitive mantle
757 normalized (Fig. 8a), negative anomalies of Nb, and Ti that can be interpreted as the effect of garnet
758 and titane-rich amphibole retained in the residue during the magmatic extraction (Foley et al., 2000;
759 Klemme et al., 2006). The REE diagrams normalized to the chondrite (Fig. 8b) show LREE
760 (La_N/Sm_N : 2.19 to 7.79) enrichment in relation to HREE (Sm_N/Lu_N : 2.77 to 7.53) coupled with Eu
761 anomalies, both positive as negative, that could be associated with the result of garnet, amphibolites
762 and small fractions of plagioclase, respectively, in the residual phases (Martin et al. al., 2005; Condie,
763 2005).

764 The rocks of this unit show high K₂O values (~ 1.7 wt%), characteriscaly linked to a
765 large extent of fractional crystallization, or even the amount of partial melt in this rocks. In this view,
766 partial melt could be the main process, as seem the area is cut by Neoproterozoic rocks (Vereda-Parain
767 Pluton) and Paleoproterozoic granitoids (Urucu and Caríabas plutons; Jacu alkali-feldspar granite),
768 as well as the intense deformation and migmatization during the Rhyacian-Orosirian and Brazilian
769 orogenies. Chemical disturbance is shown figure 13c, where the samples of the Brejinhos Complex
770 plots mostly in the TTG field, but with slight dispersion in the “2A / CNK” axis direction, reflecting
771 a large alkali value present in the unit, being as a reflect of K₂O enrichment during the partial melt.

772 In the $(La/Yb)_N$ vs. Yb_N and Sr vs. Y diagrams the samples plot within the field of
773 adakite or Archean TTG rocks of medium pressure (MP) (Fig.13a and 13b). These rocks are thought
774 to be derived from basaltic crust that experienced medium pressure and hot conditions, related to
775 eclogite facies derived from the melting of a deep amphibolite source ca. 10 to 15 Kbar (Moyen,
776 2011; Moyen and Martin, 2012; Moyen and Laurent et al., 2018) (Fig. 14a and 14b).



777

778 Figure 12. Isotope data for the Magmatic zircons of the Cristalândia Block. A) Hf isotope data for
 779 the plutonic rocks of the Cristalândia Block; B) Hf Isotope data for the Metasedimentary rocks of
 780 the Fomosa Formation; C) Sm-Nd data for some units the Cristalândia Block. Reference lines in
 781 diagrams A) and B): Dotted lines distinguish fields between juvenile (0-5 ϵ -units below the DM
 782 curve), moderately juvenile (5-12 ϵ -units below the DM curve) and evolved (> 12 ϵ -units below the
 783 DM curve) (Bahlburg et al., 2011).

784

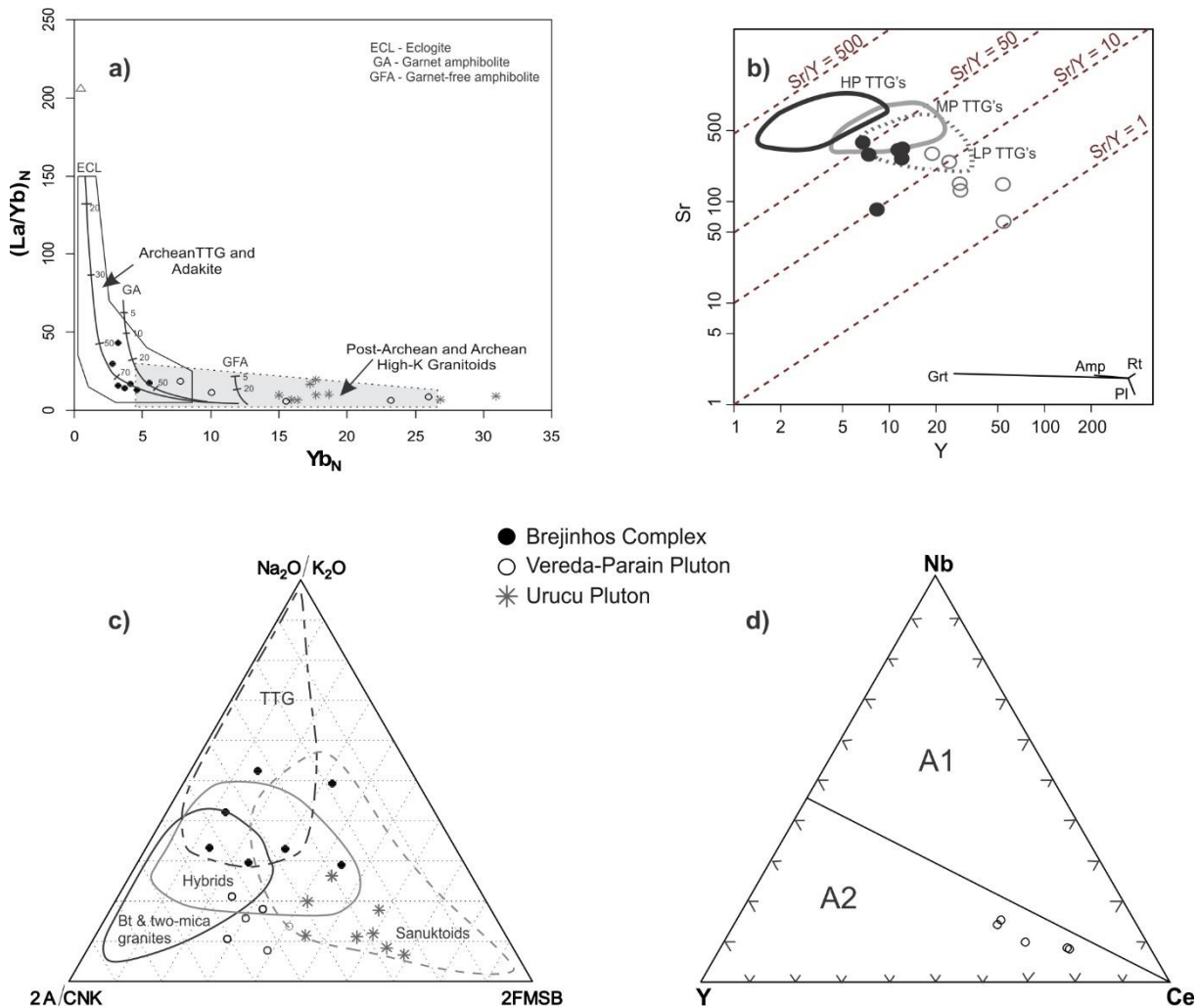
785 The tonalites of the Brejinho Complex exhibit a quite different chemical behavior as
 786 expected for classical Archaean high to medium pressure TTG's. When constrained to other Archaean
 787 TTGs of Borborema Province and São Francisco Craton, they presents chemical similarity with
 788 some congeners from the Borborema Province, as the Pedra Branca unit of Tróia Massif (Ganade et
 789 al, 2017), the gneisses of the São Tiago batholith, from Mineiro belt, (Simon et al., 2018) and finally

790 with the Jaguará granitoids (Brando Soares et al., 2019) and the gneisses of the Passa Tempo and
791 Campo Belo complexes (Campos & Carneiro, 2008), from the Belo Horizonte block . These quite
792 different characteristics are given as: moderately low SiO₂ (~ 67.05 wt%), low (La/Yb)_N, medium
793 Sr/Y (between 14.35-60.61 and 10.2-133.7, respectively), high Fe₂O₃ (~ 5.7 wt%), MgO (~ 2.07
794 wt%), K₂O (~ 1.77 wt%), Ni (~ 34.5 ppm), Co (~ 13.2 ppm), Sr (~ 345.4 ppm) and incompatible
795 elements. According to Martin & Moyen (2002) and Moyen (2011), these characteristics are typical
796 of TTG-like and potassic TTG's, that reflects the global mantle cooling from Paleo to Neo-archean.

797 The sub-chondritic values of εHf(t) between -1.51 and -8.07 indicate that they were
798 extracted from moderately juvenile source (Bahlburg et al., 2011) (Fig.12a). These values reflect the
799 existence of an ancient palecontinent at least 3.2 Ga, that crustal segments could explain the large
800 crustal residence, given that the T_{DMC} model age values range from 3.62 to 3.97 Ga indicating Eo-
801 archean mafic / ultramafic protoliths residing in the crust for at least 400 million years before being
802 reworked. This residence time explain the chemical character of the Brejinhos Complex TTGs, since
803 their protoliths could be exposed to a series of processes before reworking or linked to a proto-
804 enriched mantle wedge beneath the crust, thus obtaining part of the classic TTG-Like features
805 (Fig.15a).

806

807



808

809 *Figure 13 Plots for the rocks of Brejinhos Complex, Vereda-Parain Gneiss and Urucu granodiorite.*

810 *a) Yb_N vs. $(La/Yb)_N$ diagram from Drummond and Defant (1990). Partial melting curves after*

811 *Drummond and Defant (1990). b) Sr vs. Y diagram from Maoyen (2011) indicating the fields of the*

812 *mafic source for the High Pressure (HP), Medium Pressure (MP) and Low Pressure (LP) TTG's c)*

813 *Ternary classification diagram from Laurent et al. (2014). The triangle vertices are: $2x_A/CNK$ (molar*

814 *ratio of $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$), Na_2O/K_2O and $2x_{FMSB}((FeO+MgO)_x(Sr+Ba)Wt\%)$. and d)*

815 *Eby's (1992) diagram. A1: field for a purely mantle magmatic origin, A2: field for a magmatic or*

816 *crustal origin with products resulting mantle-crust interaction.*

817

818

819 *5.1.2. High-K Gneiss – Vereda Parain Pluton*

820

821 The Vereda-Parain rocks according to chemical composition, as moderate SiO₂
822 content (68.74 to 75.16 wt%), highly potassic with a high K₂O/Na₂O, up to 2.7, high contents of
823 Fe₂O₃ (~ 7.88 wt%) paired with low MgO (~ 0.98 wt%), with Fe# greater than 0.90, are characterized
824 as an A-type alkaline-subalkaline suite (Whalen et al., 1987; Frost et al., 2001).

825 The major elements evolution in alkaline A-type suites are ascribed presenting high
826 fractionation process related with Eu/Eu* anomalies (eg Whalen, et al., 1987) (see section 4.2.3),
827 which are generally induced by the loss of plagioclase in the melt.

828 The composition of liquids formed by melting of a continental crust are extremely
829 pressure dependent (Patino Douce, 1997). In conditions of 4 Kbar the melting of tonalitic and
830 granodioritic rocks, similar to those present in the Brejinhos Complex, produces potassic liquids, with
831 alkaline affinity, high contents of silica, usually metaluminous or slightly peraluminous, and
832 anorogenic in character.

833 In Figure 13a the samples of the Vereda-Parain Gneisses plot in the field of post-
834 archean and high-K Archean granitoids, and in Figure 13c in the field of biotite and two mica granites
835 typical of A-type granites. The Eby (1992) ternary diagrams (Fig.13d) are useful to classify
836 geotectonic ambience of anorogenic granites. It can be used even considering the certain mobility of
837 the discriminant elements (Nb, Y, Yb, Ce, and Zr) related to the probable chemical disturbing, in this
838 case, related to the Paleoproterozoic events (see items 4.2.3 and 4.3.) or even to the hybridization
839 processes of the liquid to which this unit was generated (Smithies & Champion, 1999). These
840 diagrams distinguish A1-type granites, which are related to fractional crystallization of mantle
841 material, from A2-type granites, which are the product of strong crustal contamination or even melt
842 of the crust itself. In this way the samples of Vereda Parain pluton plot within the field of A2-type
843 granites, which for many authors is characteristic of emplacement in post-collisional settings (Best,
844 2003).

845 The spectra of REE of this unit (Fig. 8c and 8d) presenting a fractionated REE patterns
846 (La_N/Yb_N: 7 to 20) with. LREE enrichment (La_N/Sm_N: 2.71 to 6.38), flat patterns of HREE (Gd_N/Lu_N:

847 1.49 to 2.72) and negative anomalies of Eu ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 0.48$ to 0.98) and are very similar to those
848 presented by Neoproterozoic hybrid-potassic granitoids of northern portion of the Kaapvaal Craton,
849 (Laurent et al., 2014) (Fig. 8c and 8d). These features suggest that they could be the product of
850 interactions between magmas from different sources.

851 The coupled values of $\epsilon\text{Hf}(t)$ ranging from -10.37 to -19.54 with T_{DMC} from 3.78 to 4.0
852 associated to a $\epsilon\text{Nd}(t)$ of -7.59 and T_{DM} of 3.57 Ga points to an extensive crustal residence. Moreover
853 (Figs. 12a and 12c), suggest that these rocks may be the product of partial melting of older Eo-
854 Archean sources, besides those belonging to the Brejinhos Complex. This melting event may have,
855 somehow, interacted with mantle fluids already enriched in a shallow crustal environment with a high
856 geothermal gradient, probably associated with mantle plumes where plagioclase could be stable in
857 the residual phases (Smithies & Champion, 1999 and 2000) (Fig. 15b).

858 The age of ca. 2.65 Ga determined from meta-syenogranite sample are very similar
859 to those found in alkaline suites from Southern Gavião Block (Lopes, 2002; Cruz et al., 2012) and
860 southern São Francisco Craton (Romano et al., 2013, Farina et al., 2015), between 2.75 and 2.65 Ga.

861 A plausible explanation for the origin of the gneisses of the Vereda-Parain unit could
862 be correlated to a thermal event with a great crustal recycling during the Neoproterozoic, associated with
863 an intraplate mantle ascension. This correlation is proposed by Cruz et al. (2012) to explain the large
864 volume of alkaline rocks present along the Paleoproterozoic gneisses in the southern portion of the
865 Gavião Block.

866 **5.2. Paleoproterozoic Orogeny and Evolution**

867

868 Cruz et al. (2016) propose for the Gavião Block an evolutionary scenario during the
869 Rhyacian-Orosirian orogeny (2.38 to 1.9 Ga), the ages about 2.38 and 2.1 Ga are related to the crustal
870 reworking event by the installation of the Western Bahia magmatic arc, followed by intense
871 migmatization and granitogenesis between 2.1 and 2.09 Ga, due the collision between the Gavião and

872 Jequié blocks. Finally, between 2.04 and 1.8 Ga an intense anatexis in response to the orogen collapse
873 and consequent crustal relaxation set off crust melting and concomitant intrusion of mafic dikes.

874 The oldest record of this orogeny within the SFC are the leucosomes ages of 2,38 Ga
875 from Aracatu Massif (Santos Pinto et al., 1998) in leucosomes from dated in a and metamorphic rims
876 of ca. 2.25 Ga from granulitic zircons grains of the Santa Isabel Complex (Barbosa et al., 2013). In
877 this panorama, the granodiorites of Urucu Pluton (2222 ± 13 Ma) are candidate to represent a
878 magmatic product of this early orogenic event.

879 Further, the chemical features of these rocks, La_N/Yb_N between 7 and 20, Eu/Eu^*
880 between 0.63 and 0.98, slight enrichment in compatible elements (Cr, Ni, Co, Mg), high enrichment
881 in LILE, especially in Ba and Sr, distinguish them from Vereda-Parain rocks (Fig 13b). Also, its
882 metaluminous and potassic nature with high contents of Fe_2O_3t (7.35 - 12.9%), MgO and TiO_2
883 associated with positive anomalies in Ba and Zr and negative in Nb and Sr (Fig. 8c), points to an
884 Sanukitoid-type rocks (Laurent et al., 2014), where they present duality in geochemical character,
885 rich in “typical” mantle and crust elements (Fig. 13b).

886 The sub-chondritic to chondritic $\epsilon Hf(t)$ and $\epsilon Nd(t)$ values, between 1.50 and -6.58 and
887 -1.34 and -1.81, respectively (Figs. 12a and 12c) indicate that the rocks from Urucu pluton are the
888 interaction product between deep enriched peridotitic mantle melting with sources rich in
889 incompatible elements in a pre-collisional to collisional environment to a local TTG crust (Laurent et
890 al. 2014; Laurent & Zeh, 2015) (Fig. 15c). This mantle enrichment could be achieved by sediment
891 melting in a similar modern continental margins, andean orogen-like, where the breakdown of zircon,
892 during melting of sediments associated with the subducted slab, is an efficient mechanism to imprint
893 a “crustal” signature onto the mantle wedge (Roberts & Spencer, 2014).

894 Paleoproterozoic rocks with sanukitoid characteristics are recognized in the Minas
895 Orogen (Teixeira et al., 2015) in the Southern SFC, and are represented by the Serrinha and Tiradentes
896 Suites (2.26 to 2.21 Ga), composed by metagranitoid rocks with predominantly granodioritic
897 composition with less contribution of tonalitic and andesitic rocks (Ávila et al. 2010, 2014) in addition

898 to the Alto Maranhão Suite with crystallization age in 2130 Ma mainly composed by biotite-
899 hornblende tonalites (Seixas et al., 2013; Moreira et al., 2018).

900 The accretionary 2.1 Ga event would be linked in the Cristalândia do Piau block by
901 the monzogranite from Caraibas Pluton (RB-071) presenting a concordant age of 2093 ± 6 Ma and
902 isotopic disturbances in a syenogranite zircon grains from Vereda-Parain Pluton (JV-057). The last
903 event at 2.0 Ga is recorded in alkali-feldspar granites (JV-033 samples with discord age in 2021 ± 8
904 Ma), in rims and zircons in sample JV-062 with discordant age and upper intercept in 1998 ± 8 Ma.

905 The age of 2.1 Ga for Caraibas Pluton, coupled with typically crustal $\epsilon\text{Hf}(t)$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$
906 values (Fig. 12a) with T_{DMC} ages between 3.06 and 3.59 Ga indicate extensive crustal residence. This
907 characteristics suggests the monzogranites from Caribas pluton resulted from the partial melting of
908 the Brejinhos Complex, Vereda-Parain and possible Neoproterozoic bodies, corroborated by the presence
909 of several Neoproterozoic zircon cores (~ 2.8 Ga), resulting in an intense migmatization and partial
910 melting event printed in the region, correlating with the collisional event between 2.1. and 2.09 Ga
911 (Fig.15c).

912 The end of the Rhyacian-Orosirian orogeny is represented by post-collision
913 granitogenesis related to the orogen collapse. This event is printed in metamorphic zircon rims of the
914 Urucu Pluton with age ~ 2.0 Ga and very negative $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from -4.08 to -13.09, allied
915 with the generation of Jacu alkali-feldspar granite aged 2021 ± 8 Ma whose $\epsilon\text{Hf}(t)$ values have
916 typically crustal values (Fig. 13a) and T_{DMC} ages between 2.83 and 3.12 Ga. Inherited zircons from
917 the Jacu unit have a Neoproterozoic age (2.63 Ga) with a $\epsilon\text{Hf}(t)$ value of -15.02 and a TDM age of 4.0
918 Ga, very similar to those found in the Vereda-Parain high-K Pluton, and may be inferred that they are
919 the result of partial melting of an Archean crust (Fig.15d).

920

921 **5.3. Meaning of the Fazenda Realeza Dykes**

922

923 Despite field observations show a cutoff relationship between the Grt-amphibolites
924 and country rocks, sample MF-207 did not show any inherited zircons from the Archean basement
925 rocks. Its U-Pb zircon age of 2070 ± 42 Ma is very close to those obtained by Ganade et al. (2017) in
926 the dykes that cut the Troia Pedra-Branca massif, of 2.03 Ga. Moreover, this age is close to the
927 metamorphic peaks of ca. 2.1 and 2.0 Ga. Based on the geochronological and geochemical data
928 obtained by Ganade et al. (2017) for intrusive amphibolite bodies of the Mombasa unit (Ceará, NE
929 of Brazil) at 2.03 Ga and by Caxito et al. (2015) for the amphibolitic body of Fazenda Angico at 1.98
930 Ga, which occurs amid the Formosa Formation metasedimentary rocks. According to the crustal
931 extension phases at ca. 2.0 Ga, it can be inferred along with the values of $\epsilon Hf(t)$ (-3.23 and 5.60; Fig.
932 12a), that the Grt-amphibolites can be part of the same extensional event printed in the region (Fig
933 15e).

934

935 **5.4. Formosa Formation Metasedimentary rocks and Source Areas**

936

937 The age peaks between 1912-2000 Ma, obtained from detrital zircon grains of garnet-
938 biotite paragneiss with associated $\epsilon Hf(t)$ between -1.72 to -4.91 are related to evolved crustal origin
939 (Fig. 12b) and probably related to sources of anorogenic granitic rocks, as mentioned above.
940 associated with the collapse of Rhyacian-Orosirian orogens in the SFC region. These magmatic
941 sources can be represented by the Lagoa Real suite (1904 ± 44 Ma, Chaves et al 2007) and by the
942 mafic and volcanic mafic dikes (1958 ± 16 Ma.), presented by Caxito et al. (2015).

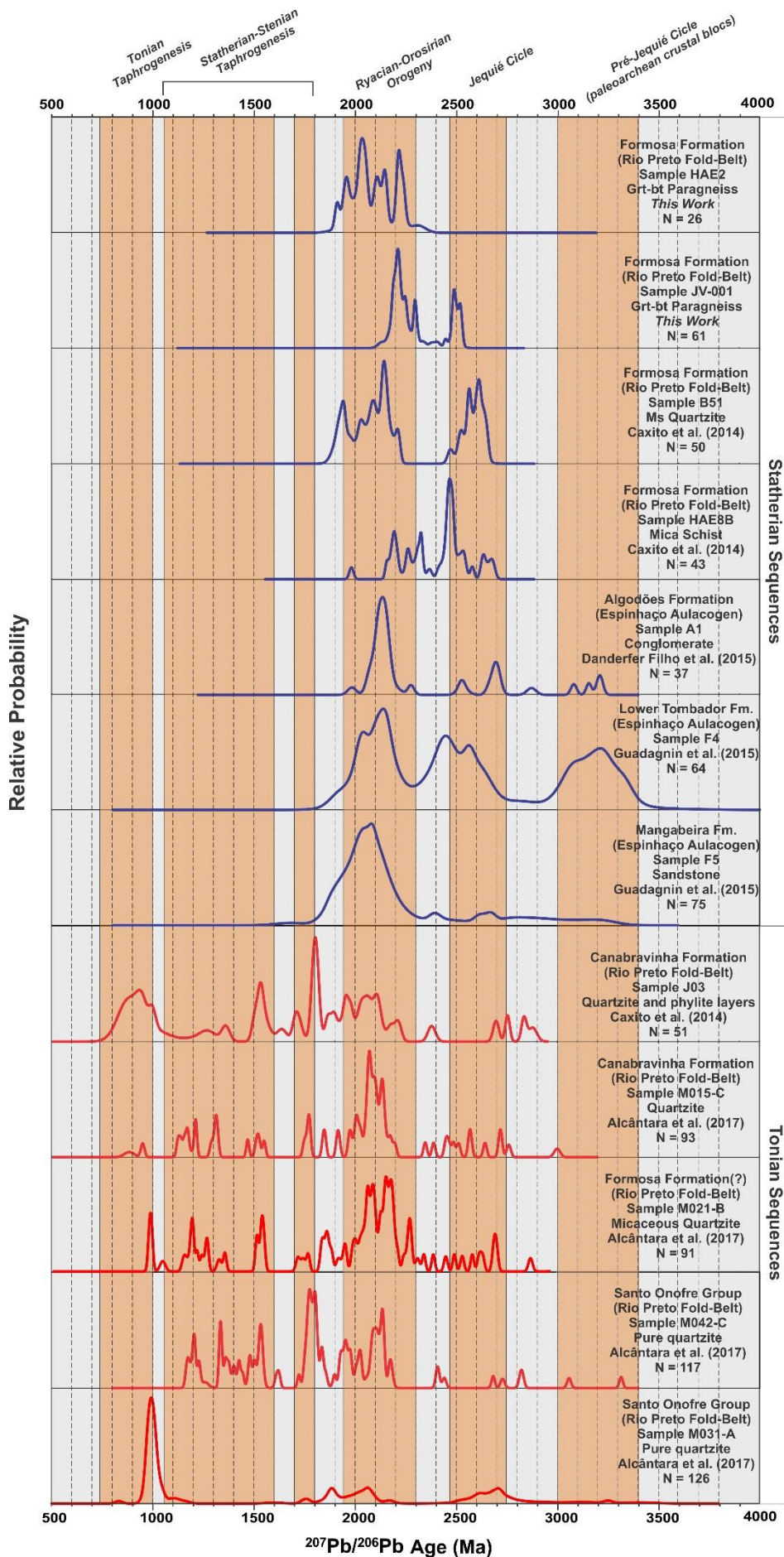
943 The age peaks of 2000-2100 Ma with $\epsilon Hf(t)$ between 5.10 and -4.74 points to a
944 moderate juvenile to evolved crustal origin and are related to zircon grains from collisional to post-
945 collisional rocks of the Rhyacian-Ororsirian orogeny. They are represented by the Estreito granite
946 (2041 ± 2 , Rosa 1999), Ceraíma granite (2050 ± 1 , Rosa 1999), Cara-suja granite (2053 ± 3 , Paim
947 2014), Guanambi batholith (2054 ± 3 , Rosa 1999), late diatexites of the Santa Isabel Complex (2066

948 ± 37 , Medeiros et al. 2017) and in the Cristalândia do Piauí block by the Jacu Alkali-feldspar Granite
949 and monzogranites of Caraiba Pluton of ca 2020 and 2093 Ma, respectively.

950 The intervals between 2150 and 2300 Ma with $\epsilon\text{Hf}(t)$ between 2.03 and -4.84 suggests
951 moderate juvenile origin with crustal assimilation of evolved rocks that probable come from mature
952 to collisional magmatic arcs installed in the early phases of the Rhyacian-Orosirian orogeny, between
953 2.38-2.1 Ga (Cruz et al. 2016). They are represented in the Cristalândia do Piauí block by the
954 granodiorites of Urucu Pluton (2222 ± 11 Ma).

955 The age peaks of 2490-2520 Ma with $\epsilon\text{Hf}(t)$ between 5.13 and -2.98 reflect the detrital
956 contribution of juvenile to moderately juvenile sources (Fig.12b). They probably are related to
957 magmatic arcs installed in embryonary phases of the Rhyacian-Orosirian orogeny. Although these
958 siderian ages within SFC cratonic blocks are poorly know, within the Mineiro Belt (Teixeira &
959 Figueiredo, 1991) orthogneiss of magmatic arc affinity of ca. 2.47 are considered the earlier
960 magmatic manifestation of a successive paleoproterozoic crustal accretion, being represented by
961 Cassiterita orthogneiss with a juvenile signature (Barbosa et al., 2019)

962



964 *Figure 14. U-Pb dataset of detritic zircons for the Rio Preto Group metasedimentary rocks compared*
965 *to other Meso-Neoproterozoic basins of the São Francisco Craton.*

966

967 As seen in Figure 14, the pattern of detrital zircons found in the Formosa Formation
968 metasedimentary rocks are very similar to those of rocks belonging to the intermediate to basal
969 formations of the Espinhaço Basin (Danderfer-Filho et al., 2015; Guadagnin et al., 2015), where there
970 is great expressiveness of Rhyacian-Orosirian and Neoarchean age peaks, besides low expressiveness
971 of Staterian peaks (Caxito et al., 2014a; Danderfer-Filho et al., 2015; Guadagnin et al., 2015). This
972 similarity suggests the same cratonic substrate and sources for these basins, pointing an SFC basement
973 established after Rhyacian-Orosirian Orogeny.

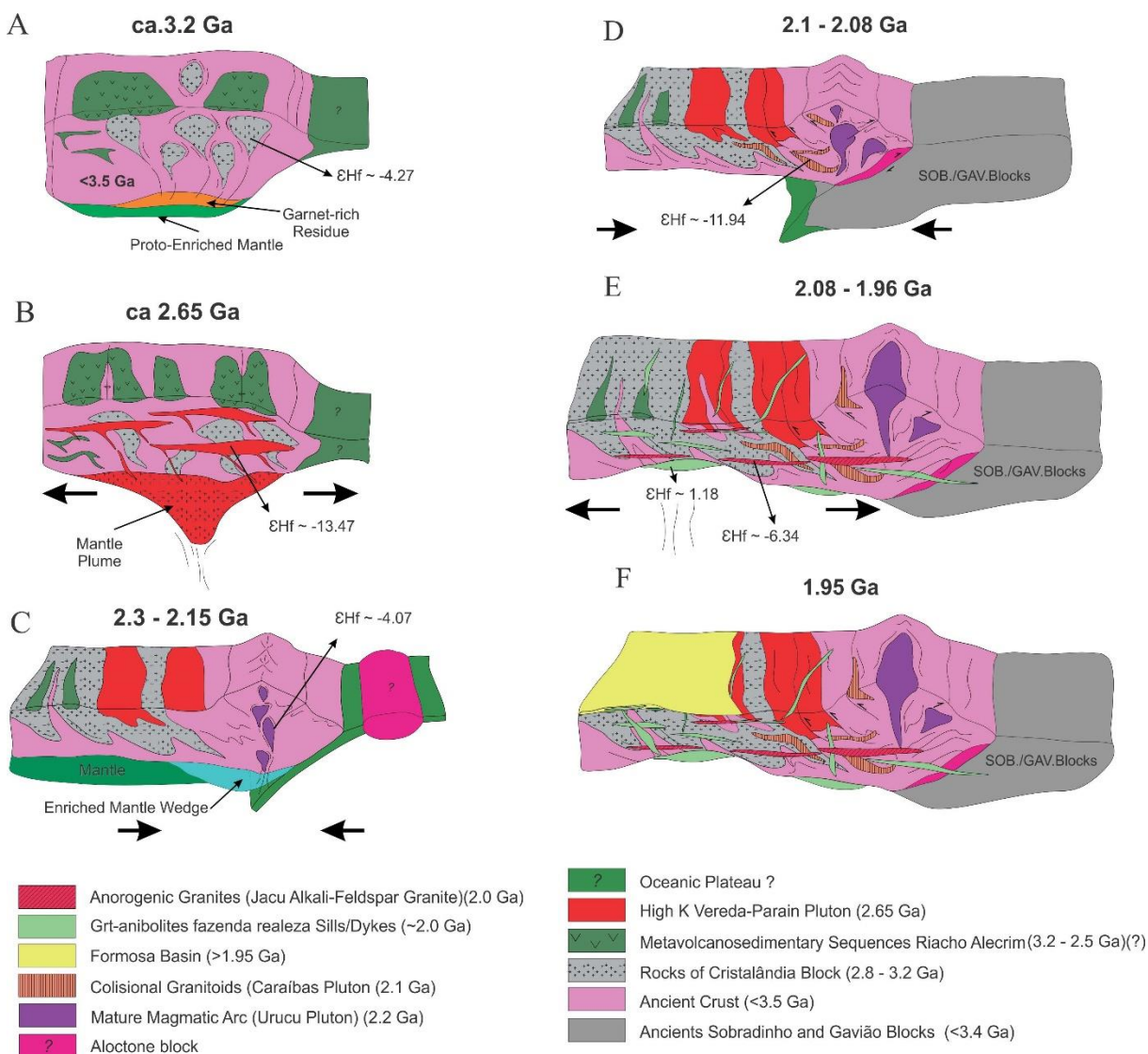
974 The similarity between the age spectra found in the Formosa Formation and the
975 Espinhaço Basin metasedimentary rocks do not necessarily imply a temporal or spatial relationship
976 between those basins. Further, this suggests a similarity of sources. The best hypothesis would be that
977 the deposition of the Formosa Formation metasedimentary took place at the end of the Rhyacian-
978 Orosirian Orogeny, after 1940 Ma. The sedimentary associations described by Caxito (2010) and
979 Caxito et al. (2014) indicate that it would have been deposited in a retroarc or even in a molassic
980 setting, prior to the installment of the Espinhaço Basin (Fig. 15f).

981 Alcântara et al. (2017) correlates metasedimentary outcropping between the Boqueirão
982 and Estreito Ranges to the Formosa Formation. These metasedimentary rocks present Tonian
983 maximum depositional ages. If this case, the maximum age of the basin belongs to the
984 Neoproterozoic, inserted in the Rio Preto Group (Fig.14). These metasedimentary rocks, however,
985 present populations of detrital zircons distinct from other rocks commonly related to the Formosa
986 Formation, but similar to Tonian sequences as Canabravinha Formation and Santo Onofre Group in
987 the region (Egydio-Silva, 1989; Caxito et al., 2014a; 2017; Alcântara et al., 2017). These sequences
988 present a pattern with very prominent Tonian and Statherian age peaks, indicating much younger
989 sources correlated with a Tonian taphrogenesis.

990 An alternative hypothesis also suggested by Alcântara et al. (2017) is the existence of
 991 two distinct sequences, one of Orosirian age that outcrops near the city of Formosa do Rio Preto,
 992 type area described by Caxito (2010), and other of Tonian age, in the southern portion of the Rio
 993 Preto Belt (Canabravinha Formation) and between the Boqueirão and Estreito ranges (Alcântara et
 994 al., 2017). These panorama is compatible with the presented data of Formosa Formation and
 995 considered in this work.

996

997



998

999 *Figure. 15. Schematic model of the tectonic evolution of the Cristalândia do Piauí Block. A) Ca 3.2*

1000 *Ga: Reworking of an Eo- to Paleoproterozoic crust with the intrusion of tonalitic-granodioritic suites*

1001 *of the Brejinhos Complex; B) ca 2.65 Ga: Reworking and remelting of the crust with intrusions of*
1002 *high-K plutons of the Vereda-Parain; C) between 2.3 and 2.15 Ga: Installation of the magmatic arc*
1003 *and probable subduction, granodiorites of the Urucu Pluton could be related to a mature arc in a*
1004 *pre-collisional setting; D) 2.1 a 2.08 Ga: Collision between Cristalândia and Gavião/Sobradinho*
1005 *Blocks, intense crustal reworking and intrusion of the Caraibas Pluton; E) 2.08 a 1.98 Ga Orogenic*
1006 *collapse associated with the third stage of anatexis and emplacement of the Fazenda Realeza Dykes;*
1007 *F) Deposition of the sediments of the Formosa Formation in a molassic setting.*

1008 **5.5. Related Terranes in the central-northern São Francisco Craton**

1009

1010 A correlation of the magmatic and metamorphic events of the Cristalândia do Piauí
1011 block with other and surroundings domains of the São Francisco Craton is presented in Figure 16. All
1012 compiled data are summarized in Table A5 of the Supplementary Data.

1013 The presence of Paleo-Mesoarchean crust in the Cristalândia do Piauí Block is similar
1014 to those found in other blocks such (Fig. 16) as 3.3 Ga trondhjemites (Dantas et al, 2010) in the
1015 Sobradinho block; 3.29 Ga, syenogranites (Zincone et al., 2016), tonalitic gneiss and metavolcanics
1016 aged 3.3 to 3.4 Ga in the Mundo Novo region (Nutman & Cordani, 1993; Peucat et al., 2002; Zincone
1017 et al., 2016; Zincone & Oliveira, 2017) in the Northern portion of the Gavião Block.

1018 The Bernada massif of 3.38 Ga (Martin et al., 1991; Peucat et al, 2003; Santos-Pinto
1019 et al., 2012), tonalitic gneisses from the basements from the Guajeru and Contendas-Mirande
1020 greenstone belts aged in 3.36 Ga (Nutman & Cordani, 1993; Lopes, 2002), Aracatu massif of 3.32
1021 Ga (Nutman et al., 1994; Peucat et al., 2003) and Mariana, Piripá and Lagoa do Morro gneisses aged
1022 3.20 Ga (Nutman & Cordani, 1993; Cordani et al., 1997; Santos-Pinto, 1998; Bastos Leal, 1998) in
1023 the southern portion of the Gavião Block;

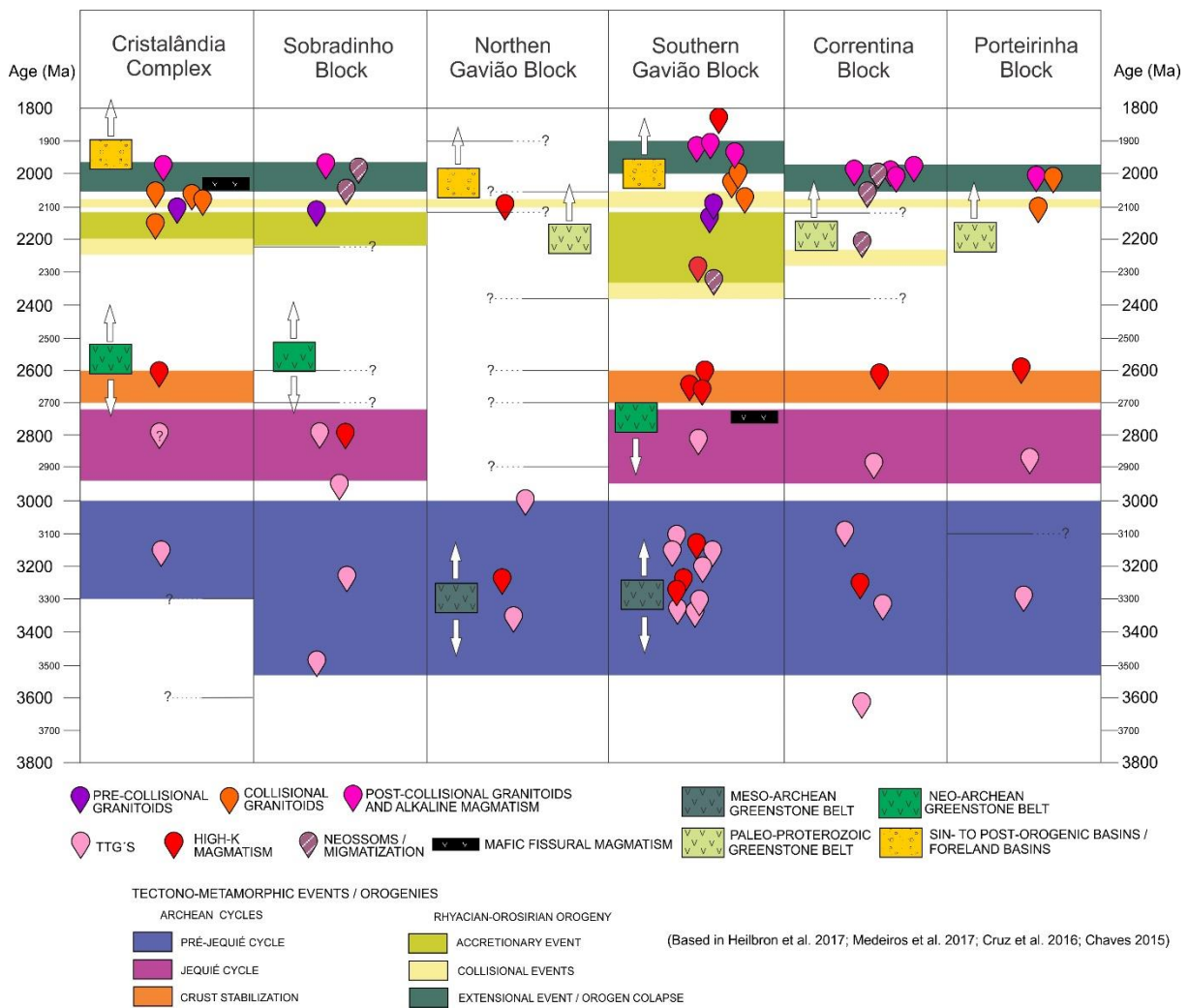
1024 The Ceraima Syenites and Cara-Suja granite xenoliths aged in 3.3 Ga (Leahy et al.,
1025 1999; Rosa, 1999) and gneisses of the Santa Isabel complex of 2.95 Ga (Barbosa et al., 2013) in the
1026 Correntina Block.

1027 Finally tonalitic and granodioritic gneisses aged between 3.37 to 2.9 Ga (Silva et al.,
1028 2016; Bersan et al., 2018a) in the Porteirinha Block.

1029 High-K Neoproterozoic rocks are found in all blocks. These rocks present a narrow age
1030 range of ca 2.7 and 2.65 Ga and are represented by the alkaline intrusions of Caragutaí, Serra do Eixo
1031 and Pé de Serra suites (Peucat et al., 2003; Marinho et al., 2018; Cruz et al., 2011 and 2012; Santos-
1032 Pinto et al., 2012) in the Gavião block. In the Porteirinha and Correntina blocks they can be represented
1033 by granitic intrusions in the Itacambiriquê River and Santa Isabel Complex, respectively (Silva et al.,
1034 2016; Medeiros et al., 2017). The exception is the Sobradinho Block where older ages of 2.85 Ga are
1035 found (Pires, 2016) (Fig. 16).

1036 The Rhyacian-Orosirian collage between 2.38 and 2.1 Ga imprinted throughout the
1037 whole SFC is marked by the 2.13 Ga tonalitic intrusions in the Sobradinho Block (Pires, 2016), 2.13
1038 Ga quartz-monzonites (Silva et al., 1997) in the northern portion of the Gavião Block; leucosomes
1039 and granites of 2.38 Ga (Santos-Pinto et al., 1998), granites and granodiorites aged between 2.11 and
1040 2.17 Ga (Arcanjo et al., 2005; Guimarães et al., 2006; Campos, 2013; Cruz et al., 2016) in the
1041 southern portion of the Gavião Block and monzogranitic gneisses of 2.14 Ga (Silva et al., 2016) in
1042 the Correntina block. These ages are similar to those found by Aquino & Batista (2011) in biotite
1043 gneisses and monzogranites ranging from 2.15 to 2.10 Ga and also those obtained for the Urucu
1044 Granodiorite and Caribás monzogranite of 2.22 and 2.09 Ga, respectively (Fig. 16).

1045



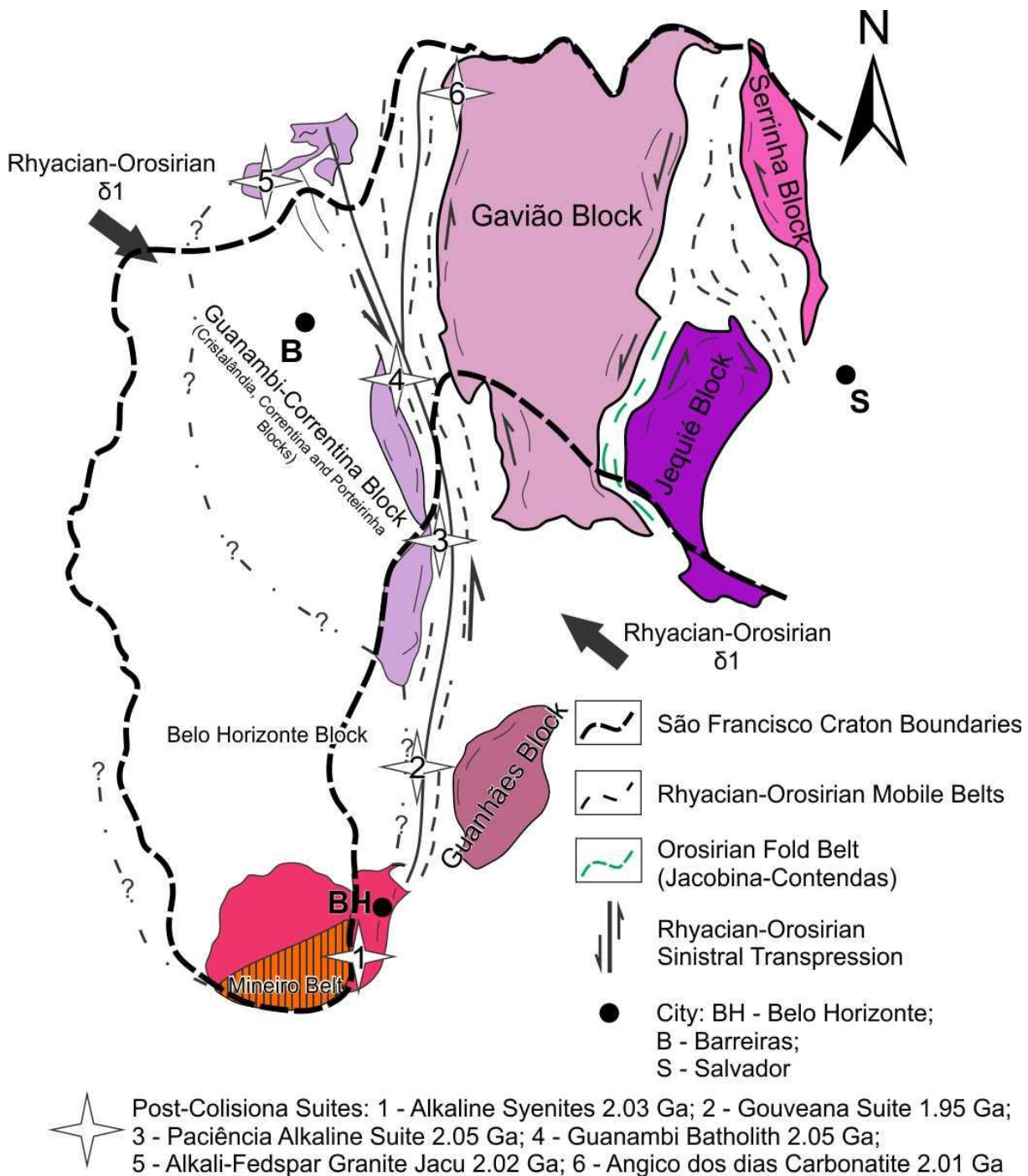
1046

1047 *Figure 16. Tectono-stratigraphic scheme for the constituent Archean blocks of the São Francisco*
 1048 *Craton: Cristalândia do Piauí, Sobradinho, Gavião, Correntina-Guanambi and Porteirinha blocks.*
 1049 *See text and Table A4 in Supplementary Data for data sources and discussion.*

1050

1051 Post-collisional igneous suites of ca 1.9 - 2.05 Ga design a NS alkaline belt along the
 1052 southern and eastern edge of the São Francisco Craton, referred as post-collision Orosirian alkaline
 1053 province (Chaves, 2005) (Fig. 17). These rocks are represented by the 2.03 Ga alkaline syenites
 1054 (Jordt-Evangelista et al., 2000), the 2.05 Ga Paciência Suite (Knauer et al. , 2007; Silva et al. 2016;
 1055 Bersan et al. 2018b) and the 1.95 Ga Gouveana suite (Chaves, 2005) in the Porteirinha and Guanhões
 1056 blocks, 2.05 Ga Guanambi batholith (Rosa et al. 2000; Santos, 2005; Paim, 2014) in the Guanambi-
 1057 Correntina block, Lagoa Real suite aged ca. 1.90 Ga (Chaves et al., 2007) in the southern portion of

1058 the Gavião block and finally the 2.01 Ga Angico dos Dias carbonatitic suite (Silva et al., 1988;
 1059 Antonini et al., 2003) in the Sobradinho Block.



1060

1061 *Figure 17: Schematic model from the main blocks and the Rhyacian-Orosirian mobile belts in the*
 1062 *SFC. Modified from Brito-Neves (2011) and Chaves (2015).*

1063

1064 The events chrono-correlation described above for the whole São Francisco Craton is
 1065 supported by magnetotelluric discontinuities, associated to several collisions between different

1066 blocks (Padilha et al., 2019) that corroborates with the convergence of several Archean
1067 microcontinents during the Rhyacian-Orosirian orogeny (Dantas et al., 2010; Cordani et al. 2013;
1068 D'Agrella-Filho & Cordani 2017; Heilbron et al. 2017). The Cristalândia Block was probably part of
1069 the same crustal segment of the Guanambi-Correntina Block, that presents similar lithogeochemical,
1070 isotopic and geochronological data with Paleo-Neoproterozoic evolution and consequent
1071 Paleoproterozoic reworking between 2.2 and 1.9 Ga (Dantas et al, 2010; Brito-Neves et al., 2015;
1072 Pires, 2016; Heilbron et al. 2017) .

1073

1074

1075 **6. CONCLUSIONS**

1076

1077 Based on the presented and discussed data, the main conclusions are:

1078 1 - Data from U-Pb Zircon analysis (LA-ICP-MS) for the tonalitic rocks from the
1079 Brejinhos Complex indicate the presence of Paleoproterozoic crust nuclei, with crystallization ages of
1080 3199 ± 14 Ma and Neoproterozoic reworking at 2.81 and 2.68 Ga. Lu-Hf analyses indicate juvenile to
1081 moderately juvenile $\epsilon\text{Hf}(t)$ values and T_{DMC} between 3.57 and 3.97 Ga, indicating the reworking of
1082 cryptic Eo-Archean. Their chemical signature suggest enriched mantle-derived sources beneath a
1083 crustal segments at ca. 3.2 Ga.

1084 2 - The syenogranites of the Vereda-Parain pluton, associated with the the Brejinhos
1085 Complex, indicate high rate of differentiation and anorogenic origin (A-type granites). U-Pb and Lu-
1086 Hf isotopic analyzes indicate crystallization ages of 2656 ± 33 Ma coupled with very negative $\epsilon\text{Hf}(t)$
1087 values, indicating intensive crustal recycling. Their T_{DMC} range from 3.78 to 4.32 Ga indicating
1088 reworking and melting of cryptic Eo-archean and possibly Hadean older crustal rocks of tonalitic to
1089 granodioritic composition at a higher geothermal gradient, where plagioclase could be stable in the
1090 residual phases, probably in the same crust from which rocks of the Brejinhos Complex developed.

1091 3 - The Urucu Pluton with crystallization ages of 2222 ± 11 and $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ from 1.5 to -
1092 5.78, presents a lithochemical signature that suggest a sanukitoid-like origin, generated in pre- to
1093 syn-collisional settings. The Caraíbas and Jacu granitoids present crystallization ages of 2093 ± 6 and
1094 2021 ± 8 , respectively, with crustal $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values representing recycling events in syn-collisional and
1095 extensional environments. These three units represent the presence of the Rhyacian-Orosirian
1096 orogeny which is characteristic of the São Francisco Craton, between 2.2 and 1.99 Ga, in this region.

1097 4 - The age of 2070 ± 42 Ma obtained of the Fazenda Realeza Dyke is close to the
1098 metamorphic peak and correlated to the extension linked to the final phases of the Rhyacian-Orosirian
1099 orogeny. Positive $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ values indicates mantle derivation, probably occasioned by crustal
1100 delamination with asthenospheric ascent during the orogenic collapse phase.

1101 5 - Paragneisses from Formosa Formation present maximum depositional ages at 2201
1102 ± 8 and 1951 ± 42 Ma and indicate deposition after the Rhyacian-Orosirian orogeny. These
1103 metasedimentary successions were probably deposited either in syn-orogenic basins, molassic basins,
1104 or alternatively to basins related to the collapse and final stages of the Rhyacian-Orosirian orogen.

1105 6 - Correlations with the other blocks of the SFC suggest that the Cristalândia do Piauí
1106 and Guanambi-Correntina blocks were part of the same crustal segment, both presenting similar
1107 lithochemical, isotopic and geochronological data. In general, the blocks composing the cratonic
1108 basement show similar Paleo-Neoproterozoic evolution and consequent Paleoproterozoic reworking
1109 during the Rhyacian-Orosirian orogeny, which culminated in the amalgamation of the São Francisco
1110 Congo-Craton basement between 2.2 and 1.9 Ga.

1111

1112

1113

1114 **7. ACKNOWLEDGEMENTS**

1115

1116 The Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM), through the ARIM - Northwestern Cráton São
1117 Francisco Project, as part of the program of basic geological mapping funded by the Brazilian Federal
1118 Government. FAC, MES, MASB and ELD are Fellows of the Brazilian Research Council (CNPq)
1119 and acknowledged for the support received. We thank to Luiz Carlos da Silva (Luizão) for the great
1120 improvement to this article.

1121

1122

1123

1124

1125

1126

1127

1128

1129

1130 **8. REFERENCES**

1131

1132 Alkmim, F.F.; Brito-Neves, B.B. & Castro-Alves, J.A., 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São
1133 Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A.(Eds.), O Cráton do São Francisco SBG -
1134 Núcleo BA/SE, p. 45-62.

1135

1136 Almeida, F. F. M., 1977. Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geociências 7 , 349-364.

1137

1138 Antonini P., Comin-Chiaramonti P., Gomes C. B., P. Censi P., B. F. Riffel B.F., Yamamoto E., 2003.
1139 The Early Proterozoic Carbonatite Complex Of Angico Dos Dias, Bahia State, Brazil: Geochemical
1140 And Sr-Nd Isotopic Evidence For An Enriched Mantle Origin. Mineralogical Magazine 67, 1039–
1141 1057.

1142

1143 Aquino, M.R., Batista, I.H., 2011. Geologia e recursos minerais da folha Avelino Lopes – SC.23-Z-
1144 A-III, nota explicativa – Escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico
1145 do Brasil, Teresina, PI, 88 p.

1146

1147 Arcanjo, J.B., Martins, A.A.M., Loureiro, H.S.C., Varela, P.H.L., 2005. Projeto Vale do Paramirim,
1148 Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador, CBPM. Série Arq. Abertos 22, 82p.

1149

1150 Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A., 1999. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil:
1151 Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e Xique-Xique
1152 (SC.23-Z-B-Parcial). Brasília: CPRM.

1153

1154 Arcanjo, J. B. A.; Braz Filho, P. A., 2001. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil:
1155 nota explicativa – Escala 1:250.000, folhas Curimatá (SC.23-Z-A), Corrente (SC.23-Y-B-Parcial) e
1156 Xique-Xique (SC.23-Z-B-Parcial). Brasília: CPRM.

1157

1158 Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., Carlotto, V., Reimann, C., Cárdenas, J., 2011. The U-
1159 Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern
1160 Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. *J.*
1161 *S. Am. Earth Sciences* 32, 196–209.

1162

1163 Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2002. Geological feature and the paleoproterozoic of four archean crustal
1164 segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *An. Acad. Bras. Ciências* 2, 343-
1165 359.

1166

1167 Barbosa, J.S.F. and Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton,
1168 Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.* 133, 1–27.

1169

1170 Barbosa, J.S.F., Cruz, S.C.P., 2011. Evolução Tectônica para o Domínio Oeste e Sudoeste do Bloco
1171 Gavião, Bahia. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos and VII International Symposium
1172 on Tectonics, Campinas, CD Room.

1173

1174 Barbosa N., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P.M., Bongioiolo E.M., Vasconcelos F.F., 2019. U-
1175 Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss
1176 (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the
1177 Archean-Paleoproterozoic Transition, *Precambrian Res.* 326, 399-416

1178

1179 Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., Leal, A.B.M., 2013. Evolução crustal do setor
1180 ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-
1181 Nd e Rb-Sr. *Rev. Inst. Geociências* 13, 6-88.

1182

1183 Barker, F., Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal
1184 trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4, 596-600.

1185

1186 Barker, F., 1979. Trondhjemite: a definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F.
1187 (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam. 1–12.

1188

1189 Barros, R.A.; Brod, E.R., 2017. Mapa Geológico do Complexo Cristalândia do Piauí. Projeto
1190 Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-noroeste do
1191 Cráton São Francisco - Subárea Rio Preto. Escala 1:100.000. Serviço Geológico do Brasil
1192 (SGB/CPRM), Teresina.

1193

1194 Bastos Leal, L.R., 1998. Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar dos
1195 Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: Implicações para Evolução arqueana e
1196 proterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil. (Ph.D. thesis). São Paulo: Instituto de Geociências,
1197 Universidade Estado de São Paulo-USP, 178p.

1198

1199 Bastos Leal, L.R.B., Teixeira, W., Cunha, J.C., Leal, A.B.M., Macambira, M.J.B., Rosa, M.L.S.,
1200 2000. Isotopic signatures of paleoproterozoic granitoids of the Gavião block and implications for the
1201 evolution of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30, 66-69.

1202

1203 Bates, R.L. & Jackson J.A., 1980. *Glossary of Geology*. American Geological Institute, Falls Church,
1204 VA, USA, 751 p.

1205

1206 Bersan S.M., Filho A.D., Abreu F.R., Lana C., 2018a. Petrography, geochemistry and geochronology
1207 of the potassic granitoids of the Rio Itacambiruçu Supersuite: implications for the Meso- to
1208 Neoproterozoic evolution of the Itacambira-Monte Azul block. *Braz. J. Geology* 48, 1-24.

1209

1210 Bersan S.M., Filho A.D., Abreu F.R., Lana C., 2018b. Geoquímica e geocronologia da Suíte
1211 Paciência: implicações para o fim da evolução riaciana do Bloco Itacambira-Monte Azul. *Geologia*
1212 USP, Sér. Cient., 18, 185-206.

1213

1214 Best, M.G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*, second ed. Blackwell Publishing, 729 p.

1215

1216 Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Baars F.J., Gonçalves J.H., Delgado I.D.M., Abram M.B., Leão Neto
1217 R., Matos G.M.M., Santos J.O.S., Silva L.C., Vidotti R.M., 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos*
1218 *Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na Escala 1:2.500.000*. In:
1219 L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (Eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos*
1220 *Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. 2003. CPRM, Editora da Universidade de Brasília. Brasília.

1221

1222 Black, R., Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric
1223 mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. London* 150, 89–98.

1224

1225 Blichert-Toft J. and Albarède F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the
1226 evolution of the mantle-crust system. *Earth Planet Sci Lett* 148: 243– 258

1227

1228 Brando Soares, M., Corrêa Neto, A.V., Fabrício-Silva, W., 2019. The development of a Meso- to
1229 Neoproterozoic rifting-convergence collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in
1230 the south São Francisco craton, Brazil. *Gondwana Res.* 77, 40-66.

1231

1232 Brito Neves, B. B., 2011. The Paleoproterozoic in the South American continent: diversity in the
1233 geologic time. *J. S. Am. Earth Sciences* 32(4), 270-286.

1234

1235 Brito-Neves, B. B. & Alkmim, F.F., 1993. Cráton: A evolução de um conceito. In: Dominguez, J.M.L.
1236 & Misi, A. (Eds). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, Soc. Bras. de Geologia, Núcleo BA/SE, p. 1–
1237 10.

1238

1239 Brito-Neves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A. & Botelho N.F., 1995. A Tafrogênese Estateriana nos
1240 blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* 3, 1-21.

1241

1242 Brito-Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Angelim, L.A.A., 2015. Contribuição ao conhecimento da
1243 evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. *Geologia USP, Sér. Cient.* 15, 57–93.

1244

1245 Campos, J.C.S., Carneiro, M.A., 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the
1246 Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and
1247 tectonic evolution. *J. S. Am. Earth Sciences.* 26, 463–484.

1248

1249 Campos, L.D., 2013. O depósito de Au-Cu Lavra Velha, Chapada Diamantina Ocidental: um exemplo
1250 de depósito da classe IOCG associado aos terrenos paleoproterozoicos do Bloco Gavião. Dissertação
1251 (Ms.C. thesis). Salvador: Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia – UFBA, 113p.

1252

1253 Caxito, F.A., 2010. Evolução tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí. (Ms.C.
1254 thesis). Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, 151 p.

1255

1256 Caxito, F.A., Uhlein, A., Sanglard, J.C.D., Gonçalves-Dias, T., Mendes, M.C.O., 2012. Depositional
1257 systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto Fold Belt, northwestern Bahia/southern
1258 Piauí. *Rev. Bras. Geociências* 42, 523–538.

1259

1260 Caxito, F.A., Dantas, E.L., Stevenson, R., Uhlein, A., 2014a. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd
1261 isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins to collisional orogens: the case of the
1262 Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Res.* 26,
1263 741–754.

1264

1265 Caxito, F.A., Uhlein, A., Morales, L.F.G., Egydio-Silva, M., Sanglard, J.C.D., Gonçalves-Dias, T.,
1266 Mendes, M.C.O., 2014b. Structural analysis of the Rio Preto fold belt (northwestern Bahia/southern
1267 Piauí), a doubly vergent asymmetric fan developed during the Brasiliano Orogeny. *An. Acad. Bras.*
1268 *Ciências* 86, 1101-1113. <http://dx.doi.org/10.1590/0001-3765201420130173>.

1269

1270

1271 Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Pedrosa-Soares A.C., 2015. Orosirian (ca. 1.96
1272 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and
1273 geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *J. S. Am. Earth*
1274 *Sciences* 59, 95-111.

1275

1276 Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E., Stevenson R., Egydio-Silva M., Salgado S.S., 2017. The Rio Preto
1277 and Riacho do Pontal Belts. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds) *São Francisco Craton,*
1278 *Eastern Brazil. Regional Geology Reviews.* Springer, 221-239.

1279

1280 Cederberg, J., Söderlund, U., Oliveira, E.P., Ernst, R.E., Pisarevsky, S.A., 2016. U-Pb baddeleyite
1281 dating of the Proterozoic Pará de Minas dyke swarm in the São Francisco Craton (Brazil) -

1282 implications for tectonic correlation with the Siberian, Congo and North China cratons. *GFF Scand.*
1283 *J. Earth Sci.* 138, 219–240.

1284

1285 Chaves, A. O., 2015. Correlações entre suítes magmáticas alcalinas orosirianas pós-colisionais da
1286 Bahia e Minas Gerais: fragmentos de uma província alcalina? *Boletim do Museu Paraense Emílio*
1287 *Goeldi. Ciências Naturais* 10, 179-197.

1288

1289 Chaves A.O., Tubrettb M., Riosa F.J., Oliveira L.A.R., Alvesa J.V., Fuzikawa K., Nevesa J.M.C.,
1290 Matos E.C., Chaves A.M.D.V., Prates A.P., 2007. U-Pb ages related to uranium mineralization of
1291 Lagoa Real, Bahia - Brazil: tectonic implications. *Revista de Geologia* 20, 141-156.

1292

1293 Condie, C.K., 1981. Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaen
1294 granites. *Spec. Publis. Geol. Soc. Aust.* 7, 469–479.

1295

1296 Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos* 80, 33–44.

1297

1298 Cordani, U.G., 1973. Definição e caracterização do Cráton São Francisco. 27 th Congresso Brasileiro
1299 de Geologia, Soc. Bras. de Geologia 2, 142–145.

1300

1301

1302 Cordani, U.G., Sato, K., Marinho, M.M., 1985. The geologic evolution of the ancient granite-
1303 greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 27, 187-213.

1304

1305 Cordani, U.G., Sato, K., Coutinho, J.M., Nutman, A., 1997. Geocronological Interpretation in areas
1306 with complex evolution: The case of Piripáa, central-southern Bahia, Brazil. In: *S. Am. Symp. Isot.*
1307 *Geology, Extended Abstracts*, 85-87.

1308

1309 Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the
1310 South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, Campos, D.A. (Eds.),
1311 Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, 19-40.

1312

1313 Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araújo, C.E.G., Fuck, R.A., 2013. The significance of the
1314 Transbrasiliiano-Kandy tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Geology*
1315 43, 583–597.

1316

1317 Cruz S.C.P., Carneiro M.A., Barbosa J.S.F., Martins A.A.M., Santana J.S., Teixeira L., Gonçalves
1318 G.S.S.T., Leal A.B.M., Dantas E.L., Pimentel M., 2011. Idades U-Pb (LA-ICPMS) para as suítes
1319 Caraguataí e Jussiape, Bloco Gavião, Bahia. *Rev. Bras. Geociências* 40, 120-129.

1320

1321 Cruz, S.C.P., Peucat, J.J., Teixeira, L., Carneiro, M.A., Martins, A.A.M., Santana, J.S., Souza, J.S.,
1322 Barbosa, J.S.F., Leal, A.B.M., Dantas, E., Pimentel, M., 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7
1323 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and UePb zircon ages). Southern Gavião block
1324 (São Francisco Craton), Brazil. *J. S. Am. Earth Sciences* 37, 1-18.

1325 Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Souza, J.S., Martins, V.S.,
1326 Chemale Jr., F., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate,
1327 Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *J. S. Am. Earth Sciences* 69,
1328 43-79.

1329

1330 Cruz Filho, B.E., Martins, A.A.M., 2013. Mapa Geológico Folha Condeúba (1:100.000). Serviço
1331 Geológico do Brasil.

1332

1333 D'Agrella-Filho M.S., Cordani U.G., 2017. The Paleomagnetic record of the São Francisco-Congo
1334 craton. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil:
1335 Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Cham, Springer 305-320.
1336

1337 Danderfer Filho, A., Lana, C.C., Nalini Junior, H.A., Costa, A.F.O., 2015. Constraints on the
1338 Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: new
1339 stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco Craton. *Gondwana Res.* 28,
1340 668-688.
1341

1342 Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., de Brito Neves, B.B., Cordani, U.,
1343 Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil:
1344 remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Res.* 130, 113-137.
1345

1346 Dantas, E.L., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 2010. Looking for the oldest rocks of South America:
1347 Paleoproterozoic orthogneiss of the Sobradinho Block, northernmost foreland of the São Francisco
1348 Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. In: VII SSAGI - S. Am. Symp. Isot. Geology, Brasília, CD-
1349 ROM. 137-140.
1350

1351 DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in
1352 the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.
1353

1354 Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal
1355 growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503-21521.
1356

1357 Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic
1358 implications. *Geology* 20, 641-644.

1359

1360 Egydio-Silva M., 1987. O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São
1361 Francisco (Ph.D. thesis), São Paulo: Universidade de São Paulo-USP, 95 p.

1362

1363 Egydio-Silva, M., Karmann, I., Trompette, R.R., 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e
1364 Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Rev. Bras. Geociências* 19, 101–112.

1365

1366 Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficient for trace elements and
1367 an assesment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone
1368 magmas. *Geoch. Cosm. Acta* 64, 933-938.

1369

1370 Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculu, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical
1371 classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42, 2033–2048.

1372

1373 Ganade, C.E., Basei, M.A.S., Grandjean, F.C., Armstrong, R., Brito, R.S., 2017. Contrasting
1374 Archean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic
1375 implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Res.* 297, 1–18.

1376

1377 Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology
1378 Laboratory of the University of Brasília. *Anais da. Academia Brasília de Ciências*, 72(2), 219-245.

1379

1380 Guadagnin F., Chemale Junior F., Magalhães A.J.C., Alessandretti L., Bállico M.B, Jelinek A.R.,
1381 2015. Sedimentary petrology and detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints of Mesoproterozoic
1382 intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic
1383 evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Res.* 26, 227-245

1384

1385 Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E. et al., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China:
1386 in-situ analysis of Hf isotopes. *Lithos*, 61, 237–269
1387

1388 Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Silva, M.G., Martins, A.A.M., Filho, E.L.A., Loureiro, H.S.C.,
1389 Arcanjo, J.B., Dalton de Souza, J., Neves, J.P., Mascarenhas, J.F., Melo, R.C., Bento, R.V., 2006.
1390 Datações U/Pb em rochas magmáticas intrusivas no Complexo Paramirim e no Rifte Espinhaço: uma
1391 contribuição ao estudo da evolução geocronológica da Chapada Diamantina. In: SBG/BA-SE,
1392 Simpósio do Cráton do São Francisco, Salvador, Anais de Resumos Expandidos, 159-161.
1393

1394 Hartmann, L.A., 2001. The mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian shield e review
1395 of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. *Gondwana Res.* 5, 157-163.
1396

1397 Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F., Reis H.L., 2017. Tectonic Genealogy of a Miniature
1398 Continent. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil:
1399 Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Cham, Springer, 321-331.
1400

1401 Herzberg, C., Asimow, P.D., Arndt, N., Niu, Y., Leshner, C.M., Fitton, J.G., Cheadle, M.J., Saunders,
1402 A.D., 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and
1403 komatiites. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 8.
1404

1405 Jahn, B.M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J., Hickman, A.H., 1981. REE geochemistry and isotopic data
1406 of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications
1407 for the early crustal evolution. *Geochim Geoch. Cosm. Acta* 45, 1633–1652.
1408

1409 Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in
1410 igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47,
1411 1255–1259.

1412

1413

1414 Johnson, T., Brown, M., Kaus, B.J.P., van Tongeren, J.A., 2014. Delamination and recycling of
1415 Archaean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience* 7, 47-52.

1416

1417 Johnson, T., Brown, M., Gardiner, N.J., Kirkland, C.L., Smithies, R.H., 2017. Earth's first stable
1418 continents did not form by subduction. *Nature* 543, 239–243.

1419

1420 Jordt-Evangelista, H.; Peres, G. G.; Macambira, M. J. B. 2000. Pb/Pb single-zircon dating of
1421 Paleoproterozoic alc-alkaline/alkaline magmatism in the southeastern São Francisco Craton region,
1422 Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*,30, 174-176.

1423

1424 Klemme, S., Gunther, D., Hametner, K., Prowatke, S., Zack, T., 2006. The partitioning of trace
1425 elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early
1426 differentiation of the moon. *Chemical Geology* 234, 251-263.

1427

1428 Laurent, O., Zeh, A., 2015. A linear Hf isotope-age array despite different granitoid sources and
1429 complex Archean geodynamics: example from the Pietersburg block (South Africa). *Earth Plan. Sci.*
1430 *Letters* 430, 326–338.

1431

1432 Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.-F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-
1433 Archean granites: evidence for the onset of a “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga.
1434 *Lithos* 205, 208-235.

1435

1436 Leahy, G.A.S.; Conceição, H.; Rosa, M.L.S.; Macambira, M.J.B.; Martin, H.; Paim, M.M.; Santos,
1437 E.B., 1998. Maciço Sienítico de Ceraíma (Sudoeste da Bahia): idade, petrografia e geoquímica do
1438 magmatismo Pósorogênico alcalino-potássico com afinidade lamprofírica. In: H. Conceição, M.J.M.
1439 Cruz, H.J.S. Sá, P. Sabaté (Eds.). Contribuição ao Estudo dos Granitos E Rochas Correlatas.
1440 Publicação Especial da Soc. Bras. de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, v.5, 61-77.

1441

1442 Liu, Y., Hu Z., Zong, K., Gao, C., Xu, J., Chen, H., 2010. Reappraisal and refinement of zircon
1443 U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. Chin. Sci. Bulletin 15, 1535-1546

1444

1445 Lopes, G.A.C., 2002. Projeto Guajeru. CBPM, Salvador. 1, 408p.

1446

1447 Ludwig, K.R., 2012. Isoplot 3.75 – A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley
1448 Geochronology Center, Special Publication 5.

1449

1450

1451 Marinho, M.M., 1991. La séquence volcano-sédimentaire de Contendas Mirante et la bordure
1452 occidentale du Bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): um exemple de transition Archéan-
1453 Proterozoïque. Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand, 257p.

1454

1455 Marinho, M.M., Vidal, P., Alibert, C., Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 1994. Geochronology of the Jequié-
1456 Itabuna granulitic belt and the Contendas Mirante volcanosedimentary belt. In: Figueirêdo, M.C.H.,
1457 Pedreira, A.J. (Eds.), Petrological and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São
1458 Francisco Craton, Boletim IG-USP 17, 73-96.

1459

1460 Marinho, M.M., Rios, D.C., Conceição, H., Rosa, M.L.S., 2008. Magmatismo alcalino neoarqueano
1461 no Cráton do São Francisco, Bahia: Pluton Pé de Serra. In: Anais Congresso Brasileiro de Geologia.
1462

1463 Martin, H., 1986. Effect of steeper Archaean thermal gradient on geochemistry of subduction-zone
1464 magmas. *Geology* 14, 753–756.
1465

1466 Martin, H., Moyen, J-F., 2002. Secular changes in tonalite–trondhjemite–granodiorite composition
1467 as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology* 30, 319– 322.
1468

1469 Martin, H., Peucat, J.J., Sabat_e, P., Cunha, J.C., 1991. Um segment de croûte continentale d'Age
1470 arch_eean ancien (3.5 milliards d'ann_ees): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brèsil). *Les Comptes*
1471 *Rendus l'Acad_emie Sci. Paris* 313, 531-538.
1472

1473 Martin, H., Peucat, J.J., Sabat_e, P., Cunha, J.C., 1997. Crustal evolution in early archean of South
1474 Am_eric: exemple of Sete Voltas massif, Bahia state, Brazil. *Precambrian Res.* 82, 35-62.
1475

1476 Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R.P., Moyen, J.F., Champion, D.C., 2005. An overview of adakite,
1477 tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for
1478 crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
1479

1480 Martin, H., Moyen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Le Pennec, J.-L., 2014. Why archaean TTG
1481 cannot be generated by MORB melting in subduction zone. *Lithos* 198-199, 1–13
1482

1483 McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology* 120, 223–
1484 254.
1485

1486 Medeiros, E. L., 2013. Geologia e geocronologia do complexo Santa Izabel na região de Urandi,
1487 Bahia (Ms.C. thesis). Salvador:Universidade Federal da Bahia - UFBA, 203p.
1488

1489 Medeiros E.L.M., Pereira Cruz S.C., Barbosa J.S.F., Paquette J.L., Peucat J.J., Pereira de Jesus
1490 S.dosS.G., Barbosa R.G., Correia de Brito R.S., Carneiro M.A., 2017. The Santa Izabel Complex,
1491 Gavião Block, Brazil: Components, geocronology, regional correlations and tectonic implications. J.
1492 S. Am. Earth Sciences 80, 66-94.
1493

1494 Mougeot, R., 1996. Etude de la limite Archéen-Protérozoïque et des mineralisations Au, ±U
1495 associées. Exemples de la région de Jacobina (Etat de Bahia, Brésil) et de Carajas (Etat de Para,
1496 Brésil) Unpublished Ph.D. Thesis. Montpellier II University, Montpellier, France. 301.
1497

1498 Moyen, J.F., 2011. The composite Archaean grey gneisses: Petrological significance, and evidence
1499 for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. Lithos 123, 21–36.
1500

1501 Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. Lithos 148, 312–336.
1502

1503 Moyen, J.F., Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for
1504 Archaean geodynamics. In: Benn, K., Mareschal, J.C., Condie, K. C. (Eds.), Archaean Geodynamics
1505 and Environments American Geophysical Union, Geophysical Monograph, Washington D.C. 164,
1506 149-175.
1507

1508 Moyen, J.F., Laurent, O., 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. Lithos 302-
1509 303, 99–125.
1510

1511 Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D., 2007. Evolution of the
1512 polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: implications
1513 for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precamb. Res.* 159, 60–78.
1514

1515 Nutman, A.P., Cordani, U.G., 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean granitoids
1516 from the Contendas-Mirante area of the Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 63, 179-
1517 188.
1518

1519 Nutman, A.P., Cordani, U.G., Sabaté, P., 1994. SHRIMP ages of detrital zircons from the early
1520 Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *J. S. Am. Earth*
1521 *Sciences* 7, 109-114
1522

1523 Padilha, A.L., Vitorello, I., Pádua M., B.de, Fuck, R.A., 2019. Magnetotelluric images of
1524 Paleoproterozoic accretion and Mesoproterozoic to Neoproterozoic reworking processes in the
1525 northern São Francisco Craton, central-eastern Brazil. *Precambrian Res.* 333, 105416.

1526 Paim, M.M., 2014. Maciço De Cara Suja: Expressão do Magmatismo Alcalino Potássico Pós-
1527 Colisional No Sudoeste da Bahia (Ph.D. thesis). Salvador: Instituto de Geociências, Universidade
1528 Federal da Bahia - UFBA.
1529

1530 Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by lowpressure melting of
1531 calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743-746.
1532

1533 Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from
1534 the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
1535

1536 Peucat J.J., Santos Pinto M., Martin H., Barbosa J.S., Fanning M.C., 2003. SHRIMP U/Pb zircon
1537 ages up to 3.4-3.5 Ga in Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block, São Francisco
1538 Craton, Bahia, Brazil. In: IV S. Am. Symp. Isot. Geology, Salvador. Short Papers, 252- 255.
1539
1540 Peucat J.J., Mascarenhas J.F., Barbosa J.S.F., de Souza S.L., Marinho M.M., Fanning C.M., Leite
1541 C.M.M., 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo
1542 greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). J. S. Am. Earth Sciences 15, 363–
1543 373.
1544
1545 Pires A.S., 2016. Geologia E Geocronologia Do Complexo Santa Izabel Na Região De Urandi, Bahia
1546 (Ms.C. thesis). Brasília: Intituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB.
1547
1548 Ramsay, J.G., 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of “similar” type.
1549 Journal of Geology 60, 466–481.
1550
1551 Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds
1552 and Fractures, Academic Press, London, 491–502
1553
1554 Roberts, N.M, Spencer, C.J., 2014. The zircon archive of continent formation through time.
1555 Geological Society, London, Special Publications 389,389. 314
1556
1557 Rodrigues, J. B., Guimarães, J. T., Borges, V. P., Carvalho, C. B., Nogueira, A. C., 2012. Ryacian
1558 zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). VIII S.
1559 Am. Symp. Isot. Geology. Medellin. CD-ROM.
1560

1561 Rogers, J.J., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent.
1562 Gondwana Res. 5, 5–22.
1563
1564 Rosa, M.L.S., 1999. Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do Batólito
1565 Monzo-Sienítico Guanambi-Urandi (SW-Bahia) (Ph.D. thesis). Salvador: Instituto de Geociências,
1566 Universidade Federal da Bahia - UFBA.
1567
1568 Santos Pinto, M.A., 1996. Le recyclage de la croûte continentale arch_eeenne: exemple du bloc du
1569 Gavião-Bahia, Bresil. Memoire Geociences Rennes 75, 193p.
1570
1571 Santos Pinto, M.A.,S., Peucat, J.J., Martin, H., Sabat_e, P., 1998. Recycling of the Archaean
1572 continental crust: the case study of the Gavião block, Bahia, Brazil. J. S. Am. Earth Sciences 11, 487-
1573 498
1574
1575 Santos Pinto, M., Peucat, J.J., Martin, Barbosa, J.S.F., Mark Fanning, C.M., Cocherie, A., Paquette,
1576 J.L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-
1577 Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5e3.8 Ga protocrust in the Gavião
1578 block?. Journal of South American Earth Science 40, 129-142.
1579
1580 Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Cawood, P.A., Santos, E.J.S., Fuck, R.A., 2017. Neoproterozoic crustal
1581 growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from
1582 geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. Journal
1583 of South American Earth Science 79, 342-363.
1584

1585 Silva A.B, Liberal G.S., Grossi Sad J.H., Issa Filho A., Rodrigues C.S., Riffel B.F., 1988. Geologia
1586 e petrologia do Complexo Angico dos Dias (Bahia, Brasil), uma associação carbonática
1587 Precambirana. *Geoch. Bras.* 2, 81-108.

1588

1589 Silva, L.C., McNaughton, N.J., Melo, R.C., Fletcher, I.R., 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-
1590 Caraiba TTG high-grade complex: The first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the
1591 eastern Jequié Craton, NE Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Mineral.*
1592 *ISGAM, Salvador, Bahia, Brazil*, 282–283.

1593

1594 Silva, L. C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb
1595 SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. *Publicações especiais do Serviço Geológico*
1596 *do Brasil (CPRM), Brasília.*

1597

1598 Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C., Armstrong, R., Pinto, C.P., Magalhães, J.T.R., Pinheiro, M.A.P.,
1599 Santos, G.G., 2016. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton
1600 basement: the Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *J. S. Am. Earth Sciences* 68, 50-
1601 67.

1602

1603 Simon M.B., Bongioiolo E.M., Ávila C.A., Oliveira E.P., Teixeira W., Stohler R.C., Oliveira F.V.S.,
1604 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco
1605 Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian*
1606 *Res.* 314, 353–376.

1607

1608 Söderlund, U., Patchett, J.P., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant
1609 determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet.*
1610 *Sci. Lett.* 219, 311–324.

1611

1612 Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth-Science Reviews* 12, 1-33.

1613

1614 Sun, S.S., Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:
1615 implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.),
1616 *Magmatism in Ocean Basins*, Geological. Society. London Special Publication 42, 315-345.

1617

1618 Teixeira, W., Fairchild, T.R., Toledo, M.C., Taioli, F., 2000. *Decifrando a Terra* (1ª ed.). São Paulo,
1619 Oficina de Textos.

1620

1621 Teixeira, W.; Figueiredo, M. C. H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the
1622 São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.* 53, 1-22.

1623

1624 Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Corrêa Neto A.V., Bongiolo E.M., Santos J.O., Barbosa N.S.
1625 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas
1626 accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256, 148-
1627 169. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.11.009>

1628

1629 Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano
1630 aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Balkema.

1631

1632 Vervoort Jd & Blichert-Toft J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from
1633 juvenile rocks through time. *Geochim Cosmochim Ac* 63, 533– 556.

1634

1635 Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral*
1636 95 , 185–187.

1637

1638 Winge M., 1968. Geologia da região das serras do Estreito e Boqueirão, NW da Bahia e SSE do Piauí.
1639 SUDENE, Relatório Inédito, Recife, 80 p.

1640

1641 Wosniak, R., A.A.M.M, Oliveira, R.L.M., 2013. Mapa Geológico Folha Condeúba (1:100.000).
1642 Serviço Geológico do Brasil.

1643

1644 Zegers, E.T., van Keken, P.E., 2001. Middle Archean continent formation by crustal delamination.
1645 *Geology* 29, 1038-1086.

1646

1647 Zincone S.A., Oliveira E.P., Laurent O., Zhang H., Zhai M., 2016. 3.30 Ga high-silica intraplate
1648 volcanic–plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an
1649 intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. *Lithos.* 266–267, 414–434.

1650

1651 Zhao, G., Cawood, C.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens:
1652 implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth Sci. Rev.* 59, 125–162.

1653

1654 Zincone S.A. & Oliveira E.P., 2017. Field and geochronological evidence for origin of the Contendas-
1655 Mirante supracrustal Belt, São Francisco Craton, Brazil, as a Paleoproterozoic foreland basin.
1656 *Precambrian Res.* 299, 117-131.

1657

1658

1659