

**Universidade Estadual de Campinas
Instituto de Geociências**

Pós-graduação em Geociências
Departamento de Geologia e Recursos Naturais (DGRN)
Linha de pesquisa em Evolução Crustal e Metalogênese

Felipe Grandjean da Costa

**PETROGÊNESE DO GRANODIORITO FAZENDA GAVIÃO:
REGISTRO DE UMA COLISÃO ARCO-CONTINENTE NO
GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, CRATON DO SÃO
FRANCISCO, BAHIA.**

Dissertação de mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências para obtenção do
título de Mestre em Geociências, na área
de Geologia e Recursos Naturais.

Orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Campinas - São Paulo

Junho - 2008

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO
Sistemas de Bibliotecas da UNICAMP /

Bibliotecário: Helena Joana Flipsen – CRB-8ª / 5283

Costa, Felipe Grandjean da.

C823p Petrogênese do granodiorito Fazenda Gavião : registro de

uma colisão arco-continente no greenstone belt do Rio

Itapicuru, craton do São Francisco, Bahia / Felipe Grandjean

da Costa. -- Campinas, SP : [s.n.], 2008.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.

Título e subtítulo em inglês: Petrogenesis of the Fazenda Gavião granodiorite: a record of an arc-continent collision in the Rio Itapicuru greenstone belt, São Francisco Craton, Bahia.

Palavras-chave em inglês (Keywords): Chemical geology, Petrogenesis, Rocks, Sedimentary.

Área de Concentração: Geologia e Recursos Naturais.

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: Wilson Teixeira, Ticiano José Saraiva dos Santos.

Data da Defesa: 23-06-2008.

Programa de Pós-Graduação em Geociências.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: FELIPE GRANDJEAN DA COSTA

**PETROGÊNESE DO GRANODIORITO FAZENDA GAVIÃO: REGISTRO DE
UMA COLISÃO ARCO-CONTINENTE NO GREENSTONE BELT DO RIO
ITAPICURU, CRATON DO SÃO FRANCISCO, BAHIA.**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

Aprovada em ____/____/____

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

 - Presidente

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos



Prof. Dr. Wilson Teixeira



Campinas, 23 de junho de 2008

Esta dissertação é dedicada a minha
namorada, mulher, esposa, amiga e
companheira:

Tatiana Conde Alves Rodrigues

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira por todo seu entusiasmo na orientação deste trabalho.

Meus sinceros agradecimentos ao CNPq pelo apoio financeiro garantido na bolsa de mestrado durante os dois anos de pesquisa.

Agradeço a empresa Yamana Gold Inc. pelo suporte na primeira etapa de campo, garantindo alojamento, alimentação e transporte. Obrigado aos geólogos da Yamana; Mauricio Assis, Navarro, Marcio, Emerson, Carreira, Sergio, André, etc., pela constante ajuda, muito churrasco de bode e discussões geológicas.

Um agradecimento especial ao meu companheiro de campo Alberto Ruggiero, que também esteve trabalhando em seu mestrado no greenstone belt do Rio Itapicuru. Portanto estávamos sempre em uma mesma sintonia de idéias, filosofando geologia sobre as rodas de uma carismática Toyota Bandeirantes.

Obrigado a Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) a qual considero como minha casa, pois sou geólogo formado nesta universidade e devo minha formação profissional a esta instituição. Obrigado a todos do Instituto de Geociências que fizeram parte desta minha passagem pela UNICAMP. Obrigado a Aparecida e a Lucia do Laboratório de Geoquímica pela paciência e apoio na obtenção das análises químicas, e agradeço também a Valdirene e a Edinalva da secretaria de pós-graduação, pelo constante apoio durante estes dois anos.

Esta dissertação de mestrado não seria exequível sem a cooperação de centros de pesquisa em outras universidades. Sinceros agradecimentos ao Prof. Neal McNaughton pelas análises U-Pb em zircão obtidas na SHRIMP II na Curtin University of Technology, Austrália. Agradeço a Juliana Finotto Bueno e Bárbara Lima pela aquisição de isótopos de Nd na Universidade de Brasília (Unb) e agradeço também ao Laboratório de ICP-MS da Universidade de São Paulo (USP) pelas análises de elementos traço.

Sumário

Dedicatória.....	iv
Agradecimentos.....	v
Sumário.....	vi
Lista de figuras.....	ix
Lista de tabelas.....	xv
Resumo.....	xvi
Abstract.....	xvii
 Capítulo 1 - Introdução.....	 1
1.1. Apresentação.....	1
1.2. Localização da área.....	1
1.3. Organização da dissertação.....	1
 Capítulo 2 - Geologia regional.....	 4
2.1. Craton do São Francisco.....	4
2.2. Orógeno Paleoproterozoico Itabuna-Salvador-Curaçá.....	5
2.3. Núcleo Serrinha.....	7
2.4. Greenstone belt do Rio Itapicuru.....	8
2.5. Granitogênese no greenstone belt do Rio Itapicuru.....	10
 Capítulo 3 - Granodiorito Fazenda Gavião e outros corpos plutônicos da porção oeste do greenstone belt do Rio Itapicuru: observações de campo e caracterização geoquímica.....	 14
3.1. Apresentação do capítulo.....	14
3.2. Granodiorito Fazenda Gavião.....	14
3.3. Plutons adjacentes.....	22
3.3.1. Granitóide Eficéas.....	22
3.3.2. Granodiorito Trilhado.....	23
3.3.3. Batólito Trondhjemítico Nordestina.....	23

3.3.4. <i>Granito Boa Vista</i>	25
3.3.5. <i>Tonalito Alvo 36</i>	25
3.3.6. <i>Tonalito Itareru</i>	26
3.3.7. <i>Sienito Morro do Afonso</i>	26
3.4. <i>Classificação geoquímica</i>	27
3.4.1. <i>Materiais e métodos</i>	27
3.4.2. <i>Diagramas para classificação de rocha</i>	35
3.4.3. <i>Diagramas de variação dos elementos maiores (wt %) e traços (ppm) em função de SiO₂ (wt %)</i>	38
3.4.4. <i>Diagramas de multielementos (Spidergrams)</i>	40
3.4.5. <i>Elementos Terras Raras (ETR) normalizados ao condrito</i>	42
3.4.6. <i>Diagramas para distinção de ambientes tectônicos</i>	44
3.4.7. <i>Comparação com Suítes Trondhjemíticas</i>	45
3.4.8. <i>Comparação com Rochas Adakíticas</i>	47
3.4.9. <i>Comparações com o magmatismo alcalino na porção oeste do greenstone belt do Rio Itapicuru</i>	50
3.5. <i>Discussão geoquímica</i>	53

Capítulo 4 - The Fazenda Gavião high Ba-Sr granodiorite and coeval K-rich plutons as igneous records of arc-continent collision in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, São Francisco Craton, Brazil.....56

<i>Abstract</i>	56
4.1. <i>Introduction</i>	57
4.2. <i>Regional geological setting</i>	58
4.3. <i>Geology of the Fazenda Gavião granodiorite</i>	64
4.4. <i>Analytical techniques</i>	67
4.5. <i>Results</i>	68
4.5.1 <i>U-Pb Geochronology</i>	68
4.5.2 <i>Sm-Nd isotopes</i>	68
4.5.3 <i>Major and Trace element geochemistry</i>	69
4.6. <i>Discussion</i>	74

4.6.1 Petrogenesis of the Fazenda Gavião granodiorite.....	74
4.6.2 Tectonic implications.....	78
4.6.3 Tectonic model.....	84
4.7. Conclusions.....	88
Acknowledgements.....	89
Referências.....	90

Lista de figuras

Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo (quadrado amarelo), contorno em linha verde corresponde à área da seqüência vulcano-sedimentar do greenstone belt do Rio Itapicuru.....**2**

Figura 2.1: Mapa geológico do Craton do São Francisco (modificado de Alkmim et al., 1993).....**5**

Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico exposto na porção norte do Craton do São Francisco. Os blocos arqueanos Serrinha e Jequié (provavelmente microcontinentes), juntamente com o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (arco magmático) foram amalgamados ao bloco arqueano maior do Gavião durante o Evento Transamazônico (elaborado com base em Barbosa & Sabaté, 2001).....**6**

Figura 2.3: Mapa Geológico do *greenstone Belt* do Rio Itapicuru (modificado de Pimentel & Silva, 2003): (A) Localização da figura no Craton do São Francisco (CSF); (B) Localização da Figura 3.1; Legenda; 1- Embasamento arqueano gnáissico-migmatítico; 2- Domos granito-gnáissicos; 3- Unidade metavulcânica máfica; 4- Unidade metavulcânica félsica; 5- Unidade metassedimentar; 6- Formação Xisto do Monteiro (mapeada neste trabalho como xistos e quartzitos injetados por folhas graníticas); 7- Biotita-gnaiss e quartzitos; 8- Granitóides cálcio-alcálicos e TTG; 9- Granitóides Alcalinos; 10- Sienitos; 11- Magmatismo alcalino pós-colisional “Tipo Morro do Lopes”; 12- Sedimentos mesozóicos da bacia do Tucano; 13- Cidades; 14- Mineração de ouro em atividade, Faz. Brasileiro; 15- Área em exploração para ouro Faz. Maria Preta; 16- zona de cisalhamento; Legenda para os granitóides: **1- Granodiorito Fazenda Gavião; 2- Granitóide Eficéas; 3- Batólito trondhjemítico Nordestina; 4- Granodiorito Trilhado; 5- Tonalito Alvo 36; 6- Granito Boa Vista; 7- Sienito Morro do Afonso; 8- Tonalito Itareru; 9- Monzonito Cansação; 10- Granodiorito Lagoa do Boi; 11- Domo do Ambrósio; 12- Domo de Pedra Alta; 13- Domo de Araci; 14- Domo de Salgadália; 15- Granitóide Barrocas; 16- Granitóide Teofilândia; 17- Maciço Pedra Vermelha**.....**9**

Figura 3.1: Mapa geológico e perfil simplificado da área de estudo; (localização na área (B) da Figura 2.3); Legenda; 1- Embasamento arqueano gnáissico-migmatítico; 2- Unidade metavulcânica máfica; 3- Unidade metavulcânica félsica; 4- Formação Xisto do Monteiro (mapeada neste trabalho como xistos e quartzitos injetado por folhas graníticas); 5- Unidade de metapsamitos (quartzitos e paragneisses); 6- Granitóides cálcio-alcálicos e TTG; 7- Domos granito-gnáissico Lagoa do Boi; 8- Tonalito Itareru; 9- Sienito Morro do Afonso; 10- Foliação medida; 11- Foliação sin-magmática; 12- Sinforme; 13- Falhas de empurrão; 14- Foliação inferida; 15- Falha Transcorrente; 16- Cidade; *Legenda para os granitóides: 1- Granodiorito Fazenda*

Gavião; 2- Granitóide Eficéas; 3- Granodiorito Trilhado; 4- Tonalito Alvo 36; 5- Granito Boa Vista; 6- Batólito trondhjémítico Nordestina.....15

Figura 3.2: Fotos de Lâminas delgadas: (A) ppl, titanita (Tn) (mineral acessório) junto com hornblenda (Hb) e biotita (Bt); (B) xpl, plagioclásio zonado (Pl-z); (C) ppl, secção basal de zircão (Zr), apresentando halo pleocróico de alteração na hornblenda, (Ap = apatita); (D) ppl, zircão com halo pleocróico em biotita; (E) xpl, textura mirmequítica (Mr) e (F) xpl, enclave porfirítico (fenocristal de microclinio (Mc)) rico em hornblenda. (xpl = nicóis cruzados; ppl = descruzados).....16

Figura 3.3: Foto da lâmina delgada do dique máfico presente no Granodiorito Fazenda Gavião (nicóis cruzados).....17

Figura 3.4: Aspecto de campo do Granodiorito Fazenda Gavião; (A) xenólito da encaixante metavulcânica máfica; (B) enclave máfico magmático; (C) enclave máfico com prováveis xenocristais de feldspato; (D) e (E) dique máfico sin-magmático.....16

Figura 3.5: Esquema ilustrativo da interação entre o magma máfico e félsico durante a cristalização do magma félsico segundo Barbarin & Didier (1992).....18

Figura 3.6: Rochas encaixantes do Granodiorito Fazenda Gavião; (A) metavulcânica máfica; (B) contato intrusivo do Granodiorito Fazenda Gavião com o biotita-gnaiss; (C) Biotita-gnaiss com aglomerado de biotita e granada envolto por plagioclásio segregado; (D) moscovita-quartzito; (E) dique granítico que no Sienito Morro do Afonso.....21

Figura 3.7: (A) Deformação dúctil na borda sudoeste do Batólito Nordestina mostrando veio aplítico (quartzo e feldspato) dobrado com foliação e eixo vertical, cinemática sinistral; (B) foliação de fluxo (*schlieren*) dobrada e transposta (Nordestina borda sudoeste); (C) e (D) xénolitos de rocha metavulcânica máfica (anfíbolitos) orientados segundo a deformação na borda nordeste do Batólito Nordestina; (E) e (F) intrusão passiva na borda sudeste do Batólito Nordestina (sem deformação) caracterizada pela presença de fragmentos angulosos da encaixante máfica.....24

Figura 3.8: Diagramas discriminantes: (A) Diagrama TAS (*Total Alkalies vs Silica*) com campos classificatórios segundo Wilson (1989) e linha limite (curva em destaque) para distinção entre séries magmáticas Alcalinas (acima) e Sub-Alcalinas (abaixo); (B) Diagrama QAP (Quartzo-feldspato Alcalino-Plagioclásio) para classificação de rochas graníticas utilizando minerais normativos (Q=quartzo, A=ortoclásio e P=(albita+anortita)) (Streckeisen, 1976) (*obs: minerais normativos calculados pelo software Minpet*); (C)

Diagrama An-Ab-Or para classificação de rochas utilizando minerais normativos (An=anortita, Ab=albita e Or=ortoclásio) (O'Connor, 1965), com campos definidos por Barker (1979), To = Tonalito, Tdh = Trondhjemito, Gd = Granodiorito e Gr = Granito; (D) Diagrama Na-K-Ca em proporção molecular mostrando tendência para séries Cálcio-Alcalina (CA) e Trondhjemítica (linha tracejada) (Barker & Arth, 1976) e campo dos Trondhjemitos (Tdh) segundo Martin (1994).....**36**

Figura 3.9: Diagramas discriminantes: (A) SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ para distinção entre as series cálcica, cálcio-alcalina, álcali-cálcica e Alcalina (Frost *et al*, 2001); (B) K_2O vs SiO_2 para classificação das séries cálcio-alcalinas de alto potássio (Alto K), médio potássio (Médio K) e baixo potássio (Baixo K) (campos definidos por Le Maitre *et al*, 1989); (C) K_2O vs Na_2O para distinção entre granitos Tipo-I e Tipo-S (Chappel & White 2001); (D) Diagrama para classificação da rocha em relação a saturação de alumínio, segundo Maniar & Piccoli (1989).....**37**

Figura 3.10: Diagramas de Harker, variação de elementos traços (ppm) e elementos maiores (wt%) em função de SiO_2 (wt%). (obs: a amostra do Granodiorito Fazenda Gavião com SiO_2 ~74 wt% representa um dique félsico tardio do corpo).....**39**

Figura 3.11: Diagramas de multi-elementos normalizados ao manto primitivo com valores de Sun & McDonough (1989) (amostras de diques félsicos tardios não foram utilizadas).....**41**

Figura 3.12: Elementos Terras Raras normalizados ao condrito. (valores de normalização segundo Taylor & McLennan (1985)).....**43**

Figura 3.13: Diagramas de Classificação Tectônica: (A) e (B) diagramas discriminantes proposto por Pearce *et al* (1984) onde VAG = granito de arco vulcânico, WPG = granito intra-placa, ORG = granito de cadeia meso-oceânica, Syn-COLG = granito sin-colisional e Pos-COLG = granito pós-colisional; (C) Diagrama $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ para distinção de granitos anorogênicos dos demais (tipo-I e S, “normais” e fracionados) (Sylvester, 1989); (D) Classificação entre granitos Ferrosos e Magnesianos, com campo dos granitos cordilheiranos (*cordilleiran granites*) (Frost *et al*, 2001).....**44**

Figura 3.14: Gráficos de comparação com suítes TTGs: (A) Número de Magnésio $\text{Mg\#} = (\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO})$ vs. SiO_2 wt%; (B) Gráfico da soma dos elementos ferromagnesianos ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$) em função da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, com limite entre valores menores (<) e maiores (>) que 5 wt %; (C) diagrama SiO_2 vs. Al_2O_3 (wt %) com linha limite em $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15$ wt %.....**47**

Figura 3.15: Diagramas para rochas adakíticas: (A) Diagrama Sr/Y vs. Y (ppm) proposto por Drummond & Defant (1990) para distinção entre adakitos e rochas cálcio-alcálicas “clássicas” para arcos de ilha; (B) Diagrama de SiO₂ vs. MgO (wt%) segundo Martin *et al.* (2005) para discriminação entre HSA (*High Silica Adakites*) e LSA (*Low Silica Adakites*) e também mostra o campo de líquidos experimentais gerados pela fusão de metabasaltos; (C) Diagrama ternário para distinção entre HSA e LSA segundo Martin *et al.* (2005); (D) Diagrama de K/Rb vs. SiO₂/MgO para distinção entre HSA e LSA segundo Martin *et al.* (2005).....**49**

Figura 3.16: Comparação com rochas alcalinas da região ocidental do GBRI: (A) diagrama TAS (Total álcalis Sílica) segundo Wilson (1989) e linha limite (curva em destaque) para distinção entre séries magmáticas Alcalinas (acima) e Sub-Alcalinas (abaixo); (B) diagrama para séries calcio-alcálica, shoshonítica e ultrapotássica (Modificado de Peccerillo & Taylor, 1976; linhas A e B de Corriveau & Gorton, 1993).....**51**

Figura 3.17: Diagramas em escala logarítmica para comparações com o magmatismo alcalino na porção oeste do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. (mesma legenda da figura anterior).....**52**

Figura 3.18: Diagrama de multi-elementos: (Valores normalizados ao manto primitivo segundo Sun & McDonough (1989)).....**53**

Figure 4.1: Simplified geological map of the Serrinha Nucleus and the São Francisco Craton showing the amalgamated Archaean Blocks around the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (adapted from Barbosa and Sabaté, 2004; Kosin et al., 2003).....**59**

Figure 4.2: Simplified geological map of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (modified from Pimentel and Silva, 2003): (A) Location of Figure 4.2 in the São Francisco Craton (SFC); (B) Location of Figure 4.3. Legend description: 1- Archaean gneiss-migmatitic basement (Santa Luz Complex); 2- Granite-gneiss domes; 3- Mafic metavolcanic unit; 4- Felsic metavolcanic unit; 5- Metasedimentary unit; 6- TTG and calc-alkaline plutons and the FGG; 7- Itareru tonalite; 8- Syenites; 9- Cançansão monzonite; 10- Morro do Lopes alkaline plutons; 11- Mesozoic sediments; 12- Active gold mines. Legend for granitoids: (1)- Fazenda Gavião granodiorite (FGG); (2)- Eficéas granite; (3)- Nordeste trondhjemitic batholith; (4)- Cansação monzonite; (5)- Morro do Afonso syenite; (6)- Ambrósio dome; (7)- Barrocas; (8)- Teofilândia plutons; (9)- Morro do Agulhas-Bananas; (10)- Serra do Pintado.....**61**

Figure 4.3: Geological map and simplified E-W geological section across the west boundary of the Rio Itapicuru Greenstone Belt. Legend: 1- Archaean gneiss-migmatitic basement; 2- Lagoa do Boi granite-gneiss

dome; 3- Mafic metavolcanic unit; 4- Felsic metavolcanic unit; 5- Metasedimentary unit with metapelites (lines) and metapsammites (circles); 6- TTG and calc-alkaline plutons; 7- Itareru tonalite; 8- Morro do Afonso syenite; 9- Foliation; 10- Syn-magmatic foliation; 11- Synform; 12- Thrust faults; 13- Foliation trends; 14- Transcurrent fault; Legend for granitoids: 1- Fazenda Gavião Granodiorite; 2- Eficéas granite; 3- Trilhado granodiorite; 4- Nordestina batholith.....64

Figure 4.4: (A) mafic enclave with feldspar xenocrysts from the host granodiorite suggesting that felsic and mafic magmas were contemporaneous; (B) composite mafic dyke intruded late in the crystallization history of the granodiorite.....66

Figure 4.5: U-Pb zircon concordia diagrams for the Fazenda Gavião Granodiorite: (A) Concordia diagram with all nineteen analyzed zircons; (B) Concordia diagram with the six concordant grains used for age calculation.....69

Figure 4.6: (A) Total Alkalis vs. Silica (TAS) diagram with classificatory fields from Wilson (1989); (B) Maniar and Piccoli (1989) diagram showing the metaluminous nature of the FGG; (C) Na-K-Ca ternary diagram (in molecular proportion) with the calc-alkaline (CA) and trondhjemitic trends (Tdh) from Barker and Arth (1976), and the trondhjemitite field (Tdh) after Martin (1994); (D) diagram to distinguish calc-alkaline, shoshonite and ultrapotassic rocks, A and B lines from Corriveau and Gorton (1993); low-K, medium-K, high-K calc-alkaline fields from Le Maitre et al. (1989). The gray fields are granitic suites of the Rio Itapicuru greenstone belt: (1) TTG/calc-alkaline plutons (Barreto 2002; Cruz Filho et al., 2003; Rios, 2002); (2) Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira, 2003); (3) Morro do Afonso syenite (Rios et al., 2007); (4) Morro do Afonso lamprophyres (Plá Cid et al., 2006); (5) Ambrosio dome (Lacerda, 2000).....72

Figure 4.7: (A) Chondrite-normalized REE patterns (normalization values from Taylor and McLennan (1985)) and (B) primitive mantle-normalized incompatible element diagram, with normalization values from McDonough et al. (1992).....73

Figure 4.8: (A) T_{DM} vs. $\varepsilon_{Nd(t)}$ for the FGG and plutonic rocks from the Rio Itapicuru greenstone belt (references for ages are in Table 1 and references for Nd data are in Table 5); (B) Sr/Y vs. Y diagram (after Defant and Drummond, 1990) showing typical fractional crystallization trends (after Ye et al., 2008); (C) Y vs. Sr (ppm) logarithmic diagram showing calculated fractionation vector for hornblende (Hb) and plagioclase (Pl).....77

Figure 4.9: (A) Mantle-normalised diagram showing similar patterns for the FGG and related potassic ultrapotassic granitoids (gray field includes the Itareru tonalite (SiO₂: 54 to 66 wt%) (Carvalho and Oliveira, 2003), the Morro do Afonso syenite (SiO₂: 53 to 64 wt%) (Rios et al., 2007), the Cansanção monzonite (SiO₂: 50 to 66 wt%) (Rios, 2002); (B) Rb vs. (Y+Nb) plot after Pearce et al. (1984) and Pearce (1996); (C) Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃ diagram to discriminate potassic rocks from arc within plate settings (after Müller et al., 1992); (D) TiO₂ vs. Al₂O₃ diagram to discriminate potassic rocks from arc and within plate setting (after Müller et al., 1992).....**80**

Figure 4.10: Tectonic evolution of the Rio Itapicuru greenstone belt, based on its plutonic rocks.....**86**

Lista de tabelas

Tabela 1: Análise química do Granodiorito Fazenda Gavião.....	28
Tabela 2: Análise química do Batólito Nordestina.....	29
Tabela 3: Análise química do Granito Boa Vista.....	30
Tabela 4: Análise química do Tonalito Alvo 36.....	31
Tabela 5: Análise química do Granitóide Eficéas.....	32
Tabela 6: Análise química do Granodiorito Trilhado.....	33
Tabela 7: Análise de elementos traços obtidos por ICP-MS para os plutons Fazenda Gavião, Eficéas, Trilhado e Alvo 36	34
Table 1: Geochronological data for rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt.....	63
Table 2: SHRIMP U-Pb zircon data for the Fazenda Gavião granodiorite (sample FM-155).....	68
Table 3: Sm-Nd isotopic composition of the Fazenda Gavião granodiorite and related rocks.....	69
Table 4: Major and trace composition of the Fazenda Gavião granodiorite and mafic dykes.....	71
Table 5: Geochronological and Nd isotopic data for metabasalt and plutonic rocks of the Rio Itapicuru greenstone belt.....	79

Resumo

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru é uma seqüência vulcano-sedimentar paleoproterozóica cortada por uma série de corpos plutônicos com idades entre 2160-2070 Ma. O Granodiorito Fazenda Gavião (GFG) é um corpo intrusivo em metabasaltos da porção ocidental do *greenstone*, próximo ao contato com o embasamento arqueano. Este pluton tem textura fanerítica média e hornblenda como mineral máfico dominante. Uma característica de campo é a presença de enclaves máficos magmáticos e diques máficos sin-magmáticos com evidências da mistura física de magmas (*magma mingling*). A análise geoquímica classifica o Granodiorito Fazenda Gavião como uma rocha intermediária ($\text{SiO}_2 \sim 63 \text{ wt\%}$), com composição de granodiorito a quartzo-monzodiorito, da série cálcio-alcalina de médio a alto-K, metaluminoso, espectro Terras Raras fracionado (razão $(\text{La}/\text{Yb})_N = 22.81$), alto Sr (900-800 ppm), alto Ba (1000-1500 ppm), e alta razão Sr/Y. Comparando com a geoquímica de outros plutons da área, o GFG apresenta assinatura dos elementos traço similar aos plutons alcalinos, sugerindo uma provável “consangüinidade” magmática entre estes plutons. A característica geoquímica dos diques máficos (appinitos) associados ao GFG é similar ao granodiorito em questão, porém com uma maior abundância em Ba, Sr, MgO, Ni, Cr, K_2O , e Terras Raras leves, sugerindo que estes diques são originados da fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida. O GFG apresenta semelhanças com rochas adakíticas e plutons TTGs, mas diferente destas rochas, apresenta maior conteúdo em K_2O . É possível que o GFG foi originado pela fusão parcial de crosta máfica (crosta inferior?) (com granada e sem plagioclásio no resíduo) em função do acúmulo de magma máfico na base desta crosta (*underplating of mafic magmas*). O magma félsico gerado, provavelmente se misturou com uma pequena porcentagem do magma máfico, como é sugerido pelas feições de *magma mingling* observadas em campo. O GFG com idade de $2106 \pm 6 \text{ Ma}$ (U-Pb SHRIMP em zircões) é mais jovem do que o magmatismo TTG/cálcio-alcalino (2163-2127 Ma) e é contemporâneo ao magmatismo potássico-ultrapotássico (ca. 2110-2105 Ma) presente no contato embasamento-*greenstone*. O modelo de evolução geológica desenvolvido nesta dissertação sugere que os plutons ricos-em-K do *greenstone belt* do Rio Itapicuru são o registro da colisão de um arco oceânico com uma margem continental em ~2110-2105 Ma, precedendo outro evento colisional com retrabalhamento crustal em ~2080-2070 Ma.

Abstract

The Rio Itapicuru greenstone belt is a gold-bearing Palaeoproterozoic volcanic-sedimentary sequence intruded by several granitic plutons in the time interval 2160-2070 Ma. The Fazenda Gavião granodiorite (FGG) is one of a set of plutons emplaced along the western boundary of the greenstone belt with the Archaean basement complex. The FGG is largely composed of a homogeneous coarse-grained hornblende granodiorite, occasionally crosscut by appinitic mafic dykes. Minor mafic enclaves and amphibolite xenoliths are common close to the contact with the host metabasalts. The FGG is a metaluminous medium-K to high-K calc-alkaline body with relatively constant silica abundances ($\text{SiO}_2 \sim 63\text{-}66$ wt %). It shows fractionated REE patterns ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 22$), high Sr (900-800 ppm), high Ba (1000-1500 ppm), and high Sr/Y ratios. Comparing with the geochemistry of other plutons of the area, the trace elements signature of the FGG suggests a probable magmatic consanguinity between this pluton and the alkaline plutons of the area. Similar geochemical characteristics of the FGG are observed in the associated appinitic dykes, which show relatively higher abundances of Ba, Sr, MgO, Ni, Cr, K_2O , and the light rare earth elements, suggesting they derived from partial melts of an enriched mantle source. The FGG shares several geochemical characteristics with adakites and TTG plutons, but unlike these series it shows relatively higher K_2O abundance. It is suggested here that the FGG originated from partial melts of the mafic lower crust (with garnet and no plagioclase in the residue) possibly triggered by underplating of mantle-derived, enriched mafic magmas, of which the appinitic mafic dykes may be a representative remnant. The granitic melt mixed with minor amounts of the appinitic magma, as suggest by magma mingling. The 2106 ± 6 Ma-old (U-Pb SHRIMP in zircons) FGG is younger in age than the early (2163-2127 Ma) TTG/calc-alkaline arc plutons of the greenstone, and is close-related in time to the young potassic-ultrapotassic plutons (ca. 2110-2105 Ma) emplaced along the basement-greenstone boundary. We suggest that the K-rich plutons in the Rio Itapicuru greenstone belt are the records of island arc-continent collision at $\sim 2110\text{-}2105$ Ma, preceding major continental rework and collision at $\sim 2080\text{-}2070$ Ma.

Capítulo 1 - Introdução

1.1. Apresentação

O objetivo desta dissertação é de contribuir para o entendimento da evolução geológica do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, antes da fase de colisão continental que resultou em sua configuração atual.

Para cumprir o objetivo geral esta dissertação apresenta a caracterização geológica de um corpo granodiorítico (denominado neste trabalho de Granodiorito Fazenda Gavião) e a inserção deste corpo na discussão da literatura atual sobre a granitogênese da área.

Através dos métodos da geoquímica convencional, isótopos de Nd e da geocronologia (U-Pb SHRIMP) obtidos para o Granodiorito Fazenda Gavião, e junto com informações da literatura de outros corpos plutônicos na área, é apresentado nesta dissertação um modelo de evolução geológica para o *greenstone belt* do Rio Itapicuru, com base na granitogênese associada a este terreno paleoproterozóico.

1.2. Localização da área

A área localiza-se na região da cidade de Santa Luz e Queimadas (Figura 1.1), no nordeste do estado da Bahia, e o acesso, a partir de Salvador é feito pela BR-324 para a cidade de Feira de Santana e, pela BR-116 até a cidade de Serrinha, Depois disso segue-se pela rodovia BR-120 até Santa Luz. A região é servida pela Estrada de Ferro Leste Brasileiro que liga a cidade de Juazeiro a Salvador.

A etapa de campo no Granodiorito Fazenda Gavião e outros plutons da porção oeste do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, foi concentrada entre a cidade de Santa Luz e Queimadas.

1.3. Organização da dissertação

Após este capítulo introdutório, o **capítulo 2** apresenta a geologia regional da área, com enfoque no Craton do São Francisco, seu cinturão paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá, e uma revisão bibliográfica sobre o *greenstone belt* do Rio Itapicuru e a granitogênese associada.

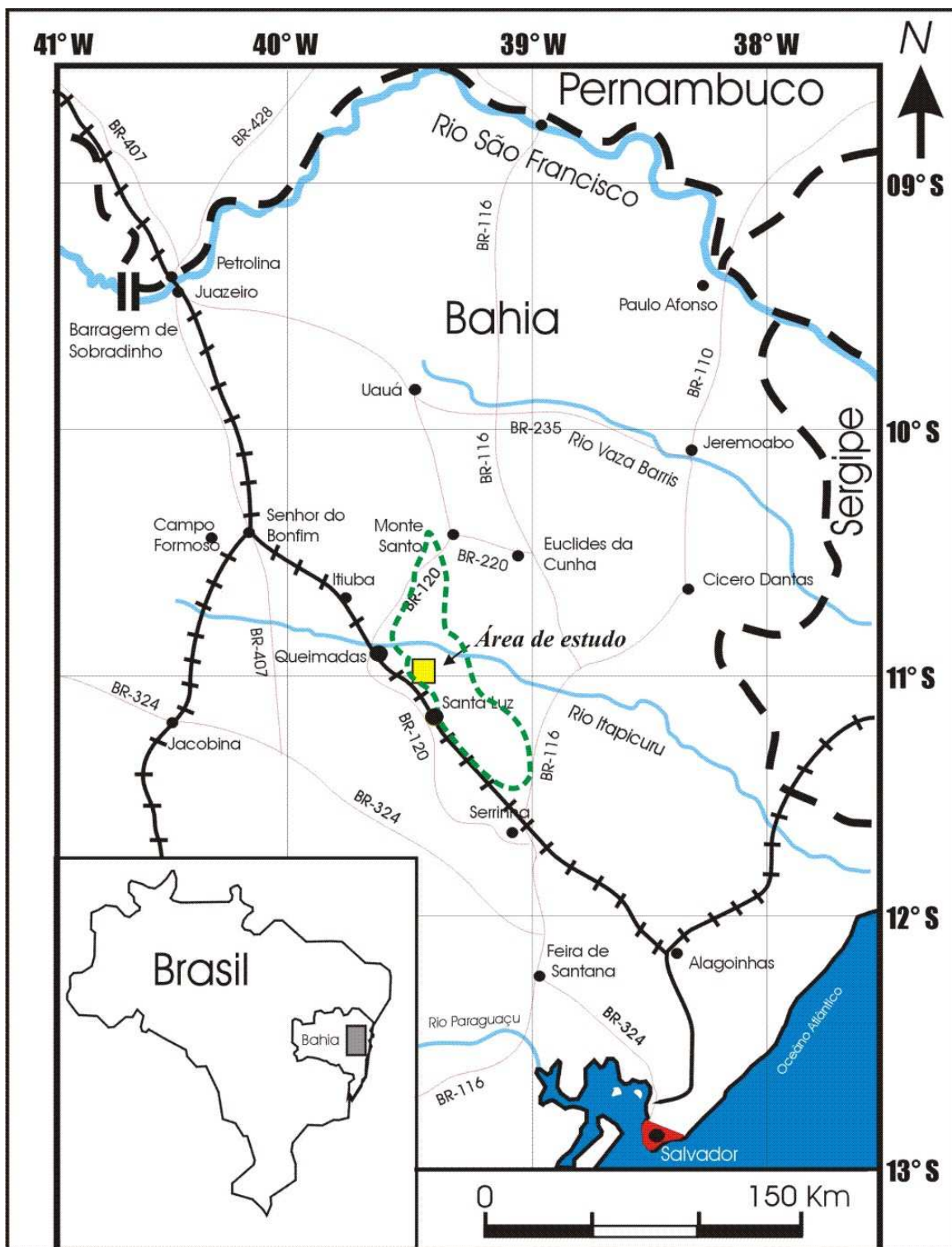


Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo (quadrado amarelo). Contorno em linha verde corresponde à área aproximada da seqüência vulcano-sedimentar do *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

O **capítulo 3** apresenta a descrição de campo e petrográfica para o Granodiorito Fazenda Gavião, e algumas observações para outros corpos plutônicos da área. Após a apresentação das informações de campo é apresentada uma classificação geoquímica para estes corpos plutônicos em questão.

O **capítulo 4** foi escrito na forma de artigo, e recentemente submetido para a revista *Precambrian Research*. Neste artigo são apresentados os dados de geoquímica, geocronologia U-Pb (SHRIMP) e isótopos de Nd para o Granodiorito Fazenda Gavião.

Junto com informações presentes na literatura sobre a granitogênese da área, apresenta-se aqui uma discussão sobre um modelo de evolução geológica para o *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

Capítulo 2 - Geologia regional

2.1. Craton do São Francisco

O Craton do São Francisco fica delimitado pelas faixas neoproterozóicas Brasília, a sul e oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana a norte e Araçuaí a sudeste (Almeida, 1977; 1981) (Figura 2.1). O interior do craton é em sua maior parte coberto por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas. Em duas áreas o embasamento está exposto no extremo sul (Cinturão Mineiro) e a leste do craton o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 2.1). As áreas de cobertura compreendem três grandes unidades morfotectônicas, a Bacia do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim e uma grande parte do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

As feições tectônicas do embasamento do craton permitem a discriminação de um orógeno paleoproterozóico (rhyaciano/orosiriano, transamazônico) e o seu antepaís. Este orógeno paleoproterozóico está presente de forma apenas fragmentária no interior do craton (Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá) e no extremo sul do craton (Quadrilátero Ferrífero) (Figura 2.1).

Segundo Almeida (1977), o substrato do Craton do São Francisco adquiriu estabilidade ao final da orogênese transamazônica. Face aos dados hoje disponíveis, pode-se assumir que o embasamento do craton é constituído por rochas e feições tectônicas mais velhas que 1,8 Ga. Almeida (1981) supõe que o Craton do São Francisco teve um “ancestral” por ele denominado de Craton do Paramirim. Estabilizado após o Evento Jequié (2,9 – 2,7 Ga), o Craton do Paramirim teria suas margens retrabalhadas durante o Evento Transamazônico e, em parte, novamente no Evento Brasileiro. O que restara do Craton do Paramirim e das adições que adquirira no Evento Transamazônico, após a ação do Evento Brasileiro, viria a ser o Craton do São Francisco.

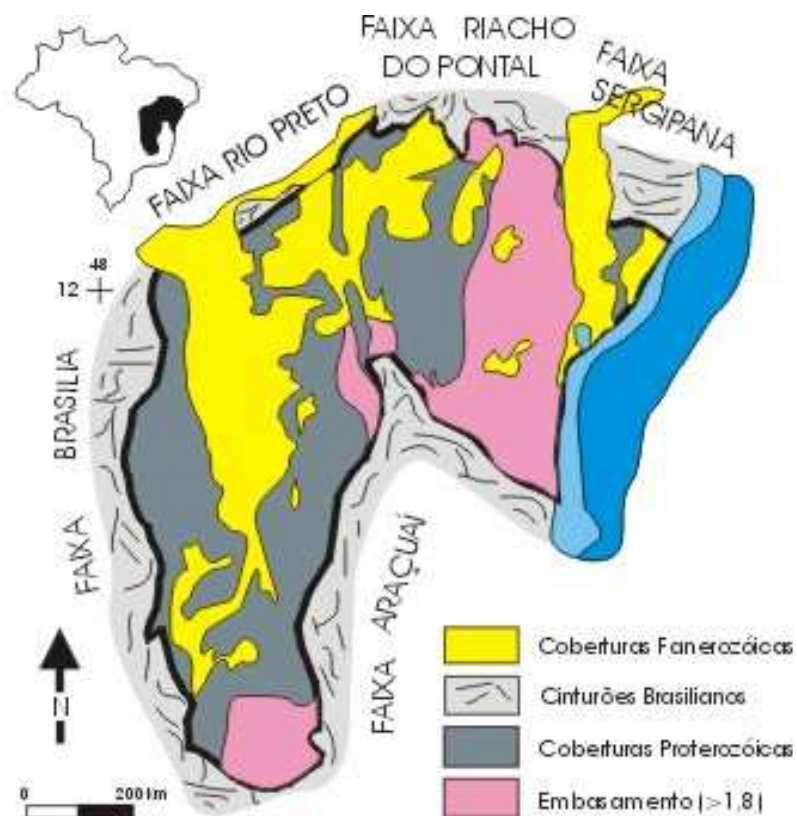


Figura 2.1: Mapa geológico do Craton do São Francisco (modificado de Alkmim et al., 1993).

2.2. Orógeno Paleoproterozóico Itabuna-Salvador-Curaçá.

O fragmento do orógeno paleoproterozóico preservado na porção norte do Craton envolve quatro componentes litotectônicos maiores: os blocos do Gavião, Jequié e Serrinha, bem como o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2004) (Figura 2.2). Todos estes componentes possuem idades arqueanas, porém distintas, como também são a sua constituição e ambiência genética.

Segundo Barbosa & Sabaté (2004), *o Bloco Gavião* compreende o núcleo arqueano “íntegro” do craton e sua borda retrabalhada, engloba as rochas mais antigas do craton, que são TTG’s com idades U-Pb SHRIMP compreendidas entre 3,4 e 3,2 Ga. A estas se somam duas gerações de granitóides de 3,2-3,1 e 2,8-2,7 Ga. As unidades supracrustais são seqüências *greenstone belt* de 3,3 Ga (dentre elas, a de Contendas Mirante), 3,2 Ga e 3,0-2,8 Ga. Todas essas rochas foram metamorfasadas na fácies anfibolito e deformadas entre

2,8 e 2,7 Ga. Como unidade supracrustal paleoproterozóica tem-se o Grupo Jacobina, interpretado por Ledru et al. (1994) como preenchimento de bacia flexural de antepaís.

O Bloco Jequié tem como formadores principais migmatitos de 3,0-2,9 Ga e granitóides de 2,8-2,7 Ga. Rochas metassedimentares e vulcânicas básicas preencheram riftes sobre eles instalados. O Bloco Jequié experimentou intensa deformação e metamorfismo nas condições da fácies granulito em 2,1Ga.

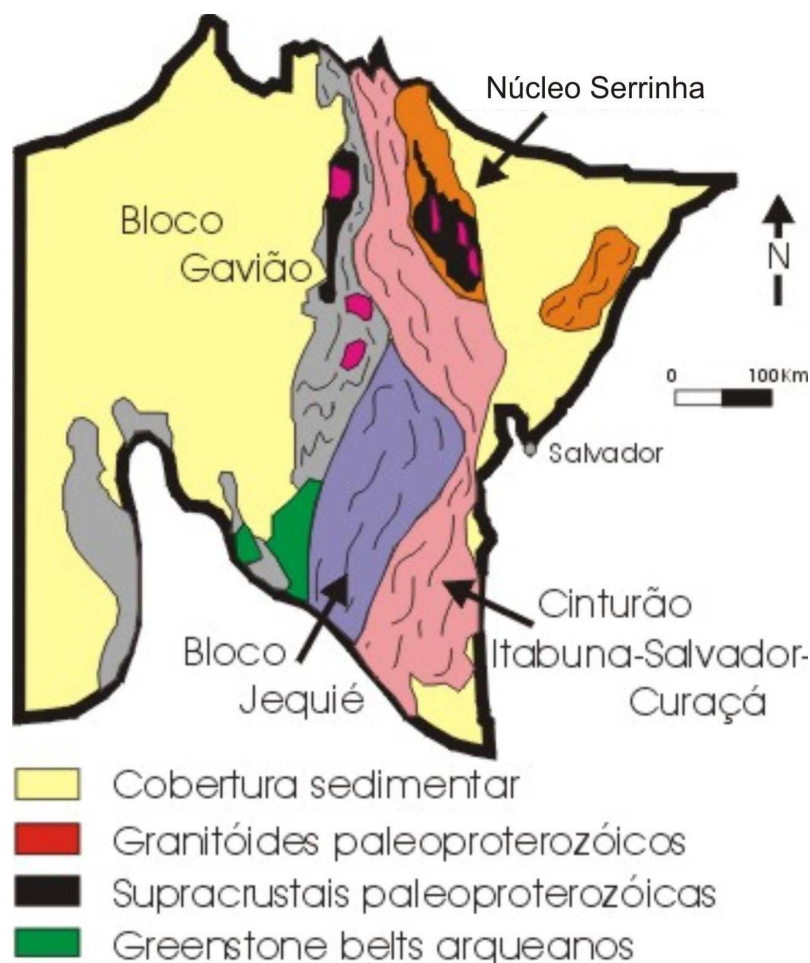


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico exposto na porção norte do Craton do São Francisco. O Núcleo Arqueano Serrinha e o Bloco Jequié (provavelmente microcontinentes), juntamente com o cinturão Itabuna-Salvador-Curaça (arco magmático) foram amalgamados ao bloco arqueano maior do Gavião durante o Evento Transamazônico (elaborado com base em Barbosa & Sabaté, 2002).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá tem como constituintes dominantes tonalitos, trondhjemitos e rochas metassedimentares. Segundo Figueiredo (1989) sua origem é um arco magmático desenvolvido na transição do Neoarqueano para o Paleoproterozóico (~2,6 Ga). Estão também presentes no cinturão rochas shoshoníticas de 2,4 Ga, além de tonalitos e trondhjemitos sin-colisionais de 2,1 Ga. Durante a convergência paleoproterozóica, todos os constituintes foram deformados e metamorfisados na fácies granulito.

Ao que tudo indica os blocos Jequié, Serrinha e o orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá constituem terrenos participantes de uma história acrescionária do orógeno paleoproterozóico e assim os interpretam Barbosa & Sabaté (2004). De acordo com Figueiredo (1989), Teixeira & Figueiredo (1991), Ledru et al. (1994; 1997); Teixeira et al. (2000), Barbosa & Sabaté (2004), o orógeno em questão foi edificado por volta de 2,0 Ga, a partir de uma convergência entre duas massas continentais representadas pelos blocos do Gavião e do Gabão, este último hoje parte do Craton do Congo. Essa colisão teve caráter oblíquo e está registrada por empurrões e dobras vergentes para W-NW, às quais se superpõem estruturas de um regime transpressional sinistral (Ledru et al., 1997; Barbosa & Sabaté, 2004).

2.3. Núcleo Serrinha

O Bloco Serrinha (Barbosa & Sabaté, 2004), também denominando anteriormente de Núcleo Serrinha (Mascarenhas et al., 1979) ocorre na porção nordeste do craton do São Francisco em contato com a Faixa de dobramentos Sergipana e com a bacia do Tucano a leste, e a oeste com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 2.2). O termo núcleo é mais apropriado para unidade geotectônica de Serrinha, uma vez que o termo bloco geralmente é associado a unidades limitadas por zonas de cisalhamento.

O Núcleo Serrinha corresponde a um segmento de crosta arqueana granito-*greenstone*, constituído pelo Bloco Uauá e pelo Complexo Santa Luz, que serviram de embasamento aos *greenstones belts* paleoproterozóicos do Rio Itapicuru e do Rio Capim, cuja consolidação se deu ao final do ciclo Transamazônico, em *ca.* 2,0 Ga. Associadas a este evento, ocorreram intrusões de granitóides sintectônicos relacionadas ao *greenstone belt* do Rio Itapicuru, e vários corpos de granitóides tardi a pós-tectônicos alojados em rochas do Complexo Santa Luz e do Bloco Uauá (e.g., Oliveira et al., 2004).

2.4. *Greenstone belt* do Rio Itapicuru

O *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI) é uma seqüência vulcano-sedimentar paleoproterozóica, localizada no Núcleo Serrinha, porção NE do Craton do São Francisco (Figura 2.3). O terreno granito-*greenstone belt* do Rio Itapicuru é uma região bem estudada do Pré-cambriano do Nordeste brasileiro, devido à ocorrência de mineralizações auríferas (e.g. Silva et al., 2001). A seqüência vulcano-sedimentar do GBRI é dividida da base para o topo em três unidades litoestratigráficas (Kishida & Riccio, 1980); (i) unidade vulcânica máfica, (ii) unidade vulcânica félsica e (iii) unidade sedimentar vulcano-clástica (Figura 2.3). Estas unidades foram seccionadas por uma série de granitos, tonalitos, e granodioritos com idades concentradas em aproximadamente 2163-2155 Ma, 2127-2130 Ma, 2100-2110 Ma e 2080-2070 Ma (e.g., Rios, 2003; Oliveira et al., 2004).

Do ponto de vista estrutural, o GBRI apresenta orientação preferencial N-S nas porções setentrional e central, e E-W na porção meridional. Segundo Alves da Silva (1994), a deformação no GBRI é resultado de dois principais eventos estruturais (D_1 e D_2), ambos ocorrendo sob condições metamórficas de *facies* xisto-verde/anfibolito. O evento D_1 está preservado na porção sul do GBRI e é caracterizado por foliação de baixo ângulo com vergência para NW. O evento D_2 é mais intensamente marcado na região, e é de natureza transcorrente, caracterizado por cisalhamento dúctil sinistral ao longo de zonas de cisalhamento verticais de direção aproximadamente N-S (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997).

Para Silva (1992), os basaltos do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru, com idade de 2.209 ± 60 Ma (isócrona Pb-Pb em rocha total, Silva et al. 2001), originaram-se em bacias semelhantes àquelas de retro-arco modernas, enquanto Alves da Silva (1994) defende um contexto de rifte continental. Donatti Filho & Oliveira (2007) relatam que os basaltos do *Greenstone belt* do Rio Itapicuru apresentam assinatura de elementos traço semelhante a basaltos de transição continente-oceano e segundo Oliveira et al. (2007) os basaltos evoluíram a partir de um rifte continental do tipo pobre em magmatismo.

Carvalho & Oliveira (2003) e Oliveira et al. (2004) interpretam o terreno granito-*greenstone* do Rio Itapicuru como provavelmente o resultado final da acreção de basaltos oceânicos e de um arco insular a um microcontinente durante a colisão entre blocos continentais em torno de 2100 Ma.

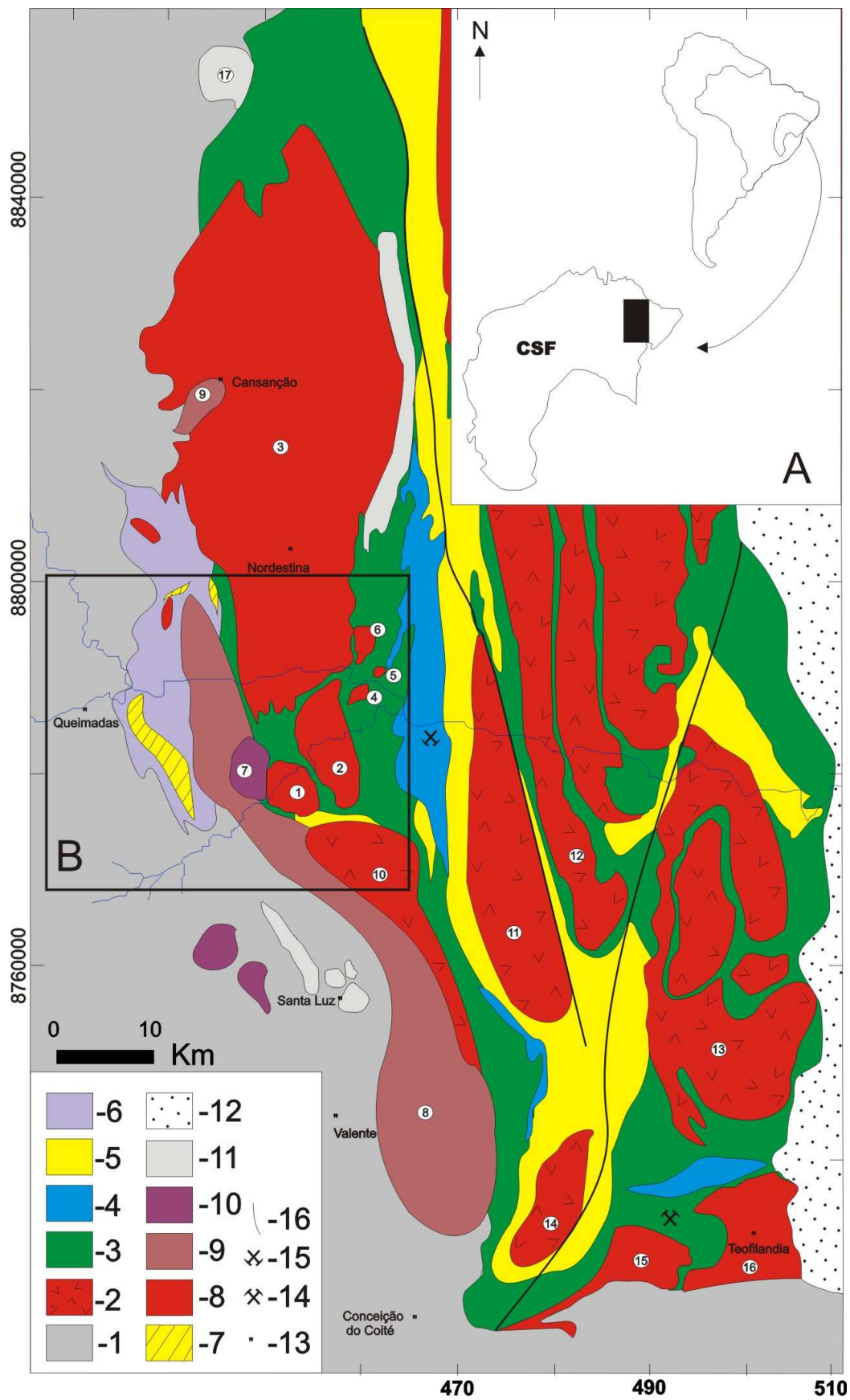


Figura 2.3: Mapa Geológico do *greenstone Belt* do Rio Itapicuru (modificado de Pimentel & Silva, 2003): (A) Localização da figura no Craton do São Francisco (CSF); (B) Localização da Figura 3.1; Legenda; 1- Embasamento Arqueano gnáissico-migmatítico; 2- Domos granito-gnaíssicos; 3- Unidade metavulcânica máfica; 4- Unidade metavulcânica félsica; 5- Unidade metassedimentar; 6- Formação Xisto do Monteiro (mapeada neste trabalho como xistos e quartzitos injetados por folhas graníticas); 7- Biotita-gnaiss e quartzitos; 8- Granitóides cálcio-alcálicos e TTG; 9- Granitóides Alcalinos; 10- Sienitos; 11- Magmatismo alcalino pós-colisional “Tipo Morro do Lopes”; 12- Sedimentos mesozóicos da bacia do Tucano; 13- Cidades; 14- Mineração de ouro em atividade, Faz. Brasileiro; 15- Área em exploração para ouro Faz. Maria Preta; 16- zona de cisalhamento; Legenda para os granitóides: 1- **Granodiorito Fazenda Gavião**; 2- Granitóide Eficás; 3- Batólito trondhjemítico Nordestina; 4- Granodiorito Trilhado; 5- Tonalito Alvo 36; 6- Granito Boa Vista; 7- Sienito Morro do Afonso; 8- Tonalito Itareru; 9- Monzonito Cansação; 10- Granodiorito Lagoa do Boi; 11- Domo do Ambrósio; 12- Domo de Pedra Alta; 13- Domo de Araci; 14- Domo de Salgadália; 15- Granitóide Barrocas; 16- Granitóide Teofilândia; 17- Maciço Pedra Vermelha.

2.5. Granitogênese no *greenstone belt* do Rio Itapicuru

O estudo dos corpos plutônicos no *greenstone belt* do Rio Itapicuru e no seu embasamento é essencial para o entendimento geológico do *greenstone*, e vem sendo documentado por diversos autores (e.g., Chauvet et al., 1997; Lacerda, 2000; Barrueto, 2002; Rios, 2002; Rios et al., 2003; Carvalho and Oliveira, 2003; Cruz Filho et al., 2005; Oliveira et al., 2004; Nascimento et al., 2004; Mello et al., 2006; Rios et al., 2007).

Matos & Conceição (1993) foram os primeiros a apresentar uma classificação subdividindo os corpos plutônicos do núcleo Serrinha em cinco principais litotipos (G1 a G5) de acordo com diferenças geoquímicas, texturais e estruturais. Estas terminologias também foram adotadas por Rios et al. (1998) e Rios et al. (2000).

Através de dados geoquímicos e geocronológicos Rios et al. (2003) fazem uma revisão nas classificações anteriores e propõem a distinção de dois grandes grupos de corpos plutônicos: granitóides arqueanos (incluindo o embasamento gnaiss-migmatítico) e granitóides paleoproterozóicos representados por TTGs, plutons cálcio-alcálicos, shoshonitos e corpos potássico-ultrapotássicos.

O embasamento arqueano do GBRI é representado por gnaisses-migmatíticos do Complexo Santa Luz, com paragêneses de fácies anfibolito, e idades entre 2983 Ma e 3152 Ma (e.g., Oliveira et al., 2002a,b;2004; Mello et al., 2006).

Segundo Rios (2002) o magmatismo plutônico paleoproterozóico no GBRI e no embasamento adjacente podem ser divididos em dois principais tipos: (i) magmatismo cálcio-alcálico e TTG (~2163 a 2127 Ma) e (ii) magmatismo alcalino (~ 2110 a 2070 Ma).

(i) o magmatismo cálcio-alcálico/TTG que ocorre na porção oeste do GBRI é representado pelos granitóides Eficéas, Trilhado e Nordestina (Figura 2.3) e correspondem às expressões mais antigas do magmatismo plutônico no *greenstone* (2163 -2155 Ma) (e.g., Rios 2002, Mello et al., 2006; Cruz Filho et al., 2005). Na porção sul do *greenstone*, o magmatismo cálcio-alcálico/TTG apresenta idades mais jovens, e é representado pelas intrusões de Teofilândia e Barrocas (Barrueto, 2002), com idades de 2130 ± 7 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) (Mello et al., 2006) e 2127 ± 5 Ma (Pb-Pb evaporação em zircões) (Chauvet et al., 1997) respectivamente.

Para Cruz Filho et al. (2005) o Batólito Nordestina apresenta idade aproximada de $2155 + 9$ Ma (Pb-Pb evaporação em zircões) e é caracterizado por magmatismo trondhjemitico gerado por fusão parcial de crosta máfica. A partir das características isotópicas, como valores positivos de épsilon Nd(t) e idade TDM em torno de 2200 Ma, Cruz Filho et al. (2005) propõem que as rochas vulcânicas básicas toleíticas do GBRI, formadas em 2209 ± 60 Ma (isócrona Pb-Pb em rocha total) (Silva et al., 2001), sejam a provável fonte de magma deste pluton.

Barrueto (2002) encontra situação semelhante ao Batólito Nordestina na porção sul do *greenstone*, onde as intrusões graníticas compostas de Teofilândia e Barrocas (Figura 2.3) apresentam dados isotópicos e modelagem geoquímica de elementos traços que sustentam a origem destes granitóides a partir da fusão parcial de fonte anfibolítica em ambiente de arco oceânico.

Contemporâneo a este magmatismo trondhjemitico ocorre também o Granitóide Eficéas (Figura 2.3), com afinidade cálcio-alcálica, e idade de $2163 + 5$ Ma (U-Pb diluição isotópica em zircões) épsilon Nd_t = +1,64 e idade modelo TDM = 2330 Ma (Rios, 2002).

Rios et al. (2003) sugerem que este evento magmático cálcio-alcálico/TTG do *greenstone Belt* do Rio Itapicuru, que apresenta intervalo de aproximadamente 30 Ma (~2163 a 2127 Ma), pode estar relacionado com o fechamento da bacia vulcano-sedimentar do GBRI, e representar os equivalentes plutônicos da unidade vulcânica félsica de 2170 ± 60 Ma (isócrona Pb-Pb em rocha total) (Silva et al., 2001).

(ii) O magmatismo alcalino que ocorre no embasamento e no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, é composto por corpos sieníticos potássico-ultrapotássicos e corpos shoshoníticos, que reúnem maciços monzoníticos e K-graníticos (Rios, 2002). Segundo Rios et al. (2003) este evento magmático apresenta intervalo de aproximadamente 25 Ma, entre 2105 -2070 Ma, e é reconhecido por corpos sieníticos (e.g., Morro do Afonso, Morro das Agulhas-Bananas e Serra do Pintado), maciços de afinidade shoshonítica (e.g., Euclides, Araras, Cansanção e Itareru) e por granitos-potássicos, sem deformação, denominados de tipo Morro do Lopes (Figura 2.3).

O Tonalito Itareru é um granitóide expressivo na margem oeste da seqüência vulcano-sedimentar (Figura 2.3), apresenta idade aproximada de 2109 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) (Carvalho & Oliveira, 2003), e é caracterizado por uma intrusão sin-tectônica na forma de “folha”, que marca o contato oeste, entre o embasamento arqueano e o terreno paleoproterozóico do *greenstone* do Rio Itapicuru (Carvalho & Oliveira, 2003).

Contemporâneo ao Tonalito Itareru ocorre a intrusão do Sienito Morro do Afonso (Figura 2.3), magmatismo ultra-potássico de 2111 ± 10 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) interpretado como magmatismo pós-colisional no bloco Serrinha, e provavelmente gerado por fusão parcial do manto litosférico, previamente enriquecido por processos de subducção (Rios et al., 2007).

O maciço Cansanção, com idade de 2105 ± 3 Ma (Pb-Pb evaporação em zircões) (Rios, 2002), é intrusivo na borda oeste do Batólito Nordestina (Figura 2.3) e constituído de rochas monzoníticas a monzodioríticas com afinidades shoshonítica (Rios, 2002). Segundo Nascimento (1996) o maciço Cansanção é caracterizado por mistura de magmas mantélicos e crustais em sua formação.

Para Lacerda (2000) o domo do Ambrósio (Figure 2.3) é uma intrusão paleoproterozóica gerada por fusão parcial do embasamento, na mudança de tectônica obliqua para tectônica transcorrente. Mello et al. (2006) apresentam idade de cristalização em 2080 ± 2 Ma (U-Pb SHRIMP em xenotima) para o domo do Ambrósio, e a grande quantidade de zircões herdados encontrados, sugere que o embasamento arqueano do GBRI apresente idades entre (2937 ± 16) , (3111 ± 13) e (3162 ± 13) Ma.

No embasamento a oeste do GBRI, principalmente na parte sudoeste, existe um volume expressivo de granitos denominados de Morro do Lopes (Figura 2.3). Estes granitos

não apresentam deformação e cortam todos os tipos de rochas do embasamento, apresentam natureza alcalino-potássica, e idades variando no intervalo de 2070 a 2080 Ma (Rios, 2002). Estes corpos são interpretados como pós-colisionais e representam as últimas expressões magmáticas paleoproterozóicas no Núcleo Serrinha (Peixoto, 2000; Rios, 2002). Segundo alguns autores, o magmatismo tipo Morro do Lopes também se estende a porções mais ao norte (maciço Pedra Vermelha; Rios et al., 2005) e também dentro da sequência vulcano-sedimentar do GBRI (maciço Maravilha; Rios, 2002) (Figura 2.3).

Capítulo 3 - Granodiorito Fazenda Gavião e outros corpos plutônicos da porção oeste do *greenstone belt* do Rio Itapicuru: observações de campo e caracterização geoquímica

3.1. Apresentação do capítulo

Este capítulo apresenta as observações de campo realizadas no Granodiorito Fazenda Gavião e uma breve apresentação de outros corpos plutônicos da área. Em seguida é apresentada uma classificação geoquímica para estes plutons, utilizando-se de análises químicas obtidas neste trabalho e também de análises extraídas da literatura.

3.2. Granodiorito Fazenda Gavião

O Granodiorito Fazenda Gavião foi mapeado neste trabalho e tem seu nome em função de grande parte de sua ocorrência estar na área da Fazenda Gavião, município de Santa Luz, Bahia.

O Granodiorito Fazenda Gavião é um corpo intrusivo na porção oeste do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, tem uma forma levemente elíptica (corte em superfície), com uma área de 30 km², com eixo maior (5 x 6 km) na direção NW-SE (Figura 2.3 e 3.1). Este corpo apresenta granulação média, textura ígnea fanerítica equigranular, coloração cinza, com uma mineralogia composta de quartzo, feldspato, biotita e anfibólio.

Em lâmina delgada observa-se uma composição granodiorítica com quartzo (25 a 30 %), K-feldspato (microclínio) (20 a 25%), plagioclásio (20 a 25%), hornblenda (10 a 15 %), biotita (5 a 10 %) e acessórios (titanita, apatita, epidotos, opacos e zircão) (5%). O Granodiorito Fazenda Gavião apresenta hornblenda alterada para biotita (Figura 3.2 A), e tem como característica a abundante presença de plagioclásios zonados (Figura 3.2 B) e de zircões zonados (Figura 3.2 C e D). O zircão (silicato de zircônio - ZrSiO₄) tem elementos radioativos (ex: U e Th) responsáveis pela formação de um halo pleocróico de alteração quando incluso em biotita (Figuras 3.2 C e D). Outra feição petrográfica observada é a formação de mirmequitas localizadas nas bordas dos feldspatos alcalinos. Esta textura representa a cristalização simultânea de quartzo e K-feldspato (Figura 3.2 E).

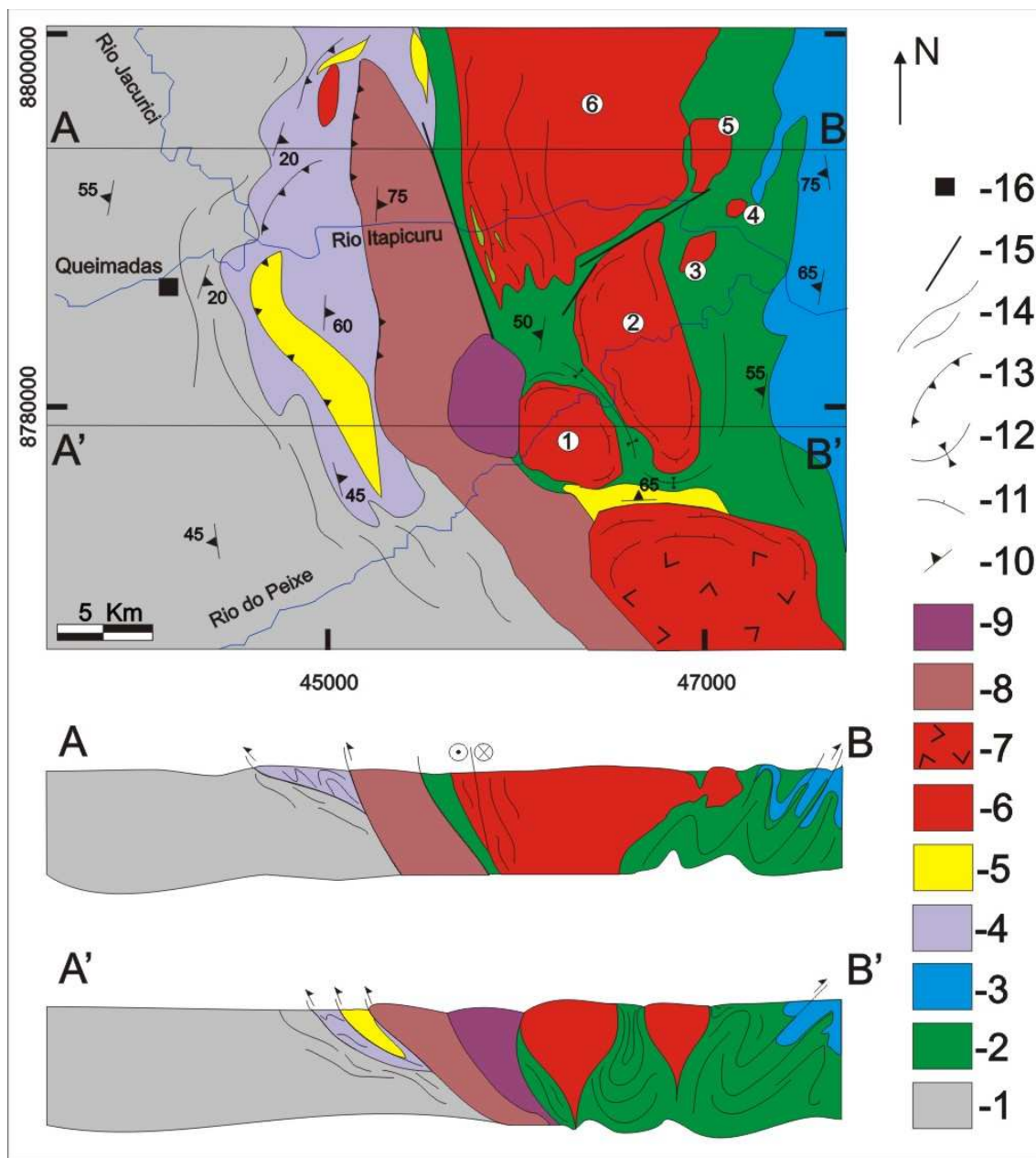


Figura 3.1: Mapa geológico e perfil simplificado da área de estudo; (localização na área (B) da Figura 2.3); Legenda; 1- Embasamento Arqueano gnáissico-migmatítico; 2- Unidade metavulcânica máfica; 3- Unidade metavulcânica félsica; 4- Formação Xisto do Monteiro (mapeada neste trabalho como xistos e quartzitos injetado por folhas graníticas); 5- Unidade de metapsamitos (quartzitos e paragneisses); 6- Granitóides cálcio-alcalinos e TTG; 7- Domos granito-gnáissico Lagoa do Boi; 8- Tonalito Itareru; 9- Sienito Morro do Afonso; 10- Foliação medida; 11- Foliação sin-magmática; 12- Sinforme; 13- Falhas de empurrão; 14- Foliação inferida; 15- Falha Transcorrente; 16- Cidade; *Legenda para os granitóides: 1- Granodiorito Fazenda Gavião; 2- Granitóide Eficéas; 3- Granodiorito Trilhado; 4- Tonalito Alvo 36; 5- Granito Boa Vista; 6- Batólito trondhjémítico Nordestina.*

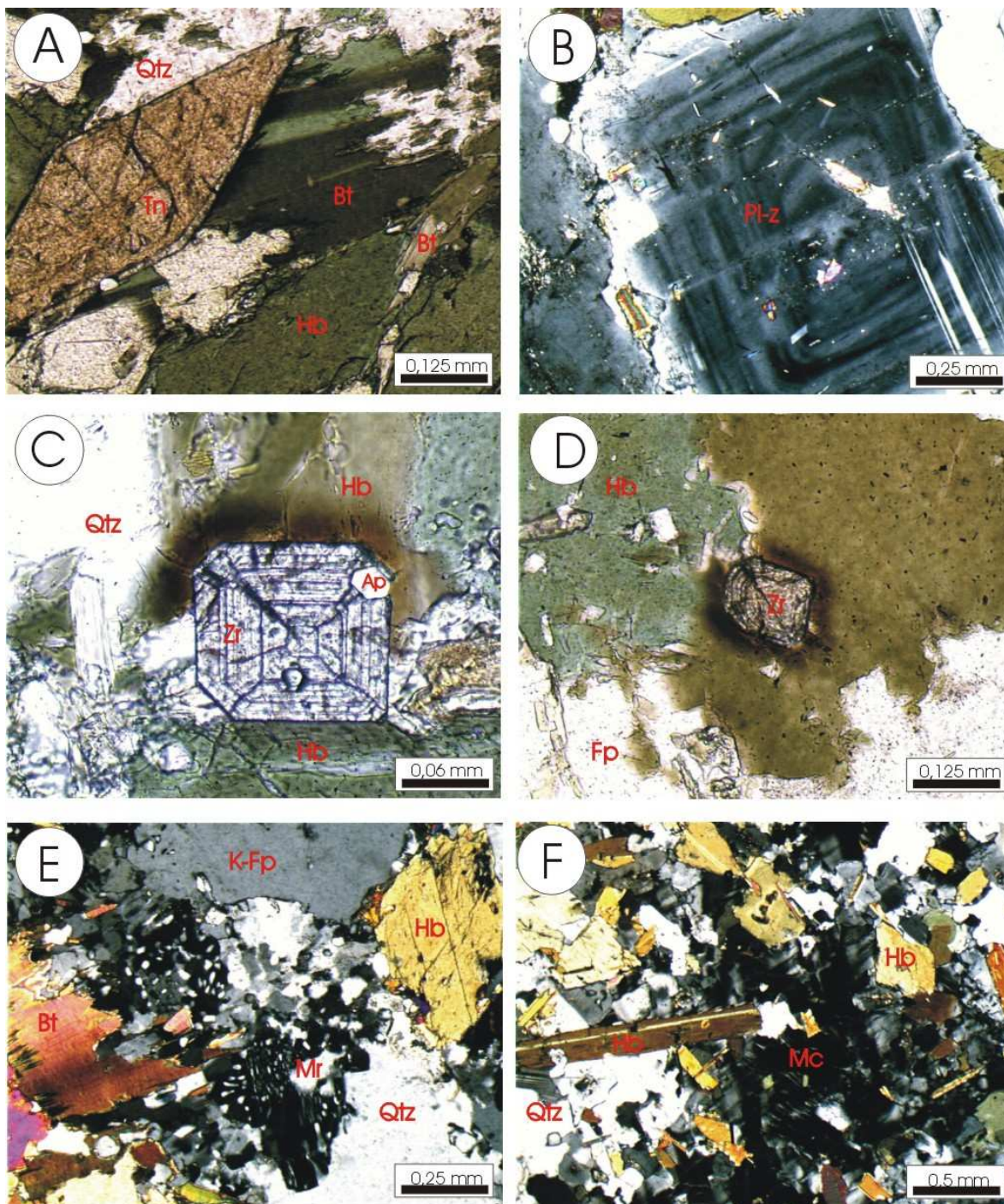


Figura 3.2: Fotos de Lâminas delgadas: (A) ppl, titanita (Tn) (mineral acessório) junto com hornblenda (Hb) e biotita (Bt); (B) xpl, plagioclásio zonado (Pl-z); (C) ppl, secção basal de zircão (Zr), apresentando halo pleocróico de alteração na hornblenda, (Ap = apatita); (D) ppl, zircão com halo pleocróico em biotita; (E) xpl, textura mirmequítica (Mr) e (F) xpl, enclave porfirítico (fenocristal de microclinio (Mc)) rico em hornblenda. (xpl = nicóis cruzados; ppl = descruzados).

Este corpo apresenta uma série de enclaves máficos magmáticos, ricos em hornblenda e K-feldspatos (Figura 3.2 F). Estes enclaves apresentam mineralogia semelhante aos diques máficos sin-magmáticos encontrados neste pluton. A mineralogia destes diques e enclaves é composta basicamente de hornblenda (55 - 60 %), microclínio (25 - 30 %), plagioclásio (5 - 10 %), biotita (1 - 5 %), quartzo (1 - 5 %), e como minerais acessórios apatita e titanita (1 - 5 %) (Figura 3.3). Segundo Le Maitre et al. (1989), esta assembléia de minerais é típica de rochas lamprófiras denominadas de “vogesito”, quando a presença de anfibólio é maior que a quantidade de mica (ex: biotita e flogopita).

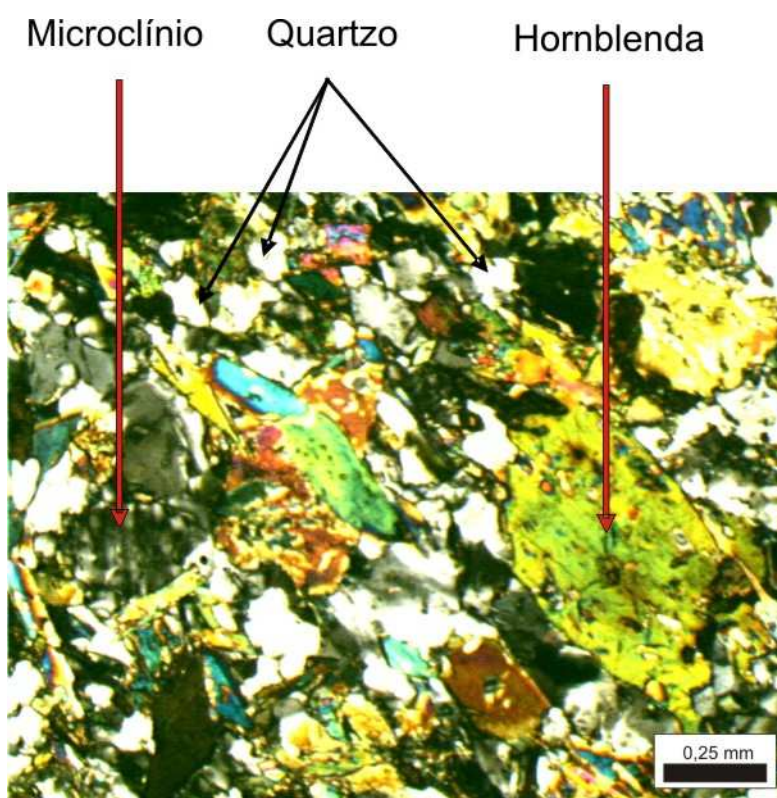


Figura 3.3: Foto da lâmina delgada do dique máfico presente no Granodiorito Fazenda Gavião (nicóis cruzados).

O Granodiorito Fazenda Gavião apresenta dois principais tipos de enclaves máficos com características distintas, sugerindo diferentes processos de formação. Os enclaves máficos classificados como anfibolitos são compostos de anfibólio, clorita e plagioclásio, são afaníticos e apresentam uma forma irregular com vértices pontiagudos (Figura 3.4 A). Estes enclaves são encontrados próximos da rocha encaixante (metabasaltos), e

provavelmente representam fragmentos da encaixante incorporados pelo magma em ascensão. Portanto são considerados xenólitos.

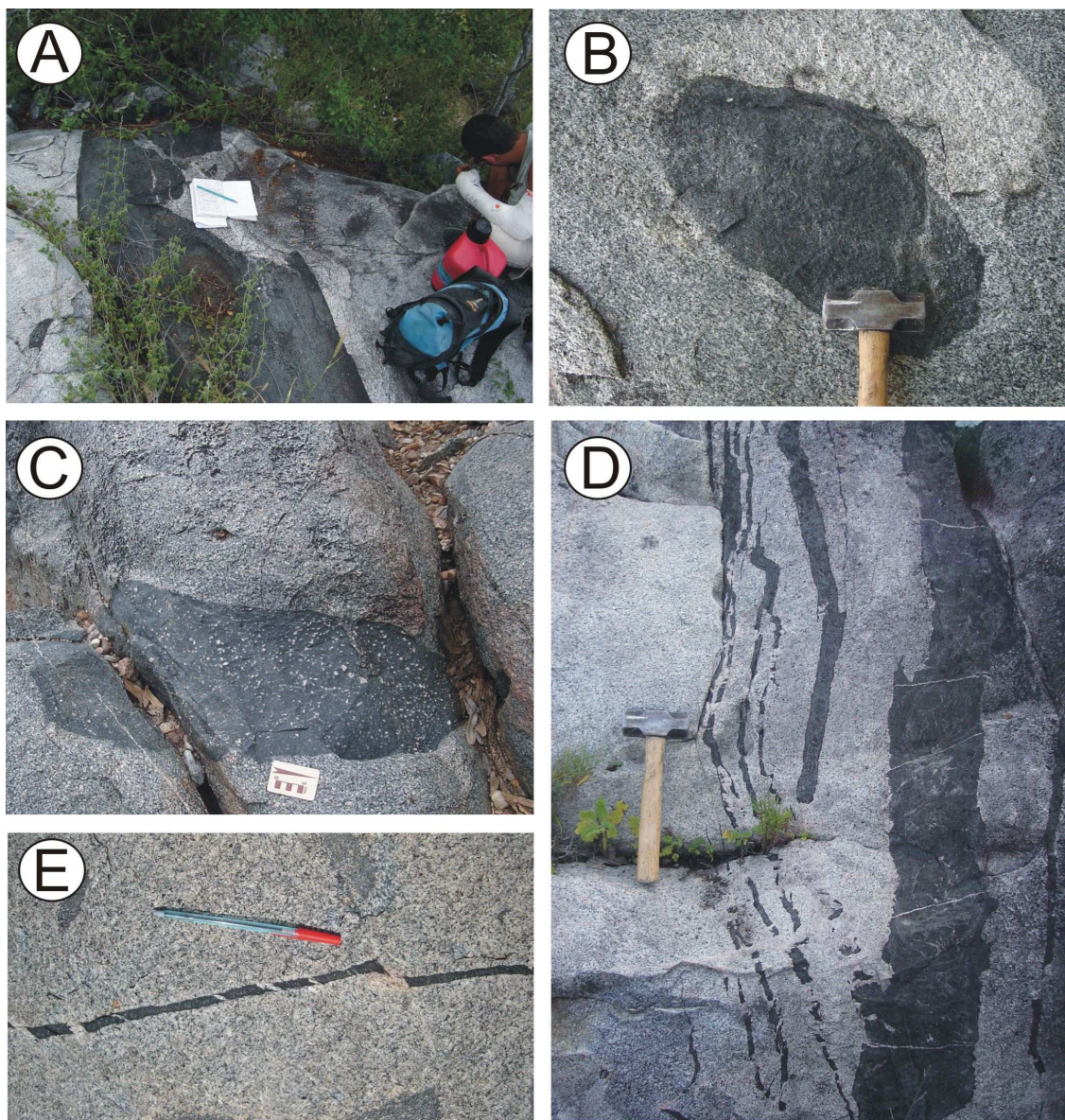


Figura 3.4: Aspecto de campo do Granodiorito Fazenda Gavião; (A) xenólito da encaixante metavulcânica máfica; (B) enclave máfico magmático; (C) enclave máfico com prováveis xenocristais de feldspato; (D) e (E) dique máfico sin-magmático.

O outro tipo de enclave no Granodiorito Fazenda Gavião é representado por enclaves máficos magmáticos centimétricos, de forma elíptica e arredondada (Figura 3.4 B), e geralmente apresenta feições sugerindo a inserção de feldspatos proveniente do

Granodiorito Fazenda Gavião (Figura 3.4 C). Estes enclaves máficos magmáticos são evidências de um fenômeno de mistura física de magmas conhecido como “*magma mingling*”. (e.g., Barbarin & Didier, 1992; Picher, 1993; Barbarin, 2005; Slaby & Martin, 2008).

A presença de diques máficos sin-magmáticos evidencia a injeção de magmas máficos antes da cristalização total do pluton (Figura 3.4 D e E). Nota-se que os diques também são seccionados pelo granodiorito (Figura 3.4 D e E), revelando uma relação sin-magmática de contato, que também é uma característica de *magma mingling* (e.g., Barbarin & Didier, 1992; Picher, 1993; Barbarin, 2005; Slaby & Martin, 2008). Segundo a classificação de Barbarin & Didier (1992) (Figura 3.5), os diques máficos encontrados no Granodiorito Fazenda Gavião são equivalentes a diques compostos, desenvolvidos no estágio 3 da interação entre magma máfico e magma félsico (Figura 3.5). Neste esquema, os enclaves máficos magmáticos representam o estágio 2, e o estágio 1 representa a mistura de magmas (*magma mixing*).

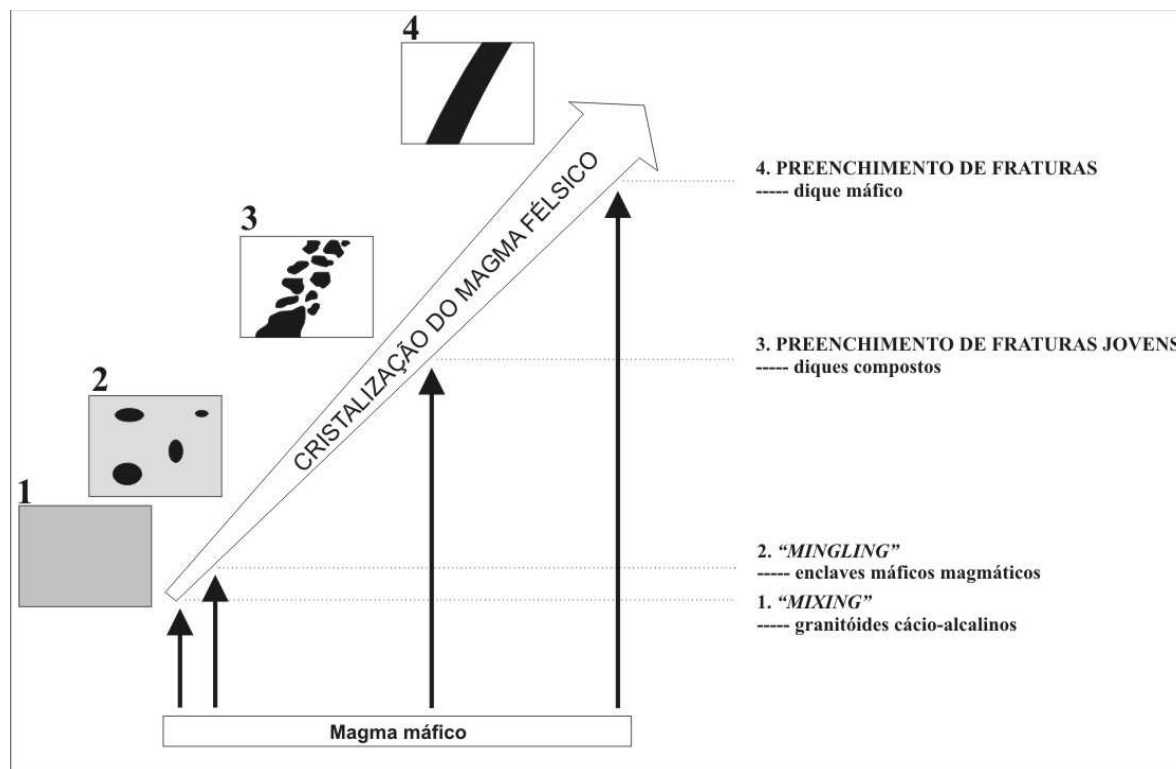


Figura 3.5: Esquema ilustrativo da interação entre o magma máfico e félsico durante a cristalização do magma félsico segundo Barbarin & Didier (1992).

A relação de *magma mingling* entre o Granodiorito Fazenda Gavião com um magma mais primitivo (magma máfico) sugere uma provável contribuição mantélica na evolução petrogenética deste corpo plutônico.

Em relação à geologia estrutural deste corpo, nota-se que o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta deformação somente em suas margens, e a deformação diminui em direção ao centro do corpo onde ele é isotrópico. As foliações medidas ao longo da borda do corpo revelam uma foliação concêntrica ao pluton, alto ângulo de mergulho (60° a 70°) e lineação mineral vertical. Estas feições estruturais são típicas de corpos diapíricos (e.g., Bateman, 1986; Castro, 1987; Hutton, 1988). A lineação na margem deformada é formada principalmente por feldspatos e quartzo estirados e pelo alinhamento de hornblenda e biotita.

Em relação à deformação regional, o Granodiorito Fazenda Gavião aparentemente não foi afetado, pois não é um corpo muito alongado, não está cortado por falhas e não tem evidência de deformação por transcorrência como ocorre com outros plutons da área.

Entre as rochas encaixantes do Granodiorito Fazenda Gavião, a unidade metavulcânica máfica (Figura 3.6 A) tem maior área de contato com o pluton, e está presente na parte leste, norte e sudoeste do pluton (Figura 3.1). A feição característica deste contato é a presença de xenólitos da encaixante máfica no Granodiorito Fazenda Gavião, e a foliação da rocha encaixante concordante com a deformação da margem do corpo.

Na parte sul, o corpo faz contato com uma rocha metassedimentar classificada como biotita-gnaiss (Figura 3.6 B), formada por biotita, quartzo plagioclásio e localmente granada (Figura 3.6 C). Esta unidade metassedimentar estende-se a leste do Granodiorito Fazenda Gavião, bordejando o domo granito-gnaissico Lagoa do Boi (Figura 3.1) e apresentando variações para fácies mais rica em biotita e em alguns locais variações para moscovita-quartzitos (Figura 3.6 D).

Rochas metassedimentares muito semelhantes ao biotita-gnaiss que faz contato com o Granodiorito Fazenda Gavião (Figura 3.6 B), também são encontradas a oeste do Tonalito Itareru (Figura 3.1), e também como xenólitos neste corpo.

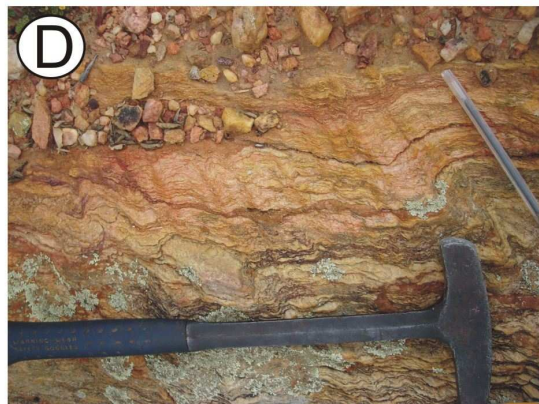


Figura 3.6: Rochas encaixantes do Granodiorito Fazenda Gavião; (A) metavulcânica máfica; (B) contato intrusivo do Granodiorito Fazenda Gavião com o biotita-gnaiss; (C) Biotita-gnaiss com aglomerado de biotita e granada envolto por plagioclásio segregado; (D) moscovita-quartzito; (E) dique granítico que no Sienito Morro do Afonso.

Na porção oeste e noroeste do Granodiorito Fazenda Gavião ocorre o Sienito Morro do Afonso (Figura 3.1), com o qual a relação de contato é de difícil observação. No entanto a presença neste local de diques graníticos (com biotita) que cortam o sienito (Figura 3.6 E) sugere o truncamento deste último pelo Granodiorito Fazenda Gavião.

O Granodiorito Fazenda Gavião apresenta uma série de diques félsicos tardios (aplitos) ricos em K-feldspatos que representam a fase tardia de cristalização do pluton.

3.3. Plutons adjacentes

Junto com a caracterização de campo feita para Granodiorito Fazenda Gavião e suas rochas encaixantes, foi feito um levantamento bibliográfico e observações de campo nos principais corpos plutônicos adjacentes com a intenção de ter uma visão mais abrangente sobre o magmatismo plutônico da área.

3.3.1 Granitóide Eficéas

O Granitóide Eficéas é intrusivo em rochas metavulcânicas máficas, tem forma elíptica, com 72 km² de área aflorante, sendo alongado (12 km x 6 km) na direção norte-sul (Figura 4.1). Rios (2002) obteve a idade de 2163 ± 5 Ma (U-Pb diluição isotópica) para esse pluton. O maciço Eficéas tem uma variação de fácies petrográficas desde tonalito, granodiorito, até granito (e.g., Rios, 2002; Costa, 2005).

Segundo Alves da Silva (1994) este corpo encontra-se alojado ao longo do eixo de um anticlinal e apresenta foliação bem desenvolvida nas margens.

O Granitóide Eficéas localiza-se a leste do Granodiorito Fazenda Gavião e está separado deste por um sinforme desenvolvido na unidade metavulcânica máfica (Figura 3.1). Segundo Costa (2005) as feições estruturais (foliação nas margens, com lineação vertical e direção concêntrica ao corpo) presentes neste corpo permite classificá-lo como uma intrusão forçada, típica de corpos diapíricos, assim como o Granodiorito Fazenda

Gavião. No entanto o Granitóide Eficéas também é cortado por zonas de cisalhamento dúctil em seu interior, e na sua porção norte (Figura 3.1).

As rochas deste pluton apresentam coloração cinza, textura fanerítica média a fina equigranular e localmente porfirítica, e mineralogia composta de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, e biotita como mineral máfico dominante, (Costa, 2005).

3.3.2. Granodiorito Trilhado

O Granodiorito Trilhado intrude em rochas metavulcânicas máficas, e corresponde a um pequeno corpo (2 km²) situado a nordeste do Granitóide Eficéas (Figura 3.1). O pluton tem uma forma elíptica, apresenta coloração cinza, textura fanerítica média equigranular e composição mineralógica similar ao Granitóide Eficéas (biotita como mineral máfico dominante).

O Granodiorito Trilhado é considerado uma das intrusões mais antigas no *greenstone belt* do Rio Itapicuru, com idade de 2155 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita) (Mello et al., 2006). No entanto não é possível observar em campo nenhum tipo de deformação neste corpo.

3.3.3. Batólito Trondhjemitico Nordestina

O Batólito Nordestina está localizado no extremo oeste do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (Figura 2.3), e constitui um batólito (~720 km²) com formato elíptico alongado na direção norte-sul. Este corpo, por ser de tamanho expressivo já foi bastante estudado, com destaque para os trabalhos de Cruz Filho (2004) e Cruz Filho et al. (2003; 2005).

Segundo Cruz Filho et al. (2005) este corpo apresenta idade de 2155 ± 9 Ma (Pb-Pb evaporação em zircão), tem composição trondhjemitica e é composto por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita (alguns locais com hornblenda). Na sua porção oeste apresenta borda gnaíssica com deformação acentuada que grada para centro porfirítico e sem deformação.

Em uma das etapas de campo deste trabalho foram feitas observações no Batólito Nordestina, que apresenta uma margem extremamente deformada em sua porção sudoeste e nordeste, com dobras de eixo vertical com foliação plano-axial de direção norte-sul (Figura 3.7 A e B). Vários xenólitos da rocha encaixante metavulcânica máfica são encontrados

nestas margens deformadas e estão orientados segundo o plano de foliação (Figura 3.7 C e D). Para Cruz Filho et al. (2005) esta deformação é resultado da interferência de colocação plutônica e tectônica transpressional.

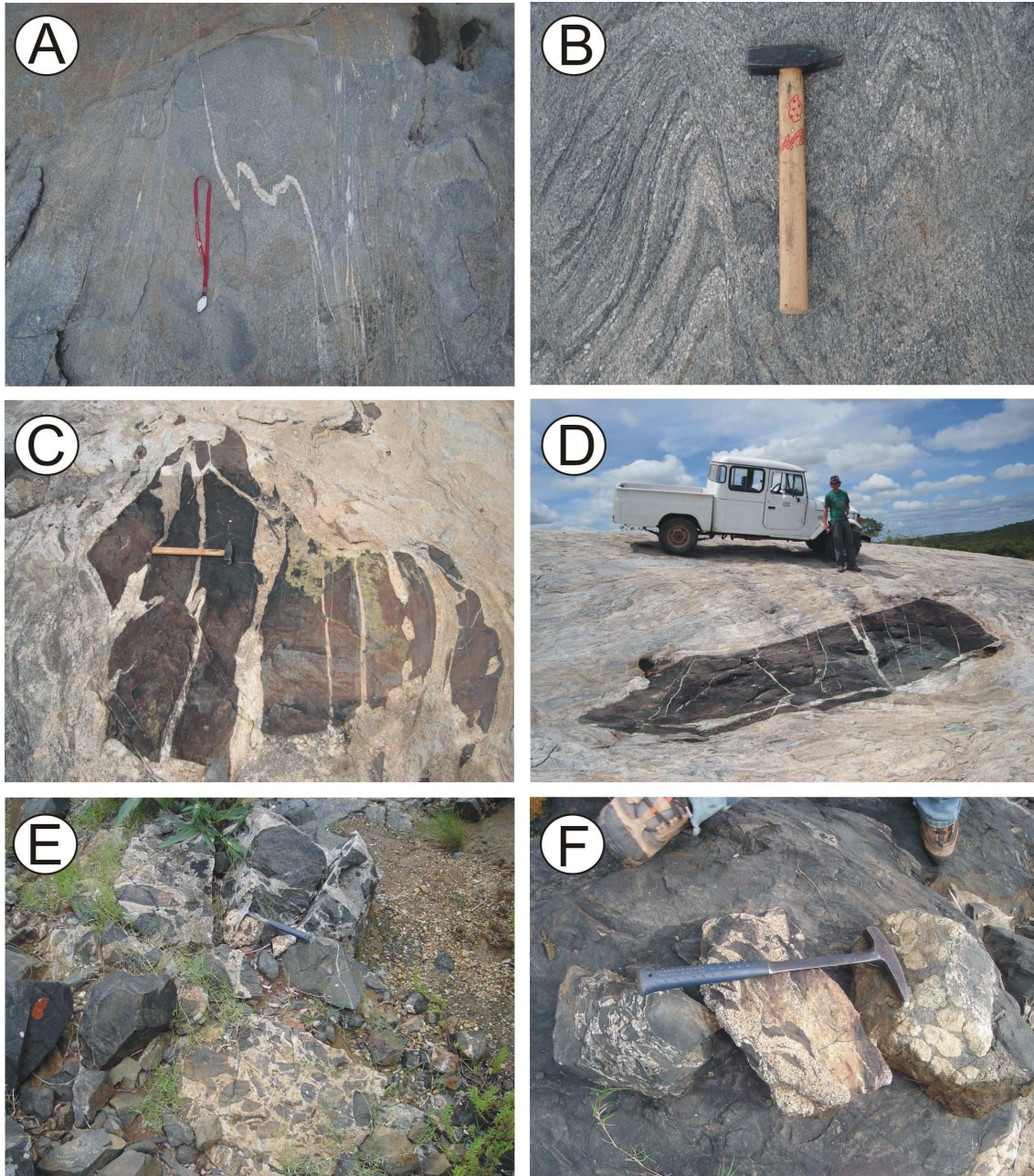


Figura 3.7: (A) Deformação dúctil na borda sudoeste do Batólito Nordeste mostrando veio aplítico (quartzo e feldspato) dobrado com foliação e eixo vertical, cinemática sinistral; (B) foliação de fluxo (*schlieren*) dobrada e transposta (Nordestina borda sudoeste); (C) e (D) xénolitos de rocha metavulcânica máfica (anfibolitos) orientados segundo a deformação na borda nordeste do Batólito Nordeste; (E) e (F) intrusão

passiva na borda sudeste do Batólito Nordeste (sem deformação) caracterizada pela presença de fragmentos angulosos da encaixante máfica.

No entanto, as margens sudeste e leste do batólito não apresentam deformação e são marcadas por alojamento do tipo *stoping*, típico de intrusões passivas (e.g., Fowler & Paterson, 1996; Picher, 1993) onde o magma granítico injeta-se fragmentando a rocha encaixante (Figura 3.7 E e F).

A presença desta zona sem deformação implica na existência de plutons preservados da deformação, como é o caso do Granodiorito Trilhado e do Granito Boa Vista (Figura 3.1). Este fato revela a característica heterogenea da deformação na área, como ocorre ao redor de outros batólitos descritos na literatura (e.g., Paterson & Tobisch, 1988).

Estas informações sugerem que o Batólito Nordeste alojou-se sob diferentes mecanismos de colocação, sendo que as margens deformadas podem representar um sistema de alojamento durante uma cinemática horizontal (transcorrência sinistral), enquanto que nas áreas de baixa deformação o batólito injeta-se fragmentando a rocha encaixante metavulcânica máfica de forma passiva (*stoping*).

3.3.4. Granito Boa Vista

O Granito Boa Vista é denominado assim neste trabalho, e tem seu nome em função de sua área de ocorrência na Fazenda Boa Vista na margem sudeste do Batólito Nordeste (Figura 3.1). No entanto este pluton não é individualizado em trabalhos pré-existentes, e segundo Cruz Filho et al. (2005) este corpo está mapeado como parte do Batólito Nordeste.

O Granito Boa Vista tem uma área de aproximadamente 5 km² e apresenta litotipos e mineralogia idênticos ao Batólito Nordeste, tendo também a biotita como mineral máfico dominante. Suas rochas têm coloração cinza, textura fanerítica média equigranular e não apresentam deformação, sendo que no contato a leste com a unidade metavulcânica máfica encontra-se feições do tipo *stoping*, similar ao Batólito Nordeste.

3.3.5. Tonalito Alvo 36

O Tonalito Alvo 36 é um pequeno corpo subvulcânico de 1 km² localizado a nordeste do Granodiorito Trilhado (Figura 3.1). Ele é um dos alvos de pesquisa da empresa

Yamana Gold Inc. O Alvo 36 foi incluído nesta pesquisa por interesse da empresa Yamana que financiou uma parte deste trabalho.

Este corpo tem textura fanerítica média no centro e grada a textura afanítica nas bordas; apresenta-se deformado com foliação mergulhando para oeste (~230/70) e também é cortado em sua porção central por uma zona de cisalhamento dúctil vertical, de direção NW-SE.

Na sua margem oeste, no contato com a unidade metavulcânica máfica, um furo de sondagem (F004) realizado pela Yamana Gold Inc., constatou a presença de 20m de sulfeto maciço. Em lamina delgada polida constata-se que a pirrotita é o sulfeto dominante no furo de sondagem F004, e a quantidade de calcopirita é muito pequena.

A observação no microscópio petrográfico revela para as amostras do Alvo 36, uma alteração na mineralogia original (plagioclásio e minerais máficos) substituída por clorita e minerais do grupo do epidoto (zoizita, clinozoizita).

3.3.6. Tonalito Itareru

O Tonalito Itareru, segundo Carvalho & Oliveira (2003) é caracterizado por uma intrusão sin-tectônica na forma de “folha”, com cerca de 80 km de comprimento que marca o contato ocidental entre o embasamento arqueano e o terreno paleoproterozóico granito-*greenstone* do Rio Itapicuru (Figura 2.3).

Este corpo sin-tectônico com idade de 2109 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) (Carvalho e Oliveira, 2003) tem seu extremo norte localizado a oeste do Granodiorito Fazenda Gavião (Figura 3.1).

Na sua porção noroeste, o Tonalito Itareru tem a borda oeste deformada, com lineação mineral vertical e mergulho da foliação para leste (~90/50° a 85/70°), sugerindo uma provável zona de empurrão (Figura 3.1).

O Tonalito Itareru apresenta uma série de diques máficos e enclaves máficos magmáticos similares àqueles encontrados no Granodiorito Fazenda Gavião.

3.3.7. Sienito Morro do Afonso

O Sienito Morro do Afonso é um corpo oval, alongado na direção N-S, tem aproximadamente 20 km² (5 x 4 km) (Figura 3.1), e corresponde a um magmatismo ultra-

potássico com idade de 2111 ± 10 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) (Rios et al, 2007), localizado no contato noroeste do Granodiorito Fazenda Gavião.

Segundo Rios et al. (2007) este corpo sienítico é formado principalmente por K-feldspato e hornblenda, não tem evidencia de deformação dúctil, e somente estruturas de fluxo são observadas. Diques máficos e enclaves máficos de afinidade lamprofírica aparecem em abundancia no Sienito Morro do Afonso (Plá Cid et al., 2006).

3.4. Classificação geoquímica

3.4.1. Materiais e métodos

A geoquímica do Granodiorito Fazenda Gavião é descrita junto aos principais plutons presentes na área ocidental do *greenstone belt* do Rio Itapicuru.

Após o tratamento de 31 amostras (britagem, moagem, %P.F., pastilhas fundidas e pastilhas prensadas), estas foram analisadas para elementos maiores e traços na Fluorescência de Raios-X do Instituto de Geociências da UNICAMP. Os dados foram obtidos para os granitóides; Fazenda Gavião (10 amostras), Batólito Nordestina (7 amostras), Boa Vista (6 amostras) e Alvo 36 (7 amostras) (Tabela 1, 2, 3 e 4).

Para os plutons Trilhado e Eficéas as análises químicas foram extraídas de trabalhos de graduação do IG-UNICAMP (Tabela 5 e 6).

Análises para elementos traços, incluindo elementos do grupo das terras raras foram realizadas pela Universidade de São Paulo (USP) em ICP-MS no laboratório de química e ICP do DMG-IGc-USP (Tabela 7).

Outras análises utilizadas neste capítulo foram compiladas da literatura nacional e internacional, a fim de comparar a geoquímica do Granodiorito Fazenda Gavião com o plutonismo alcalino adjacente (Tonalito Itareru; Carvalho & Oliveira, 2003), (Sienito Morro do Afonso; Rios et al., 2007) e (Monzonito Cansação; Rios, 2002).

Tabela 1: Análise química do Granodiorito Fazenda Gavião

Amostra	FTC-29	FM-175	FM-161	FM-174	FTC-86	FTC-89	FM-160	FM-162	FM-155	FM-160-D
Rocha	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	aplitó
Elementos Maiores (%)										
SiO ₂	63,65	63,73	63,94	64,37	64,51	64,93	65,3	65,5	66,16	73,94
TiO ₂	0,443	0,503	0,515	0,487	0,448	0,436	0,442	0,507	0,408	0,065
Al ₂ O ₃	16,67	17,32	17,21	17,34	16,42	16,61	16,67	16,55	16,45	15,1
Fe ₂ O ₃	3,96	3,86	3,76	3,77	3,79	3,56	3,41	3,71	3,27	0,52
MnO	0,06	0,058	0,051	0,059	0,056	0,051	0,057	0,051	0,053	0,007
MgO	2,01	1,94	1,77	1,79	1,93	1,77	1,55	1,66	1,49	0,16
CaO	4,53	4,76	4,54	4,56	4,46	4,38	3,99	3,84	3,88	1,52
Na ₂ O	4,39	4,43	4,48	4,44	4,29	4,41	4,27	4,28	4,25	3,38
K ₂ O	2,68	2,51	2,06	2,19	2,76	2,51	2,9	2,76	3,1	5,46
P ₂ O ₅	0,241	0,265	0,222	0,226	0,236	0,218	0,247	0,254	0,234	0,025
LOI	0,49	0,14	0,4	0,44	0,44	0,4	0,44	0,51	0,36	0,24
Total	99,1	99,5	99	99,7	99,3	99,3	99,3	99,6	99,7	100,4
Elementos Traços (ppm)										
V	55	52	49	48	50	48	51	52	46	14,1
Cr	36	47	36	37	44	38	34	37	35	28
Ni	21,7	18,8	17,4	15,7	22,9	21,4	10,4	14	8,3	<1
Zn	62	66	63	64	55	54	60	69	57	11,7
Ga	19,1	21,6	21	22,7	18,4	18,2	20,2	19,9	19,1	17,2
Rb	89	66	57	64	87	79	80	74	79	95
Sr	873	800	840	781	829	803	874	713	816	631
Y	11,6	12	13,4	12,8	11,6	9,7	20,8	9,7	13,4	2,7
Zr	128	193	173	159	126	124	165	158	160	98
Nb	6,1	6,1	6,5	6,6	6,1	5,7	6,9	6,7	6,9	1,3
Ba	1295	1322	1046	1113	1220	1240	1605	1257	1429	2153
Pb	33	31	24	31	29,3	26,3	47	31	36	39
Th	18,8	15,1	12,1	14,4	13,9	11,3	14,7	13,2	10,9	9
U	4	4	3	3	4	3	4	4	3	3
Elementos Terras Raras (ppm)										
La	56	56	39	61	50	48	60	43	46	6
Ce	96	84	73	82	85	82	95	73	61	27
Nd	37	37	27	37	36	34	52	31	29	15

Tabela 2: Análise química do Batólito Nordeste

Amostra	FM-199-D2	FM-199-D1	FM-199	FM-179	FM-141	FM-144	FM-141-D
Rocha	granodiorito	granito	granito	granito	granito	granito	aplitó
Elementos Maiores (%)							
SiO ₂	68,89	69,58	70,7	71,09	71,45	72,5	75,73
TiO ₂	0,388	0,367	0,326	0,249	0,232	0,198	0,052
Al ₂ O ₃	16,22	15,9	15,66	16,05	16,29	15,49	14,43
Fe ₂ O ₃	3,03	3,32	2,43	1,53	1,6	1,34	0,46
MnO	0,043	0,036	0,034	0,021	0,023	0,022	0,011
MgO	1,16	0,61	0,83	0,57	0,55	0,46	0,06
CaO	3,1	3,13	2,94	2,91	2,59	1,98	0,92
Na ₂ O	5,01	4,74	4,71	5,34	5,35	4,9	4,67
K ₂ O	1,47	1,29	1,59	1,2	1,68	2,54	3,76
P ₂ O ₅	0,084	0,102	0,077	0,082	0,092	0,062	0,022
LOI	0,34	0,32	0,35	0,47	0,36	0,42	0,37
Total	99,7	99,4	99,6	99,5	100,2	99,9	100,5
Elementos Traços (ppm)							
V	26,7	8,2	15,6	18,1	17,8	15,3	4,9
Cr	27,8	20,2	25,3	28,8	16,2	15,4	11,1
Ni	10,3	<1	1	<1	<1	<1	<1
Zn	56	69	46	37	39	36	21,1
Ga	24,1	22	22,1	22,4	22,4	21,4	24,9
Rb	45	42	40	32	48	74	117
Sr	434	327	291	499	470	414	62
Y	4,9	5,2	7,2	3,9	2,5	2,1	2,4
Zr	126	232	120	118	114	101	46
Nb	3,2	5,1	3,8	2,4	3	3,2	2,3
Ba	364	394	358	401	470	548	86
Pb	7,8	9,2	9	7,8	10,5	14,9	27,3
Th	2,8	5,6	3,8	2	6,2	3,2	5,2
U	<2	2	2	2	<2	2	2
Elementos Terras Raras (ppm)							
La	10	12	4	<4	12	5	8
Ce	13	36	7	4	16	12	7
Nd	<8	15	9	<8	<8	<8	<8

Tabela 3: Análise química do Granito Boa vista

Amostra	FM-140	FM-194-D	FM-194	FM-170	FM-188	FM-170-D
Rocha						
Elementos Maiores (%)						
SiO ₂	70,4	71,19	72,01	72,64	72,99	76,53
TiO ₂	0,334	0,246	0,221	0,225	0,237	0,049
Al ₂ O ₃	15,78	15,87	15,62	15,51	15,54	13,78
Fe ₂ O ₃	2,61	2,15	1,81	2,17	1,76	0,81
MnO	0,033	0,033	0,028	0,03	0,024	0,018
MgO	1,03	0,88	0,7	0,72	0,67	0,09
CaO	2,85	2,74	2,68	2,74	1,01	1,2
Na ₂ O	4,49	4,86	5,01	4,82	5,39	4,37
K ₂ O	1,45	1,66	1,66	1,26	1,69	3,36
P ₂ O ₅	0,137	0,062	0,063	0,061	0,057	0,03
LOI	0,78	0,3	0,36	0,32	0,7	0,27
Total	99,9	100	100,2	100,5	100,1	100,5
Elementos Traços (ppm)						
V	23,1	20,5	13,9	17,9	20,6	1,8
Cr	23,8	17,4	19,5	38	27,9	14,2
Ni	5,4	3,2	1,5	1,9	1,6	<1
Zn	55	42	39	42	42	29
Ga	21,9	21	21,5	20	22,1	19,2
Rb	44	52	48	40	44	93
Sr	326	302	327	263	320	122
Y	3,6	4	3,9	2,6	2,3	3,5
Zr	138	105	109	118	113	58
Nb	2,9	2,8	2,5	4,2	2,1	4,4
Ba	406	389	382	402	498	1018
Pb	6,8	8,4	7,7	8,1	7,1	17,4
Th	3,7	4,2	4	5	4,2	5,1
U	<2	2	2	2	2	3
Elementos Terras Raras (ppm)						
La	14	12	4	18	8	5
Ce	14	14	7	15	17	7
Nd	<8	<8	<8	<8	8	11

Tabela 4: Análise química do Tonalito Alvo 36

Amostra	FM-104	FM-113	FM-119	FM-120-A	FM-120	FM-126	FM-128
Rocha							
Elementos Maiores (%)							
SiO ₂	61,71	62,19	63,82	64,41	64,83	64,89	70,07
TiO ₂	0,369	0,485	0,389	0,418	0,417	0,35	0,269
Al ₂ O ₃	18,27	17,91	19,84	17,84	17,87	17,57	15,27
Fe ₂ O ₃	3,76	4,94	3	3,11	3,08	3,47	2,26
MnO	0,068	0,063	0,043	0,092	0,089	0,065	0,03
MgO	1,4	2,07	1,19	1,54	1,49	1,3	0,89
CaO	4,06	5,7	1,99	5,37	5,47	5,76	2,22
Na ₂ O	4,97	3,89	6,39	4,36	4,74	4,18	5,68
K ₂ O	1,11	0,47	1,06	0,51	0,32	0,28	0,87
P ₂ O ₅	0,107	0,113	0,096	0,099	0,096	0,097	0,063
LOI	3,26	1,65	1,59	1,45	1,32	1,41	1,62
Total	99,1	99,5	99,4	99,2	99,7	99,4	99,2
Elementos Traços (ppm)							
V	55	86	53	55	54	46	23
Cr	15,7	38	23,6	38	23	35	26,1
Ni	7,6	14,3	4,7	9,5	10	6,1	6,4
Zn	35	38	27	35	37	26,4	37
Ga	23,5	22,6	22,2	21,9	20,9	21,8	22
Rb	18,2	8,4	18,7	10,3	6,7	5,4	22,2
Sr	771	782	768	631	557	700	295
Y	6,4	6,3	5,5	6,8	6,9	4,9	5,5
Zr	75	72	74	75	74	71	118
Nb	2,1	2,7	2,6	2,7	2,7	2,2	2,6
Ba	539	281	466	209	142	277	362
Pb	2,4	4	<1	3,8	2,6	5,1	4
Th	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	4
U	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2
Elementos Terras Raras (ppm)							
La	13	<4	4	<4	<4	7	13
Ce	9	10	7	3	3	5	14
Nd	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8

Tabela 5: Análise química do Granitóide Eficás (Costa, 2005)

Amostra	FTC-96 A	FTC-103	FTC-06 A	FTC-96 D	FTC-58	FTC-26 C	FTC-96 C	FTC-60	FTC-96 B	FTC-57 D	FTC-57
Rocha	tonalito	tonalito	granodiorito	granito	granito	granito	granito	granito	Aplito	Aplito	granito
Elementos Maiores (%)											
SiO ₂	63,43	64,93	66,17	68,2	70,72	71,61	72,55	74,91	75,36	75,62	75,62
TiO ₂	0,383	0,575	0,479	0,434	0,406	0,316	0,287	0,165	0,007	0,028	0,124
Al ₂ O ₃	10,25	15,56	15,2	15,28	14,61	14,55	14,31	13,95	14,01	13,52	13,17
Fe ₂ O ₃	9,3	5,51	4,39	4,06	3,51	3,29	2,84	1,78	0,8	0,83	2,21
MnO	1,16	0,084	0,064	0,06	0,05	0,044	0,029	0,021	0,187	0,041	0,035
MgO	5,42	2,3	1,69	1,46	0,8	0,62	0,58	0,31	0,01	0,04	0,15
CaO	6,61	4,84	4,12	4,03	3,8	3,22	3	2,7	0,55	1,15	1,71
Na ₂ O	2,23	3,89	4,08	4,13	3,72	3,96	3,82	4,42	4,29	4,1	4
K ₂ O	1,05	1,77	1,88	1,55	1,27	1,63	1,99	1,15	4,93	3,87	2,54
P ₂ O ₅	0,053	0,118	0,098	0,088	0,096	0,083	0,078	0,055	0,019	0,016	0,027
LOI	1,12	0,51	1,56	0,045	0,56	0,6	0,41	0,33	0,16	0,32	0,34
Total	99,7	99,9	99,7	99,7	99,5	99,9	99,9	99,8	100,3	99,5	99,9
Elementos Traços (ppm)											
V	180	53	45	40	25	16,4	16,6	8,5	<3	<3	<3
Cr	283	39	38	30	14,4	19,4	23,2	9,1	19	7,9	13,1
Ni	44	17,6	17,3	13,8	8,2	7,7	7,4	6,1	4,1	4,4	3,8
Zn	103	65	54	51	52	53	40	30	22,9	27,3	46
Ga	17,1	17,9	19,1	18,9	18,8	17,5	16,9	15,9	28,9	17,5	14,9
Rb	52	74	81	98	78	91	93	54	161	179	126
Sr	123	162	163	173	151	151	173	127	21	51	101
Y	38	20,5	13,5	10,6	13,6	9	4,7	4,5	49	16	12,5
Zr	111	169	141	133	274	235	202	144	43	64	117
Nb	8,2	7,4	6,5	5,7	7,1	6,7	6,8	4,8	3,2	5,6	8,7
Ba	148	324	459	507	259	401	375	282	110	496	578
Pb	12,4	11,6	12,2	11,8	8,1	10,3	14	11,7	19,2	22,7	17,5
Th	3,5	11,6	10,4	3,6	10,8	18,7	17,9	12	10,7	7,8	18,4
U	3	4	3	2	4	3	4	3	6	5	4
Elementos Terras Raras (ppm)											
La	<4	19	17	13	16	32	30	21	26	19	33
Ce	49	43	35	18	33	66	50	36	32	25	61
Nd	22	12	11	<8	8	20	15	8	15	9	15

Tabela 6; Análise química do Granodiorito Trilhado (Grisolia & Oliveira, 2006)

Amostra	TRI-6	TRI-1A	TRI-5	TRI-1D	TRI-3	TRI-2	TRI-1C	TRI-1B	TRI-7
Rocha	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granito	granito	aplitó
Elementos Maiores (%)									
SiO ₂	71,22	71,44	72,2	72,24	72,4	72,54	76,05	76,74	77,29
TiO ₂	0,251	0,269	0,222	0,244	0,255	0,247	0,058	0,023	0,019
Al ₂ O ₃	15,47	15,2	15,29	14,96	15,25	14,9	13,36	13,23	12,97
Fe ₂ O ₃	2,1	2,09	1,92	1,91	2	2	0,77	0,54	0,37
MnO	0,032	0,027	0,025	0,025	0,027	0,025	0,019	0,02	0,009
MgO	0,51	0,49	0,44	0,43	0,5	0,48	0,13	0,06	0,03
CaO	2,15	2,31	2,06	2,01	2,16	2,09	0,82	0,45	0,19
Na ₂ O	5,26	5,14	5,19	5,1	5,01	4,99	4,75	4,81	4,5
K ₂ O	1,82	1,87	1,79	1,95	1,71	1,76	3,45	3,82	4,26
P ₂ O ₅	0,08	0,066	0,072	0,065	0,109	0,069	0,024	0,019	0,025
LOI	0,62	0,47	0,47	0,4	0,58	0,45	0,34	0,24	0,33
Total	99,5	99,4	99,7	99,3	100	99,6	99,8	99,9	100
Elementos Traços (ppm)									
V	8	7	6	9	6	8	<3	<3	3
Cr	5,7	8,4	6,8	12,9	8,1	4,7	8,3	7,9	11,1
Ni	11,4	10,9	11,6	9,1	11,6	8,8	6,4	4,9	4,8
Zn	47	36	38	40	42	40	20,3	18,4	10,5
Ga	18,5	20,8	20,5	19,5	19,5	18,8	18,8	19,3	18,4
Rb	62	58	60	67	59	56	93	114	137
Sr	331	322	323	295	323	316	85	25,1	13,6
Y	4,2	4,1	4,1	4,3	3,4	4	9,5	11,9	14,5
Zr	114	121	109	107	113	108	69	67	51
Nb	3,4	2,6	3	3,2	3,2	2,6	2,4	2,9	3,1
Ba	438	436	438	445	441	411	435	168	120
Pb	9,7	10,8	10,2	10,3	10,6	12,1	18,4	21,6	23,2
Th	7,4	4,9	4,6	8	2,5	3,8	4,8	4,4	3,1
U	4	4	4	4	3	4	5	7	8
Elementos Terras Raras (ppm)									
La	15	18	15	18	14	18	20	16	19
Ce	15	16	14	16	17	18	23	13	9
Nd	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8

Granodiorito Fazenda Gavião				Granitóide Eficéas				Granodiorito Trilhado				Tonalito Alvo 36			
FM-175		FTC-86	FM-160D	FTC-57	FTC-58	FTC-96A	FTC-96B	FTC-96C	FTC-96D	TRI-2	TRI-1C	TRI-3	TRI-7	FM-104	FM-125
Elementos traços (ppm)															
Rb	72,1	82,3	99,1	129	73,5	46,9	163	87,8	95,7	51,2	87,9	56,5	135	19,5	24,0
Sr	809	883	691	88,5	149	113	13,5	170	174	341	84,88	339	10,5	886	340
Y	13,2	15,5	5,02	15,8	15,2	52,2	54,0	4,94	12,0	6,07	10,6	4,11	18,0	8,53	6,63
Zr	228	273	97,7	109	285	106	29,3	185	150	124	54,3	116	39,4	66,1	120
Nb	5,92	6,80	1,34	8,57	6,95	7,35	5,33	5,79	4,95	3,95	1,86	2,36	3,40	2,18	2,42
Cs	3,03	2,48	1,63	9,14	4,12	0,66	0,82	5,96	6,20	1,94	1,96	2,80	1,94	0,46	0,35
Ba	1397	1248	2995	666	272	249	104	399	540	430	444	443	120	459	313
La	71,2	42,6	9,24	43,4	21,3	24,0	12,3	34,6	13,2	15,9	11,9	18,6	3,89	6,40	12,2
Ce	127	85,0	26,6	71,7	33,2	54,0	24,0	56,6	23,0	28,5	22,7	32,9	8,8	13,8	22,0
Pr	15,47	10,4	2,16	7,68	3,79	8,41	3,19	5,91	2,81	3,19	2,50	3,54	1,16	2,11	2,49
Nd	53,5	43,6	7,59	27,2	13,0	37,2	13,1	18,2	10,3	11,3	7,80	11,3	4,77	8,89	8,62
Sm	8,22	8,06	1,86	4,58	3,02	9,27	5,75	2,78	2,65	2,13	2,02	2,01	1,93	2,04	1,70
Eu	2,12	2,22	0,51	0,94	1,07	1,19	0,03	0,97	0,98	0,60	0,19	0,58	0,07	0,83	0,55
Gd	5,82	5,59	1,64	3,61	3,07	8,75	7,37	1,85	2,47	1,76	1,65	1,23	2,29	1,76	1,52
Tb	0,59	0,66	0,22	0,49	0,48	1,49	1,49	0,17	0,39	0,24	0,28	0,14	0,49	0,28	0,22
Dy	2,92	3,17	1,08	2,61	2,78	8,75	8,30	0,97	2,33	1,24	1,82	0,85	2,94	1,56	1,22
Ho	0,47	0,59	0,21	0,55	0,54	1,94	1,60	0,16	0,45	0,26	0,38	0,14	0,64	0,34	0,27
Er	1,30	1,45	0,49	1,50	1,39	5,17	3,70	0,55	1,19	0,64	1,09	0,41	1,69	0,86	0,64
Tm	0,16	0,19	0,07	0,23	0,19	0,75	0,52	0,09	0,17	0,09	0,16	0,06	0,26	0,13	0,09
Yb	1,06	1,26	0,49	1,67	1,24	5,07	3,41	0,63	1,03	0,62	1,10	0,39	1,74	0,85	0,63
Lu	0,17	0,19	0,07	0,25	0,19	0,72	0,45	0,12	0,15	0,08	0,16	0,06	0,23	0,12	0,09
Hf	5,53	7,06	3,22	3,63	6,46	3,63	3,13	4,38	3,66	3,26	2,09	2,82	3,51	1,98	3,21
Ta	0,48	0,51	0,30	1,51	0,33	1,08	0,56	0,79	0,59	0,31	0,28	0,20	0,95	0,19	0,34
Pb	26,3	30,1	46,0	16,3	8,23	9,41	20,0	12,1	10,2	8,98	18,4	9,43	23,6	1,02	4,28
Th	17,4	11,3	7,07	20,2	7,17	4,78	10,3	13,0	4,59	4,47	5,63	6,19	3,18	0,45	2,71
U	3,82	3,66	2,47	3,03	1,62	1,36	3,57	2,05	0,99	0,81	2,40	0,91	4,05	0,13	0,81

3.4.2. Diagramas para classificação de rocha.

No diagrama TAS (*Total Alkalis-Silica diagram*; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ wt% vs SiO_2 wt%), utilizando os campos de rochas plutônicas segundo Wilson (1989) (Figura 3.8 A), as amostras situam-se no campo para rochas sub-alcálicas (abaixo da curva em destaque), e podemos identificar dois grupos com distintos teores de sílica, separados em rochas ácidas (Nordestina, Eficéas, Trilhado e Boa Vista) e intermediárias (granitóides Fazenda Gavião e Alvo 36).

Na Figura 3.8 A o maciço Eficéas classifica-se entre granito e granodiorito; os plutons Trilhado, Boa Vista e o Batólito Nordestina estão inseridos no campo dos granitos, enquanto que o pluton Fazenda Gavião situa-se no campo dos granodioritos e o Alvo 36 entre tonalito e granodiorito.

No diagrama de Streckeisen (1976) (Figura 3.8 B), os plutons investigados classificam-se como granodioritos, com exceção do Alvo 36 que é classificado como tonalito. O pluton Fazenda Gavião localiza-se na linha limite entre granodiorito e quartzomonzodiorito, mostrando um menor conteúdo de quartzo normativo em relação aos demais granitóides.

No diagrama An-Ab-Or (An=anortita, Ab=albita e Or=ortoclásio) (O'Connor, 1965) o granitóide Fazenda Gavião insere-se no campo dos granodioritos (Figura 3.8 C). O pluton Alvo 36 distribui-se entre tonalito e trondhjemito, enquanto que os plutons Trilhado, Boa Vista e Nordestina situam-se preferencialmente no campo dos trondhjemitos. O Granitóide Eficéas apresenta uma variação entre granito, granodiorito e tonalito.

O diagrama Na-K-Ca (Figura 3.8 D) mostra tendência para séries Cálcio-Alcalina (CA) e Trondhjemítica (linha tracejada) (Barker & Arth, 1976) e campo dos Trondhjemitos (Tdh) segundo Martin (1994). Neste diagrama os corpos plutônicos Fazenda Gavião e Eficéas apresentam tendência cálcio-alcálica, enquanto que o Alvo 36 tem tendência trondhjemítica. Os plutons Trilhado, Boa Vista e Nordestina inserem-se no campo trondhjemítico.

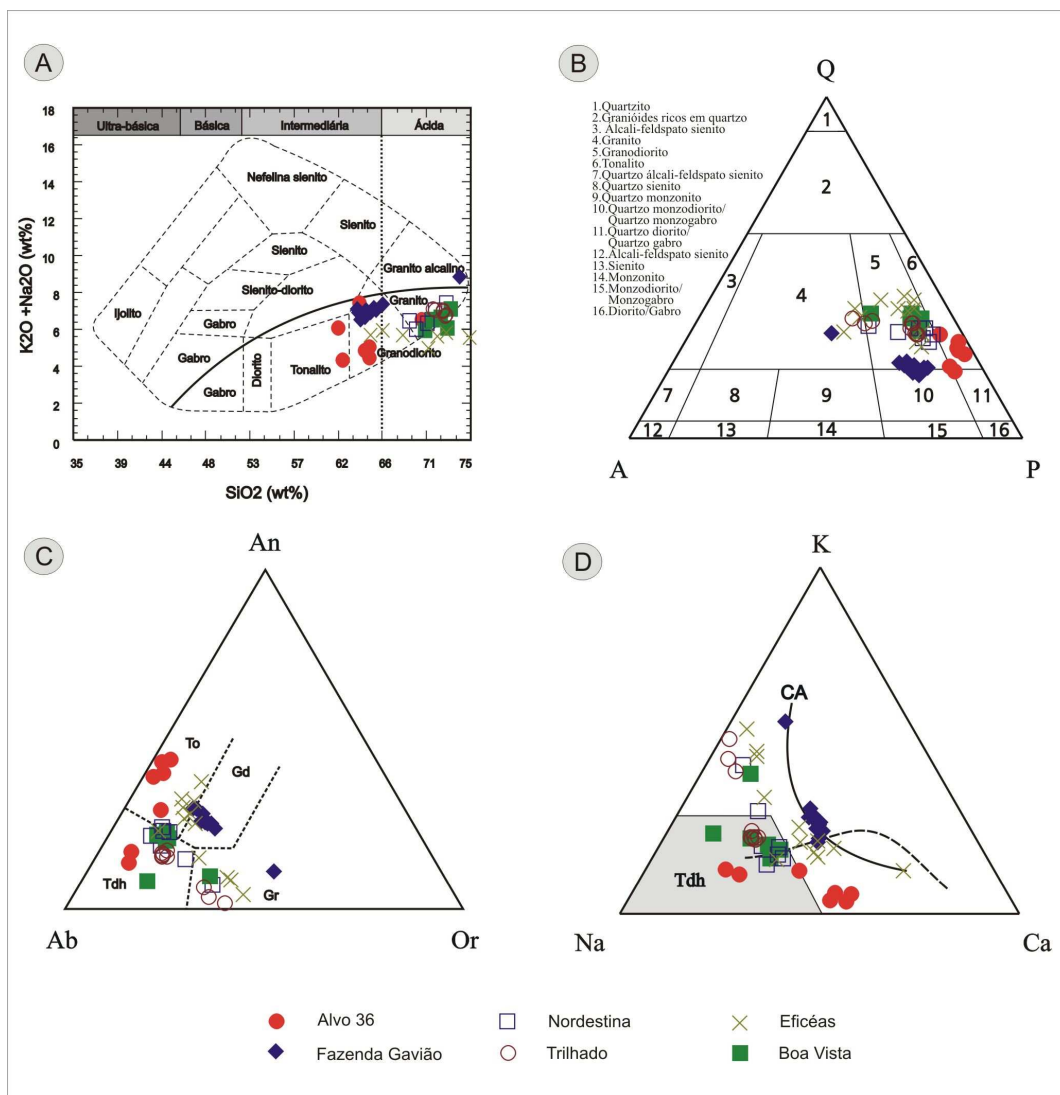


Figura 3.8: Diagramas discriminantes: **(A)** Diagrama TAS (*Total Alkalies vs Silica*) com campos classificatórios segundo Wilson (1989) e linha limite (curva em destaque) para distinção entre séries magmáticas Alcalinas (acima) e Sub-Alcalinas (abaixo); **(B)** Diagrama QAP (Quartzo-feldspato Alcalino-Plagioclásio) para classificação de rochas graníticas utilizando minerais normativos (Q=quartzo, A=ortoclásio e P=(albita+anortita)) (Streckeisen, 1976) (*obs: minerais normativos calculados pelo software Minpet*); **(C)** Diagrama An-Ab-Or para classificação de rochas utilizando minerais normativos (An=anortita, Ab=albita e Or=ortoclásio) (O'Connor, 1965), com campos definidos por Barker (1979), To = Tonalito, Tdh = Trondhjemito, Gd = Granodiorito e Gr = Granito; **(D)** Diagrama Na-K-Ca em proporção molecular mostrando tendência para séries Cálcio-Alcalina (CA) e Trondhjemítica (linha tracejada) (Barker & Arth, 1976) e campo dos Trondhjemitos (Tdh) segundo Martin (1994).

No diagrama proposto por Frost et al. (2001) para classificação de séries magmáticas (Figura 3.9 A), o Granodiorito Fazenda Gavião classifica-se como cálcio-

alcalino, enquanto que os corpos plutônicos Eficéas, Nordestina, Boa vista e Trilhado apresentam variação de cálcica a cálcio-alcalina. O pluton Alvo 36 varia de cálcica a álcali-cálcica, mas não apresenta um bom alinhamento.

No diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 3.9 B) para classificação das séries cálcio-alcalinas de alto, médio e baixo potássio (K) (campos definidos por Le Maitre *et al.*, 1989), podemos concluir que os plutons Eficéas, Trilhado, Nordestina e Boa Vista situam-se predominantemente no campo de médio potássio. O alvo 36 é classificado como uma série de baixo-K, enquanto que o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta-se no limite entre médio-K e alto-K. Para o mesmo teor de sílica nota-se enriquecimento em potássio no Granodiorito Fazenda Gavião comparado com o pluton Alvo 36.

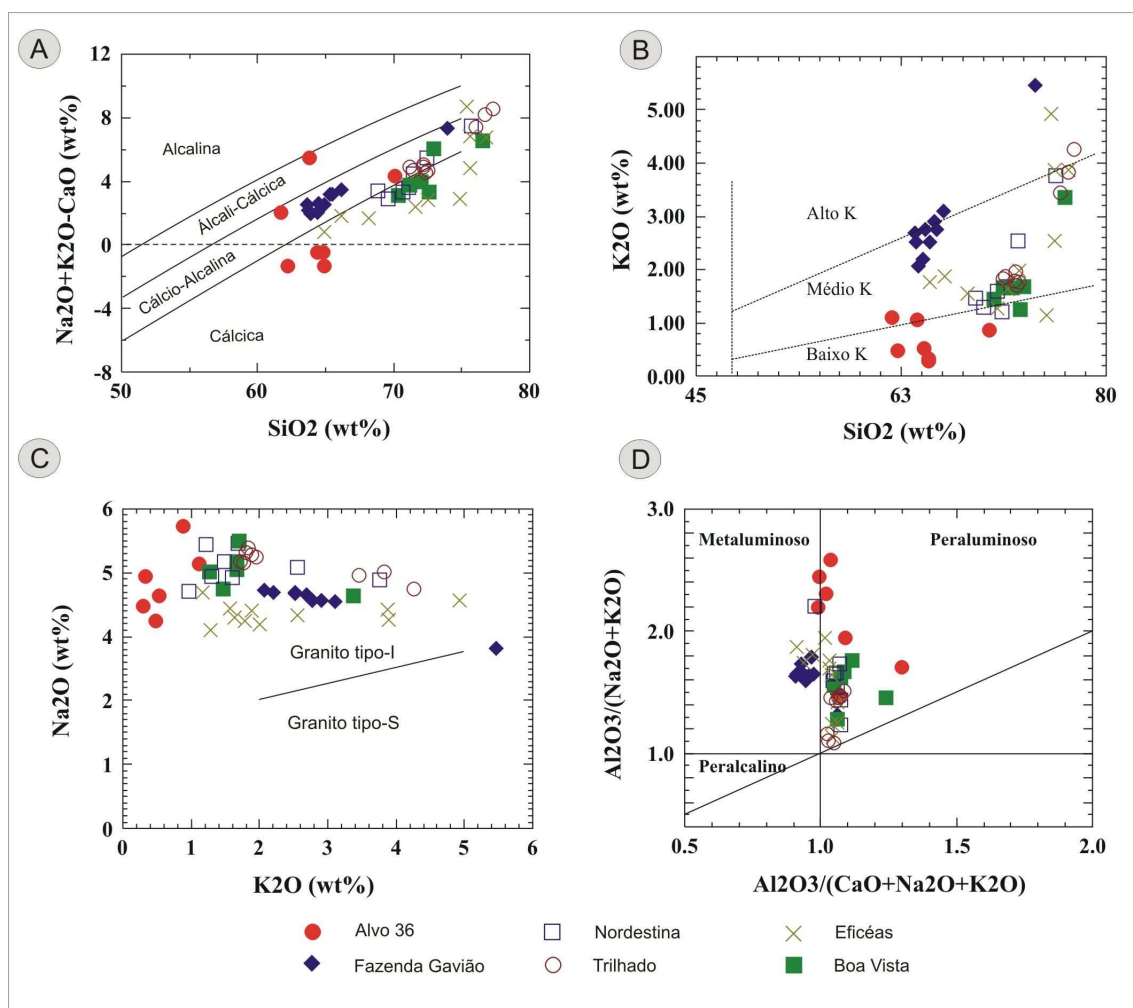


Figura 3.9: Diagramas discriminantes: **(A)** SiO_2 vs $Na_2O + K_2O - CaO$ para distinção entre as séries cálcica, cálcio-alcalina, álcali-cálcica e Alcalina (Frost *et al.*, 2001); **(B)** K_2O vs SiO_2 para classificação das séries

cálcio-alcálicas de alto potássio (Alto K), médio potássio (Médio K) e baixo potássio (Baixo K) (campos definidos por Le Maitre *et al*, 1989); (C) K_2O vs Na_2O para distinção entre granitos Tipo-I e Tipo-S (Chappel & White 2001); (D) Diagrama para classificação da rocha em relação a saturação de alumínio, segundo Maniar & Piccoli (1989).

O diagrama de K_2O vs Na_2O (Figura 3.9 C) para a distinção entre granitos Tipo-I (fonte ígnea) e Tipo S (fonte sedimentar) (Chappel & White 2001) permite concluir que os granitóides estudados inserem-se no campo dos granitos tipo-I.

As relações moleculares de $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ vs $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ conhecida como ASI (*Alkali Saturation Index*) (Figura 3.9 D) classificam as amostras em relação a saturação de alumínio (Maniar & Piccoli, 1989). Neste diagrama observa-se que o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta caráter metaluminoso, enquanto que os demais são na maioria levemente peraluminosos.

3.4.3. Diagramas de variação dos elementos maiores (wt %) e traços (ppm) em função de SiO_2 (wt %)

Os diagramas de variação dos elementos maiores e menores em função da sílica (SiO_2 wt %), conhecidos como diagramas de Harker (*Harker diagrams*), apresentam uma boa visualização dos dados geoquímicos, revelando informações importantes sobre a evolução do magma.

Para os elementos maiores, os diagramas mostram uma tendência da cristalização fracionada, onde TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , MgO (diagramas não ilustrados) apresentam um decréscimo com incremento de sílica (SiO_2), enquanto que o potássio (K_2O) (Figura 3.10 C) apresenta um enriquecimento com o aumento de sílica.

Nos diagramas de variação para elementos maiores, nota-se para o Granodiorito Fazenda Gavião o enriquecimento em fósforo (P_2O_5) (Figura 3.10 B) e potássio (K_2O) (Figura 3.10 C) em relação aos demais plutons.

Nos diagramas de variação dos elementos traços em função de SiO_2 (wt%), o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta enriquecimento em La, Pb, Ce, Nd, Ba e Sr em relação aos demais (Figura 3.10).

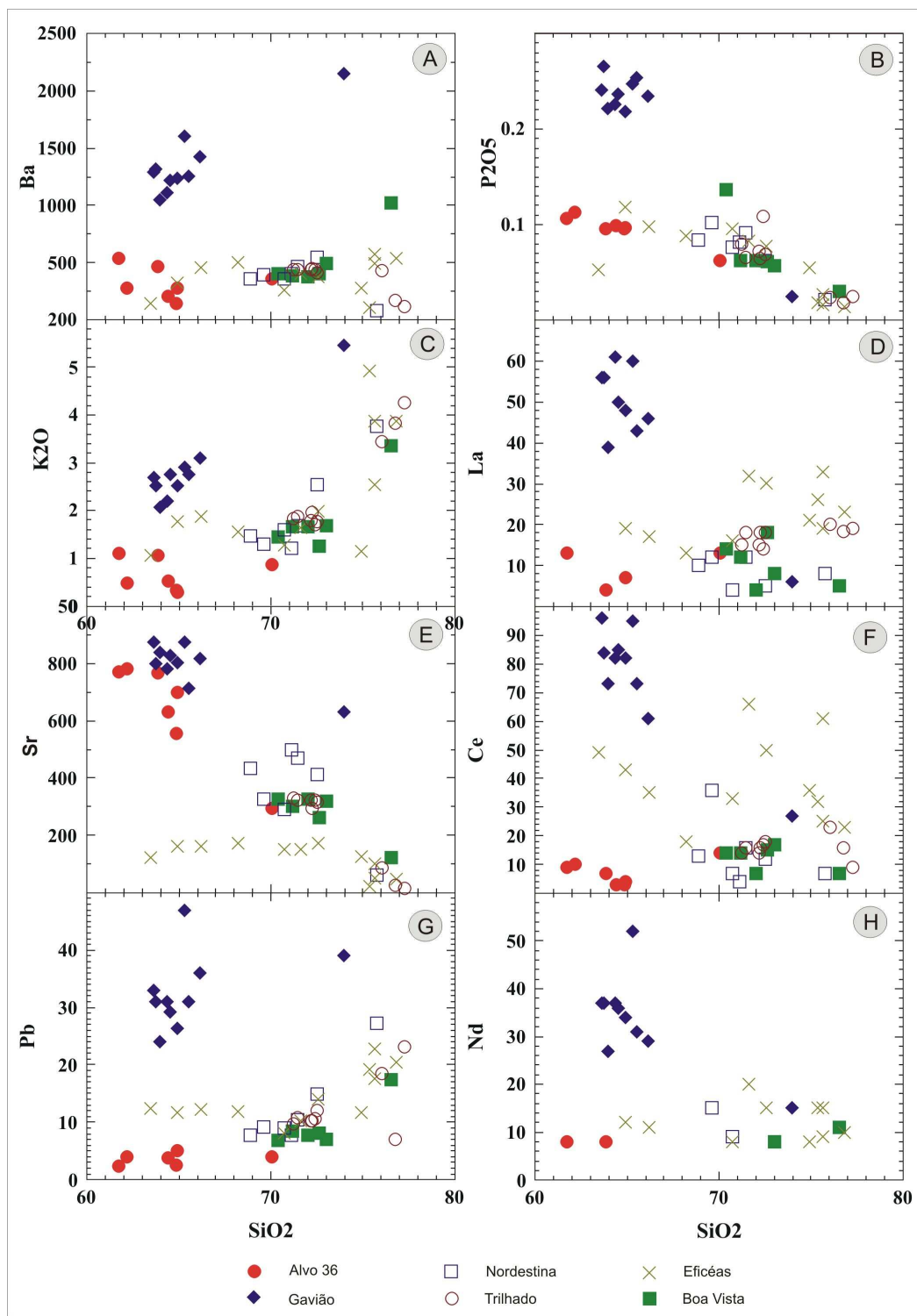


Figura 3.10: Diagramas de Harker, variação de elementos traços (ppm) e elementos maiores (wt%) em função de SiO₂ (wt%). (obs: a amostra do Granodiorito Fazenda Gavião com SiO₂ ~74 wt% representa um dique félsico tardio do corpo)

O enriquecimento em P₂O₅ e Elementos Terras Raras Leves (ETRL) (eg: La, Ce e Nd) é compatível com a presença abundante de minerais como apatita e titanita no Granodiorito Fazenda Gavião.

3.4.4. Diagramas de multielementos (*Spidergrams*)

Diagramas de multi-elementos (conhecidos como *spider-diagrams*; ou *spidergrams*) são diagramas baseados em um grupo de elementos incompatíveis com a mineralogia típica do manto, e geralmente são apresentados normalizados pelo manto primitivo.

Nos diagramas de multi-elementos (Figura 3.11) nota-se uma clara semelhança entre os plutons Nordeste, Trilhado e Boa Vista, que apresentam anomalias positivas de La, Sr e Zr, e anomalias negativas de Nb, Ce e P.

Embora tenha grande variação de sílica, o Granitóide Eficéas apresenta uma assinatura bem definida para os elementos dispostos no diagrama de multi-elementos (Figura 3.11), com anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti, e anomalias positivas de K, Nd e Zr.

Para o Granitóide Eficéas, as anomalias negativas de Ba e Sr podem estar relacionadas ao seqüestro destes elementos por feldspatos (Ba em K-feldspato, e Sr em plagioclásio) em algum momento da evolução deste pluton.

O pluton Alvo 36 é semelhante ao Nordeste, Trilhado e Boa Vista, com anomalia positiva de Sr, no entanto, difere pelo baixo conteúdo de Rb e K. Esta característica provavelmente reflete a composição tonalítica deste corpo, com menos K-feldspato (rico em Ba e Rb) e mais plagioclásio (rico em Sr).

O Granodiorito Fazenda Gavião apresenta anomalia positiva de Ba, Zr e Y, e anomalias negativas de Nb e Ti (Figura 3.11).

Podemos concluir através dos diagramas de multi-elementos que os plutons Trilhado, Nordeste e Boa Vista apresentam características semelhantes. O pluton Alvo 36 apresenta semelhança com estes plutons (Trilhado, Nordeste e Boa Vista), mas apresenta baixo conteúdo de Rb e K.

Um fato comum para os corpos plutônicos em geral é a presença da anomalia negativa de Nb. Estes elementos provavelmente são retidos na fonte por minerais como rutilo e/ou ilmenita que apresentam coeficiente de partição (K_d) alto para estes elementos

(eg: Kd_{Nb} para rutilo é > 20 ; Foley et al., 2000). Por exemplo, no caso da fusão experimental de metabasaltos, rutilo e ilmenita estão sempre presentes nas fases residuais (Rapp et al., 1991).

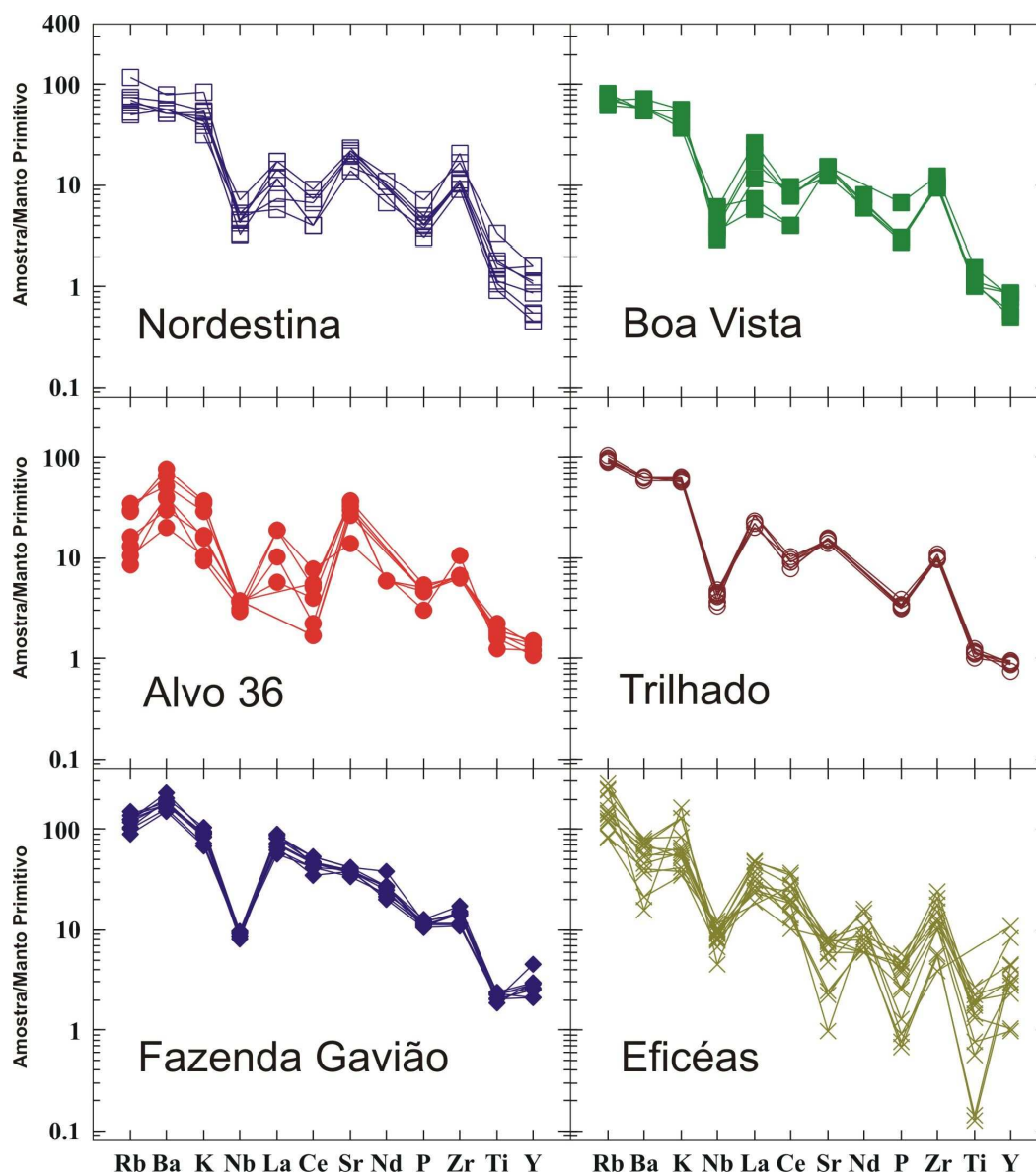


Figura 3.11: Diagramas de multi-elementos normalizados ao manto primitivo com valores de Sun & McDonough (1989) (amostras de diques félsicos tardios não foram utilizadas).

3.4.5. Elementos Terras Raras (ETR) normalizados ao condrito

Foram obtidas análises de elementos terras raras para três amostras (FM-175, FTC-86 e FM-160-D) do Granodiorito Fazenda Gavião, sendo que uma (FM-160-D) representa um aplito rico em K-feldspato (dique tardio). A Figura 3.12 A mostra um padrão fracionado para o espectro de ETR do Granodiorito Fazenda Gavião, enriquecido em elemento terras raras leve (ETRL) e empobrecido em elementos terras raras pesadas (ETRP), apresentando razão $(La/Yb)_N \sim 23$ (FM-175 e FTC-86) e $(La/Yb)_N = 13.59$ (dique FM-160-D). Outras análises foram obtidas para o Tonalito Alvo 36 (2 amostras) (Figura 3.12 C), para o Granodiorito Trilhado (4 amostras) (Figura 3.12 D) e Granitóide Eficéas (6 amostras) (Figura 3.12 E).

Os valores de elementos terras raras para o Batólito Nordeste foram extraídos de Cruz Filho et al. (2003) (Figura 3.12 B).

Para o Batólito Nordeste nota-se um espectro fracionado, com razão $(La/Yb)_N \sim 27$, e uma leve anomalia positiva de Eu (Figura 3.12 B). O Alvo 36 apresenta espectro semelhante, razão $(La/Yb)_N = 5.08$ (FM-104) e $(La/Yb)_N = 13.13$ (FM-128), e uma leve anomalia positiva de Eu. Anomalia positiva de Eu geralmente é associada ao acúmulo de plagioclásio.

O Granodiorito Trilhado apresenta uma amostra (TRI-2) com espectro fracionado (curva inclinada), com razão $(La/Yb)_N = 17.42$, sendo enriquecido em ETRL similar ao Batólito Nordeste, e apresenta duas amostras com um padrão plano, razão $(La/Yb)_N \sim 1.51$, e com a presença de uma marcante anomalia negativa de Eu (Figura 3.12 D).

Para as amostras do Granitóide Eficéas nota-se um padrão plano em geral, razão $(La/Yb)_N \sim 2.44$ e 3.19 , e com a presença da anomalia negativa de Eu, sendo mais forte nos espectros mais planos.

Comparando os diagramas dos elementos do grupo das terras raras normalizados ao condrito entre os plutons em estudo (Figura 3.12 F), nota-se que o Batólito Nordeste é mais empobrecido em ETRP enquanto que o Granitóide Eficéas é o mais rico.

O Granodiorito Fazenda Gavião apresenta um forte enriquecimento em ETRL em relação aos outros plutons (Figura 3.12 F), embora uma amostra (FM-160-D) (dique tardio) tenha concentrações mais baixas.

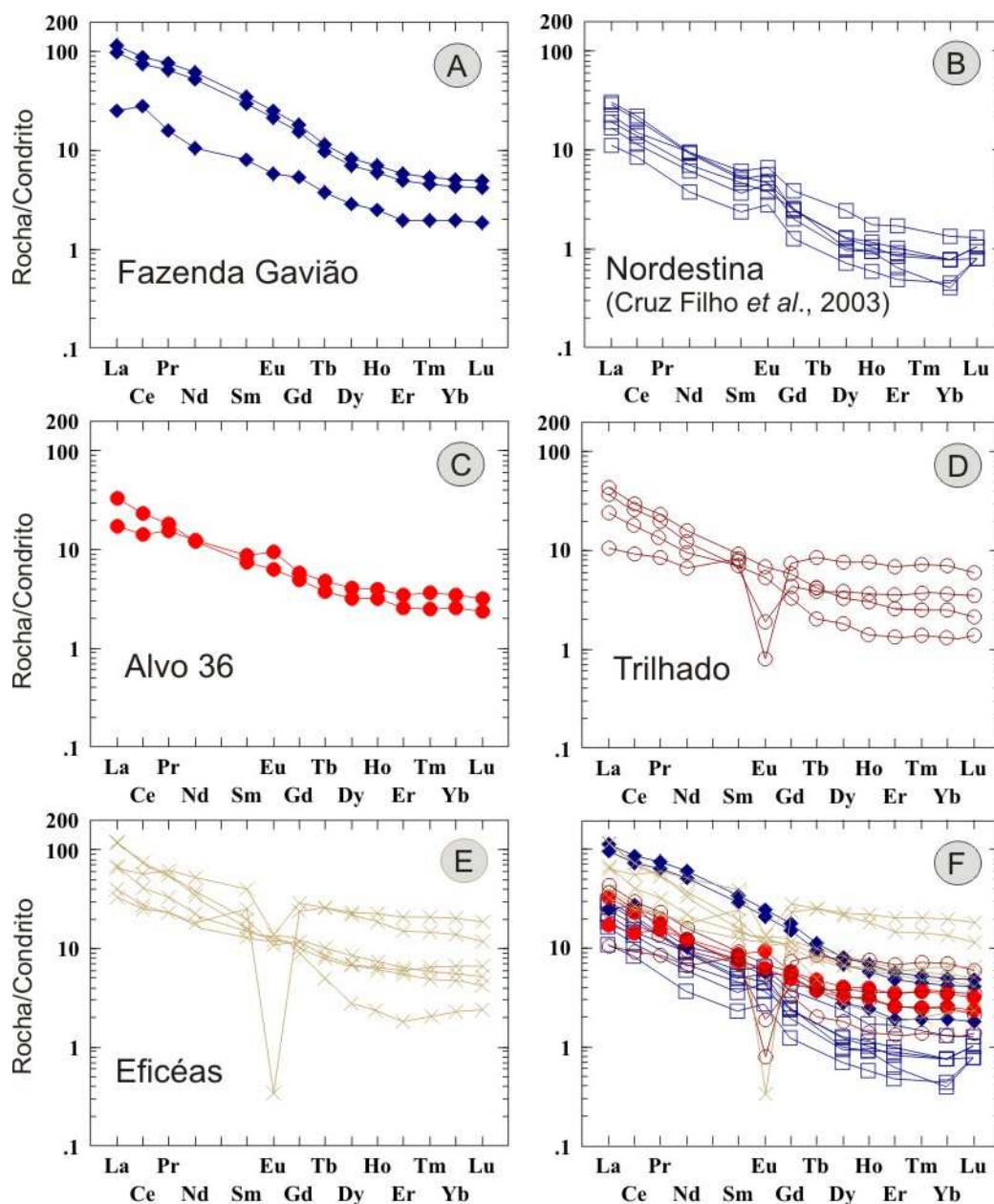


Figura 3.12: Elementos Terras Raras normalizados ao condrito. (valores de normalização segundo Taylor & McLennan (1985))

Nota-se que as anomalias negativas de Eu para algumas amostras do Granitóide Eficéas e do pluton Trilhado ocorrem nas amostras que têm anomalia negativa de Sr, como discutido no item anterior. O empobrecimento do elemento Európio (Eu), assim como do Estrôncio (Sr) em rochas ígneas, é interpretado pelo sequestro destes elementos por plagioclásio, em algum momento da história da fonte ou do magma.

3.4.6 Diagramas para distinção de ambientes tectônicos

É difícil classificar granitos de acordo com ambientes tectônicos baseado somente em diagramas geoquímicos, uma vez que a abundância de elementos maiores e traços destas rochas depende de vários fatores petrogenéticos. No entanto, uma série de diagramas encontrados na literatura são bastante utilizados para distinção de rochas ígneas formadas em diferentes ambientes tectônicos. Entre os diagramas de classificação tectônica, os mais “famosos” são os diagramas de Pearce et al. (1984) (Figura 3.13 A e B), amplamente utilizado na literatura para distinção do ambiente tectônico de rochas ígneas.

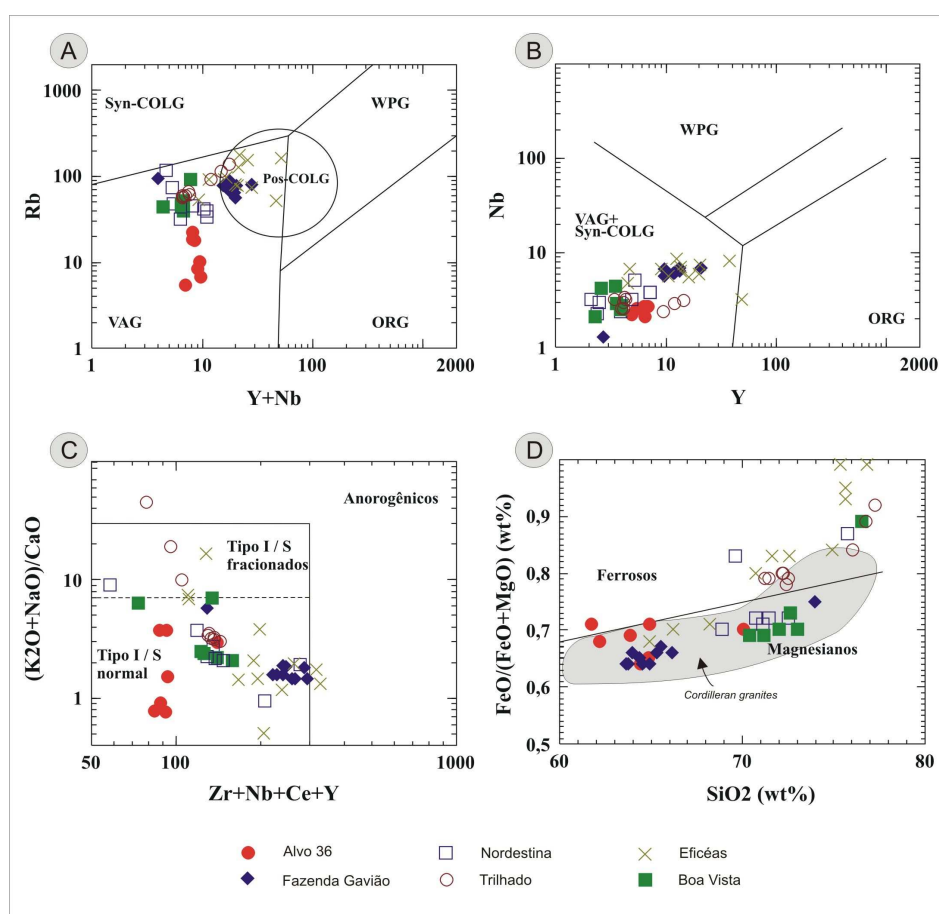


Figura 3.13: Diagramas de Classificação Tectônica: (A) e (B) diagramas discriminantes proposto por Pearce et al (1984) onde VAG = granito de arco vulcânico, WPG = granito intra-placa, ORG = granito de cadeia meso-oceânica, Syn-COLG = granito sin-colisional e Pos-COLG = granito pós-colisional; (C) Diagrama $(K_2O + Na_2O)/CaO$ vs $(Zr+Nb+Ce+Y)$ para distinção de granitos anorogênicos dos demais (tipo-I e S, “normais” e fracionados) (Sylvester, 1989); (D) Classificação entre granitos Ferrosos e Magnesianos, com campo dos granitos cordilheiranos (*cordilleran granites*) (Frost et al, 2001).

Para os corpos plutônicos em questão nota-se uma afinidade com rochas de arco vulcânico (Figura 3.13 A e B).

No diagrama $(K_2O + Na_2O)/CaO$ vs $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 3.13 C), as análises plotam (em geral) no campo de granitos tipo I/S normal proposto por Sylvester (1989), portanto não apresentam características de granitos anorogênicos (Tipo-A). As amostras que se situam no campo para granitos fracionados correspondem aos aplítos e diques tardios.

A (Figura 3.13 D) apresenta uma classificação de granitos em função do conteúdo de ferro 2^+ (FeO_{total}) e magnésio (MgO) proposto por Frost et al (2001). Neste diagrama as amostras dos plutons Fazenda Gavião, Nordestina, Boa Vista e Alvo 36 classificam-se como magnesianos, o Trilhado como um granitóide ferroso, e o maciço Eficéas apresenta plotes nos dois campos ilustrando uma tendência linear da cristalização fracionada; diminuindo a quantidade de magnésio com o aumento de sílica. Segundo Frost et al. (2001) granitóides do tipo cordilheiranos (*Cordilleran granites*) da cordilheira noroeste da América do Norte são tipicamente orogênicos, e inserem-se no campo de granitos magnesianos, enquanto que granitos ferrosos são geralmente granitos do Tipo-A (anorogênicos).

3.4.7 Comparação com Suítes Trondhjemiticas

Os trondhjemitos fazem parte das suítes TTG (Tonalitos-Trondhjemitos-Granodioritos) caracterizados por granitos sódicos que perfazem cerca de 90 % da crosta juvenil gerada entre 4.0 e 2.5 Ga (Arqueano). São formadas por rochas plutônicas, contendo quartzo-plagioclásio-biotita como principais fases minerais, pouca quantidade de K-feldspato, e podem apresentar bastante hornblenda em seus membros mais primitivos (Barker & Arth 1976, Martin 1994). Típicas suítes TTG são rochas ricas em sílica ($SiO_2 > 64 \%$, mas geralmente 70 % ou mais), com alto conteúdo de Na_2O ($3.0 \text{ wt } \% \leq Na_2O \leq 7.0 \text{ wt } \%$), baixa razão K_2O/Na_2O (< 0.5), e não apresentam enriquecimento em potássio (K) nos membros mais evoluídos. TTG são pobres em elementos ferromagnesianos ($Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 < 5 \text{ wt } \%$), número de magnésio ($Mg\# = MgO/(MgO+FeO) \sim 43$, e conteúdo de Ni e Cr geralmente em torno de 14 e 29 (ppm) respectivamente (Barker & Arth, 1976).

Barker & Arth (1976) definiram dois principais grupos entre os granitóides sódicos do Arqueano (TTG): alto-Al e baixo-Al. O grupo TTG de alto-Al (para $\text{SiO}_2 \sim 70 \text{ wt } \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15,0 \text{ wt } \%$) é caracterizado por um elevado conteúdo de Sr e empobrecimento em Y. Estas características são interpretadas como presença de granada (também anfibólio) e ausência de plagioclásio na fase residual. O grupo TTG de baixo-Al (para $\text{SiO}_2 \sim 70 \text{ wt } \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15,0 \text{ wt } \%$) é caracterizado por baixa razão Sr/Y, refletindo uma petrogênese que não envolve granada como fase residual (ou de fracionamento), mas a presença de plagioclásio como resíduo da fusão parcial ou como mineral controlando fracionamento no líquido magmático.

Comparando com os plutons em estudo, nota-se que as amostras do Trilhado, Nordeste e Boa Vista, assemelham-se com magmas TTG, pois apresentam SiO_2 em torno de 70 wt%, número de magnésio Mg# entre 30 e 43 (Figura 3.14 A), razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$ (Figura 3.14 B), $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) < 5 \text{ wt } \%$ (Figura 3.14 B), e níquel (Ni) e cromo (Cr) em torno de (5-10) e (10-30) (ppm), respectivamente. Estes granitóides (Trilhado, Nordeste e Boa Vista) apresentam $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \text{ wt } \%$ (com exceção dos diques tardios) (Figura 3.14 C) semelhante às suítes TTG de alto - Al.

O pluton Alvo 36, embora tenha menor quantidade de sílica ($\sim 63 \text{ wt } \%$) do que as suítes TTG ($\sim 70 \text{ wt } \%$), apresenta semelhanças com estas suítes de rochas, apresentando conteúdo de sódio entre 3.89 wt % e 6.39 wt %, razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$ (Figura 3.14 B), número de magnésio ($\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$) entre 40 e 50, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5 \text{ wt } \%$ (Figura 3.14 B) e valores de Ni e Cr entre 4 -14 ppm e 15 - 38 ppm, respectivamente.

Nota-se uma sutil diferença do Granodiorito Fazenda Gavião em relação as suíte do tipo TTG, pois este apresenta conteúdo de sílica mais baixo ($\text{SiO}_2 \sim 64 \text{ wt } \%$) (TTG $\sim 70 \text{ wt } \%$), maior número de magnésio (~ 50) (TTG ~ 43), maior quantidade de potássio apresentando razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0.5$ (Figura 3.14 B), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 > 5 \text{ wt } \%$ (Figura 3.14 B), e apresenta-se enriquecido em Ni (15 - 25 ppm) (TTG $\sim 14 \text{ ppm}$) e Cr (35 - 50 ppm) (TTG $\sim 29 \text{ ppm}$).

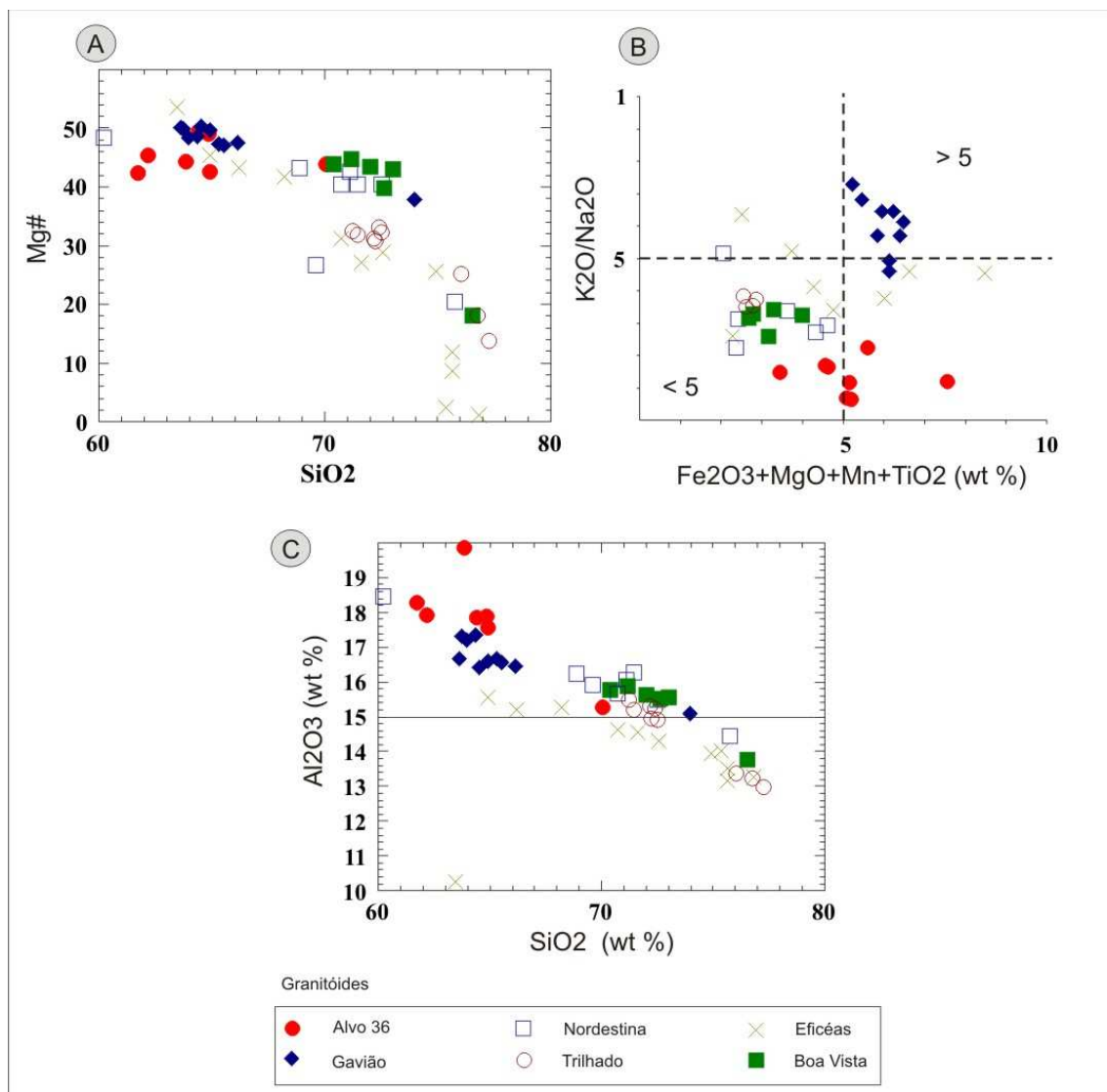


Figura 3.14: Gráficos de comparação com suítes TTGs: **(A)** Número de Magnésio Mg# = (MgO/MgO+FeOt) vs. SiO₂ wt%; **(B)** Gráfico da soma dos elementos ferromagnesianos (Fe₂O₃+MgO+MnO+TiO₂) em função da razão K₂O/Na₂O, com limite entre valores menores (<) e maiores (>) que 5 wt %; **(C)** diagrama SiO₂ vs. Al₂O₃ (wt %) com linha limite em Al₂O₃ = 15 wt % (ver texto para discussão).

3.4.8. Comparação com Rochas Adakíticas

A maioria dos magmas gerados em zonas de subducção modernas apresenta assinatura cálcio-alkalina “clássica” (“normal”) e são interpretados como fusão da cunha do manto, fertilizada com fluidos provenientes da desidratação da placa oceânica em subducção. No entanto, em situações anômalas de temperatura e pressão, supõe-se que a fusão da crosta oceânica em subducção pode ocorrer, gerando então as rochas conhecidas como adakitos (Defant & Drummond 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005).

O termo adakito foi inicialmente descrito para rochas vulcânicas (Defant & Drummond 1990), mas atualmente é utilizado tanto para rochas vulcânicas como para rochas plutônicas, encontradas em ambientes de arco (e.g., Kamei, 2004) como também em ambiente colisional (e.g., Chung et al., 2003) ou pós-colisional (e.g., Xiao et al., 2007). Portanto adakitos não são exclusivamente gerados a partir da fusão parcial de crosta oceânica em zonas de subducção (Defant & Drummond, 1990), mas podem ocorrer também em outros ambientes a partir da fusão parcial da crosta máfica inferior em regime de elevada pressão (> 1.6 GPa) (profundidade ~ 48 km) (e.g., Atherton & Petford, 1993).

Martin (1999) propôs que as rochas adakíticas podem ser consideradas como análogas modernas das suítes arqueanas do tipo TTG. No entanto, trabalhos recentes mostram que existem restrições nesta comparação (Smithies 2000, Martin et al. 2005).

Segundo Martin et al. (2005) os adakitos são divididos em dois grupos; *High Silica Adakites* (HSA) (Adakitos de alta-SiO₂; ~ 64 wt%) e *Low Silica Adakites* (LSA) (Adakitos de baixa-SiO₂; ~ 56 wt%).

Os HSA são interpretados como produto da fusão de crosta oceânica em subducção, no qual este fundido (*slab-melt*) interage com peridotitos durante sua ascensão pelo manto. A concentração de Mg, Cr e Ni no HSA é mais elevada do que os valores encontrados em líquidos graníticos a tonalíticos gerados em experimentos de fusão de metabasaltos (Rapp et al., 1991), e, portanto, atribui-se este enriquecimento a interação do magma com o manto peridotítico. Em relação às suítes TTG, os HSA também apresentam maior concentração de Mg, Cr e Ni, atribuídos a maior interação com o manto das rochas adakíticas (Smithies, 2000).

Os adakitos de baixa-SiO₂ (LSA) são considerados como formados por fusão parcial do manto peridotítico que foi previamente modificado (metassomatismo) por fundidos de crosta oceânica (*slab-melts*).

Os HSA são considerados como equivalentes das suítes TTG de alto-Al, e são interpretados como fusão de crosta máfica, onde a granada é um mineral presente na fase residual e responsável pela retenção de Y no resíduo (Drummond & Defant, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005).

Adakitos são rochas intermediárias a félsicas, de composição andesítica, a riolítica, apresentam SiO₂ > 56 wt %, alto conteúdo em Na₂O (3.5 - 7.5 wt %), baixa razão

K_2O/Na_2O (~ 0.42), conteúdo em $Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2 \sim 7$ wt %, $Mg\# \sim 51$, Ni e Cr ~ 24 e 36 ppm respectivamente, e alta concentração de Sr (> 400 ppm) (Defant & Drummond 1990).

Classificando os granitóides em estudo no diagrama (Sr/Y vs Y ppm) para distinção entre adakitos e rochas cálcio-alcalinas “clássicas” em arcos de ilha (Figura 3.15 A), nota-se que os plutons Boa Vista, Trilhado e Nordestina inserem-se no campo dos adakitos, com exceção dos membros mais evoluídos do pluton Trilhado. O Granitóide Eficéas apresenta baixa razão Sr/Y, e no diagrama (Sr/Y vs Y) proposto por Drummond & Defant (1990) (Figura 3.15 A) classifica-se como rochas cálcio-alcalinas típicas de arco de ilha.

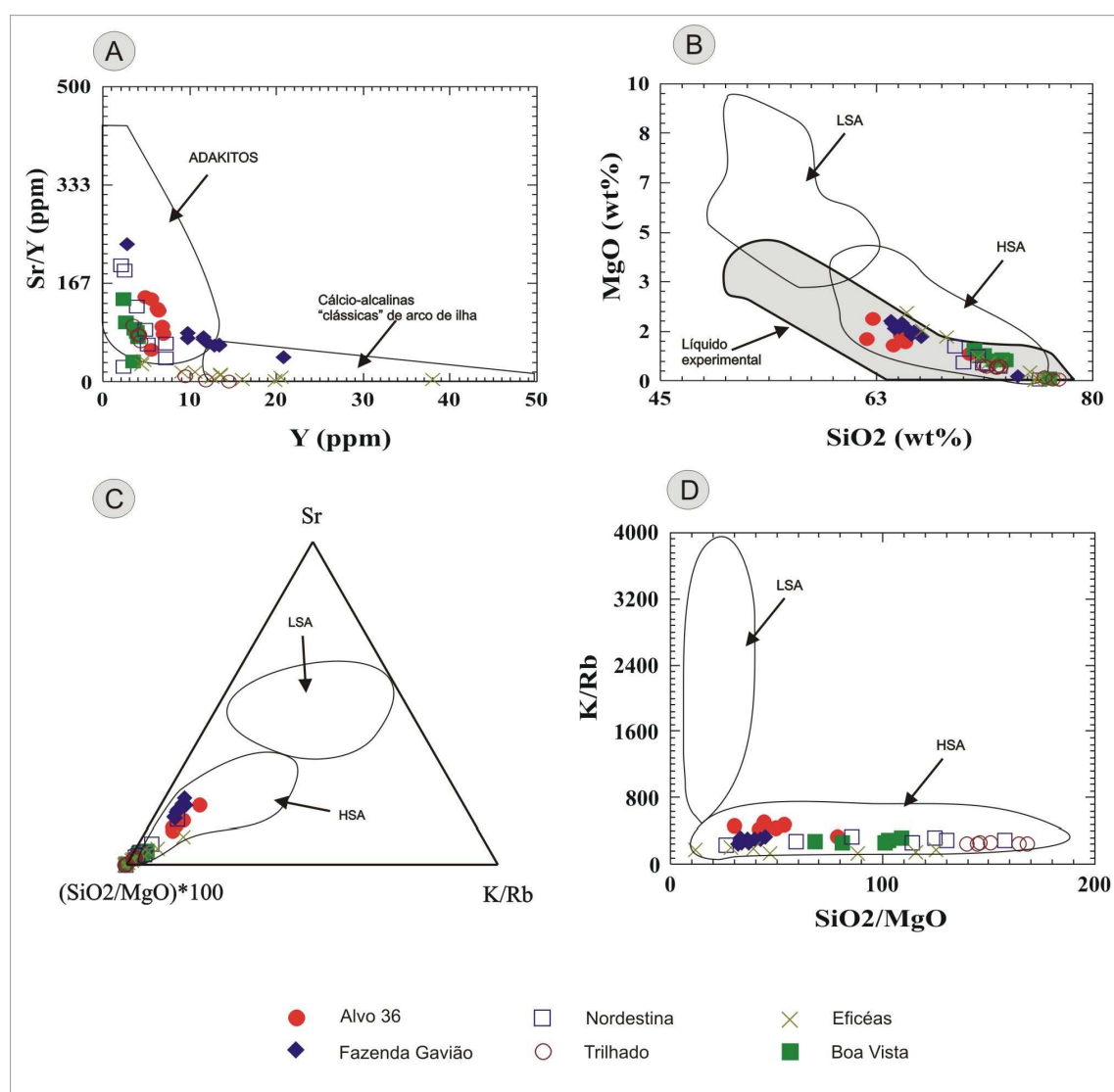


Figura 3.15: Diagramas para rochas adakíticas: (A) Diagrama Sr/Y vs. Y (ppm) proposto por Drummond & Defant (1990) para distinção entre adakitos e rochas cálcio-alcalinas “clássicas” para arcos de ilha; (B)

Diagrama de SiO₂ vs. MgO (wt%) segundo Martin *et al.* (2005) para discriminação entre HSA (*High Silica Adakites*) e LSA (*Low Silica Adakites*) e também mostra o campo de líquidos experimentais gerados pela fusão de metabasaltos; (C) Diagrama ternário para distinção entre HSA e LSA segundo Martin *et al.* (2005); (D) Diagrama de K/Rb vs. SiO₂/MgO para distinção entre HSA e LSA segundo Martin *et al.* (2005).

O Granodiorito Fazenda Gavião distribui-se entre os dois campos do diagrama e, portanto não se discrimina bem neste diagrama.

Para os demais diagramas da Figura 3.15, que são utilizados para a distinção entre HSA e LSA segundo Martin *et al.* (2005) observa-se que os granitóides em estudo plotam dentro campo dos HSA, e também sobrepõem-se ao campo de líquidos experimentais gerados pela fusão de metabasaltos (Figura 3.15 B). Importante observar que embora o Granitóide Eficéas insira-se no campo dos HSA, ele não se classifica como um magma adakítico devido à sua baixa razão Sr/Y mostrada na Figura 3.15 A.

3.4.9. Comparações com o magmatismo alcalino na porção oeste do greenstone belt do Rio Itapicuru

O Tonalito Itareru, o monzonito Cansação e o Sienito Morro do Afonso com seus diques de lamprófiros associados, são rochas ígneas que ocorrem próximas do Granodiorito Fazenda Gavião (Figura 2.3). Análises geoquímicas para elementos maiores e traço destas rochas foram extraídas da literatura para comparação com o Granodiorito Fazenda Gavião.

No diagrama TAS nota-se a natureza alcalina para as rochas em comparação, pois se situam no campo acima da curva divisória de séries alcalinas e sub-alcalinas (Figura 3.16 A), enquanto que o Granodiorito Fazenda Gavião e os demais plutons em estudo inserem-se no campo para rochas sub-alcalinas (abaixo da curva) (Figura 3.16 A). No entanto, em relação aos demais plutons sub-alcalinos, o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta-se enriquecido em Na₂O + K₂O.

Na Figura 3.16 B nota-se que o Granodiorito Fazenda Gavião tem um enriquecimento em potássio em relação aos demais plutons sub-alcalinos. O Tonalito Itareru classifica-se na série cálcio-alcalina de alto-K a shoshonítica, e o Sienito Morro do Afonso e seus lamprofiros associados inserem-se no campo para séries shoshonítica a ultra-potássica neste diagrama (Figura 3.16 B).

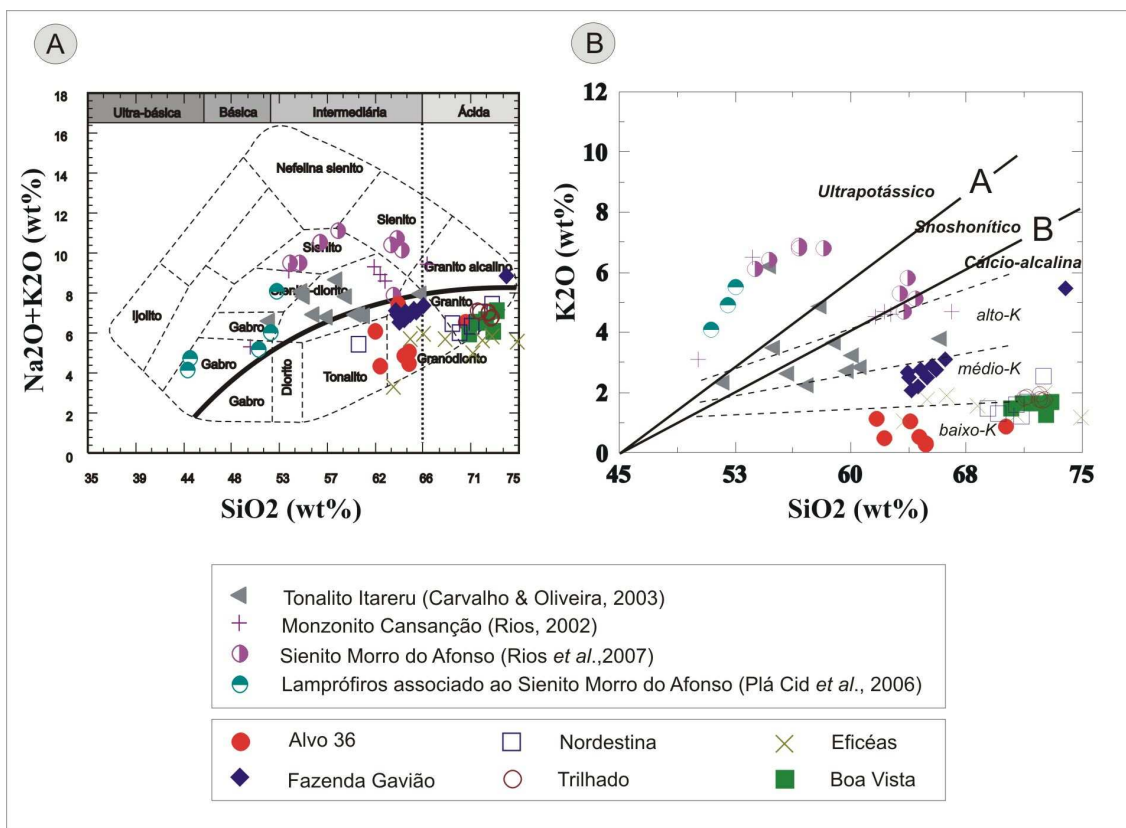


Figura 3.16: Comparação com rochas alcalinas da região ocidental do GBRI: **(A)** diagrama TAS (Total álcalis Sílica) segundo Wilson (1989) e linha limite (curva em destaque) para distinção entre séries magmáticas Alcalinas (acima) e Sub-Alcalinas (abaixo); **(B)** diagrama para séries calcio-alcálica, shoshonítica e ultrapotássica (Modificado de Peccerillo & Taylor, 1976; linhas A e B de Corriveau & Gorton, 1993)

Analisando os diagramas da Figura 3.17, nota-se que o Tonalito Itareru e o Granodiorito Fazenda Gavião apresentam afinidade com o magmatismo lamprofírico e sienítico do Morro do Afonso, pois são enriquecidos em alguns elementos incompatíveis como Ba, K, Sr, La e elementos de transição Ni e Cr.

Quando observamos o diagrama de multi-elementos para estas rochas (Figura 3.18) em comparação com o Granodiorito Fazenda Gavião, nota-se uma grande semelhança entre eles. A semelhança nesta “assinatura” (Figura 3.18) sugere uma provável relação genética entre o Granodiorito Fazenda Gavião e o magmatismo alcalino da área.

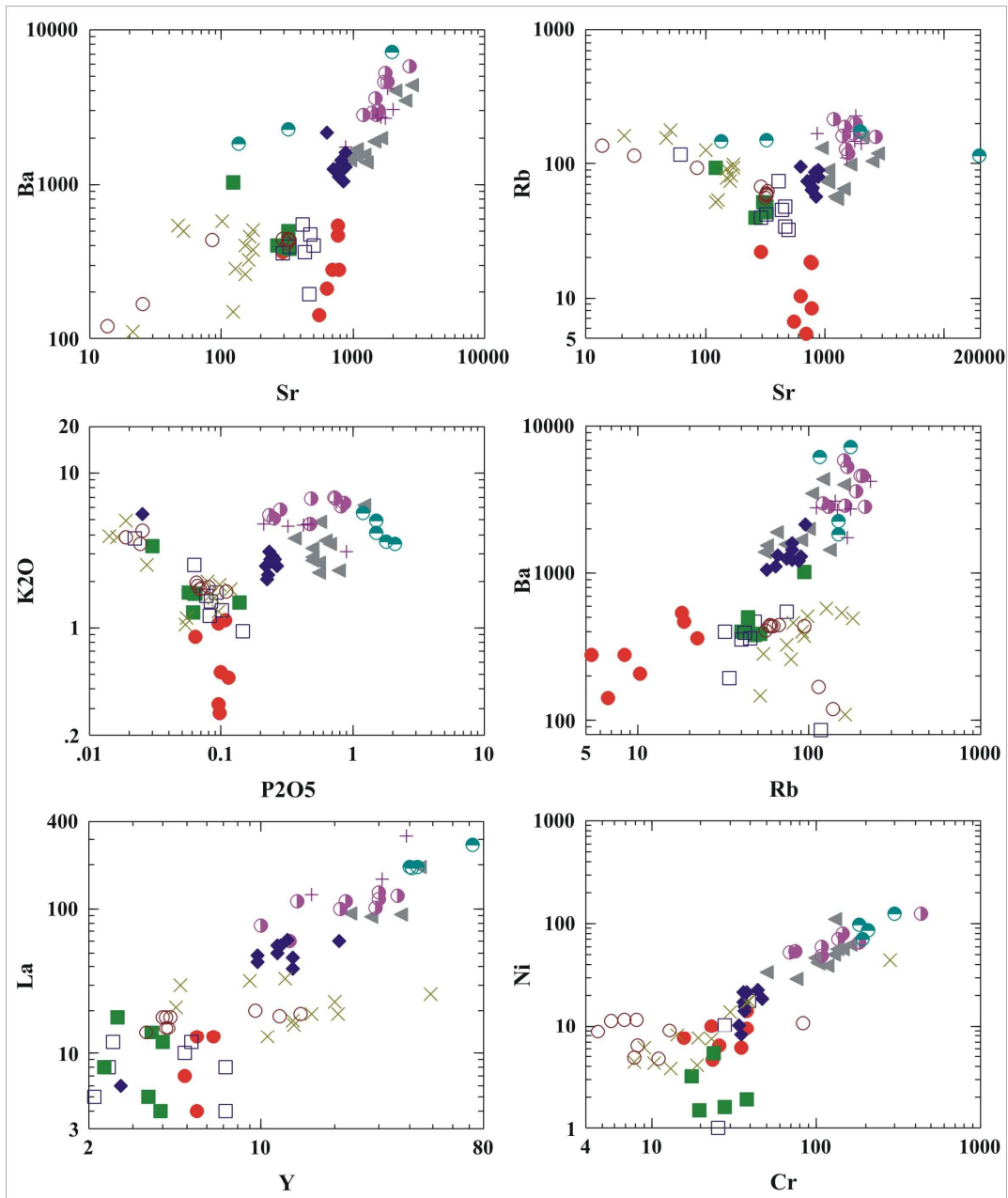


Figura 3.17: Diagramas em escala logarítmica para comparações com o magmatismo alcalino na porção oeste do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. (mesma legenda da figura anterior)

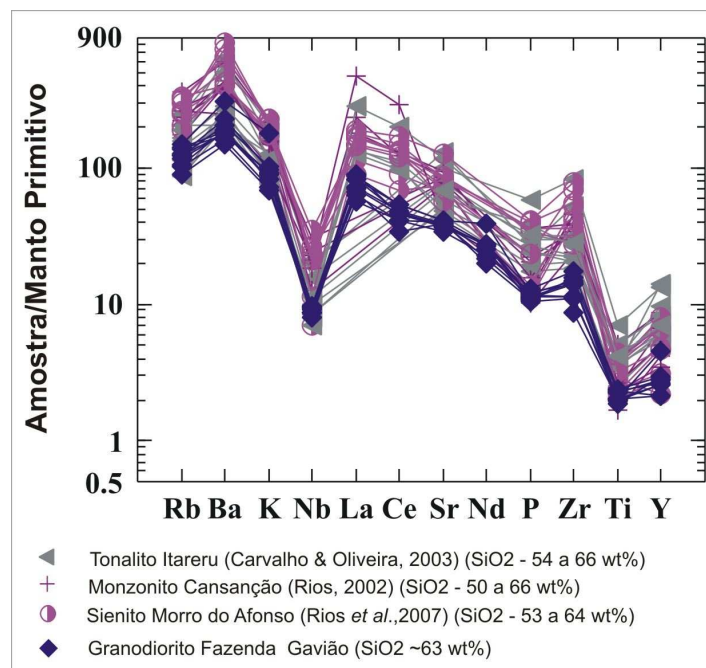


Figura 3.18: Diagrama de multi-elementos: (Valores normalizados ao manto primitivo segundo Sun & McDonough (1989))

3.5. Discussão geoquímica

Os dados geoquímicos classificam o Granodiorito Fazenda Gavião como uma rocha intermediária ($\text{SiO}_2 \sim 63 \text{ wt\%}$), com composição de granodiorito a quartzo-monzodiorito, da série cálcio-alcálica de médio a alto-K, metaluminoso, espectro Terras Raras fracionado (razão $(\text{La}/\text{Yb})_N = 22.81$), alto Sr (900 - 800 ppm), alto Ba (1000 -1500 ppm), e alta razão Sr/Y.

Para os corpos plutônicos na porção oeste do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, nota-se duas “assinaturas” geoquímicas distintas:

(i) O batólito trondhjemitico Nordeste e os plutons Boa vista e Trilhado, apresentam características similares as suites TTG arqueanas (Barker & Arth, 1976) e aos Adakitos de Alta- SiO_2 (Martin et al., 2005) com elevada razão Sr/Y, espectro de Elementos Terras Raras (ETR) fracionado, anomalias positivas de Eu e Sr em diagramas de multi-elementos normalizados. Portanto, provavelmente representam magmas gerados por fusão parcial de rochas máficas (e.g., metabasaltos) sob elevada pressão, estabilizando granada que permanece em um resíduo com pouco ou nenhum plagioclásio, como proposto recentemente para o Batólito Nordeste (Cruz Filho et al. 2003; Cruz Filho et al. 2005).

(ii) O Granitóide Eficéas apresenta uma característica tipicamente cálcio-alcálica, com baixa razão Sr/Y, espectro de ETR pouco fracionado, e anomalias negativas de Eu e Sr em diagramas de multi-elementos normalizados.

Inicialmente, comparando a geoquímica do Granodiorito Fazenda Gavião com os plutons adjacentes na área, nota-se que o Granodiorito Fazenda Gavião apresenta “assinatura” geoquímica bem diferente do Granitóide Eficéas (e.g., Eficéas tem baixo Ba e Sr), e também difere em relação às suites trondjemíticas, apresentando um expressivo enriquecimento em La, Pb, Ce, Nd, Ba, Sr e K₂O.

No entanto, quando se compara o Granodiorito Fazenda Gavião com o plutonismo alcalino máfico-intermediário da porção oeste do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, nota-se semelhança nas assinaturas geoquímicas (diagramas de multi-elementos; e enriquecimento em LILE e ETRL), sugerindo uma provável “consangüinidade” magmática entre estes corpos.

Segundo Rios et al. (2007) e Plá Cid et al. (2006), o Sienito Morro do Afonso evoluiu por assimilação crustal e cristalização fracionada de um magma mantélico com afinidade similar aos lamprófiros associados.

Granitóides associados à lamprófiros e sienitos é uma característica dos granitóides de alto Ba-Sr (*High Ba-Sr granitoids*) segundo Tarney & Jones (1994).

Granitóides de alto Ba-Sr além dos elevados valores de Ba e Sr apresentam baixo Y (Tarney & Jones, 1994), características semelhantes às suítes TTG e adakíticas que foram discutidas no item anterior. No entanto, os granitóides de alto Ba-Sr do oeste da Escócia (Tarney & Jones, 1994) são interpretados como derivados de magmas com afinidade lamprofíricas (*appinites*), evoluindo por cristalização fracionada e assimilação crustal, para sienitos e por fim para granitóides de alto Ba-Sr (Fowler & Henney, 1996; Fowler et al., 2001).

Segundo Fowler et al. (2001) o pluton Rogart é um exemplo típico do magmatismo granítico de alto-Ba-Sr intrusivo no oeste da Escócia durante a orogênese Caledoniana. O pluton é cortado por diques de lamprófiros e apresenta enclaves de apinitos máficos (rochas máficas similares a lamprófiros). Os apinitos derivaram da fusão parcial do manto enriquecido, fertilizado em ambiente de subducção, e posteriormente evoluíram para

intrusivas graníticas através da cristalização fracionada e assimilação crustal (Fowler et al., 2001).

Os granitóides de alto-Ba-Sr da Escócia foram interpretados como magmatismo de arco continental instalado durante o fechamento do oceano Iapetus (Brown et al., 1984). No entanto, o ambiente ainda é discutido na literatura, com hipótese de magmatismo durante subducção (Soper et al., 1992), ou representando um estágio sin-colisional a pós-colisional com contribuição de magmas mantélicos gerados por processo de Slab Breakoff (Atherton & Ghani, 2002).

Capítulo 4 - The Fazenda Gavião high Ba-Sr granodiorite and coeval K-rich plutons as igneous records of arc-continent collision in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, São Francisco Craton, Brazil

Felipe Grandjean da Costa and Elson Paiva Oliveira

*Departamento de Geologia e Recursos Naturais, Instituto de Geociências, Unicamp, 13083-970
Campinas-SP, Brazil (Felipe.Costa@ige.unicamp.br)*

Abstract

The Rio Itapicuru Greenstone Belt is a gold-bearing Palaeoproterozoic volcanic-sedimentary sequence intruded by several granitic plutons in the time interval 2160-2070 Ma. The 2106 ± 6 Ma-old Fazenda Gavião granodiorite (FGG) is one of a set of plutons emplaced along the western boundary of the greenstone belt with the Archaean basement complex. The FGG is largely composed of a homogeneous coarse-grained hornblende granodiorite, occasionally crosscut by appinitic mafic dykes. Minor mafic enclaves and amphibolite xenoliths are common close to the contact with the host metabasalts. The FGG is a metaluminous medium-K to high-K calc-alkaline body with relatively constant silica abundances ($\text{SiO}_2 \sim 63\text{-}66$ wt %). It shows fractionated REE patterns ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 22$), high Sr (900-800 ppm), high Ba (1000-1500 ppm), and high Sr/Y ratios. Similar geochemical characteristics are observed in the associated appinitic dykes, which show relatively higher abundances of Ba, Sr, MgO, Ni, Cr, K_2O , and the light rare earth elements, suggesting they derived from partial melts of an enriched mantle source. The FGG shares several geochemical characteristics with adakites and TTG plutons, but unlike these series it shows relatively higher K_2O abundance. We suggest that the FGG originated from partial melts of the mafic lower crust (with garnet and no plagioclase in the residue) possibly triggered by underplating of mantle-derived, enriched mafic magmas, of which the appinitic mafic dykes may be a representative remnant. The granitic melt mixed with minor amounts of the appinitic magma, as suggest by magma mingling. The FGG is younger in age than the early (2163-2127 Ma) TTG/calc-alkaline arc plutons of the greenstone, and is close-related in

time to the young potassic-ultrapotassic plutons (ca. 2110-2105 Ma) emplaced along the basement-greenstone boundary. We suggest that the K-rich plutons in the Rio Itapicuru greenstone belt are the records of island arc-continent collision at ~2110-2105 Ma, preceding major continental rework and collision at ~2080-2070 Ma.

Key Words: High Ba-Sr granitoids, K-rich granitoids, geochemistry, arc-continent collision, Rio Itapicuru greenstone belt.

4.1. Introduction

When studying granite-greenstone terranes, the characterization of the tectonic environment in which the granitoids and related magmatism formed is an important information to understand the evolution of these deformed terranes (e.g., Doumbia et al., 1998; Vanderhaeghe et al., 1998; Opiyo-Akech et al., 1999; Chown et al., 2002; Kampunzu et al., 2003; Beakhouse and Davis, 2005; Dioh et al., 2006).

The Rio Itapicuru greenstone belt (RIGB) is a Palaeoproterozoic granite-greenstone sequence that tectonically overlies the Archaean basement of the Serrinha Nucleus (Figure 4.1). The evolution of the Palaeoproterozoic magmatism in the RIGB is poorly understood, specially with respect to its tectonic setting. Silva (1992) suggested that the Rio Itapicuru greenstone belt represents a back-arc basin related to a continental arc margin. However, at the time of tholeiitic volcanism (~2200 Ma, Silva et al., 2001), no coeval continental arc have been recognized, and on this ground, Alves da Silva (1994) proposed a marginal basin setting for the Rio Itapicuru basalts.

The subsequent closure of this oceanic basin is registered by 80 m.y. of plutonic activity (e.g. Rios et al., 2003), but not much have been discussed about the geotectonic evolution of the plutonic bodies.

Here we report on U-Pb (SHRIMP) age, Sm-Nd isotopes and geochemistry of a recently mapped K-rich granodioritic pluton, and explore the implications that this body and other related plutons may have for the tectonic evolution of the Rio Itapicuru greenstone belt.

4.2. Regional geological setting

The Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB) is a N-S elongate belt (ca 150 km long and 60 km wide) located in the Serrinha Nucleus, São Francisco Craton (Figure 4.1). This greenstone is relevant to Brazilian geoscientists because of its orogenic gold mineralization (e.g., Silva et al., 2001; Mello et al., 2006).

The basement of the RIGB is represented by migmatites and gneisses of the Santa Luz Complex (Figure 4.2), which have amphibolite facies parageneses and ages between 2983 Ma and 3152 Ma (Oliveira et al., 2004a). The basement is part of the Serrinha Nucleus, an Archaean nucleus that was amalgamated with other Archaean “microcontinents” (Gavião Nucleus and Jequié Block) during the evolution of the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (Figure 4.1) (e.g., Barbosa and Sabaté, 2004; Oliveira et al., 2004a).

The RIGB consists of a low grade metamorphic supracrustal sequence divided by Kishida and Riccio (1980) into three lithostratigraphic units: (i) the basal mafic volcanic unit, composed of massive and pillowed basaltic flows interlayered with chert, banded iron-formation, and carbonaceous shale; (ii) the intermediate to felsic volcanic unit, with metadacites, metandesites, metapyroclastic rocks, and (iii) a metasedimentary pelitic-psammitic unit composed mainly of metapelites and subordinated chemical sedimentary rocks (Figure 4.2).

The metabasalts of the greenstone were dated at 2209 ± 60 Ma (Silva et al., 2001) (Table 1) and controversies exist on its origin. Silva (1992) interpreted the basalts as originated in a back-arc basin, while Alves da Silva (1994) suggested a marginal basin. Donatti Filho and Oliveira (2007) reported that the metabasalts show trace element signatures similar to basalts of the continent-ocean transition and according to Oliveira et al. (2007) they are probably related to a magma-poor rifted continental margin.

The closure of the oceanic basin led to development of two major deformational phases (D_1 and D_2); where D_1 is related to low angle foliation and D_2 to the N-S sinistral shear zones (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997). The RIGB has a preferential N-S orientation, but shows E-W structural trend on the southern part (Figure 4.2). Davison et al. (1988) evidenced that deformation in the RIGB is in structural discordance with the foliation of the Santa Luz gneisses.

The age of the metamorphic peak in the RIGB was estimated around 2076 ± 10 Ma, as revealed by U-Pb SHRIMP ages obtained in overgrowth rims of zircon grains from a quartzite of the Caldeirão shear zone (Oliveira et al., 2002). Mello et al. (2006) obtained the metamorphic age of 2080 ± 5 Ma by Ar-Ar dating in hornblende from metabasalts of the RIGB (Table 1). At the Uauá Block (Figure 4.1) Oliveira et al. (2000) obtained a younger metamorphic age of 2039 ± 2 Ma (Table 1), in titanite from metamorphosed mafic dykes.

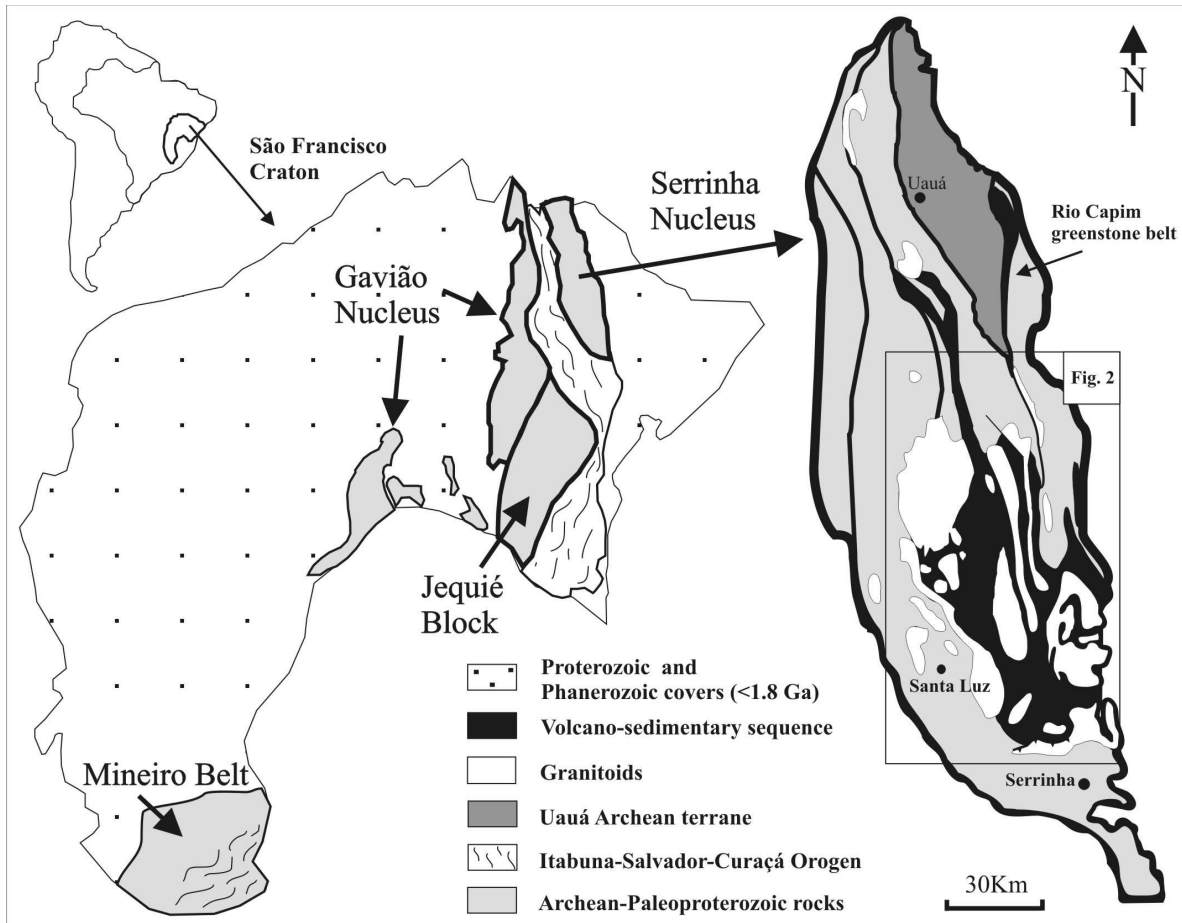


Figure 4.1: Simplified geological map of the Serrinha Nucleus and the São Francisco Craton showing the amalgamated Archaean Blocks around the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (adapted from Barbosa and Sabaté, 2004; Kosin et al., 2003).

Gold mineralization in the RIGB is of the orogenic type, hosted in shear zones (e.g., Xavier and Foster, 1999; Silva et al., 2001; Mello et al., 2006), occurring at the late stage of the collisional event ($\sim 2045 - 2050$ Ma) (Table 1), similar to many other orogenic gold deposits elsewhere (Groves et al., 1998).

During the closure of the Rio Itapicuru volcano-sedimentary basin, the supracrustal rocks were intruded by many granitoids, spanning ~ 80 m.y. of plutonic activity (Table 1) (e.g., Chauvet et al., 1997; Lacerda, 2000; Barrueto, 2002; Rios, 2002; Rios et al., 2003, 2007; Carvalho and Oliveira, 2003; Cruz Filho et al., 2005; Oliveira et al., 2004a; Nascimento et al., 2004; Mello et al., 2006).

According to Rios et al. (2003), the Palaeoproterozoic granitoids in the RIGB can be divided into two groups; (i) The early TTG/calc-alkaline plutons and the (ii) late alkaline plutons:

(i) The earliest granites have medium-K calc-alkaline to subordinate TTG trends and represent a magmatic episode active for almost 30 m.y. (2163 - 2127 Ma) (Table 1) (e.g., Nordeste, Trilhado, Eficéas, Teofilândia and Barrocas plutons) (Figure 4.2). Most of the rocks from this group show positive epsilon Nd(t) (+1.64 to +2.45) and T_{DM} (2200 to 2300 Ma) that indicate magmatic generation from juvenile crust and depleted mantle source (Barrueto et al., 1998; Barrueto, 2002; Rios et al., 2003; Cruz Filho et al., 2005). These TTG/calc-alkaline plutons are interpreted as related to the initial closure of the Itapicuru oceanic basin (Chauvet et al., 1997; Barrueto, 2002; Rios et al., 2003; Nascimento et al., 2004; Mello et al., 2006), and some of them were probably emplaced in an oceanic arc setting, as proposed by Barrueto et al. (1998) for the juvenile Teofilândia and Barrocas plutons at the south part of the greenstone belt (Figure 4.2).

(ii) The later alkaline plutons, emplaced over the time span 2111-2070 Ma, are represented by syenites, monzonites, tonalites, granites and granodiorites, ranging from high-K calc-alkaline to shoshonite and ultrapotassic signatures (Rios et al., 2007).

Rios et al. (2007) proposed that the syenites of the Serrinha Nucleus collectively define a ~2100 Ma old potassic-ultrapotassic igneous province in the East São Francisco Craton, represented by many intrusions in the Serrinha Nucleus.

At the western margin of the RIGB, syenite emplacement occurred in the Archaean Santa luz Complex (e.g., Serra do Pintado and Morro das Agulhas-Bananas syenites) and at the greenstone-basement boundary (e.g., Morro do Afonso syenite) (Figure 4.2). Potassic to ultrapotassic lamprophyres (e.g., minettes and vogesitos) are close associated to the syenitic plutons, and may represent a primitive parental magma for this potassic igneous province (Plá Cid et al., 2006; Rios et al., 2007).

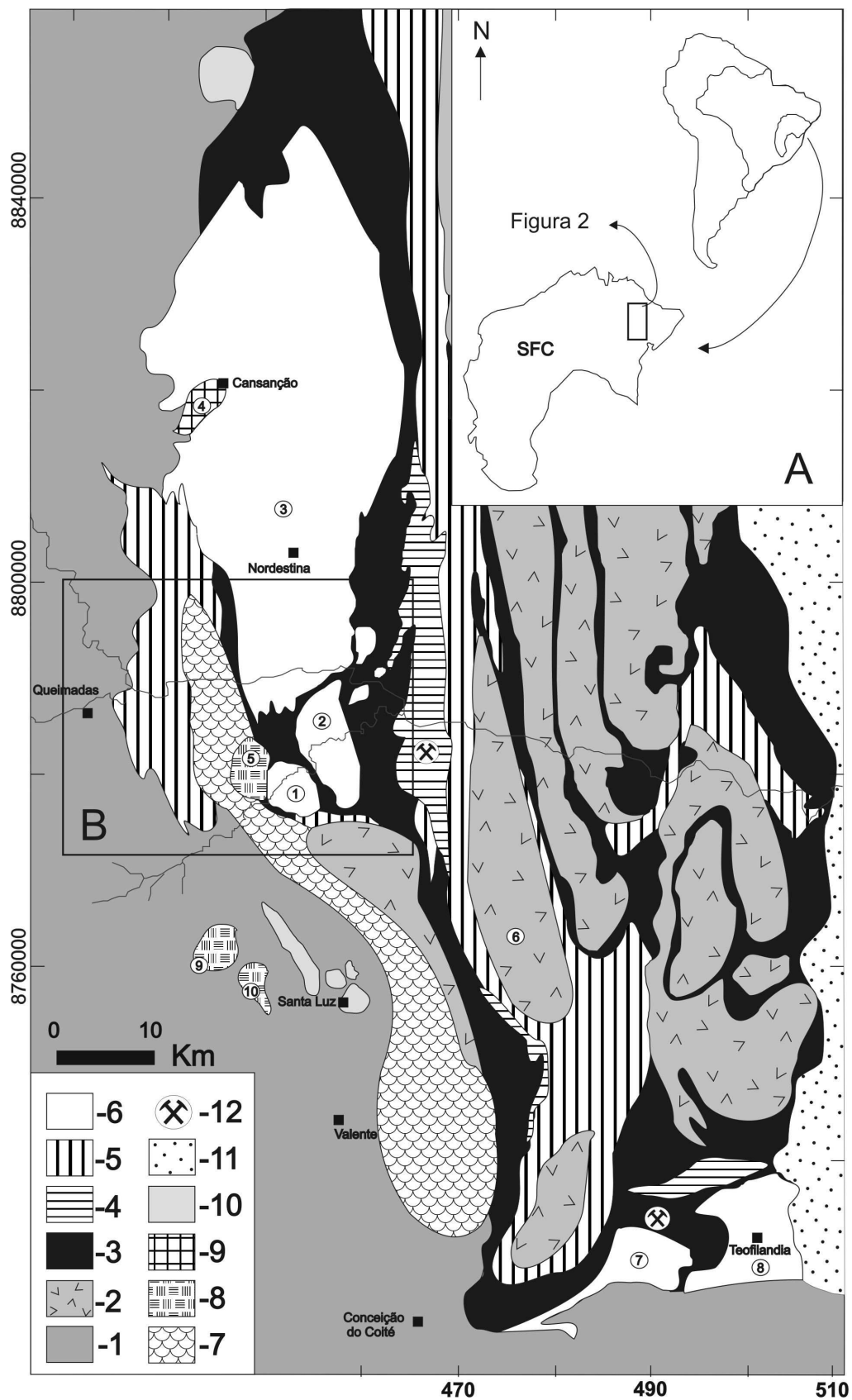


Figure 4.2: Simplified geological map of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (modified from Pimentel and Silva, 2003): **(A)** Location of Figure 3.2 in the São Francisco Craton (SFC); **(B)** Location of Figure 3.3. Legend description: 1- Archaean gneiss-migmatitic basement (Santa Luz Complex); 2- Granite-gneiss domes; 3- Mafic metavolcanic unit; 4- Felsic metavolcanic unit; 5- Metasedimentary unit; 6- TTG and calc-alkaline plutons and the FGG; 7- Itareru tonalite; 8- Syenites; 9- Cançansão monzonite; 10- Morro do Lopes alkaline plutons; 11- Mesozoic sediments; 12- Active gold mines. Legend for granitoids: (1)- Fazenda Gavião granodiorite (FGG); (2)- Eficás granite; (3)- Nordestina trondhjemitic batholith; (4)- Cansação monzonite; (5)- Morro do Afonso syenite; (6)- Ambrósio dome; (7)- Barrocas; (8)- Teofilândia plutons; (9)- Morro do Agulhas-Bananas; (10)- Serra do Pintado.

Rios et al. (2003) report that all potassic and ultrapotassic rocks in the Serrinha nucleus have negative epsilon Nd(t) values (-2.36 to - 4.17) and Archaean model ages ($T_{DM} = 2580$ to 2690 Ma), suggesting an enriched mantle source and storage of this source over a long period of time in the sub-continental lithosphere. These data indicate different petrogenesis for the 2111-2070 Ma potassic magmatism, in comparison with the early 2163-2127 Ma juvenile TTG/calc-alkaline plutons.

K-rich plutons emplaced along the greenstone-basement boundary are represented by the Cansação monzonite (Nascimento, 1996) and by the syn-collisional Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira, 2003) (Figure 4.2), with ages respectively of 2105 ± 3 Ma and 2109 ± 5 Ma (Table 1). These plutons are temporally and spatially associated with syenite bodies, and show chemical and isotopic characteristics suggesting that they could have formed from primitive ultrapotassic alkaline magmas that generated the syenites, but with different degrees of crustal assimilation (Rios et al., 2003, 2007).

According to Carvalho and Oliveira (2003) the syn-collisional Itareru tonalite is a sheet-like body (up to 7.5 km wide and over 80 km long) emplaced between the greenstone belt terrane and the Archaean basement (Figure 4.2). These authors suggest that the elongated Itareru tonalite defines a tectonic discontinuity between the two terranes, and was emplaced within a compressive setting during the early stage of continental collision (see also Oliveira et al., 2004a, 2004b).

The timing of major collisional deformation is well represented in the RIGB by the Ambrosio dome (Figure 4.2). This pluton was emplaced at 2080 ± 2 Ma (Table 1) and represents a syn-collisional intrusion similar to other granite-gneiss domes of the greenstone belt (Figure 4.2) (Alves da Silva, 1994; Chauvet et al., 1997; Lacerda, 2000;

Oliveira et al., 2004a; Mello et al., 2006). The granite-gneiss domes were emplaced at the time of the metamorphic peak (~2080 Ma) (Table 1) and show evidences of Archaean basement rework, as exemplified by Archaean zircon xenocrystals and basement xenoliths in the Ambrosio dome (Lacerda, 2000; Mello et al., 2006).

The post-collisional plutons are represented by non-deformed K-granites known as the Morro do Lopes plutons (Figure 4.2). These plutons emplaced between ~ 2080-2071 Ma (Rios et al., 2000, 2006), during the peak of regional metamorphism, and are probably related to crustal anatexis (e.g., Peixoto, 2000).

Table 1:
Geochronological data for rocks of the Rio Itapicuru Greenstone Belt

Age (Ma)	Analytical technique	Rock Type	References
2209 ± 60	(Pb-Pb Whole rock isochron)	Metabasalt	(Silva <i>et al.</i> , 2001)
2170 ± 60	(Pb-Pb Whole rock isochron)	Metandesite	(Silva <i>et al.</i> , 2001)
2163 ± 5	(U-Pb isotopic dilution in zircons)	Eficéas granite	(Rios, 2002)
2155 ± 9	(Pb-Pb evaporation in zircons)	Nordestina batholith	(Cruz Filho <i>et al.</i> , 2005)
2152 ± 6	(U-Pb SHRIMP in monazite)	Trilhado granodiorite	(Mello <i>et al.</i> , 2006)
2142 ± 47	(Sm-Nd whole rock isochron)	Fazenda Brasileiro gabbro	(Pimentel and Silva, 2003)
2130 ± 7	(U-Pb SHRIMP in zircons)	Teofilândia Batholith	(Mello <i>et al.</i> , 2006)
2127 ± 5	(Pb-Pb evaporation in zircons)	Barrocas pluton	(Chauvet <i>et al.</i> , 1997)
2111 ± 10	(U-Pb SHRIMP in zircons)	Morro do Afonso syenite	(Rios <i>et al.</i> , 2007)
2109 ± 5	(U-Pb SHRIMP in zircons)	Itareru tonalite	(Carvalho & Oliveira, 2003)
2106 ± 6	(U-Pb SHRIMP in zircons)	Fazenda Gavião granodiorite	(This study)
2105 ± 3	(Pb-Pb evaporation in zircons)	Cansanção monzonite	(Rios, 2002)
2098 ± 2	(U-Pb isotopic dilution in zircons)	Serra do Pintado syenite	(Conceição <i>et al.</i> , 2002)
2086 ± 17	(Pb-Pb evaporation in zircons)	Morro Agulhas-Bananas syenite	(Conceição <i>et al.</i> , 2002)
2080 ± 2	(U-Pb SHRIMP in xenotime)	Ambrósio dome	(Mello <i>et al.</i> , 2006)
2080 ± 5	(Ar-Ar in hornblende of metabasalts)	Metamorphic age	(Mello <i>et al.</i> , 2006)
2076 ± 10	(U-Pb SHRIMP overgrowth rims of zircon grains in quartzite)	Metamorphic age	(Oliveira <i>et al.</i> , 2002)
2072 ± 1	(U-Pb isotopic dilution in zircons)	Morro do Lopes plutons	(Rios <i>et al.</i> , 2000)
2054 ± 2	(Ar-Ar in muscovite of shear zones)	Age of gold mineralization	(Mello <i>et al.</i> , 2006)
2049 ± 4	(Ar-Ar in muscovite of shear zones)	Age of gold mineralization	(Vasconcelos and Becker, 1992)
2039 ± 4	(U-Pb isotopic dilution in titanite, mafic dikes of Uauá Block)	Metamorphic age	(Oliveira <i>et al.</i> , 2000)

4.3. Geology of the Fazenda Gavião granodiorite

The Fazenda Gavião granodiorite (FGG) was mapped in this study, and represents a small body in the westernmost part of the Rio Itapicuru greenstone belt. It has an elliptical shape with an area of 30 km² (Figure 4.3).

The granodiorites are equigranular, grey, medium- to coarse grained, and are composed of quartz (25 - 30 %), K-feldspar (microcline) (20 - 25%), plagioclase (20 - 25%), hornblende (10 - 15 %) and biotite (5 - 10 %). The accessory minerals (~5%) are titanite (abundant), apatite, epidote, zircon and opaque.

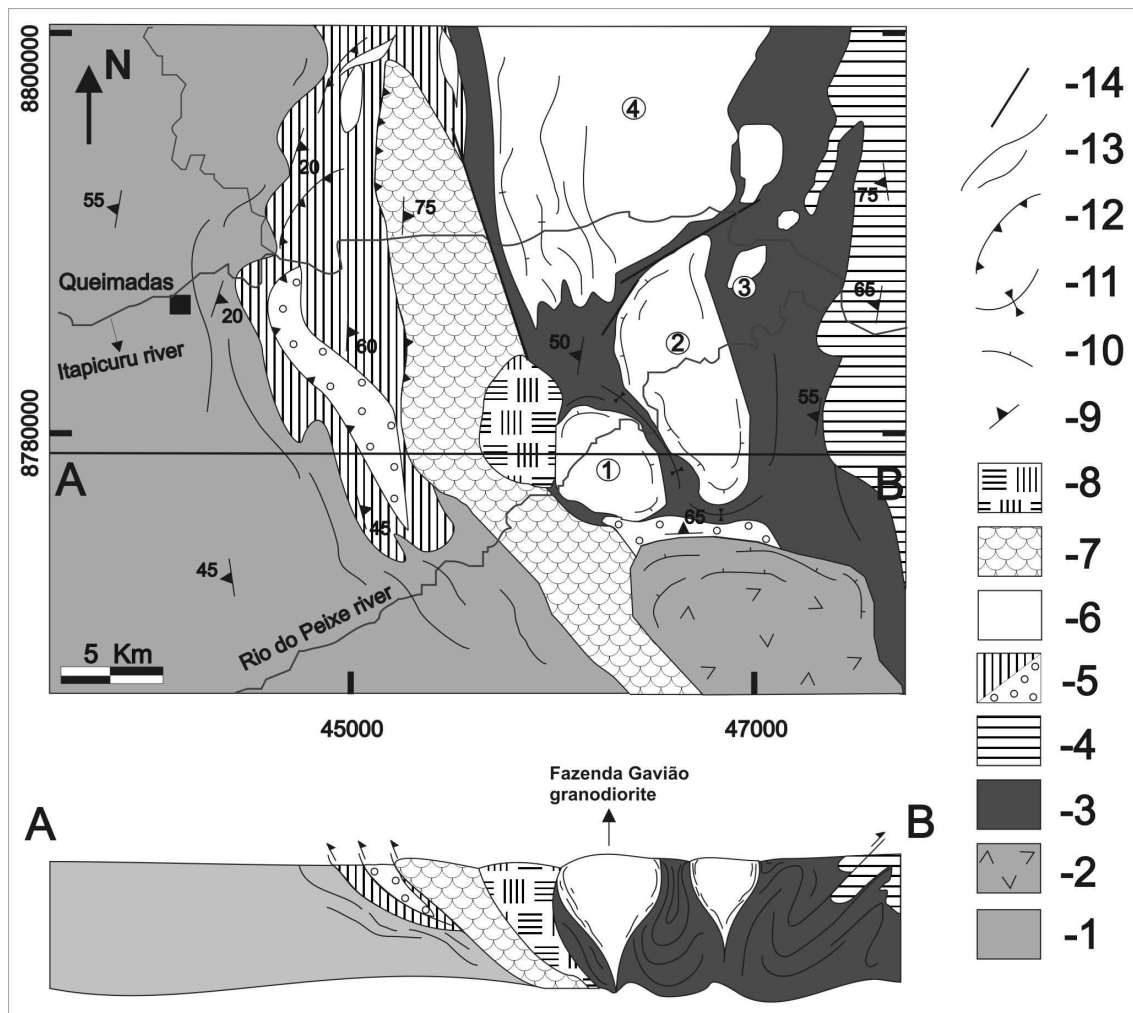


Figure 4.3: Geological map and simplified E-W geological section across the west boundary of the Rio Itapicuru Greenstone Belt. Legend: 1- Archaean gneiss-migmatitic basement; 2- Lagoa do Boi granite-gneiss dome; 3- Mafic metavolcanic unit; 4- Felsic metavolcanic unit; 5- Metasedimentary unit with metapelites (lines) and metapsammities (circles); 6- TTG and calc-alkaline plutons; 7- Itareru tonalite; 8- Morro do Afonso

syenite; 9- Foliation; 10- Syn-magmatic foliation; 11- Synform; 12- Thrust faults; 13- Foliation trends; 14- Transcurrent fault; Legend for granitoids: 1- Fazenda Gavião Granodiorite; 2- Eficéas granite; 3- Trilhado granodiorite; 4- Nordestina batholith.

The FGG is deformed only at the margins and gradually is less deformed towards its center. The foliation measured along its margin is concentrically distributed, with vertical mineral lineation. These structural characteristic is typical of diapiric plutons (Bateman, 1986; Castro, 1987; Hutton, 1988). The mineral lineation in the deformed margins is mainly formed by stretched feldspars, quartz, and by the alignment of hornblende and biotite. However, most quartz grains are less deformed than the feldspars, suggesting that the magma was emplaced before full crystallized. In relation to the regional deformation, the FGG is apparently not affected, and does not show deformation by crosscutting transcurrent faults, like other plutons of the greenstone belt (e.g., Eficéas pluton; Chauvet et al., 1997).

Xenoliths of amphibolites were found in the FGG; they have irregular form, sharp side contacts, and probably represent countryrock fragments incorporated by the magma.

Mafic magmatic enclaves are observed in the FGG and they are represented by elliptical-rounded bodies, a few centimetres long (Figure 4.4 A). These enclaves together with a few mafic dykes (Figure 4.4 B) provide evidences for the role of mafic magmas in the evolution of the FGG.

The mafic enclaves are evidence of *magma mingling* (e.g., Picher, 1993; Barbarin, 2005; Slaby and Martin, 2008 and references therein). The observed physical immiscibility between enclaves and the host granodiorite strongly suggest that magma mixing could possibly have taken place during the early magmatic stage.

The mafic dykes (Figure 4.4 B) show characteristics of composite dykes, similar dykes described by Barbarin and Didier (1992). The dykes appear to have been “dismembered” by the granodioritic magma (Figure 4.4 B) suggesting injection of mafic magma during the late stage of the pluton crystallization.

The mafic dykes are composed by hornblende (55 - 60 %), microcline (25 - 30 %), plagioclase (5 - 10 %), biotite (1 - 5 %), quartz (1 - 5 %), and the accessories apatite and titanite (1 - 5 %). According to Le Maitre et al. (1989), this mineral assemblage is typical of the lamprophyre “vogesito” (amphiboles > mica).

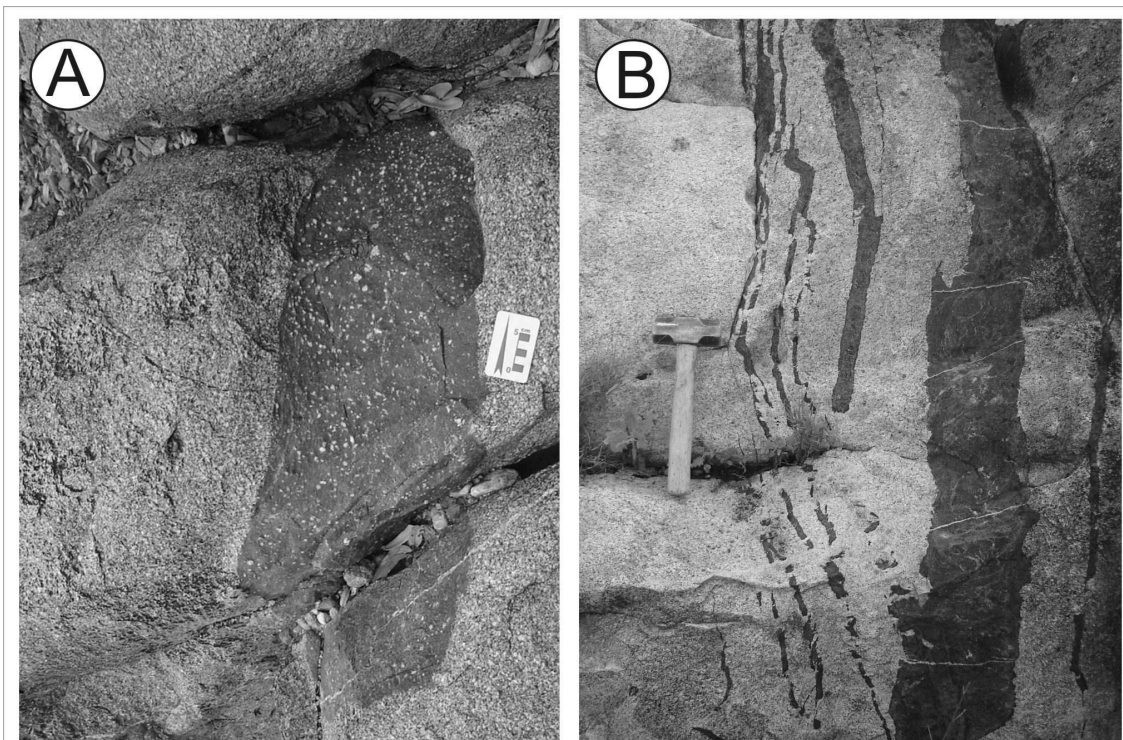


Figure 4.4: (A) mafic enclave with feldspar xenocrysts from the host granodiorite suggesting that felsic and mafic magmas were contemporaneous; (B) composite mafic dyke intruded late in the crystallization history of the granodiorite.

Many aplite dykes are also observed crosscutting the FGG, and are representative of the later crystallization phase.

Country-rocks of the FGG are mainly metabasalts of the mafic metavolcanic unit which usually occur as xenoliths in the FGG.

In the south part, the FGG lies in contact with biotite paragneisses and quartzites. The biotite gneiss is composed of biotite (20 - 30 %), quartz (30 - 40 %), plagioclase (20 - 30 %), K-feldspar (5 - 10 %) and garnet (5 - 10 %). A common feature of the biotite gneiss is the metamorphic segregation of plagioclase around garnet and biotite. These gneisses were mapped during this work, and similar rocks are also found in structural concordance with metapelites to the west of the Itareru tonalite (Figure 4.3).

The west margin of the FGG is marked by a sharp contact with the Morro do Afonso syenitic pluton (Figure 4.3). Field relationship between these two plutons is difficult to observe, but the presence of granitic dykes (quartz, feldspar and biotite) crosscutting the syenitic pluton suggests that the FGG is younger.

4.4. Analytical techniques

U-Pb Zircon Geochronology: ca. of 20 kg of the granodiorite sample FM-155 (UTM coordinates: 453396; 8775940) were collected. Mineral separation was carried out in the State University of Campinas (UNICAMP), using conventional magnetic and density techniques to concentrate the non-magnetic, heavy fractions. A representative selection of zircons was then extracted by hand-picking under a binocular microscope. Zircon analyses were carried out on the SHRIMP II at Curtin University of Technology, Australia, based on the operation procedures described by Compston et al. (1984) and operation conditions described by Smith et al. (1998).

Sm-Nd isotopes: A total of four samples of the FGG were selected for Sm-Nd isotope analysis, namely: three granodiorites (FTC-29, FTC-86 and FM 155) and one mafic dyke (CG-152). Sm-Nd ratios were determined using a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer at the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia, Brazil. The samples were dissolved in a HF-HNO₃ mixture and Nd and Sm extracted using ion exchange columns loaded with AG-50W cation and LN-spec resins, following the general procedures of Patchett and Ruiz (1987) and analytical protocols of Gioia and Pimentel (2000). Nd analyses are corrected for instrumental bias to a value for the La Jolla Nd standard of 0.511860. Correction for blanks was insignificant for Nd isotopic compositions and for Sm-Nd concentrations and ratios.

Major and trace elements: A total of twelve samples of the FGG were selected for major and trace elements, nine of which are granodiorites, two of mafic dykes (CG-152 and CG-152-B), and one of an aplitic dyke (FM-160-D). The samples were analyzed by X-ray fluorescence spectrometry using PW2404 Philips equipment at the Geosciences Institute of the State University of Campinas (UNICAMP). Fusion beads and pressed powder pellets were used respectively for major and trace element analysis.

The relative errors are 0.4-1.5% for major and minor elements, while for trace elements they range within 1.5-10%.

Four of the samples (FM-175, FTC-86, FM-160, and FM-160-D) were further analyzed for trace elements by ICP-MS at the Geoscience Institute of the University of São Paulo (USP), following the analytical procedures of Navarro (2004).

4.5. Results

4.5.1. U-Pb Geochronology

A total of nineteen zircon grains were analyzed in the SHRIMP II (Table 2). Seven of those have reported ages between 95 and 105% of concordance (Table 2). The degree of discordance reflects a Pb (or U) loss or gain. The grain spot 5-1@ has accepted concordance but was not used for age calculation because of the large error ($\pm 1\sigma = 24$) for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age. The six most concordant zircons were used for age calculation, yielding the age of 2106 ± 6 (Figure 4.5). This age is interpreted as the crystallization age of the FGG.

4.5.2. Sm-Nd isotopes

Sm-Nd compositions and isotope ratios as well as the calculated $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ and Nd model ages T_{DM} for the Fazenda Gavião granodiorite and mafic dyke are presented in Table 3. The granodiorite samples have a narrow range of $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = (0.0973 - 0.1090)$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (0.511238 - 0.511371)$ ratios, corresponding to $\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$ values ($t = 2106$ Ma) from -1.55 to -0.14. The Nd model ages T_{DM} vary between 2.34 and 2.46 Ga. The mafic dyke yields $\varepsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.73$ ($t = 2106$ Ma) and Nd model age $T_{\text{DM}} = 2.37$ Ga, similar to those obtained for the granodiorite.

Table 2
SHRIMP U-Pb zircon data for the Fazenda Gavião Granodiorite (sample FM-155)

Grain. spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	f 206 (%)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma)	$\pm 1\sigma$	Conc. %
1-1#	298	65	0.23	0.08	.1252	.0006	5.24	.07	.303	.004	2032	9	84
2-1#	583	109	0.19	0.13	.1166	.0012	3.91	.06	.243	.003	1905	19	74
3-1#	653	147	0.23	0.45	.1197	.0008	3.88	.05	.235	.003	1951	12	70
4-1#	439	83	0.19	0.09	.1273	.0005	6.08	.08	.346	.004	2061	7	93
5-1@	490	84	0.18	0.57	.1290	.0018	6.53	.12	.367	.004	2084	24	97
6-1	383	87	0.24	0.10	.1302	.0006	6.95	.09	.387	.005	2101	8	100
7-1	365	82	0.23	0.08	.1304	.0005	7.37	.10	.410	.005	2103	7	105
8-1#@	537	133	0.26	0.72	.1193	.0009	4.08	.06	.248	.003	1946	14	73
9-1	401	71	0.18	0.07	.1310	.0005	7.13	.09	.395	.005	2112	7	102
10-1	500	70	0.14	0.09	.1314	.0005	7.16	.09	.395	.005	2116	6	102
11-1#	522	126	0.25	0.20	.1234	.0006	4.81	.06	.283	.003	2005	9	80
12-1#*	588	108	0.19	0.33	.1324	.0006	7.66	.10	.420	.005	2130*	8	106
13-1#	809	261	0.33	0.45	.1145	.0007	3.32	.04	.210	.002	1872	11	66
14-1#	651	99	0.16	0.19	.1134	.0008	3.30	.05	.211	.002	1855	13	66
15-1	459	116	0.26	0.14	.1300	.0006	6.75	.09	.376	.005	2098	8	98
17-1#@	447	80	0.19	0.81	.1295	.0009	6.32	.09	.354	.004	2091	13	93
18-1@	485	87	0.19	0.54	.1286	.0008	6.39	.09	.360	.005	2078	11	95
19-1	359	79	0.23	0.09	.1302	.0006	6.79	.09	.378	.005	2100	8	98
20-1#*	632	111	0.18	0.51	.1331	.0006	7.76	.10	.423	.005	2139*	8	106

f 206 percentage of common 206Pb in total 206Pb; (Conc.) = Concordance; 2130* and 2139* Ma probable inherited zircons.

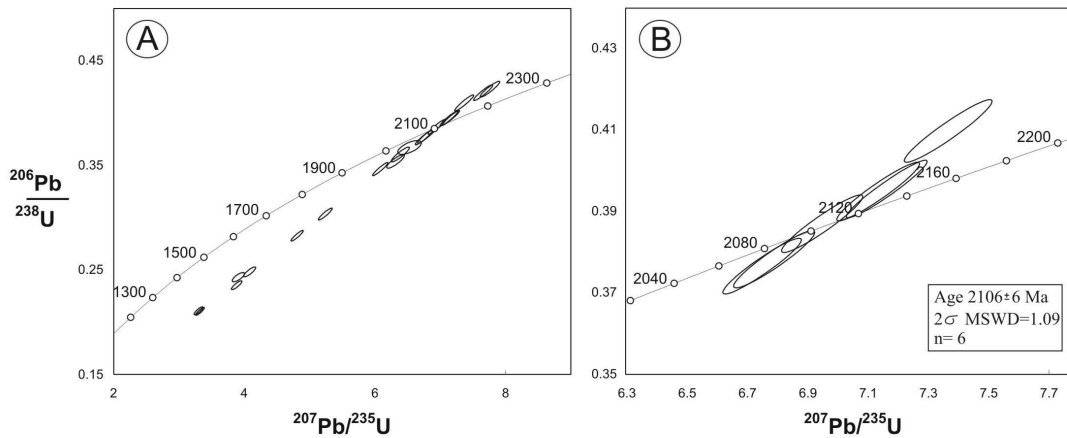


Figure 4.5: U-Pb zircon concordia diagrams for the Fazenda Gavião Granodiorite: **(A)** Concordia diagram with all nineteen analyzed zircons; **(B)** Concordia diagram with the six concordant grains used for age calculation.

Table 3

Sm-Nd isotopic composition of the Fazenda Gavião granodiorite and related rocks

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	TDM (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
<i>Fazenda Gavião granodiorite (ca. 2106 Ma)</i>							
FM 155	7.3060	40.519	0.1090	0.511349 ± 14	-25.15	2.46	-1.55
FTC 29	8.3070	51.584	0.0973	0.511238 ± 12	-27.31	2.36	-0.57
FTC 86	7.7200	44.264	0.1054	0.511371 ± 3	-24.71	2.34	-0.14
<i>Mafic dyke (ca. 2106 Ma)</i>							
CG 152	47.907	292.043	0.0992	0.511256 ± 11	-26.96	2.37	-0.73

4.5.3. Major and trace element geochemistry

The FGG samples have relative constant abundances of SiO_2 (63.3 - 66.2 wt %), TiO_2 (0.41-0.52 wt %), P_2O_5 (0.22 - 0.27 wt %), MgO (1.55 - 2.01 wt %), CaO (3.84 - 4.76 wt %), Fe_2O_3 (3.41 - 3.96 wt %), Cr (35 - 47 ppm), Ni (8.3 - 22.9 ppm), and high contents of incompatible elements like Sr (900 - 800 ppm) and Ba (1000 - 1500 ppm) (Table 4). The FGG shows moderate total alkalis contents ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 7$ wt %) and plot in the sub-alkaline granodiorite field in the TAS diagram (Figure 4.6 A). The

$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ values range from 0.94 to 0.98, indicating a metaluminous nature (Figure 4.6 B). This pluton displays a typical calc-alkaline trend in the ternary Na-K-Ca diagram (Figure 4.6 C), and follows the medium-K to high-K calc-alkaline trend in the SiO_2 vs. K_2O diagram (Figure 4.6 D). It shows total REE contents of 205-319 ppm, fractionated REE patterns ($(\text{La}/\text{Yb})_N \sim 22, 81$), and no Eu anomalies in the chondrite-normalized diagram (Figure 4.7 A). The granite samples show high Sr/Y ratio (60.9 - 82.8). On the mantle-normalized multi-element diagram, all the granodiorite samples show negative anomalies for the elements Nb, P and Ti (Figure 4.7 B). The aplitic dyke shows evolved geochemical patterns with high SiO_2 (73.94 wt %), K_2O (5.46 wt %), and low MgO (0.16 wt %), Fe_2O_3 (0.52 wt %) (Table 4). This sample has a REE pattern similar to the granodiorites, but with relative lower values (Figure 4.7 A); its mantle-normalized multi-element diagram is also similar, but with much lower values of Nb, La, Ce, Nd, P, and Ti (Figure 4.7 B).

The mafic dykes show alkali-basaltic composition in the TAS diagram, plotting in the gabbro field, above the curve line that distinguishes alkaline from sub-alkaline rocks (Figure 4.6 A). In the SiO_2 vs. K_2O diagram (Figure 4.6 D), the mafic dykes show an ultrapotassic nature and share values similar to the Morro do Afonso lamprophyres. The mafic dykes have also very high Ba (7639 - 7871 ppm) and Sr contents (2779 - 2844 ppm), and higher TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , MgO, REE than the FGG granodiorites (Table 4); their trace element patterns lie above the FGG granodiorites, and show similar Nb and Ti negative anomalies, but no P negative anomalies (Figure 4.7 B).

The gray fields in Figure 4.6 D stand for granitic suites of the Rio Itapicuru greenstone belt. In this diagram we note that the FGG samples plot between the K-rich Itareru tonalite and the medium-K calc-alkaline plutons.

Table 4

Major and Trace composition of the Fazenda Gavião granodiorite and mafic dykes

Sample	FTC-29	FM-175	FM-161	FM-174	FTC-86	FTC-89	FM-160	FM-162	FM-155	FM-160-D	CG-152	CG-152-B
Rock	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Aplite	Mafic dyke	Mafic dyke
<i>Major elements (wt%)</i>												
SiO ₂	63.65	63.73	63.94	64.37	64.51	64.93	65.3	65.5	66.16	73.94	47.29	47.87
TiO ₂	0.44	0.50	0.52	0.49	0.45	0.44	0.44	0.51	0.41	0.07	1.15	1.23
Al ₂ O ₃	16.67	17.32	17.21	17.34	16.42	16.61	16.67	16.55	16.45	15.1	9.92	10.01
Fe ₂ O _{3t}	3.96	3.86	3.76	3.77	3.79	3.56	3.41	3.71	3.27	0.52	9.54	9.35
MnO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.01	0.16	0.15
MgO	2.01	1.94	1.77	1.79	1.93	1.77	1.55	1.66	1.49	0.16	8.81	9.62
CaO	4.53	4.76	4.54	4.56	4.46	4.38	3.99	3.84	3.88	1.52	11.53	10.01
Na ₂ O	4.39	4.43	4.48	4.44	4.29	4.41	4.27	4.28	4.25	3.38	0.5	0.44
K ₂ O	2.68	2.51	2.06	2.19	2.76	2.51	2.9	2.76	3.1	5.46	3.94	4.30
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.22	0.23	0.24	0.22	0.25	0.25	0.23	0.03	2.38	2.29
LOI	0.49	0.14	0.4	0.44	0.44	0.4	0.44	0.51	0.36	0.24	0.95	1.47
Total	99.1	99.5	99	99.7	99.3	99.3	99.3	99.6	99.7	100.4	96.17	97.90
<i>Trace elements (ppm)</i>												
V	55	52	49	48	50	48	51	52	46	14.1	91	87
Cr	36	47	36	37	44	38	34	37	35	28	174	173
Ni	21.7	18.8	17.4	15.7	22.9	21.4	10.4	14	8.3	<1	48	53
Zn	62	66	63	64	55	54	60	69	57	11.7	169	169
Ga	19.1	21.6	21	22.7	18.4	18.2	20.2	19.9	19.1	17.2	18.1	19.9
Rb	89	72.1 *	57	64	82.3 *	79	81.8 *	74	79	99.1 *	89	85
Sr	873	809 *	840	781	882 *	803	887 *	713	816	690 *	2844	2779
Y	11.6	13.2 *	13.4	12.8	15.52 *	9.7	24.1 *	9.7	13.4	5.02 *	48	48
Zr	128	228 *	173	159	273 *	124	203 *	158	160	97.71 *	599	621
Nb	6.1	5.9 *	6.5	6.6	6.8 *	5.7	8 *	6.7	6.9	1.34 *	11.9	11.4
Ba	1295	1397 *	1046	1113	1248 *	1240	1855 *	1257	1429	2995 *	7871	7639
Ta		0.48 *			0.51 *		0.66 *			0.30 *		
Pb	33	26.3 *	24	31	30.12 *	26.3	44.4 *	31	36	45.98 *	23.3	26
Th	18.8	17.4 *	12.1	14.4	11.32 *	11.3	17. *	13.2	10.9	7.07 *	19.6	19.4
U	4	3.82 *	3	3	3.66 *	3	4.4 *	4	3	2.47 *	13	9.6
<i>Rare earth elements (ppm)</i>												
La	56	71.2 *	39	61	42.63 *	48	67.7 *	43	46	9.24 *	254	254
Ce	96	127 *	73	82	84.99 *	82	140.5 *	73	61	26.62 *	675	730
Pr		15.45 *			10.45 *		15.6 *			2.16 *		
Nd	37	53.50 *	27	37	43.56 *	34	63.5 *	31	29	7.59 *	271	279
Sm		8.22 *			8.06 *		11.1 *			1.86 *		
Eu		2.12 *			2.22 *		2.8 *			0.51 *		
Gd		5.82 *			5.59 *		7.9 *			1.64 *		
Tb		0.59 *			0.66 *		0.92 *			0.22 *		
Dy		2.92 *			3.17 *		4.4 *			1.07 *		
Ho		0.47 *			0.59 *		0.79 *			0.21 *		
Er		1.30 *			1.45 *		1.98 *			0.49 *		
Tm		0.16 *			0.19 *		0.24 *			0.07 *		
Yb		1.06 *			1.26 *		1.53 *			0.49 *		
Lu		0.17 *			0.19 *		0.22 *			0.07 *		

Results obtained by X-Ray Fluorescence and (*) ICP-MS.

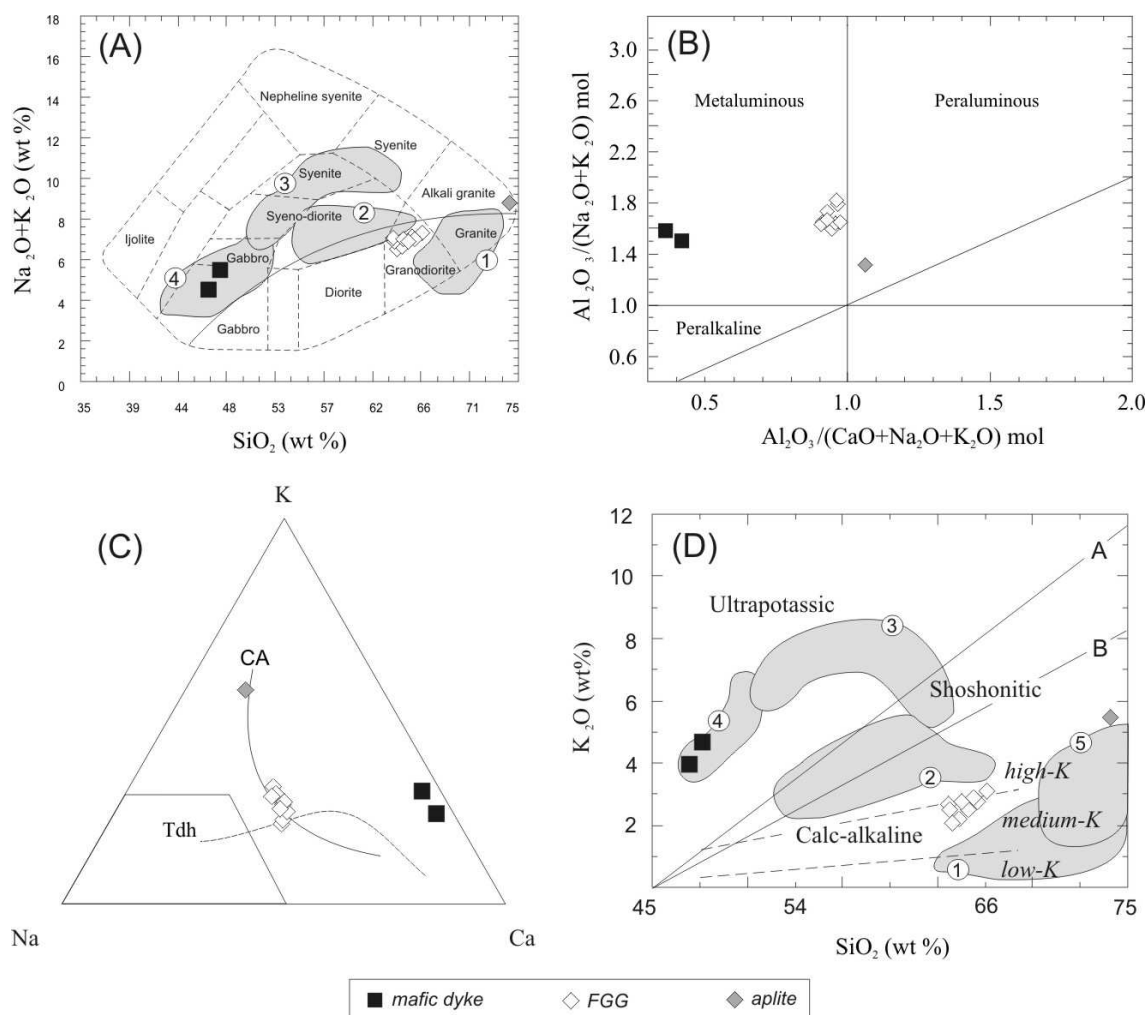


Figure 4.6: (A) Total Alkalis vs. Silica (TAS) diagram with classificatory fields from Wilson (1989); (B) Maniar and Piccoli (1989) diagram showing the metaluminous nature of the FGG; (C) Na-K-Ca ternary diagram (in molecular proportion) with the calc-alkaline (CA) and trondhjemitic trends (Tdh) from Barker and Arth (1976), and the trondhjemite field (Tdh) after Martin (1994); (D) diagram to distinguish calc-alkaline, shoshonite and ultrapotassic rocks, A and B lines from Corriveau and Gorton (1993); low-K, medium-K, high-K calc-alkaline fields from Le Maitre et al. (1989). The gray fields are granitic suites of the Rio Itapicuru greenstone belt: (1) TTG/calc-alkaline plutons (Barrueto 2002; Cruz Filho et al., 2003; Rios, 2002); (2) Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira, 2003); (3) Morro do Afonso syenite (Rios et al., 2007); (4) Morro do Afonso lamprophyres (Plá Cid et al., 2006); (5) Ambrosio dome (Lacerda, 2000).

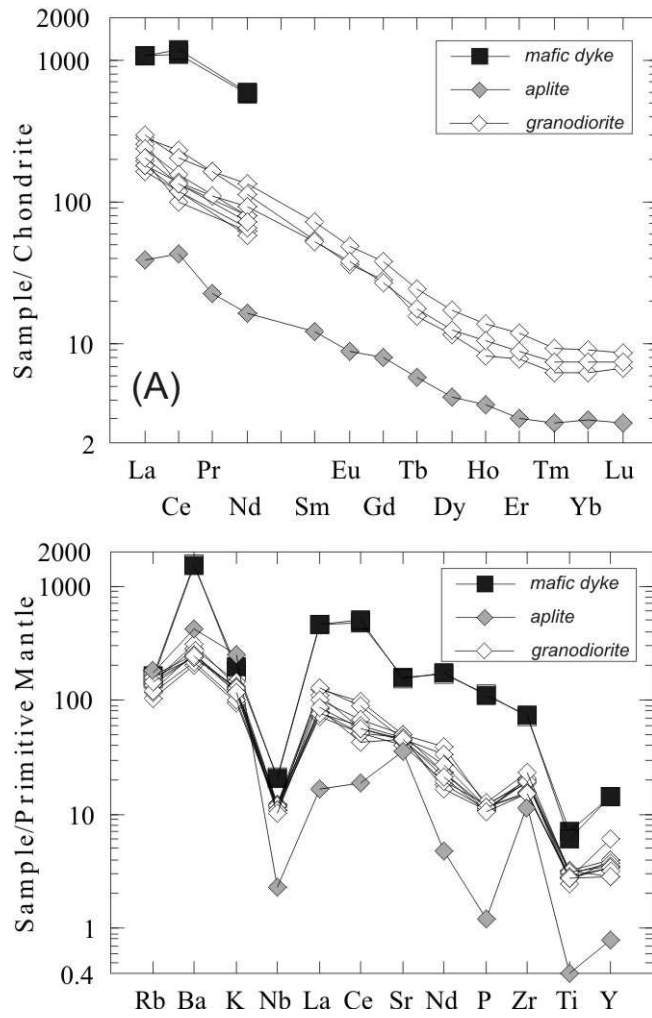


Figure 4.7: (A) Chondrite-normalized REE patterns (normalization values from Taylor and McLennan (1985)) and (B) primitive mantle-normalized incompatible element diagram, with normalization values from McDonough et al. (1992).

4.6. Discussion

4.6.1. Petrogenesis of the *Fazenda Gavião* granodiorite

The geochemical analyses of the FGG classify it as a metaluminous, medium to high-K calc-alkaline granodiorite with fractionated REE patterns, no Eu anomaly, high Sr and Ba contents and high Sr/Y ratios. These geochemical characteristics are typical of the high Ba-Sr granitoids (Tarney and Jones, 1994) and adakitic rocks (e.g., Martin et al, 2005 and references therein).

The high Ba-Sr granitoids identified by Tarney and Jones (1994) in the Scottish Caledonides are marked by high Ba and Sr, low Y and the heavy rare earth elements (HREE), lack of apparent negative Eu anomaly and depletion of Nb in spidergrams (Tarney and Jones, 1996; Fowler and Henney, 1994; Fowler et al., 2001). In recent years, this granitoid type has become widely recognized in Chinese orogenic belts (e.g., Quian et al., 2003; Chen et al., 2004; Wang et al., 2007; Ye et al., 2008). The petrogenesis of the high Ba-Sr granitoids is still a matter of debate. Tarney and Jones (1994) explored the hypothesis of partial melting of three possible sources: (1) subducted ocean island or plateau, (2) hydrous mafic underplates in the lower crust and (3) the lower continental lithosphere enriched by carbonatitic melts. However, other competing hypothesis has been proposed by Fowler and Henney (1996) and Fowler et al. (2001) who advocated the Scottish Caledonides granitoids as products of crystal fractionation from associated shoshonitic and ultrapotassic mafic magmas originated from an enriched lithospheric.

The high Ba-Sr granitoids can be calc-alkaline or alkaline in composition and have trace element similarities to adakitic rocks (Tarney and Jones, 1994; Hou et al., 2004). Consequently, it is quite plausible to classify the FGG as an adakite or high Ba-Sr granitoid based on its elemental geochemistry. The FGG shows high abundances of LREE and LILE, and low contents of HREE and HFSE; therefore the rocks have high Sr/Y and $(La/Yb)_N$ ratios similar to those of adakites or adakitic rocks (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin et al., 2005). On the other hand, the FGG shows higher K_2O/Na_2O ratio (>0.5) than typical adakites (Martin et al., 2005) and high- Al_2O_3 TTG rocks (Barker and Arth, 1976). Yet, the FGG shows a calc-alkaline trend rather than the trondhjemite one in the Na-K-Ca plot (Figure 4.6 C).

Several studies (Rapp and Watson, 1995; Rapp et al., 1999; Rapp et al., 2002; Rapp et al. 2006) have demonstrated that mafic crustal rocks (e.g., metabasalts) can melt at sufficient depth (≥ 40 km, *i.e.* ≥ 1.2 GPa), where garnet, but not plagioclase, is stable in the residual assemblage (e.g., garnet-amphibolite) to produce liquids with high Sr/Y and (La/Yb)_n ratios, low Mg #, Cr and Ni contents. This model is consistent with the “adakite-like” features of the FGG, which has MgO (wt %) similar to high-SiO₂ adakites (Martin et al., 2005) and experimental melts of metabasalts at high pressures. However, magma mingling between mafic and felsic phases observed in outcrops (Figure 4.4) strongly suggests some mantle contribution in the petrogenesis of the FGG. As such, all of the above evidences suggest that the FGG was most likely generated by partial melting of the mafic lower crust at high pressure, in a way similar to many adakites (e.g., Atherton and Petford, 1993; Muir et al., 1995; Stevenson et al., 2005). It probably had also some later involvement with minor amounts of the enriched mafic ultrapotassic magma, similar to the K-rich adakites described by Hou et al. (2004).

The mafic dykes in the FGG have high contents of MgO (8.81 – 9.62 wt %), Cr (~174 ppm) and Ni (48 – 53 ppm). Although these dykes are also characterized by “crustal-like” trace element signature, such as enrichment in light rare earth (LREE) and other incompatible elements (e.g., Ba and Sr) and depletion in Nb and Ti (Table 4, Figure 3.7 A and B), these features argue for their derivation from an enriched mantle source, similarly to models that have been put forward for the genesis of appinites (e.g., Fowler and Henney, 1996), Archaean high-Mg diorites (e.g. Shirey and Hanson, 1984; Lobach-Zhuchenko et al., 2005), and low-SiO₂ adakites (Martin et al., 2005).

Mafic dykes akin to those in the FGG were recently reported to occur in the Morro do Afonso syenite pluton (Plá Cid et al., 2006; Rios et al., 2007). The dykes are mingled with the syenite and are described as vogesitos and minettes (lamprophyres), derived from partial melting of the enriched lithospheric mantle (Plá Cid et al., 2006).

The Sm-Nd isotopic compositions of the FGG and its related mafic dykes yield a slightly negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values (-1.55 to -0.14) and Nd model ages (T_{DM}) varying from 2.46 to 2.34 Ga. These numbers are similar to the Itareru tonalite, but differ from the TTG/calc-alkaline plutons and the Morro do Afonso syenite (Figure 3.8 A and Table 5). The TTG/calc-alkaline plutons have positive $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ and T_{DM} model ages that suggest a juvenile

basaltic source and/or a depleted mantle source for these rocks. The Morro do Afonso syenite has lower $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ and older T_{DM} than the FGG, and according to Rios et al. (2007) the isotopic composition of this syenitic pluton reflects the composition of the subcontinental lithospheric mantle, which is thought to be the source of the syenite. In conclusion, we interpret the Nd isotopic composition of FGG as a possible mixture of juvenile adakitic magma derived from partial melting of the greenstone metabasalts at depth, with minor contribution of the enriched mafic magma derived from the subcontinental lithospheric mantle.

In the Sr/Y vs Y diagram (Figure 4.8 B), most of the FGG samples plot on the limit of the fields of adakites and normal calc-alkaline rocks, and show a typical fractionation trend for minerals like clinopyroxene (Cpx), hornblende (Hb) and plagioclase (Pl). As no pyroxene has been observed in thin sections, fractionation of hornblende, rather than pyroxene is more plausible. The plot of Sr vs Y (ppm) (Figure 4.8 C) shows that fractionation of hornblende was more expressive than plagioclase, and because no negative Eu anomaly of the FGG has been observed (Figure 4.7 A), feldspar fractionation must have been insignificant. The pronounced troughs of La, Ce, Nd, P, and Ti in the spiderdiagram for the aplite dyke (Figure 4.7 B) can be related to fractionation of accessory minerals, where La, Ce, Nd and P_2O_5 would monitor apatite and TiO_2 titanite.

In short, we conclude that the FGG was most likely generated by partial melting of the mafic lower crust at high pressure, with minor addition of the mafic ultrapotassic magma from an enriched subcontinental lithospheric mantle, and followed by fractionation of hornblende and accessory minerals such as apatite and titanite.

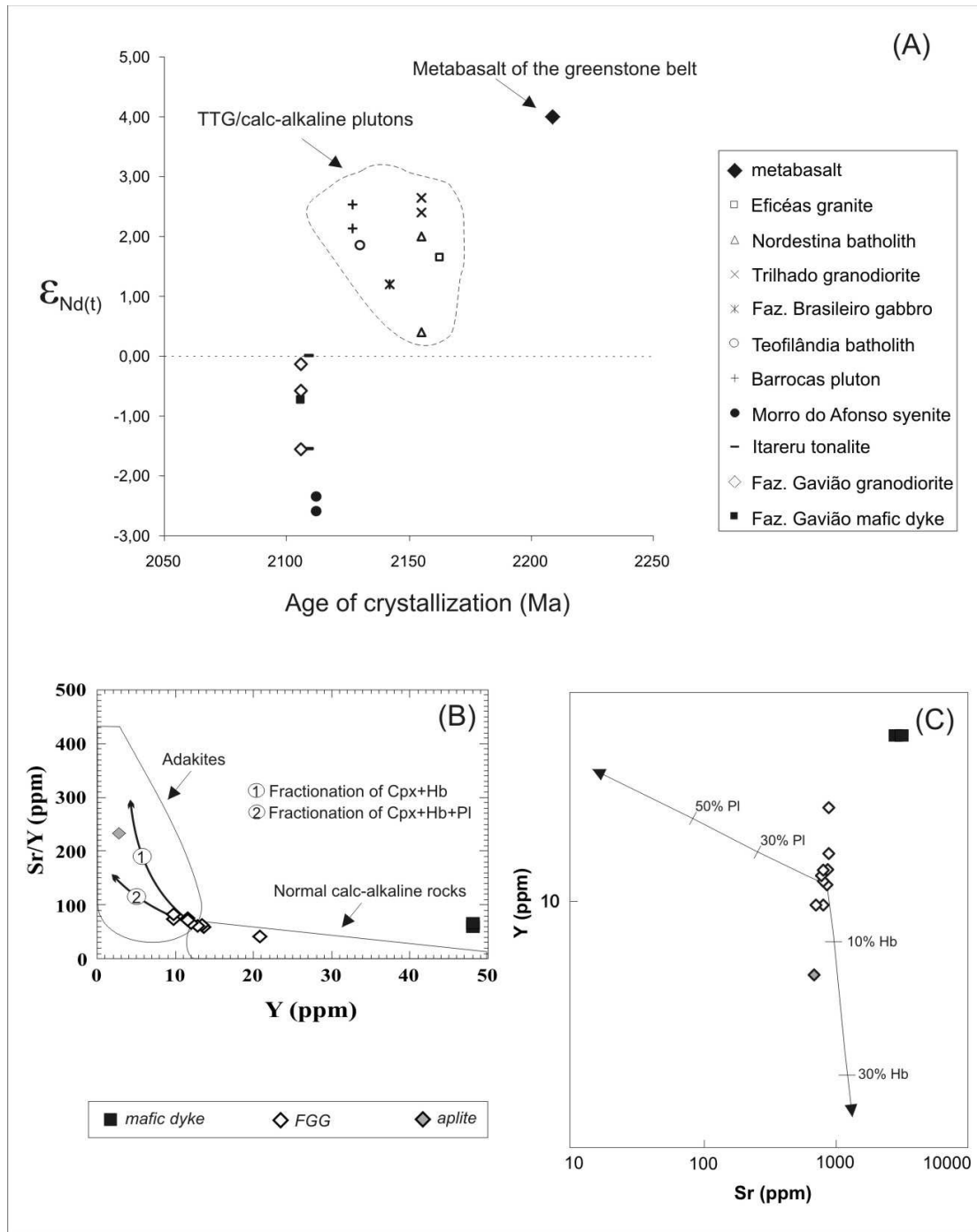


Figure 4.8: **(A)** T_{DM} vs. $\epsilon_{Nd(t)}$ for the FGG and plutonic rocks from the Rio Itapicuru greenstone belt (references for ages are in Table 1 and references for Nd data are in Table 5); **(B)** Sr/Y vs. Y diagram (after Defant and Drummond, 1990) showing typical fractional crystallization trends (after Ye et al., 2008); **(C)** Y vs. Sr (ppm) logarithmic diagram showing calculated fractionation vector for hornblende (Hb) and plagioclase (Pl).

4.6.2. Tectonic implications

The early plutonic activity in the Rio Itapicuru greenstone belt is represented by TTG/calc-alkaline plutons with ages in the time span 2163 - 2127 Ma and juvenile Nd isotopic characteristics (Table 5). According to the geochemical and Nd isotopic data, the TTG plutons likely derived from melting of juvenile mafic crust (e.g., Nordestina batholith; Cruz Filho et al., 2003, 2005) and from a fluid-enriched mantle wedge for the calc-alkaline rocks (e.g., Eficéas granite; Rios, 2002; Rios et al., 2003) (Table 5). These features are consistent with an intra-oceanic arc setting for the early convergent stage, as already proposed for the juvenile Teofilândia and Barrocas plutons (Barrueto et al., 1998; Barrueto, 2002).

At approximately 2111 Ma a major change occurred in the RIGB magmatism (Rios et al., 2007). The plutonic activity at this time, in contrast to the early felsic TTG/calc-alkaline plutons, is represented by relative low silica granitoids with high K₂O contents (Figure 4.6 A and D), and negative $\epsilon_{Nd(t)}$ values (Figure 4.8 A and Table 5).

This potassic to ultrapotassic plutons at the RIGB western boundary is represented by the Morro do Afonso syenite (Rios et al., 2007) with associated lamprophyres (Plá Cid et al., 2006), the Serra do Pintado and Morro do Agulhas-Bananas syenites (Conceição et al., 2002), and by the shoshonitic Cansanção monzonite (Nascimento, 1996) and the K- rich Itareru tonalite (Carvalho and Oliveira, 2003) (Figure 4.6 D).

The high-K calc-alkaline FGG has a close spatial and temporal relationship with the above referred to plutons. The association of lamprophyres, syenites, monzonites and granodiorites with high-K calc-alkaline to ultrapotassic rocks is a typical cogenetic association of the high Ba-Sr granitoids (e.g., Fowler and Henney, 1994; Fowler et al., 2001; Quian et al., 2003; Chen et al., 2004; Hou et al., 2004; Wang et al., 2007; Ye et al., 2008).

The enriched mafic dykes found in the FGG have ultrapotassic composition (Figure 4.6 D) similar to some lamprophyres intrusive into the Morro do Afonso syenite (Plá Cid et al., 2006). This relationship is consistent with the suggestion of a genetic association between lamprophyre and granitoid (e.g., Fowler and Henney, 1994; Fowler et al., 2001; Hou et al., 2004). Rios et al. (2007) interpreted the Morro do Afonso syenite as the end product of fractional crystallization from its associated lamprophyres, possible with some

crustal assimilation. The evidence of crust assimilation is recorded by 2.6 Ga-old zircon xenocrystals in the Morro do Afonso syenite (Rios et al., 2007).

Table 5:
Geochronological and Nd isotopic data for metabasalt and plutonic rocks of the Rio Itapicuru Greenstone Belt

Age (Ma)*	Rock Type	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} (Ga)	References for Nd data
2.209 ± 60	Metabasalt	+ 4	2.20	(Silva <i>et al.</i> , 2001)
TTG/calc-alkaline intra-oceanic arc plutons				
2163 ± 5	Eficéas granite	+1.64	2.30	(Rios, 2002)
2155 ± 9	Nordestina batholith	+0.39 to +1.99	2.20	(Cruz Filho <i>et al.</i> , 2005)
2152 ± 6	Trilhado granodiorite	+2.41 to +2.65	2.20 to 2.21	(Mello, 2000)
2142 ± 47	Fazenda Brasileiro gabbro	+1.20	2.14	(Pimentel and Silva, 2003)
2130 ± 7	Teofilândia batholith	+1.84 to +2.38	2.23 to 2.19	(Barrueto, 2002)
2127 ± 5	Barrocas pluton	+2.13 to +2.53	2.27 to 2.18	(Barrueto, 2002)
Ultrapotassic, shoshonitic and high-K plutons				
2111 ± 10	Morro do Afonso syenite	-2.61 to -2.36	2.58 to 2.56	(Rios <i>et al.</i> , 2007)
2109 ± 5	Itareru tonalite	-0.79 to 0.00	2.40 to 2.33	(Carvalho & Oliveira, 2003)
2106 ± 6	Fazenda Gavião granodiorite	-1.55 to -0.14	2.46 to 2.34	(This work)
(ca. 2106)	Faz. Gavião mafic dyke	-0.73	2.37	(This work)
2105 ± 3	Cansanção monzonite	-2.01	2.54	(Conceição <i>et al.</i> , 2002)
2098 ± 2	Serra do Pintado syenite	-4.26	2.69	(Conceição <i>et al.</i> , 2002)
Syn-collisional and post-collisional plutons (reworked Archean crust)				
2080 ± 2	Ambrósio dome syn-collisional pluton	-5.33 to -4.35	2.81 to 2.59	(Lacerda, 2000)
2072 ± 1	Morro do Lopes post-collisional plutons	-8.53 to -6.37	3.16 to 2.86	(Rios <i>et al.</i> , 2006)

*References for geochronological data are in Table 1.

The potassic-ultrapotassic rocks at the western boundary of RIGB and the FGG show similar trace element patterns in mantle-normalized multi-element plots (Figure 4.9 A), with depletion in HFSE (Ti, P, Nb) relative to LILE (Rb, K, Ba), high concentrations of Ba, Rb, Th, K, and LREE. These features, together with the Nb and Ti negative anomalies are a typical signature of subduction setting (Pearce et al., 1984). In the Rb vs. Nb+Y diagram of Pearce et al. (1984) and Pearce (1996) (Figure 4.9 B), the samples of the FGG and related potassic-ultrapotassic plutons plot in the field of volcanic-arc and post-

collisional granites. In the diagrams proposed by Müller et al. (1992) to discriminate potassic rocks of orogenic (arc-related) and within plate settings, the FGG and its associated potassic-ultrapotassic plutons have all an arc characteristic (Figure 4.9 C and D).

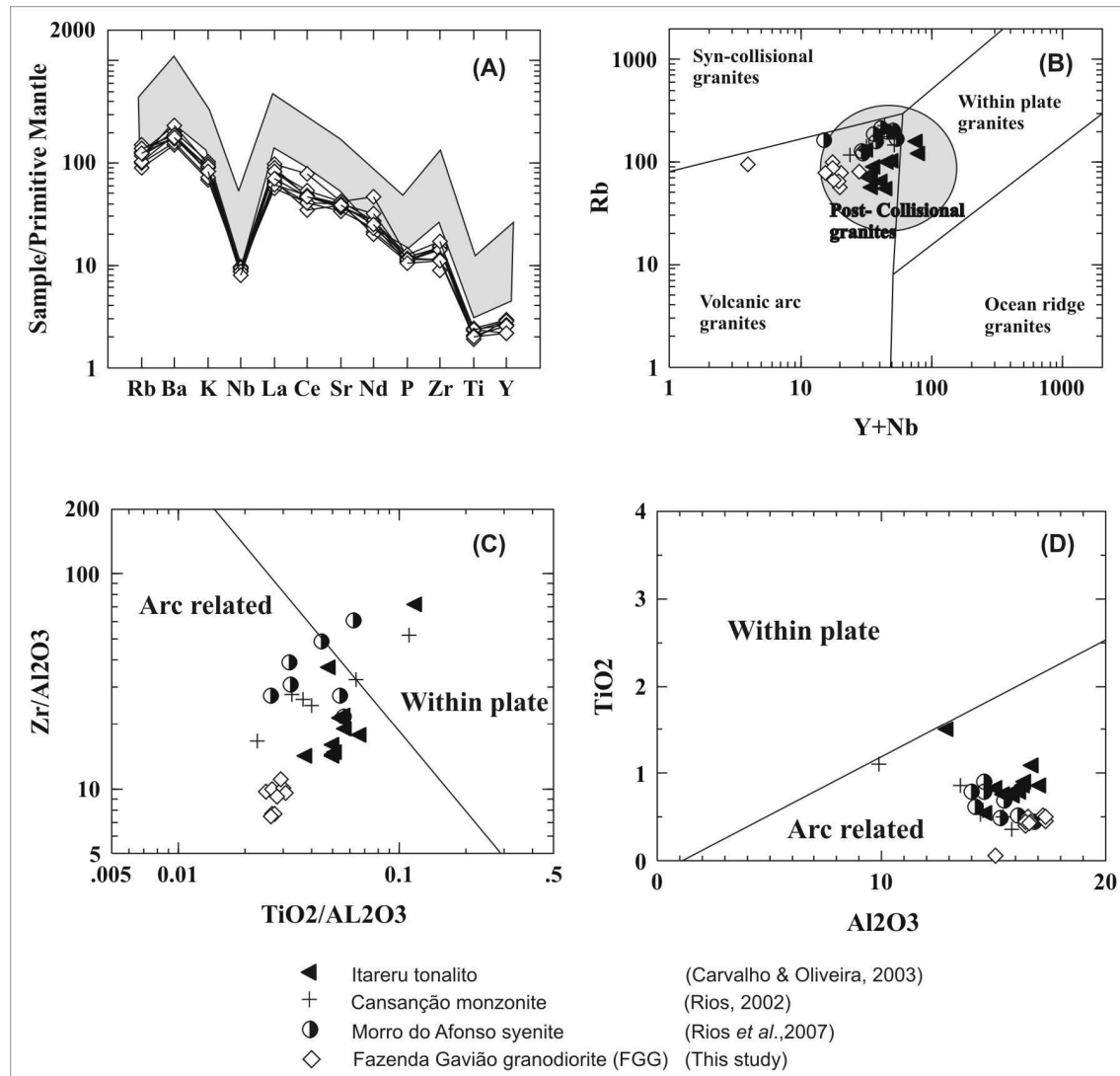


Figure 4.9: (A) Mantle-normalised diagram showing similar patterns for the FGG and related potassic ultrapotassic granitoids (gray field includes the Itareru tonalite (SiO₂: 54 to 66 wt%) (Carvalho and Oliveira, 2003), the Morro do Afonso syenite (SiO₂: 53 to 64 wt%) (Rios et al., 2007), the Cansanção monzonite (SiO₂: 50 to 66 wt%) (Rios, 2002); (B) Rb vs. (Y+Nb) plot after Pearce et al. (1984) and Pearce (1996); (C) Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃ diagram to discriminate potassic rocks from arc within plate settings (after Müller et al., 1992); (D) TiO₂ vs. Al₂O₃ diagram to discriminate potassic rocks from arc and within plate setting (after Müller et al., 1992).

The petrogenesis of orogenic potassic-ultrapotassic rocks has been a subject of high interest because plutons of this suite have often emplaced into areas with complex tectonic histories, like the Roman province in Italy (e.g., Peccerillo, 2003), where the potassic-ultrapotassic suites may have originated during oceanic subduction (Peccerillo, 1985; Conticelli & Peccerillo, 1992) or by within-plate plume activity (Gasperini et al., 2002; Bell et al., 2004).

According to Plá Cid et al. (2006), the lamprophyres associated to the Morro do Afonso syenite have also a subduction related signature, suggesting a subduction-enriched mantle source for these rocks. Based on the Nd-model ages between 2560 and 2580 Ma for the Morro do Afonso syenite, Rios et al. (2007) suggest that the precursor enrichment of the mantle source may have taken place a long time before the Palaeoproterozoic magmatic event. These authors suggested that the potassic-ultrapotassic rocks of the Serrinha Nucleus could represent partial melts of a fossil Benioff zone in a post-collision extensional setting.

Rios et al. (2007) suggest that the recent reported age for the regional metamorphic peak (~2080 Ma) (Table 1) is not valid because it is younger than the ~2100 Ma-old post-collision undeformed syenites. However, controversies exist on the tectonic interpretations of these rocks, because the 2109 ± 5 Ma-old Itareru tonalite was interpreted by Carvalho and Oliveira (2003) as emplaced during the early stage of continental collision, and it is very close in age to the non-deformed 2111 ± 10 Ma-old Morro do Afonso syenite. Therefore, we must be cautious when discussing tectonic settings just based on deformational characteristics, because non-deformed plutons can emplace in low strain zones of compressional settings (e.g., Paterson and Tobisch, 1988). For example, the pre-collisional 2152 Ma-old Trilhado granodiorite (Figure 4.2) is a non-deformed pluton and one of the oldest intrusions in the Rio Itapicuru greenstone belt (Table 1) (Mello et al., 2006).

Admitting that the elongated Itareru tonalite shows field evidences for a compressive regime during its emplacement (Carvalho and Oliveira, 2003) and considering that this pluton is older than the ~2080 Ma strongly deformed Ambrosio dome (e.g. Chauvet et al., 1997; Lacerda, 2000; Oliveira et al., 2004; Mello et al., 2006), we suggest that the potassic-ultrapotassic plutons have emplaced between 2110-2105 Ma during an early stage of collision, preceding the major crustal deformation at ~2080 Ma (Table 5).

Many ancient orogens are interpreted in the light of plate tectonic models (Condie, 1997). For example, Beakhouse and Davis (2005) interpret the variation of plutonic rocks in the Archaean Hemlo greenstone belt as a consequence of changes in the nature of tectonic processes. These authors suggest that the early magmatism within a period of volcanism and TTG plutonism originated primarily by melting of subducted basaltic crust, probably in an intra-oceanic arc. Termination of this early TTG activity and initiation of the late potassic-ultrapotassic magmatism together with regional deformation and metamorphism is interpreted to be a consequence of collisional orogeny in the Hemlo greenstone belt.

If the early TTG/calc-alkaline plutons in the Rio Itapicuru greenstone belt represent an ensimatic arc magmatism during closure of the “Rio Itapicuru Ocean” (e.g., Barrueto, 2002; Oliveira et al., 2004a) and both oceanic crust and arc plutons are now in structural contact with continental Archaean high-grade gneiss and migmatites at west (Figure 3.1 and 3.2), then how the later potassic-ultrapotassic plutons can be fitted into a reasonable geotectonic scenario. The answer comes from Phanerozoic arc-continent collision.

The magmatic evolution observed in active and “recent” arc-continent collisions on the west Pacific (e.g., Van Berger et al., 1993; Elburg and Folden, 1998; Elburg et al., 2002; Wang et al., 2004; Elburg et al., 2005; Huang et al., 2006) provides important information to interpret ancient orogens as remnants of island arc-continent collision (e.g., Corriveau, 1990; Draut and Clift, 2001; Draut et al., 2002; Brown et al., 2006; Chew et al., 2007; Gordienko et al., 2007).

Arc-continent collision is one of the most important processes that make continents grow, and large volumes of continental melts (e.g., sediments) and subcontinental mantle-derived magmas contribute substantially to melt production during all stages of arc-continent collision (e.g., Draut et al., 2002, 2004).

The enrichment of potassium and other incompatible elements in igneous rock emplaced during arc-continent collision is interpreted as a consequence of progressive involvement of continental material (e.g., continental igneous rocks and passive margin sediments) (e.g., Elburg et al., 2005) and melt contributions from an enriched subcontinental lithospheric mantle (e.g., Polvé et al., 1997, Draut et al., 2004).

Ultrapotassic igneous rocks are a common during the magmatic evolution of arc-continent collision, and they are generally interpreted as originated by partial melting of a subduction enriched mantle source (e.g., Housh and McMahon, 2000; Chung et al., 2001; Elburg et al., 2003).

According to Polvé et al. (1997) the high-K magmatic activity in the Central and South Sulawesi arc (eastern Indonesia) reflects a post-collision tectonic regime following the docking of microcontinents of Australian origin to the Sulawesi arc. These authors report that in the Sulawesi island, the high-K magmatism derived from an enriched mantle source, and shows similarities with ultrapotassic rocks of the Roman Magmatic Province (Peccerillo, 1985, Peccerillo, 2003).

Housh and McMahon (2000) reported a collision-related magmatism in the New Guinea Island, ranging from calc-alkaline to lamprophyric, high-K shoshonitic and syenitic rocks. These rocks are associated with “recent” arc-continent collision during subduction of the northern continental margin of Australia beneath a south-facing oceanic island arc. Housh and McMahon (2000) argue that the isotopic characteristics of the rocks are similar to lamproites and kimberlites of Western Australia, which derived from a sub-continental lithospheric mantle.

Elburg et al. (2003) present geochemical and isotopic data for volcanic rocks of the Sulawesi arc, and indicate that the area was part of an arc system between ~51 and ~18 Ma, with eruption and intrusion of subduction-related magmas of continental affinity in the western part of the area and of oceanic affinity in the east. This feature defines the boundary between the Western and Northern Sulawesi Terrane. High-K magmatism in Western Sulawesi (continental affinity) started around 14 Ma, and its isotopic (Nd, Sr and Pb) signature can only be explained by a source with a long and varied geochemical history, probably located within the Australian subcontinental lithospheric mantle.

Geological records of ancient arc accretion are rarely found, and some of the best examples are from Paleozoic orogens of Pangea, like the Grampian Orogeny in western Ireland (e.g., Draut et al., 2002, 2004) and the Magnitogorsk arc in the Southern Urals of Russia (e.g., Brown et al., 2006).

According to Draut et al. (2002), the Grampian Orogeny in western Ireland, (~475-462 Ma) is the result of accretion of an intra-oceanic arc onto the passive continental

margin of Laurentia during the Iapetus Ocean closure. Following this collision event, the Laurentian passive margin became a continental arc, as subduction started to occur beneath the newly accreted arc terrane. Draut et al. (2004), using isotopic and geochemical data to investigated volcanic units that span the Grampian arc–continent collision, have showed that the stratigraphy corresponding to pre-, syn- and post-collisional volcanism reveals a progression of epsilon Nd(t) from strongly positive values, consistent with melt derivation almost exclusively from oceanic mantle beneath the arc, to strongly negative values, indicating incorporation of continental material into the melt.

So far, we note that the geochemical and isotopic evolution observed in plutonic rocks of the RIGB are very similar to the evolution of Phanerozoic magmas in arc-continent collision of the west Pacific margin, and also similar to some ancient accretionary orogens.

4.6.3. Tectonic model

In the light of the tectono-magmatic interpretations referred to above, we put forward the following geological scenario for the RIGB (Figure 4.10), which may serve as a working hypothesis for future detailed work.

Stage 1: Intra-oceanic plutonism: Following the model of intra-continental rift and oceanic spreading that formed the tholeiitic basalt of the RIGB (e.g., Alves da Silva, 1994; Donatti and Oliveira, 2007; Oliveira et al., 2007), the closure of the “Itapicuru Ocean” started with development of an intra-oceanic arc, registered by the first plutonic rocks between 2163 - 2127 Ma (Table 5). Using geological, geochemical and isotopic information, Barrueto (2002) defined the juvenile Teofilândia and Barrocas plutons (~2130 - 2127 Ma; and epsilon Nd(t) between +1,8 to +2,5) (Table 5) as representative of oceanic arc plutons. Similar age and juvenile character was found by Pimentel and Silva (2003) in the Fazenda Brasileiro metagabbro, a gabbroic sill that host gold mineralization at the southern part of the RIGB (Table 5). This tholeiitic intrusion is interpreted to emplace in an oceanic setting, with no contamination with continental crust (Pimentel and Silva, 2003).

At the timing of oceanic arc magmatism, the Archaean Santa Luz migmatite-gneiss complex was probably part of a passive continental margin because no magmatic expression with this age (~2163 – 2127 Ma) has been recognized in the basement.

Therefore, the subduction polarity was necessarily to the east, beneath the island arc system, pushing the arc to the west, towards the continent.

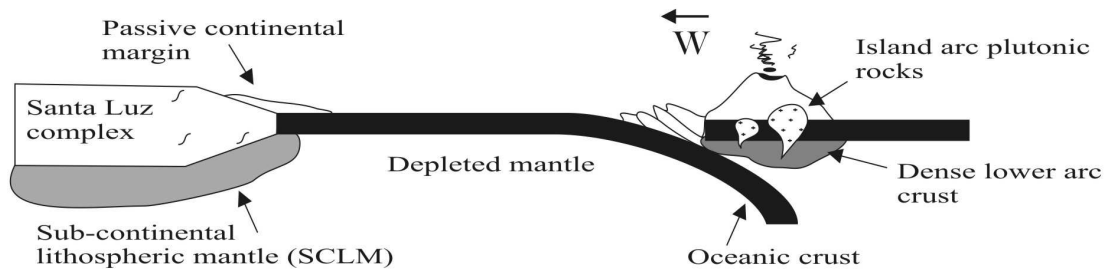
Oliveira et al. (2004) present a U-Pb (SHRIMP) age of 2148 ± 16 Ma, and epsilon Nd(t) values between +0,97 and +1,11 for metadacite of the Rio Capim greenstone belt (Figure 4.1), and according to these authors, the Rio Capim metadacite is probably related to a continental arc magmatism during terrane accretion onto the Archaean Uauá block. Therefore, we note that the coexistence of oceanic arcs (Rio Itapicuru greentone belt), with “surrounding” continental arcs and displaced micro-continents (ex: Uauá block, Oliveira et al., 2002), is a similar scenario that is currently occurring at the accretionary west Pacific continental margin.

Stage 2: Early arc-continent collision: According to Carvalho and Oliveira (2003) and Oliveira et al (2004a), the timing of early continent collision in the RIGB is represented by the syn-tectonic Itareru tonalite, an elongated pluton that emplaced under compression along the greenstone-basement boundary. However, we suggest here that the Itareru tonalite represent the early stage of an arc-continent collision, preceding the event of continent-continent collision.

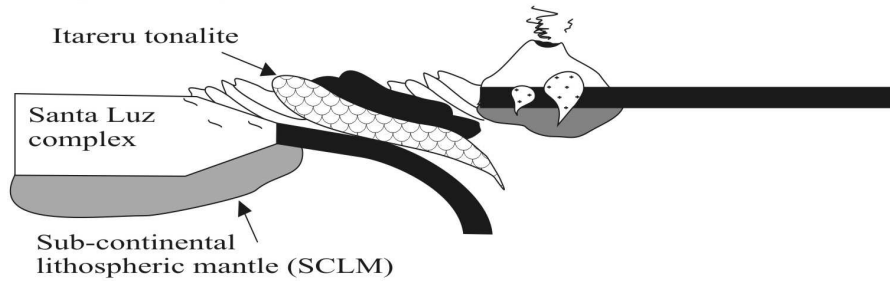
The exact timing of early arc-continent collision is difficult to establish, and problems of interpretation arise, because within error limits, the age of the Itareru tonalite (2109 ± 5 Ma) overlaps the age of the Morro do Afonso syenite (2111 ± 10 Ma). Recent field observations at the contact between these two igneous bodies indicate that the Itareru tonalite is older than the Morro do Afonso syenite. Therefore, in our model we consider the syn-tectonic Itareru tonalite representative of the early arc-continent collision, and the Morro do Afonso syenite as a late intrusion.

The syn-compressional characteristic of the Itareru tonalite (i.e. a sheet-like body, 80 km long and <10 km in width, with fan-shaped igneous lineation, cf. Carvalho and Oliveira, 2003), emplaced between two contrasting terranes (Archaean basement and Palaeoproterozoic greenstone), can represent the suture zone. The $\epsilon_{Nd(t)}$ values of the Itareru tonalite (-0,79 to 0,00) are lower than the TTG/calc-alkaline plutons (+0,39 to +2,53), but higher than the ultrapotassic bodies (-4,26 to -2,01). Its Nd isotope characteristics are possibly representative of mixing between young and old sources.

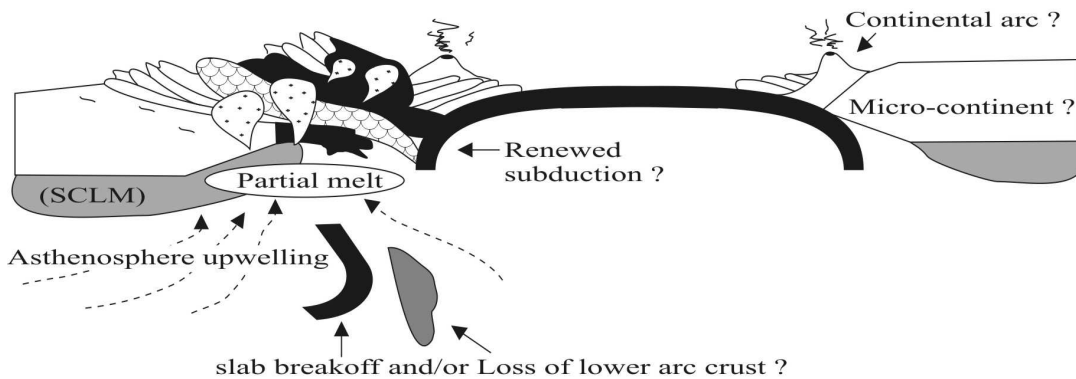
Stage 1: Intra-oceanic plutonism (~2163 - 2127 Ma)



Stage 2: Early arc-continent collision (~2110 Ma)



Stage 3: Ultrapotassic rocks and related plutonism (~2110 - 2105 Ma)



Stage 4: Basement rework and post-collisional plutons (~2080 - 2070 Ma)

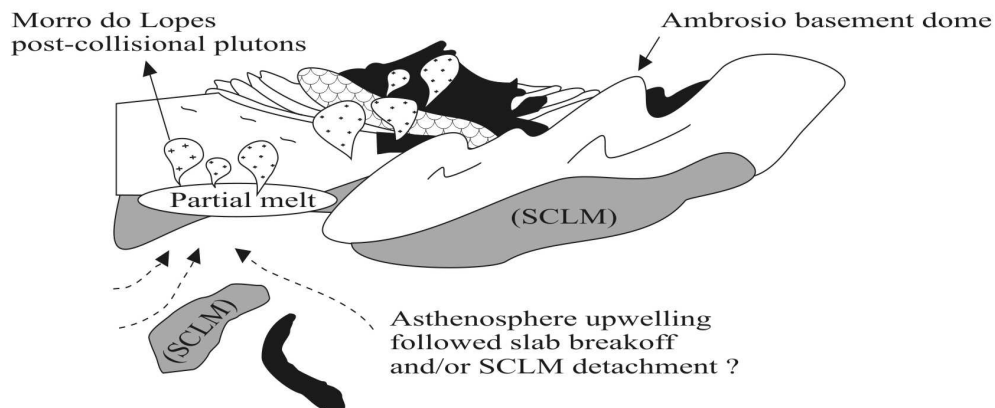


Figure 4.10: Tectonic evolution of the Rio Itapicuru greenstone belt, based on its plutonic rocks.

The decreasing of the $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values from early oceanic plutons to arc-collision-related plutons is an important information to “map” magma evolution during arc-continent collision (e.g., Draut et al., 2001). For example, Chew et al. (2007), interpreted the $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = 0,00$ of the 490 Ma-old plagiogranites of the Lough Nafooeey island arc (Grampian Orogeny), as magma contamination with sediment from the Laurentia passive continental margin, evidencing an early stage of interaction between the juvenile oceanic arc and the old continental crust.

Stage 3: Ultrapotassic rocks and related plutonism: The occurrence of ultrapotassic magmatism and related granitoids at the greenstone-basement boundary, between ~2110-2105 Ma is interpreted here as representative of an advanced stage of arc-continent collision.

Ultrapotassic rocks are commonly associated with collision-related orogenesis (e.g., Müller et al., 1992; Chung et al., 2001), and they are generally interpreted to result from decompression melting of the enriched sub-continental mantle during asthenosphere upwelling, following delamination and/or slab breakoff (e.g., Davies and von Blanckenburg, 1995).

The slab breakoff following island arc-continent collision is suggested as one possible mechanism for the termination of intra-oceanic juvenile TTG/cal-alkaline magmatism and ensuing rapid and progressive introduction of large amounts of potassic mafic magmas derived from an enriched sub-continental lithospheric mantle (e.g., Beakhouse and Davis, 2005). The breakoff of the oceanic lithosphere from the continental part of the slab, allow the hot asthenospheric mantle to ascend and heat to its melting point. The mafic magmas heated the basal portions of the crust and led to crustal melts and granitoid generation (e.g., Davies and von Blanckenburg, 1995; Atherton and Ghani, 2002).

Draut et al. (2002) reported that detachment of the lower arc crust during arc-continent collision is almost inevitable, and the loss of this lower crustal cumulate into the mantle, is followed by LILE-enriched mafic magmatism.

Therefore, at this advanced stage of arc accretion, we suggest that the “ancient” sub-continental lithospheric mantle below the Archaean Santa Luz complex underwent partial melting, triggered by ascending hot asthenosphere following slab breakoff and/or loss of

the arc lower crust. Melting of this enriched mantle source produced a large amount of ultrapotassic mafic magmas that accumulated at the basal crust to generate granitic melts.

During this stage, subduction was probably renewed, leading to development of a continental arc, but we do not have much information to support this suggestion. However, a stage of continental subduction must have occurred to drive some micro-continent to collision with the accreted arc at ~ 2080 Ma, when the regional metamorphic peak was reached, and ultimately leading to the present structure of the RIGB.

Stage 4: Basement rework and post-collisional plutons: The final stage of the oceanic closure was probably related to a micro-continent collision with the “recent” accreted arc margin. The best geological record to support this stage is the syn-collisional Ambrósio dome, emplaced at the same time as the regional peak metamorphism (~2080 Ma) (Table 1). This dome is composed of gneisses and migmatites intruded by granites and granodiorites. Many Archaean zircon xenocrysts are found in the granodioritic rocks, evidencing crustal rework at this time (Mello et al., 2006). The low $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values (-5,33 to -4,35) of this pluton also support this concept (Table 5). According to Lacerda (2000), the structural pattern of the Ambrósio dome evidence mass transport to the east at an initial deformational phase, and then deformation by N-S trending sinistral strike-slip displacement. Escape tectonics owing to oblique collision has taken place at this time (Oliveira et al., 2004).

The last igneous intrusion in the greenstone belt and basement is represented by the non-deformed Morro do Lopes K-granites (Figure 4.2), emplaced between ~ 2080-2071 Ma (Rios et al., 2000, 2006), soon after the peak of regional metamorphism. These plutons show the lowest $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values among all Palaeoproterozoic intrusions (Table 5), and strongly suggest that the Morro do Lopes granites are related to crustal anatexis of the Archaean basement.

4.7. Conclusions

The geochronological and geochemical data presented here reveal that the FGG crystallized at 2106 ± 6 Ma and probably derived from partial melting of the mafic lower crust, triggered by underplating of enriched mafic magma. Minor addition of enriched mafic magma could have possible mixed with the generated adakitic melt, in a manner

similar to models proposed for some high-K adakites (e.g., Hou et al., 2004) and high Ba-Sr granites (e.g., Ye et al., 2008). The FGG pluton emplaced at the upper crust as a diapiric intrusion, and its magmatic evolution was dominated by fractionation of hornblende and accessories mineral like apatite and titanite. The ultrapotassic mafic dyke is probably derived from partial melting of an enriched sub-continental lithospheric mantle metasomatized by subduction fluids.

Combining the results of this study and previous studies on plutonic rocks in the RIGB, we suggest that the high Ba-Sr FGG and related potassic ultrapotassic rocks ~2110 - 2105 Ma, are probably related to the collision of an island arc with a rifted continental margin, preceding continent collision at ~2080 Ma.

The island arc-continent collision at this time is the inevitable consequence of tectonic processes that led to accretion of intra-oceanic arcs and oceanic basalts onto a continental margin, thus contributing to the growth of Palaeoproterozoic Columbia supercontinent.

Acknowledgements

The senior author thanks CNPq for a Master degree research grant. FAPESP (2006/06222-1) and CNPq (301025/2005-3) research grants to EPO are greatly acknowledged. Thanks to Yamana Gold Inc. for providing support for field work at the beginning of this research project. Professor Neal McNaughton is warmly acknowledged for zircon analyses carried out on the SHRIMP II at Curtin University of Technology, Australia. We thank also Juliana Finotto Bueno and Bárbara Lima for acquisition of the Nd isotope data. The ICP laboratory of Institute of Geosciences, University of São Paulo, provided analytical facilities for ICP-MS analyses.

This is a contribution to IGC-509 Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution.

Referências (Capítulo 2, 3 e 4)

- Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Castro Alves, J.A., 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In JML Domingues, A Misi (eds) O Craton do São Francisco SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.
- Almeida, F.F.M., 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1981. *Anais...*, Salvador, p. 1-10.
- Alves da Silva, F.C., 1994. Étude Structural do “Greenstone Belt” Paleoproterozoïque du Rio Itapicuru (Bahia Brésil). Tese de Doutorado. Université d’Orléans. France. 307 p.
- Atherton, M.P., Ghani, A.A., 2002. Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62, 65–85.
- Atherton, M.P., Petford. N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362, 144– 146.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, 155–177.
- Barbarin, B., Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83, 145–153.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: A synthesis. *An. Acad. Brasil. Ciênc.* 74, 343-359.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features, *Precambrian Research* 133, 1-27.
- Barker, F., Arth J.G., 1976. Generation of Trondhjemitic-Tonalitic liquids and Archaean bimodal Trondhjemite-basalt suites. *Geology* 4, 596-600.

- Barrueto, H.R., 2002. Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil. Unpub. PhD. Thesis. Geosciences Institute (IG), State University of Campinas (UNICAMP), 188 p.
- Barrueto, H.R., Oliveira, E.P., Dall'Agnol, R., 1998. Trace element and Nd isotope evidence for juvenile, arc related granitoids in the southern portion of the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB), Bahia, Brazil. Congresso Brasileiro de Geologia 40, p. 520.
- Bateman, R., 1986. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas – replay. *Tectonophysics* 127, 167-169.
- Beakhouse, G.P., Davis, D.W., 2005. Evolution and tectonic significance of intermediate to felsic plutonism associated with the Hemlo greenstone belt, Superior Province, Canada. *Precambrian Res.* 137, 61-92.
- Bell, K., Castorina, F., Lavecchia, G., Rosatelli, G., Stoppa, F., 2004. Is there a mantle plume below Italy? *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 85, 541–547.
- Brown, D., Spadea, P., Puchkov, V., Alvarez-Marron, J., Herrington, R., Willner, A.P., Hetzel, R., Gorozhanina, Y., 2006. Arc-continent collision in the Southern Urals, *Earth Sci. Rev.* 79, 261-287
- Carvalho, M.J., Oliveira, E.P., 2003. Geologia do Tonalito Itareru, bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Rev. Bras. Geoc.* 33, 55-68. (in Portuguese with English abstract)
- Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau.* 76/1, 101-124.
- Chappel, B.W. & White, J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian. J. Earth Sci.* 48, 489-499.
- Chauvet, A., Alves da Silva, F.C., Faure, M., Guerrot, C., 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru granite- greenstone belt (Bahia, Brazil): the rôle of synkinematic plutons in the regional tectonics. *Precambrian Res.* 84, 139-162.
- Chen, B., Jahn, B., Arakawa, Y., Zhai, M., 2004. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton: elemental and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148, 489-501.

- Chew, D.M., Graham, J.R. and Whitehouse, M.J., 2007. U–Pb zircon geochronology of plagiogranites from the Lough Nafooe (= Midland Valley) arc in western Ireland: constraints on the onset of the Grampian orogeny. *J. Geol. Soc. London* 164, 747-750.
- Chown, E.H., Harrap R., Moukhsil A., 2002. The Role of granitic intrusions in the evolution of the Abitibi belt, Canada. *Precambrian Res.* 115, 291-310.
- Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q. e Zhang Q., 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31, 1021-1024.
- Chung, S.L., Wang, K.L., Crawford, A.J., Kamenetsky, V.S., Chen, C.H., Lan, C.Y., Chen, C.H., 2001. High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos* 59, 153-170.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984. U–Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.* 89, B252–B534.
- Conceição, H., D.C., Rios, M.L.S., Rosa, D.W., Davis, A.P., Dickin, I., McReath, M.M., Marinho, M.J.B., Macambira, 2002. Zircon geochronology and petrology of alkaline-potassic syenites, southwestern Serrinha Nucleus, East São Francisco Craton, Brazil. *Inter. Geol. Rev.* 44, 117–136.
- Condie, K.C., 1997, *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. published by Butterworth Heinemann, Boston.
- Conticelli, S., Peccerillo, A., 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28, 221–240.
- Corriveau, L., 1990. Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville province, Canada: Evidence from from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology* 15, 614-617.
- Corriveau, L., Gorton, M.P., 1993. Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism arc affinities in the Proterozoic: a reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 262-279.

- Costa, F.G., 2005. Geologia e geoquímica do Granitóide Eficéas, greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências IG – UNICAMP.
- Cruz Filho, B.E., 2004. Magmatismo trondhjemitico paleoproterozóico no núcleo Serrinha (leste da Bahia): Batólito Nordestina. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, universidade Federal da Bahia, 144 p.
- Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rios, D.C., Rosa, M.L.S., Marinho, M.M., 2003. Geologia, petrografia e litogeoquímica do batólito trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia. Rev. Bras. Geoc.33, 175-186. (in Portuguese with English abstract)
- Cruz Filho, B.E., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Rios, D.C., Macambira, M.J.B., Marinho, M.M., 2005. Geocronologia e Assinatura Isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do Batólito Trondhjemitico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste do Estado da Bahia. Rev.Bras.Geoc. 35, 1-8. (in Portuguese with English abstract).
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planet. Sci. Lett. 129, 85–102.
- Davison, I., Teixeira, J.B.G., Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Matos, F.M.V, 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Struture and stratigraphical outline. Precambrian Res. 42, 1-17.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347, 662-665.
- Dioh, E., béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P. M., 2006. Diversity of Palaeoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern sénégál): Petrographical and geochemical constraints. J. Afri. Earth Sci. 44, 351-371.
- Donatti Filho, J.P., Oliveira, E.P., 2007. The tectonic setting of basalts from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, revisited by trace-element geochemistry. XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos SNET, Natal, p. 296.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Palaeoproterozoic) granitoids in Central

- Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 87, 33–63.
- Draut, A.E., Clift P.D., Hannigan R.E., Layne, G., Shimizu, N., 2002. A model for continental crust genesis by arc accretion: rare earth element evidence from the Irish Caledonides. *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 3-4.
- Draut, A.E., Clift, P.D., 2001, Geochemical evolution of arc magmatism during arc-continent collision, South Mayo, Ireland. *Geology* 29, 543-546.
- Draut, A.E., Clift, P.D., Chew, D.M., Coopers, M.J., Taylor, R.N., Hannigan R.E., 2004. Laurentian crustal recycling in the Ordovician Grampian Orogeny: Nd isotopic evidence from western Ireland. *Geological Magazine* 141, 195-207.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth by slab melting: Archean to modern comparison. *J. Geophys. Res.* 95, 21503-21521.
- Elburg, M., Leeuwen, T.V., Foden, J., Muhandjo, 2003. Spatial and temporal isotopic domains of contrasting igneous suites in Western and Northern Sulawesi, Indonesia. *Chemical Geology* 199, 243-276.
- Elburg, M.A., Foden, J., 1998. Temporal changes in arc magma geochemistry, Northern Sulawesi, Indonesia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 381–398.
- Elburg, M.A., Van Leeuwen, T., Foden, J., Mujardo, 2002. Origin of geochemical variability by arc-continent collision in the Biru area, southern Sulawesi (Indonesia). *J. Petrol.* 43, 581–606.
- Elburg, M.A., Foden, J.D., Van Bergen, M.J., Zulkarnain, I., 2005. Australia and Indonesia in collision: geochemical sources of magmatism. *J. Volcan. Geoth. Res.* 140, 25-47.
- Figueiredo, M.C.H., 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci.*, 2, 131-145.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 933–938.

- Fowler JR., T.K., Paterson S.R., 1996. Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stopped blocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 2, pp. 209-224.
- Fowler, M.B., Henney, P.J., 1996. Mixed Caledonian appinite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granites genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 126, 199-215..
- Fowler, M.B., Henney, P.J., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B., 2001. Petrogenesis of high Ba-Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. *J. Geol. Soci.* 158, 521-534.
- 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: 2033 - 2048.
- Gasparini, D., Blichert-Toft, J., Bosh, D., Del Moro, A., Macera, P., Albarède, F., 2002. Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from geochemistry of Italian basaltic volcanics. *J. Geophys. Res.* 107, 2367-2386.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 72, 219-245.
- Gordienko, I.V., Filimonov, A.V., Minina, O.R., Gornova, M.A., Medvedev, A.Y., Klimuk, V.S., Elbaev, A.L., Tomurtogoo, O., 2007. Dzhida island-arc system in the Paleasian Ocean: structure and main stages of Vendian-Paleozoic geodynamic. *Russian Geol. Geophys.* 49, 91-106.
- Grisolia, M.F., Oliveira, E.P., 2006. Geoquímica do Granodiorito Trilhado, greenstone belt do Rio Itapicuru (BA). XIV Congresso Interno de Iniciação Científica, E0375.
- Groves, D.I., Goldfarb, D.A., Gebre-Marian, Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7-27.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Mo, X.X., 2004. Origin of adakites intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 220, 139-155.
- Housh, T., McMahon, T.P., 2000. Ancient isotopic characteristics of Neogene potassic magmatism in Western New Guinea Irian Jaya, Indonesia. *Lithos* 50, 217-239.

- Huang, C.Y., Yuan, P.B., Tsao, S.J., 2006. Temporal and spatial records of an active arc-continent collision in Taiwan: A synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 118, 274-288.
- Hutton, D., H., W., 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 79, 245-253.
- Kamei, A., 2004. An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc. *Journal of Asian Earth Sciences*. V. 24., p. 43-58.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M. P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos* 71, 431-460.
- Kishida, A., Riccio, L., 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 11, 161-178.
- Kosin, M., Melo, R.C., Souza, J.D., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Leite, C.M.M., 2003. Geologia do Segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Rev. Bras. Geoc.* 33, 15-26. (In Portuguese)
- Lacerda, C.M.M., 2000. Evolução Estrutural e Petrogenética do Domo Granodiorítico de Ambrósio, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia. Unpub. PhD. Thesis. Geosciences Institute (IG), State University of Campinas (UNICAMP), 174 p.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le., Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rock and a glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Res.* 69, 169-191.
- Ledru, P., Milesi, J.P., Johan, V., Sabaté, P., Maluski, H., 1997. Foreland basins and gold-bearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil). *Precambrian Res.* 86, 155-176.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I., Jarvis, K.E.,

2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107- 128.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonics discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bul.* 101, 635-646.
- Martin, H., 1994. Archaean gray gneisses and the genesis of continental crust. In: KC Condie 9ed.), *Archaean Crustal Evolution*, Elsevier, Amsterdam, 205-260.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogs of Archaean granitoids. *Lithos* 46, 411-429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, TTG and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1-24.
- Mascarenhas, J.F., Pedreira, A.J.C.L., Gil, C.A.A., Neves, J.P., Oliveira, J.E., Silva Filho, M.A., Marinho, M.M., 1979. Geologia da região centro-oriental da Bahia. Projeto Bahia, Bahia II, Sul da Bahia. Relatório integrado. CPRM/DNPM, Brasília, DF, p. 128.
- Matos, F.M.V., Conceição, H., 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: Geologia e Tipologia. II Simp. Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Núcleo Bahia-Sergipe. Salvador -BA. *Anais*: 60-62.
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., Hofman, A.W.K., 1992. Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochimic. Acta*, Oxford, 56, 1001-1012.
- Mello, E.F., 2000. Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: evolução crustal e metalogenia do ouro. Unpub. PhD Thesis, Geosciences Institute (IG), State University of Campinas (UNICAMP), 163 pp.
- Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Hagemann, S.G., Fletcher, I., Snee, L., 2006. Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the Palaeoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. *Miner. Deposita* 40, 849-866.

- Muir, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Eby, G.N., Evans, J.A. 1995. Geochemistry of the Creaceous separation point batholith, New Zealand: granite magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J. Geol. Soc. London* 152, 689-701.
- Müller, D., Rock, N.M. and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* 46, 259–289.
- Nascimento, H.S., 1996. Evolução Petrogenética da intrusão ácido-básica de Cansanção. Unpub. M.S. Thesis. Federal University of Bahia, 205p..
- Nascimento, H.S., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Sabaté, P., 2004. Evidence of an early NS magmatic event in the Palaeoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study. *Precambrian Res.* 134, 41-59.
- Navarro, M.S., 2004. A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 132p.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S Geol. Surv. Prof. pap.*, 525-B; 79-84.
- Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., McNaughton, N.J., 2004a. Evolution of the Northern Segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen: chronology of arc accretion, continental collision and terrane escape. *Geologia USP, Série Científica* 4, 41-53. (in Portuguese with English abstract).
- Oliveira, E.P., Donatti Filho, J.P., Ruggiero A., Costa, F.G., 2007. The birth of the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia-Brazil, at a Palaeoproterozoic magma-poor rifted continental margin – a working hypothesis. *XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. SNET*, Natal, p. 122-124.
- Oliveira, E.P., Mello, E.F., McNaughton, N., 2002a Reconnaissance U-Pb geochronology of early Precambrian quartzites from the Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Implication for the early evolution of the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 15: 349-362.

- Oliveira, E.P., Mello, E.F., McNaughton, N., Choudhuri, A., 2002b. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, Anais, 522.
- Oliveira, E.P., Souza, Z.S., Corrêa-Gomes, L.C., 2000. UPb dating of deformed mafic dyke and host gneiss: implications for understanding reworking processes on the western margin of the Archaean Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 30, 49-152.
- Oliveira, E.P., Windley, B.F. and McNaughton, N., Pimentel, M., Fletcher, I.R., 2004b. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Res.* 128: 143-165.
- Opiyo-Akech, N., Tarney, J., Hoshino, M., 1999. Petrology and geochemistry of granites from the Archæan terrain north of Lake Victoria, western Kenya *J. Afr. Earth Sci.* 29, 283-300.
- Patchett, P. J., Ruiz, J., 1987. Nd isotope ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contrib. Miner. Petrol.* 96, 523-528.
- Paterson, S.R., Tobisch, O.T., 1988. Using pluton ages to date regional deformation: Problems with commonly used criteria. *Geology* 16, 1108-1111.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Peccerillo, A., & Taylor, S.,R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, pp. 63-81.
- Peccerillo, A., 1985. Roman Comagmatic Province (Central Italy): Evidence for subduction related magma genesis. *Geology* 13, 103–106.
- Peccerillo, A., 2003. Plio-Quaternary magmatism in Italy. *Episodes* 26, 222-226.
- Peixoto, A.A., 2000. Petrografia, litogeoquímica e idade do magmatismo alcalino metaluminoso a peraluminoso e tardio da parte sudoeste do Núcleo Serrinha

- (Bahia): Granitos Tipo Morro do Lopes. Unpub. M.S. Thesis. Federal University of Bahia, p. 135.
- Picher, W., S., 1993. The Nature and Origin of Granite. Black Academic & Professional, an imprint of Chapman & Hall.
- Pimentel, M.M., Silva, M.G., 2003. Sm-Nd age of the Fazenda Brasileiro gabbro, Bahia, Brazil: example of robust behavior of the Sm-Nd isotopic system under extreme hydrothermal alteration. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 75, 383-392.
- Plá Cid., J., Rios, D., Conceição, H., 2006. Petrogenesis of mica–amphibole-bearing lamprophyres associated with the Palaeoproterozoic Morro do Afonso syenite intrusion, eastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 22, 98–115.
- Polvé, M., Maury, R.C., Bellon, H., Rangin, C., Priadi, B., Yuwono, S., Joron, J.L., Soefia Atmadja, R., 1997. Magmatic evolution of Sulawesi (Indonesia): constraints on the Cenozoic geodynamic history of the Sundaland active margin. *Tectonophysics* 272, 69-92.
- Quian, Q., Chung, S.L., Lee, T.Y., Wen, D.J., 2003. Mesozoic high Ba-Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova* 15, 272-278.
- Rapp, R.P., Laporte, D., Martin, H., and Shimizu, N. 2006. Experimental insights into slab–mantle interactions in subduction zones: Melting of adakite-metasomatized peridotite and the origin of the “arc signature”. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, A417.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotites in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemi. Geol.* 160, 335-356.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-21 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* 36, 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research.* 51, 1-25.
- Rapp, R.P., Xiao, L., Shimizu, N.M., 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in east China. *Acta Petrol. Sinica* 18, 293-311.

- Rios, D.C., 2002. Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica. Unpub. PhD Thesis. Federal University of Bahia, 239 p.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Plá Cid, J., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., McReath, I., Marinho, M.M., Davis, W.,J., 2007. Palaeoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso sienite pluton, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 154, 1-30.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Dickin, A.P., 2003. A New Proposal for the Subdivision of Granitic Rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, Based on U-Pb and Pb-Pb Geochronological and Lithogeochemical Data. *Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, p. 264.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Marinho, M.M., 2006. Morro do Lopes Granites: Palaeoproterozoic alkaline magmas and their significance for Serrinha Nucleus evolution, northeastern Bahia, Brazil. *V South American Symposium on Isotope Geology*, p. 238.
- Rios, D.C., Conceição, H., Davis, D.W., Rosa, M.L.S., Marinho, M.M., 2005. Expansão do magmatismo pós-orogênico no Núcleo Serrinha (NE Bahia) Cráton do São Francisco: Idade U-Pb do maciço granítico Pedra Vermelha. *Rer. Bras. Geociências* 35 (3), 423-426.
- Rios, D.C., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Burgos, C.M.G., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., Lisboa, M.P., 1998. Granitogênese da parte meridionaloriental do Núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica. *Pub. Esp. SBG, Núcleo BA-SE.* 5:91-113.
- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Macambira, M.J.B., Peixoto, A.A., Cruz Filho, B.E., Oliveira, L.L., 2000. Ages of granites of the Serrinha Nucleus, Bahia (Brazil): an overview. *Rev. Bras. Geoc.* 30, 74-77.
- Shirey, S.B., Hanson, G.N., 1984. Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature* 310, 222– 224.
- Silva, M.G., 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.* 22, 157-166. (in Portuguese with English abstract).

- Silva, M.G., Coelho, C.E.S., Teixeira, J.B.G., Alves da Silva, F.C., Silva, R.A., Souza, J.A.B., 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Miner. Deposita* 36: 345-357.
- Slaby, E. and Martin, H., 2008. Mafic and Felsic Magma Interaction in Granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). *J. Petrol.* 49, 353-391.
- Smith, B., Barley, M.E., Groves, D.I., Krapez, B., McNaughton, N.J., Bickle, M.J., Chapman, H.J., 1998. The Scholl Shear Zone, West Pilbara: evidence for a domain boundary structure from integrated tectonostratigraphic analyses, SHRIMP U–Pb dating and isotopic and geochemical data of granitoids. *Precambrian Res.* 88, 143–171.
- Smithies, R.H. 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakites. *Earth and Planetary Science Letters*, 182:115-125.
- Soper, N.J., Strachan, R.A., Holdsworth, R.E., Gayer, R.A., Greiling, R.O., 1992. Sinistral transpressional and the Silurian closure of Iapetus. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 149, 871–880.
- Stevenson, J.A., Daczko, N.R., Clarke, G.L., Pearson, N., Klepeis, K.A., 2005. Direct observation of adakite melts generated in the lower continental crust, Fiordland, New Zealand. *Terra Nova* 17, 73-79.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review* 12: 1-33.
- 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 the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of geology* 97: 261 – 280.
- Tarney, J., Jones, C.E., 1994. Trace element geochemistry of organic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. London* 151, 855-868.
- Taylor, St.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications. Geoscience texts.

- Teixeira, W., Figueiredo, H.M.C., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil, a review. *Precambrian Res.*, 53.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-137.
- Van Bergen, M. J., Vroon, P. Z., Hoogewerff, J. A. 1993. Geochemical and tectonic relationships in the east Indonesian arc–continent collision region: implications for the subduction of the Australian passive margin. *Tectonophysics* 223, 97–116.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Palaeoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana *Precambrian Res.* 92, 165-193.
- Vasconcelos, P. and Becker, T., (1992). A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. Workshop em Metalogênese: Pesquisas atuais e novas tendências. Unicamp, Boletim de Resumos, p. 29. (In Portuguese)
- Wang, F., Lu, X.X., Lo, C.H., Wu, F.Y., He, H.Y., Yang, L.K., Zhu, R.X., 2007. Post-collisional, potassic monzonite–minette complex (Shahewan) in the Qinling Mountains (central China): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, petrogenesis, and implications for the dynamic setting of the Qinling orogen. *J. Asian Earth Sci.* 31, 153-166.
- Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., Chen, C.H., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *J. Petrol.* 45, 975-1011.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Xavier, R.P., Foster, R.P., 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geol.* 154, 133-154.
- Xiao, L., Zhang, H.F., Clemens, J.D., Wang, Q.W., Kan, Z.Z., Wang, K.M., Ni, P.Z., Liu, X.M., 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan

Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, v. 99, p 436-452.

Ye, H.M., Li, X.H., Li, Z.X., Zhang, C.L., 2008. Age and origin of high Ba–Sr appinite–granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Res.* 13, 126-138.