



CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO

**IDADE, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO
ANOROGÊNICO CRIOGENIANO E TONIANO
NO SUL DO ESTADO DA BAHIA**

Rita Cunha Leal Menezes de Oliveira

Orientador: Dr. Herbet Conceição
Co-Orientadora: Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa

Salvador - Bahia
2010

RITA CUNHA LEAL MENEZES DE OLIVEIRA

**IDADE, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO
ANOROGÊNICO CRIOGENIANO E TONIANO NO SUL DO
ESTADO DA BAHIA**

Tese de Doutorado submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de Doutor em Geociências – Geologia à câmara de Ensino de Pesquisa e Pós Graduação da Universidade Federal da Bahia.

Orientação: Prof. Dr. Herbet Conceição

Co-Oreintação: Prof. Dra. Maria L. S. Rosa

Salvador

2010

Ficha Catalográfica:

Oliveira, Rita Cunha Leal Menezes de.

Idade, Petrografia e Geoquímica do Magmatismo Anorogênico Criogeniano e Toniano no Sul do Estado da Bahia / Rita Cunha Leal Menezes de Oliveira. -- Salvador, 2010.

96 f. Il.; 1 mapa em anexo.

Orientador Herbert Conceição.

Tese (doutorado) Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências.

1. Petrologia – Bahia. 2. Geoquímica - Bahia. 3. Petrografia - Bahia. 4. Geocronologia - Bahia. I. Conceição, Herbert. II. Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências. III. Título.

CDD: 552

"Idade, Petrografia e Geoquímica do Magmatismo Anorogênico
Criogeniano e Toniano no Sul do Estado da Bahia"

Por
Rita Cunha Leal Menezes

Geóloga (Universidade Federal da Bahia - 2002)

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS - GEOLOGIA

à

Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação da
Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. Herbet Conceição (Orientador UFBA)
Profa. Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa (Co-Orientadora)

COMISSÃO EXAMINADORA:

Excelso Ruberti (Prof. Dr. Excelso Ruberti USP)

Jean Michel Lafon (Prof. Dr. Jean Michel Lafon - UFPA)

Débora Correia Rios (Profa. Dra. Débora Correia Rios - UFBA)

Basílio Elesbão da Cruz Filho (Dr. Basílio Elesbão da Cruz Filho - CPRM)

Data da defesa: 30/06/2010

Resultado final: Aprovado (X)

Rafa

“Amor da minha vida

Daqui até a eternidade

Nossos destinos

Foram traçados na maternidade”

(Cazuza)

Gil

“Te amo sem saber como, nem quando, nem onde,

te amo diretamente, sem problemas nem orgulho:

assim te amo porque não sei amar de outra maneira,...”

(Pablo Neruda)

Pra vocês com muito amor

AGRADECIMENTOS

“Deixaria neste livro toda a minha alma. Este livro que viu as paisagens comigo e viveu horas santas”

(Frederico G. Lorca)

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de pós-graduação obtida durante o curso de Doutorado em Geologia.

A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo auxílio que permitiu a realização de etapas de campo e a viabilização de análises químicas e isotópicas, sem a qual este trabalho não teria sido desenvolvido. Ficam aqui expressos os agradecimentos ao Dr. Moacyr Moura Marinho pelo apoio aos estudos da Província Alcalina do Sul da Bahia.

A professora Dra. Débora Rios, que muito me ajudou na etapa final desta pesquisa.

Aos professores e orientadores doutores Herbet Conceição e Lourdes Rosa os meus sinceros agradecimentos por uma convivência enriquecedora.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Petrologia Aplicada a Pesquisa Mineral (GPA) da UFBA.

RESUMO

Na região Sul do Estado da Bahia, na interface do Cráton do São Francisco e da zona de influência do Orógeno Araçuaí ocorrem inúmeros corpos graníticos, sieníticos e foid sieníticos, com tamanhos variados (*stocks* e batólitos) e origens distintas afloram numa área de cerca de 500 km.

Dois conjuntos de rochas de origem e evolução magmática distintas são enfocados nesta pesquisa. Um corresponde as rochas subsaturadas em SiO₂ que compõem o *Stock* Nefelina Sienítico de Rio Pardo, formados por sienitos e foid sienitos com presença bem marcada de nefelina de cor verde e sodalita azul com idade de 724 Ma. E, o segundo grupo, de rochas saturadas em SiO₂, correspondente aos *stocks* de Monte Alto, Serras, Irmãos César, Bolívia e Jundiá composto por rochas graníticas, sieníticas e com idades no intervalo de 917 a 899 Ma.

O *Stock* Nefelina Sienítico Rio Pardo se localiza na porção sul do alinhamento de rochas alcalinas que constituem a Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA). Esse corpo é constituído por sienitos, sienitos com nefelina, nefelina sienitos e sodalita sienitos. A idade Pb-Pb obtida em monocristal de zircão para esse *stock* é de 724 ± 2 Ma, o que o coloca no intervalo de idades obtido para o magmatismo na parte sul dessa província (732-720 Ma). Os dados químicos total obtidos para esse *stock* o posicionam na suíte alcalina subsaturada em SiO₂ da PASEBA, os conteúdos dos elementos-traço assegura sua afinidade anorogênica e a sua evolução é controlada pela cristalização fracionada, e se marca por acentuado enriquecimento em Na₂O (até 15%) e Al₂O₃ (até 25%) e marcantes diminuição em SiO₂ (63→45%) e ETR.

Os granitos e os sienitos saturados em SiO₂, situam-se entre os municípios de Potiraguá e Itarantim, e equivalem a ocorrência de 5 *stocks* de granito (<10 km²) (Monte Alto, Serras, Bolívia, Jundiá, Irmãos César) com forma elipsoidais e regionalmente alinhados E-W, intrusivos nos terrenos arqueano-paleoproterozóicos do Complexo Itapetinga. As idades Pb-Pb em monocristais de zircão e os dados geoquímicos permitiram datar esse plutonismo como do período Toniano e caracterizá-los como representantes de magmatismo anorogênico, que antecede aquele do Criogeniano (730-690 Ma) sub-saturado em sílica da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia. Estes *stocks* são constituídos por granitos com biotita e hornblenda, existindo tipos sieníticos subordinados. Os granitos são metaluminosos a peraluminosos, com alto SiO₂, Nb, Y, Ta, Th e ETRLeves, baixos CaO, Sr e Ba, alta razão FeO*/MgO e com conteúdos de álcalis, similares aqueles anorogênicos do tipo A1, indicativo de magmas riolíticos com importante contribuição mantélica. Os dados

Pb-Pb_{monozircão} forneceram as idades de 905 ± 4 Ma (Monte Alto), Jundiá (907 ± 2 Ma), Bolívia (914 ± 3 Ma), 899 ± 3 Ma (Serras), $911 \pm 2,2$ Ma (Irmão César). Essas idades associadas a outras disponíveis na literatura sobre a Faixa Araçuaí tornam consistente o modelo de rifte proposto para explicar as presenças dos magmatismos anorogênicos saturado e sub-saturado em SiO₂. E, os granitos tonianos estudados constituem, provavelmente, as primeiras manifestações ígneas desse rifte associado a desagregação de Rodínia.

ABSTRACT

At the South region of Bahia State, through the limits of São Francisco Craton and the influence zone of the Araçuaí Orogen, there are many granitic, syenitic and foid-syenitic massifs, ranging from stocks to batholiths, with many possible sources, occupying an area of almost 500km².

Two groups of rocks with distinct sources and magmatic evolution trends are be the focus of this thesis. One group corresponds to the green nephelines and blue sodalites, SiO₂ subsaturated syenites and foid-syenites which compose the Nepheline-Syenitic Rio Pardo Stock, aged 724 Ma. The second group is composed of the SiO₂ rocks which belong to the granitic and syenitic *stocks* of Monte Alto, Serras, Irmãos César, Bolívia and Jundiá, with ages ranging from 917 to 899 Ma.

The Nepheline-Syenitic Rio Pardo Stock is located at the South region of an alkaline alignment of rocks called South Bahia Alkaline Province (PASEBA). This body shows a N-S pattern, been composed of syenites, syenites with nepheline, nepheline-syenites, and sodalite-syenites. The Pb-Pb single zircon 724 ± 2 Ma age presented for this stock, is in agreement with the magmatic episode of South PASEBA (732-720 Ma). The chemical data for its rocks classify these rocks at the SiO₂ subsaturated alkaline province, and their trace elements suggest its anorogenic affinity and a magmatic evolution which is controlled by fractional crystallization, with an expressive enrichment of Na₂O (up to 15%) and Al₂O₃ (up to 25%), as well as an important impoverishment of SiO₂ (63→45%) and ETR.

The SiO₂ saturated granites and syenites correspond to *stocks* located at the Potiraguá and Itarantim cities (Monte Alto, Serras, Bolívia, Jundiá, Irmãos César). They have ellipsoidal shapes, and a regional E-W alignment been intrusive at the Archaean-Palaeoproterozoic terranes of the Itapetinga Complex. The Pb-Pb single zircon ages and the geochemical data allow to age this plutonism as belonging to the Tonian Period and to group them as representatives of the anorogenic magmatism, which occurs before the Criogenian (730-690 Ma) silica sub-saturated event of the PASEBA. These *stocks* are constituted by granites with hornblende and biotite, also presenting subordinated syenitic rocks. The granites are metaluminous to peraluminous, showing high contents of SiO₂, Nb, Y, Ta, Th and LREE, associated with low amounts of CaO, Sr and Ba, high FeO*/MgO ratios and alcalis contents similar to A1 type anorogenic group, suggesting rhyolitic magmas with an important mantelic contribution. The Pb-Pb_{single zircon} data show ages of 905 ± 4 Ma (Monte Alto), Jundiá (907 ± 2 Ma), Bolívia (914 ± 3 Ma), 899 ± 3 Ma (Serras), 911 ± 2,2 Ma (Irmão César). These geochronological data, with others presented at the references for this area of Araçuaí

Domain, ratify the rift model proposed to explain the presence of anorogenic sub-saturated and saturated magmas at the same area. And, in this context, the Tonian granites which have been studied are suggested to be the first igneous occurrences of this rift, which could be associated to the Rodinia disaggregation.

Índice

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	v
Índice	vii
Índice de Figuras	xi
Índice de Tabelas	xii
Índice de Anexos	xii
Capítulo 1 – Introdução	1
I.1 – Apresentação.....	2
I.2 – Motivação	2
I.3 – Objetivos.....	2
I.4 – Localização e Acesso.....	3
Capítulo 2 – Metodologia	6
II.1 – Introdução.....	7
II.2 – Levantamento Bibliográfico	7
II.3 – Missão de Campo.....	8
II.4 – Estudos Petrográficos.....	9
II.5 – Preparação das Amostras para Análises Química e Isótopos	9
II.5.1 – Preparação de Amostras para Separação Mineral e Ataque Químico	10
II.5.2 – Preparação de amostras para a separação de cristais de zircão para análise de isótopos	10
II.6 – Geoquímica	11
II.7 – Dados Geocronológicos	13
II.7.1 – Preparação das amostras	13

II.7.2 – Método Analítico.....	14
II.8 – Estrutura de Apresentação da Monografia.....	15
Capítulo 3 – Geologia Regional.....	17
III.1 – Introdução.....	18
III.2 – Contexto Geológico Regional.....	18
III.2.1 – O Cráton do São Francisco	18
III.2.2 – O Orógeno Araçuaí	18
III.3 – Unidades Geológicas.....	20
III.4 – Arqueano - Paleoproterozóico.....	20
III.4.1 – Complexo Ibicaraí	20
III.4.2 – Complexo Ibicuí – Ipiaú.....	22
III.4.3 – Complexo Itapetinga	22
III.5 – Mezoproterozóico	23
III.6 – Neoproterozóico	23
III.6.1 – Suíte Intrusiva de Pau Brasil	23
III.6.2 – Complexo Gabro Anortosítico de Rio Pardo	24
III.6.3 – Granitos Anorogênicos.....	24
III.6.4 – Rochas Alcalinas do Sul do Estado da Bahia	24
III.6.5 – Grupo Rio Pardo	25
III.6.6 – Grupo Macaúbas.....	25
III.6.7 – Complexo Jequitinhonha.....	26
III.7 – Cenozóico.....	26
III.8 – Sumário	27
Capítulo 4 – A Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia: Síntese do Atual Conhecimento.....	28
IV.1 – Introdução	29
IV.2 – Aspectos Geológicos da PASEBA	31

IV.2.1 – Rochas do Embasamento.....	31
IV.2.2 – Rochas Sub-saturadas em Sílica.....	32
Stock Nefelina Sienítico de Rio Pardo	32
Stock da Serra da Gruta	34
Complexo Alcalino de Floresta Azul	35
Stock de Itajú do Colônia	36
Batólito Sienítico de Itarantim	37
Batólito Sienítico de Itabuna	38
IV.2.3 – Rochas Saturadas em Sílica.....	39
Batólito Sienítico de Araras	39
IV.2.4 – Diques Alcalinos	40
IV.3 – Sumário.....	40
Capítulo 5 – Geocronologia e geoquímica da granitogênese anorogênica toniana (917 a 900 Ma) na Faixa de Dobramento Araçuaí, no Sul do Estado da Bahia	41
V.1 – Resumo.....	42
V.2 – Abstract.....	43
V.3 – Introdução	43
V.4 – Geologia Regional.....	45
V.5 – Geologia e Petrografia dos Granitos da Região de Potiraguá e Itarantim	46
V.5.1 – Stock Granítico de Monte Alto	46
V.5.2 – Stock Granítico de Jundiá.....	48
V.5.3 – Stock Granítico de Bolívia.....	48
V.5.4 – Granito Granítico das Serras	49
V.5.5 – Stock Granito Irmãos César.....	49
V.6 – Geoquímica	49
V.7 – Métodos Analíticos.....	52
V.8 – Resultados	59

V.9 – Discussão e Conclusão.....	62
V.10 – Agradecimentos	63
Capítulo 6 – Stock Nefelina Sienítico de Rio Pardo, Sul da Bahia: Geologia e Geocronologia	64
VI.1 – Resumo	65
VI.2 – Abstract	65
VI.3 – Introdução	66
VI.4 – Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia	66
VI.5 – Localização e Histórico	70
VI.6 – Geologia, Petrografia e Geoquímica	70
VI.7 – Métodos Analíticos	73
VI.8 – Resultado e Discussões	76
VI.9 – Agradecimentos	79
Capítulo 7 – Considerações Finais	80
Capítulo 8 – Referências Bibliográficas	82
Anexos	94

Índice de Ilustrações

Figura 1.1 – Mapa da América do Sul com a localização da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia	4
Figura 1.2 – Mapa localização e vias de acesso	5
Figura 3.1 – Cráton do São Francisco e as Faixas Brasileiras	19
Figura 3.2 – Mapa geológico regional simplificado	21
Figura 4.1 – Diagrama TAS apresentando as tendências evolucionais das suítes alcalinas da PASEBA.....	30
Figura 4.2 – Diag. de ambientes tectônicos das rochas alcalinas da PASEBA.....	30
Figura 4.3 – Aspectos macroscópicos das rochas alcalinas estudadas.....	33
Figura 5.1 – Mapa de localização da PASEBA destacando a área de estudo	44
Figura 5.2 – Mapa simplificado da região destacando os corpos estudados	47
Figura 5.3 – Diagrama R1/R2 aplicado aos granitos estudados	51
Figura 5.4 – Diagrama A/NK <i>versus</i> A/CNK aplicado aos granitos anorogênicos.....	53
Figura 5.5 – Diag. FeOtotal/FeOtotal+MgO aplicado aos granitos anorogênicos	54
Figura 5.6 – Diagrama de Whalen <i>et al.</i> (1987) aplicado aos granitos	55
Figura 5.7 – Diagrama de Pearce <i>et al.</i> (1984) aplicado aos granitos estudados	56
Figura 5.8 – Diagrama Y-Ce-Nb de Eby (2002) aplicado aos granitos estudados	57
Figura 5.9 – Espectros dos ETR para as rochas graníticas	58
Figura 5.10 – Diagrama Etapa de aquecimento <i>versus</i> Idade para os granitos.....	61
Figura 6.1 – Mapa de localização da PASEBA destacando o Stock de Rio Pardo	68
Figura 6.2 – Diagrama TAS para as rochas sieníticas do SRP	69
Figura 6.3 – Mapa simplificado do SRP.....	71
Figura 6.4 – Espectros dos ETR para as rochas sieníticas do SRP.....	75
Figura 6.5 – Diagrama Etapa de aquecimento <i>versus</i> Idade para o SRP	77

Índice de Tabelas

Tabela 2.1 – Resumo de amostras trabalhadas no doutorado	12
Tabela 5.1 – Dados de análises químicas dos granitos estudados	50
Tabela 5.2 – Dados analíticos de isotópos de Pb dos granitos estudados.....	60
Tabela 6.1 – Dados de análises químicas do SRP	74
Tabela 6.2 – Dados analíticos de isotópos de Pb do SRP.....	78

Índice de Anexos

Anexo 1 – Listagem dos dados de campo.....	95
---	----



Capítulo 1 - Introdução

I.1 – APRESENTAÇÃO

A presença de magmas anorogênicos neoproterozóicos na região sul do Cráton do São Francisco é bastante expressiva. Esse fato despertou o interesse dos pesquisadores do Laboratório de Petrologia Aplicada a Pesquisa Mineral (GPA), da Universidade Federal da Bahia (UFBA), que vêm desenvolvendo estudos nos últimos oito anos em rochas foid sieníticas dessa região. Com o aprofundamento das pesquisas nessa área, identificou-se a existência de rochas graníticas com características mineralógicas distintas daquelas estudadas até então, mas similar a outras descritas na literatura e especificamente ao granito de Salto da Divisa (Silva 2002). A presença destes corpos provê a oportunidade de investigar a gênese destas rochas anorogênicas, posicioná-las temporalmente e, com isto, inferir o regime geodinâmico responsável por estas intrusões na evolução geológica no Neoproterozóico nesta região do Cráton do São Francisco.

Esta tese de doutorado apresenta o resultado dos estudos em rochas representantes desses diferentes magmatismos com o intuito de contribuir com informações para uma melhor compreensão da evolução dos terrenos da região Sul do Estado da Bahia, bem como possibilitar uma avaliação do quadro geotectônico.

I.2 – MOTIVAÇÃO

Era final do ano de 2004 quando fui convidada pelo Prof. Herbet Conceição para acompanhar o colega Dr. Basílio Elesbão da Cruz Filho, apresentando-o à região da Província Alcalina do Sul da Bahia (PASEBA), a qual era o foco da minha dissertação de mestrado, que estava sendo finalizada. Dr. Cruz Filho iniciava seus trabalhos de mapeamento geológico entre os municípios de Itapetinga, Itarantim, Potiraguá e Itajú do Colônia. Durante cerca de cinco dias percorremos a região, que eu achava conhecer como “a palma da minha mão”, e me deparei com corpos graníticos em áreas que supunham serem foid sienitos. Essa descoberta despertou minha curiosidade. Seriam esses corpos, da mesma idade e origem daqueles que eu estava estudando no mestrado? Para elucidar essas dúvidas resolvi então, com o apoio do meu orientador, Prof. Herbet, aprofundar os meus estudos naquela região por onde tanto andei. Foi então que começou uma nova etapa e desafio....

I.3 - OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo maior contribuir para um melhor entendimento dos diferentes magmatismos ocorridos no Sul da Bahia, na região entre os municípios de Itarantim e Potiraguá, durante o Neoproterozóico.

Como objetivos específicos deste trabalho de pesquisa, buscou-se:

- A. Selecionar os stocks de Rio Pardo, Bolívia, Monte Alto, Jundiá, Irmãos César e das Serras (Fig. 1.1) para investigação do magmatismo anorogênico na região sul da Bahia.
- B. Realizar a caracterização geológica, geocronológica e litogeoquímica (elementos maiores, menores e terras raras) dos distintos tipos rochas de caráter anorogênico presentes na interface entre o Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramento Araçuaí.

I.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As ocorrências estudadas localizam-se na região geográfica usualmente denominada Sul do Estado da Bahia, abaixo do paralelo 15° S. Os objetos do presente estudo (Stock de Bolívia, Stock de Monte Alto, Stock de Jundiá, Stock das Serras, Stock Irmãos Cesar e Stock Nefelina-Sienítico Rio Pardo), situam-se entre os municípios de Itarantim e Potiraguá, a aproximadamente 608 km da cidade de Salvador, capital do Estado. A área da pesquisa pode ser mais precisamente delimitada pelas coordenadas geográficas 39°44'05"–39°53'08" WGr e 15°38'07"–15°24'06"S (Fig. 1.1).

O acesso rodoviário à região em apreço, partindo da cidade de Salvador, pode ser feito pela BR-324 e, antes de Feira de Santana, nas proximidades do quilometro 90, segue-se pela BR-101, em direção ao sul até a cidade de Itabuna (Fig. 1.2). Dessa cidade segue-se pela BR-415 (trecho Itabuna-Itapetinga) até o entroncamento com a BA-270. Deste entroncamento até a cidade de Potiraguá são cerca de 60 Km, e 74 Km até Itarantim.

Como acesso, existe ainda a opção de utilizar o Ferry-Boat, saindo de Salvador e indo até a localidade de Bom Despacho (Ilha de Itaparica), e seguindo pela BA-001 até o município de Camamu, percorrendo-se aproximadamente 180 Km. Desta cidade segue-se por cerca de 42 Km até a cidade de Travessão. A partir daí, utiliza-se a BR-101 até Itabuna, e, em seguida, a BR-415 (trecho Itabuna-Itapetinga) até o entroncamento com a BA- 270 (Fig 1.2), seguindo-se por ela até Potiraguá e Itarantim.

A cidade de Ilhéus, além de rodovias federais e estaduais, dispõe de aeroporto que recebe vôos domésticos regulares e a cidade de Itapetinga possui aeroporto pavimentado, entretanto com menor porte. O acesso aéreo pode, então, ser realizado até estas cidades, e a partir delas tem-se cesso rodoviário, como descrito anteriormente até a cidade de Potiraguá e Itarantim.

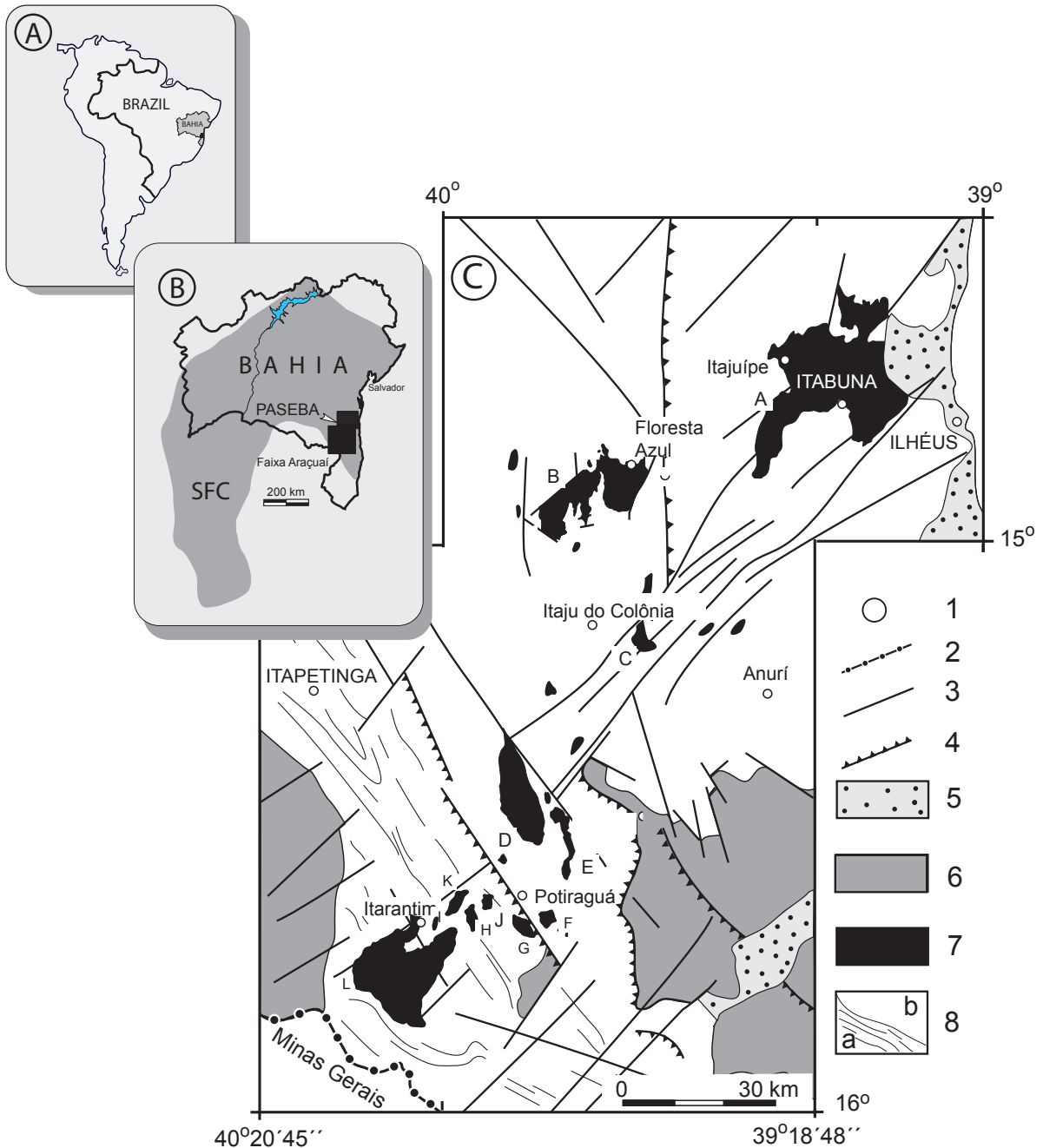


Figura 1.1 - Mapa da América do sul com a localização do Estado da Bahia [A]. Mapa da Bahia com a localização da PASEBA [B]. Mapa geológico simplificado da PASEBA segundo Rosa et al. (2001) [C]. Cidades [1], limite interestadual [2], falhas e fraturas [3], falhas de cavalgamento [4], sedimentos recentes [5], metassedimentos mesoproterozóicos [6], rochas alcalinas brasileiras da PASEBA [7], rochas arqueano-paleoproterozóicas [8, b= granulitos e a= rochas gnáissico-migmatíticas]. [A- Maciço de Itabuna; B-Complexo Alcalino de Floresta Azul; C-Stock de itajuí do Colônia; D-Maciço da Serra das Araras; E-Stock de Rio Pardo; F-Stock Serra da Gruta; G-Stock da Faz. Monte Alto; H-Granito de Bolívia; I- Stock de Jundiá; J-Stock Irmãos César; K- Stock das Serras; L-Maciço de Itarantim].

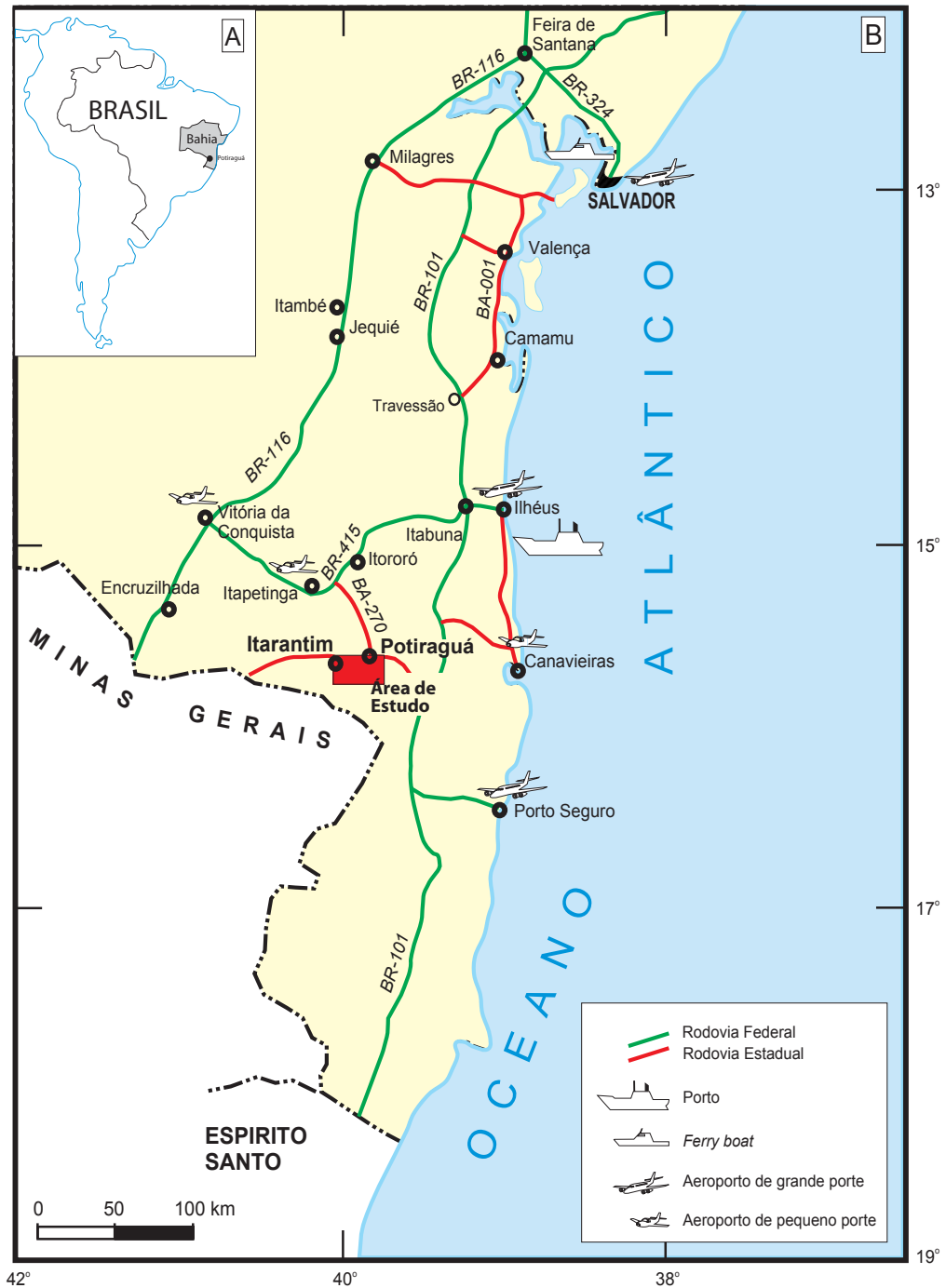


Figura 1.2 - Localização geográfica da área em estudo na América do Sul, Brasil e no estado da Bahia (A). As vias de acesso são apresentadas em detalhe no esboço geográfico em B.



Capítulo 2 - Metodología

II.1 – INTRODUÇÃO

Para o desenvolvimento desta pesquisa foi necessário aplicar uma metodologia que permitisse serem realizadas a coleta dos dados, análises e reflexões. Assim sendo, realizou-se estudos bibliográficos, integração dos dados disponíveis, missões de campo com coleta de amostras e suas respectivas preparações e estágio em laboratório de geocronologia. Estes dados foram tratados utilizando-se recursos de informática para a redação deste texto. A seguir estão descritos os procedimentos utilizados ao longo do desenvolver deste trabalho.

II.2 – LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Consistiu na realização de pesquisa bibliográfica, visando obter as informações disponíveis sobre a geologia da região sul da Bahia, particularmente aquelas dos municípios de Potiraguá, Itajú do Colônia e Itarantim, onde se localizam os objetos deste estudo. Nesta etapa, os principais trabalhos que enfocam as regiões em estudo foram inventariados e estão abaixo sintetizados.

Souto (1972) foi quem identificou e primeiramente estudou e descreveu o corpo Nefelina-Sienítico Rio Pardo. Nesse estudo, foram descritas as principais rochas constituintes e algumas características geoquímicas, tendo-se como base os elementos maiores.

Silva Filho et al. (1974) são os primeiros pesquisadores a confeccionar o mapa geológico Folha de Itapetinga (SE-24-Y-I, escala 1:250.000), região sul do estado da Bahia, onde agrupam e denominam as unidades metamórficas que compõem o embasamento, como sendo submetida à Fácies Anfibolito, com níveis migmatizados como Complexo Gnáissico Migmatítico, identificando três grupos principais: biotita gnaisse, biotita hornblenda gnaisse e hornblenda gnaisse, com intercalações de quartzitos, anfibolitos e mármores.

Barbosa de Deus et al. (1976) realizaram trabalhos de cartografia geológica do Batólito Sienítico de Itarantim, ao qual ele denominou naquela época de Complexo de Itarantim. Esses autores chamam a atenção para as potencialidades metalogenéticas destas rochas para Ti, Nb, Ta, U, Th e terras raras, além de fósforo e bauxita, pois as associações destas mineralizações a complexos alcalinos são muito freqüentes na literatura.

Menezes (2005) em sua dissertação de Mestrado, cartografou o Stock de Rio Pardo na escala 1:25.000 e realizou estudos detalhados de petrografia e geoquímica das rochas sieníticas e *foid* sieníticas do referido corpo.

Cruz Filho (2005) confecciona o mapa geológico na escala 1:100.000 de parte das folhas de Itapetinga, (porção NW), Itarantim (porção SW), Itajú do Colônia (porção NW) e Potiraguá

(porção SE). Neste trabalho o autor detalha a geologia da região e cartografa novos corpos graníticos.

Moraes Filho et al. (2006) contribuem com a atualização do conhecimento geológico regional, ao realizarem mapeamento geológico na escala 1:250.000 da Folha Itapetinga (SD.24.Y.D) e parte extremo oeste da folha Canavieiras (SD.24.Z.C), com o Projeto Itapetinga-Canavieiras, detalhando a geologia e definindo o potencial metalogenético da região.

Moraes Filho & Lima (2007) sintetizam o relatório do Projeto Itapetinga-Canavieiras, onde reuniram geologia e cadastro mineral, possibilitando um melhor entendimento do cenário estratigráfico e estrutural da região.

Na área de alcance do Stock de Rio Pardo procedeu-se a análise das fotografias aéreas (0-281 16 2632; 0-281 16 2630; 0-281 16 2323; 0-281 16 2324), na escala de 1:108.000, obtidas por empréstimo junto ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), e que correspondem ao vôo realizado pela companhia Cruzeiro do Sul, no ano de 1969. Além disso, para toda a região de abrangência desse estudo, utilizou-se as imagens de satélite LandSat disponibilizadas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) na escala 1:25.000, pelo projeto Brasil Visto do Espaço (Miranda & Coutinho, 2004 <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br/>)

A base cartográfica para a integração dos dados obtidos da bibliografia, assim como as informações da fotointerpretação e dados coletados em campo, foram as folhas topográficas na escala de 1:100.000 de Potiraguá (SD.24-Y-D-V, SUDENE 1974), Itajú do Colônia (SE.24-Y-D-II, SUDENE 1974) e de Itarantim (SD.24-Y-D-IV, SUDENE 1977).

II.3 – MISSÕES DE CAMPO

Foram realizadas três missões de campo durante os períodos de 06/10/2005 a 06/11/2005, 01/11/2006 a 05/11/2006 e 22/11/2007 a 03/12/2007. No desenvolvimento destes trabalhos foram coletadas informações geológicas dos afloramentos visitados, amostras de rochas representativas dos maciços estudados e de algumas das unidades do embasamento em contato. Durante estes trabalhos, as informações geológicas obtidas foram lançadas diretamente sobre a base cartográfica, marcou-se os pontos visitados e descritos (Anexo I), pontos com amostras e as atitudes geológicas (foliação, fraturas, diques, etc.). As amostras coletadas foram devidamente identificadas e acondicionadas em sacos plásticos para tratamento posterior.

Nesta etapa foram utilizados os seguintes equipamentos: *Global Position System* (GPS- Marca Garmin), bússola, martelo geológico, marreta, lente de aumento de bolso (24x) e máquinas fotográficas digital.

II.4 – ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Nas amostras coletadas, procedeu-se a descrição macroscópica, inicialmente com auxílio da lupa de bolso (em campo) e, posteriormente, em laboratório com lupa binocular (marca Leizz, modelo Stemi 2000-C). Essa etapa visou selecionar as rochas mais representativas das fácies petrográficas identificadas nos *stocks* pesquisados durante os trabalhos de campo, para os estudos petrográficos detalhados.

Foram então selecionadas 30 amostras (Tabela 2.1) representativas dos diferentes corpos em estudo, para a realização do estudo petrográfico, que foi desenvolvido em microscópios binoculares (marca Leitz, modelo Laborlux 12 Pol S e Zeiss West Germany, modelo 035484). Neste momento aplicaram-se as técnicas usuais de petrografia, visando a identificação dos minerais, a classificação modal, o reconhecimento de texturas e estruturas, as dimensões e morfologia dos cristais. A nomenclatura das rochas sub saturadas em sílica estudadas seguiu a terminologia propostas pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS) (Le Maitre et al. 2002), enquanto que para as rochas saturadas usou-se a classificação baseada no diagrama R1R2 (De La Rocha et al 1980). Para expressar a granulação utilizaram-se os limites propostos por Sial & McReath (1986), onde: fina corresponde a cristais < 1mm, média a indivíduos de 1 a 3 mm e grossa de 3 a 5 mm. O conteúdo de anortita (An) dos cristais de plagioclásio foi estimado utilizando-se as tabelas que relacionam o ângulo de extinção de geminações segundo a lei albita (método de Michel-Lévy).

A captura das imagens microscópicas foi feita utilizando-se de uma câmera digital (marca Olympus – modelo SP 350) acoplada a um microscópio binocular (marca Leitz, modelo Laborlux 20 Pol).

Essas análises foram realizadas no Laboratório de Petrologia Aplicada a Pesquisa Mineral da Universidade Federal da Bahia.

II.5 – PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISES QUÍMICAS E ISÓTOPICAS

Inicialmente as amostras selecionadas foram divididas em três lotes: um com amostras na fração brita foi destinado ao arquivo para eventual uso; uma segunda parte foi separada para a confecção de lâmina delgada; e outra parte para ser trabalhada nos estudos químicos e isotópico.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de laminação da Companhia Baiana de pesquisa Mineral (CBPM).

A preparação das amostras selecionadas, tanto para a química como para a dosagem de isótopos de Pb, foi feita nos Laboratórios de Preparação de Amostras do Departamento de Geoquímica da UFBA. A tabela 2.1 apresenta os números de amostras tratadas em cada um dos processos. A sistemática para a preparação das amostras foi a seguintes:

II.5.1 - Preparação de amostras para separação mineral e ataque químico

Foi separado um volume de cerca de 1Kg de cada amostra para ser fragmentada separadamente em um britador de mandíbulas (marca WEDAG) até a obtenção de fragmentos na fração de brita (cerca de 3 cm). As amostras assim preparadas foram, posteriormente, pulverizadas utilizando o aparelho *shater box* até uma granulometria inferior a 200 # e o pó da rocha obtido foi condicionado em recipientes plásticos devidamente descontaminados.

II.5.2 - Preparação de amostra para a separação de cristais de zircão para análise de isótopos

Para a obtenção dos concentrados de cristais de zircão foi necessário cerca de 7 Kg de cada amostra, para ser fragmentada no britador de mandíbula até a obtenção da fração brita. Em seguida pequenas quantidades da amostram foram depositadas na panela de tungstênio para serem pulverizadas no *Shater Box* até a aquisição de uma fração entre 80 e 100 #. Realizado esse procedimento, a amostra foi levada a mesa de bateia para a separação dos minerais pesados dos minerais leves. A fração pesada obtida foi separada e depositada em refratários para ser deixada exposta dentro de uma capela até secar. Em seguida passou-se a amostra no separador magnético (Frantz), usado o método do *free fall*, que consiste em girar o ímã do separador em 180° fixando a ele um fio metálico que deve ser protegido por fita adesiva e papel e deixar pequenas porções da amostrar passa por ele em queda livre, de modo que fiquem fixos ao ímã os minerais magnéticos e os não magnéticos passam livres sendo depositados no recipiente abaixo do ímã. Os minerais não magnéticos são coletados para serem separados usando o método de separação de líquidos densos, tendo-se utilizado o Bromofórmio (CHBr₃). Neta etapa foram preparados dois sistemas de líquidos densos usando garra universal, presa ao suporte. Na garra colocou-se um funil de decantação de 250 ml e para a coleta dos minerais uso-se um béquer previamente marcado para os minerais pesados e outro para a coleta dos minerais leves. Os minerais pesados selecionados foram lavados com álcool e deixados na capela até a secagem total e posteriormente foram guardados em recipientes plásticos para a seleção dos cristais de zircão.

II.6 –GEOQUÍMICA

Este estudo contribuiu com 30 análises (Tabela 2.1) químicas de rochas para os corpos estudados, que foram obtidos em dois momentos distintos.

O primeiro momento corresponde a minha dissertação de mestrado, onde os dados químicos de rocha para o *Stock* de Rio Pardo foram adquiridos. Com exceção dos elementos terras raras, todos os outros procedimentos para a obtenção desses resultados foram realizados nos laboratórios do Instituto de Geociências e do Instituto de Química da Universidade Federal da Bahia pela autora desta pesquisa.

Os elementos maiores SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , Ca , Na_2O , K_2O e P_2O_5 foram obtidos no Laboratório do Plasma, por espectrometria de emissão ótica com plasma de argônio induzido (ICP-OES), utilizando o método de Bernas modificado (Sistema fechado). Nesta metodologia a amostra é decomposta a partir do ataque tri-ácido, onde os reagentes usados são ácido fluorídrico (HF) PA, ácido clorídrico (HCl) PA e ácido nítrico (HNO_3) PA com adição de ácido bórico (H_3BO_3) cristalizado para dissolver os fluoretos insolúveis e liberar o Si evitando a sua perda sob a forma de SiF_4 . O limite de detecção é expresso como LD (LD=0,01%).

Avaliou-se a qualidade do processo analítico pela utilização de padrões, brancos e duplicatas para cada lote de amostras. Os resultados obtidos expressaram a boa qualidade dos procedimentos analíticos.

Utilizou-se a Fluorescência de Raios-X para a dosagem do F. Para essa análise foram confeccionadas pastilhas a partir da pulverização das amostras, as quais foram adicionadas 1g de ácido bórico cristalizado e o pó formado foi prensado a 200 atm para a formação de pastilhas que posteriormente foram analisadas.

Além da técnica supracitada, outras foram utilizadas para fins específicos: (i) a determinação de perda ao fogo (PF) foi realizada por calcinação a 1000°C a peso constante; (ii) o teor de fluoreto foi dosado por utilização de eletrodo de íon específico; (iii) a percentagem de H_2O^+ foi definida pelo Método de Penfield; e (iv) a determinação de FeO foi realizada por volumetria de oxi-redução e o CO_2 foi estimado pelo gás evoluído durante o ataque da amostra por HCl, sob aquecimento a 120°C .

As análises dos elementos Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) foram realizadas nos laboratórios do consórcio Lakefield Geosol – Geologia de Sondagem Ltda. A metodologia empregada para a aquisição desses dados foi a de Espectrometria de Emissão Atômica Acoplada a um Plasma de Argônio induzido (ICP-AES).

Localidade	Número Amostra	Discriminação	Litologia	Coordenadas UTM	
Stock Bolívia	2687	Lâmina/química/geocronologia	granito	8268945	
	2690	Lâmina/química	granito	8270045	
Stock Irmãos César	2692	Lâmina/química	granito	8269403	
	2693	Lâmina/química/geocronologia	granito	8271023	
Stock das Serras	2696	Lâmina/química	granito	8273605	
	2697	Lâmina/química	granito	8274534	
	2698	Lâmina/química/geocronologia	granito	8275130	
	2699	Lâmina/química	granito	8275846	
	2705	Lâmina/química	granito	8271634	
	2706	Lâmina/química	granito	8271634	
	2681	Lâmina/química	sienito	8268315	
Stock Jundiá	2694	Lâmina/química/geocronologia	sienito	8269246	
	2695	Lâmina/química	sienito	8269613	
	2726	Lâmina/química/geocronologia	granito	8269060	
Stock Monte Alto	2727	Lâmina/química	granito	8268657	
	2729	Lâmina/química	granito	8269436	
	2730	Lâmina/química	granito	8270104	
	2731	Lâmina/química	granito	8270104	
	2806	Lâmina/química	granito	8270250	
	2807	Lâmina/química	sienito	8270914	
	2808	Lâmina/química	sienito	8271266	
Stock de Rio Pardo	2114	Lâmina/química	Sodalita sienito	8286899	
	2115	Lâmina/química	Sodalita sienito	8286899	
	2144	Lâmina/química/geocronologia	Sodalita sienito	8290378	
	2420	Lâmina/química	Nefelina sienito	8280635	
	2124	Lâmina/química	Nefelina sienito	8286601	
	2325	Lâmina/química	Nefelina sienito	8287001	
	2140	Lâmina/química	sienito	8295398	
	2282	Lâmina/química	sienito	8289316	
	2153	Lâmina/química	sienito	8292886	

Tabela 2.1 - Resumo das amostras selecionadas para estudos petrográficos, químicos e geocronológicos.

O segundo momento correspondeu à obtenção das análises químicas para os *stocks* graníticos em estudo (Monte Alto, Jundiá, Serras, Irmãos César e Bolívia). Foram selecionadas o total de 21 amostras para serem analisados os elementos maiores SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, Ca, Na₂O, K₂O e P₂O₅, elementos menores F, S, Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Sn, W e Mo e em 14 amostras foram dosados os elementos Terras Raras La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Pr, Tb, Tm. As análises para todos os elementos químicos obtidos foram realizadas no laboratório da Acme Analytical Laboratories (Acme Labs). Os elementos maiores foram determinados por ICP/ES, os traços por ICP/MS e a abertura das amostras por fusão com LiBO₂ e o ácido nítrico como solvente.

II.7 – DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Os dados isotópicos de Pb foram obtidos durante dois estágios apoiados pela Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Nível Superior (CAPES-PROCAD 0131059 – Aplicação da Geoquímica Isotópica e Geocronológica a Estudos em Petrologia e Mudanças Climáticas Globais) nos períodos de 18 de fevereiro a 01 de março de 2008 e 19 de agosto a 19 de setembro de 2008. Estes estágios foram desempenhados no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (PARÁ-ISO) e contaram com a supervisão geral dos professores doutores Moacir José Buenano Macambira e Marco Antônio Galarza.

II.7-1. Preparação das amostras

Etapa 1 - concentrado de minerais pesados – esta fase consiste na obtenção dos minerais pesados obtidos após a separação pelo líquido denso (etapa descrita no item II-5B)

Etapa 2 – concentração dos cristais de zircão – após obter-se o concentrado dos minerais pesados, estes são analisados cuidadosamente com o auxílio da lupa binocular para a seleção dos cristais de zircão. Nesta etapa os cristais de zircão selecionados são aqueles que se mostram límpidos, cristalinos, preferencialmente não apresentam inclusões, fraturas, intercrescimento, zoneamento ou qualquer sinal de perturbação.

Etapa 3 – seleção cristais – segue-se então a separação dos cristais por grupos levando-se em conta a morfologia e estruturas internas reconhecidas para cada família identificada. Os melhores indivíduos (cerca de 20 por família) são depositados em uma lâmina com óleo para a fixação dos cristais.

Etapa 4 – captura imagens - Em seguida cada cristal é numerado e fotografado no microscópio (marca LEICA DMLP) com câmera digital □(modelo DC300F) acoplada. As

imagens são guardadas para que suas características possam se reconhecidas sempre que necessário.

Etapa 5 – depósito do cristal no filamento – por fim, com o auxílio de uma pinça e da lupa binocular cada cristal é depositado em um filamento de rênio com forma de canoa soldado a um par de chapas metálicas, que são acomodadas no tambor (o tambor tem capacidade para 12 amostras e 1 branco) que será acoplado ao espectrômetro de massa.

II-7.2. Método analítico

As análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa e a metodologia para as determinações Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão segue a técnica de evaporação introduzida por Köber (1987). O método de datação por evaporação do Pb de monocristais de zircão foi desenvolvido por Kober (1987), mediante evaporação do chumbo no mineral por sucessivas etapas de aquecimento em espectrômetro de massa por termoionização (TIMS). A composição isotópica do Pb evaporado em cada etapa de aquecimento é determinada, e a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida permite calcular a idade a partir das equações de desintegração do ^{235}U e ^{238}U em ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente, como função do tempo. Como os teores de U e Pb não são determinados, os dados isotópicos não podem ser colocados em diagrama concórdia e, conseqüentemente, o grau de discordância dos pontos analíticos não pode ser avaliado. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ deve, portanto, ser considerada como a mínima da cristalização ou recristalização do zircão analisado. Entretanto, vários estudos geocronológicos mostram que, quando as idades calculadas pelas razões isotópicas do Pb são similares, em várias etapas de aquecimento para um mesmo grão, e em vários cristais distintos, a idade média calculada pode ser interpretada como a idade concordante.

As composições isotópicas do chumbo foram determinadas em Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262. O procedimento analítico inclui uma etapa inicial de aquecimento dos filamentos a 1100°C e 1600°C durante 1 minuto, para eliminar o chumbo de contaminação. Em geral, a evaporação do chumbo é efetuada entre 1450°C e 1550°C, com incrementos sucessivos de 50°C. O tempo de evaporação foi de cerca de 3 a 5 minutos por etapa. Após cada etapa de evaporação, o chumbo foi ionizado a 1050-1100°C. As razões isotópicas foram medidas tanto pelo processo dinâmico, utilizando multiplicador de elétron (SEM) e contador de íons, quanto estático, com coletores Faraday para as massas 206, 207, 208 e, contador de íons para a massa 204, em função da intensidade do sinal.

Nas análises pelo processo dinâmico com o contador de íons, a sequência de leitura das massas de Pb 206, 207, 208, 206, 207 e 204 foram medidas em 5 blocos de 10 ciclos,

resultando em 100 razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Utilizando multicoletores, foram utilizados 10 blocos de 10 ciclos cada, que também resultaram em 100 medidas de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A precisão média das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é de 0,52% (0,16% – 2,08%). As razões isotópicas medidas foram corrigidas para o efeito de discriminação de massa por um fator de 0,12% por unidade de massa atômica. Estas razões foram determinadas a partir de análises repetidas de uma amostra padrão de Pb (NBS 982). Os blocos com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$ foram descartados do cálculo da média para minimizar o erro introduzido pela correção do chumbo comum. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos não excluídos foram corrigidas para o Pb comum a partir dos valores fornecidos por Stacey & Kramers (1975), recalculados na idade do zircão (correção de chumbo inicial). Efetuadas as correções de fracionamento e de Pb comum, calculou-se a idade para cada etapa de aquecimento e a idade de cada grão a partir da média das etapas que forneceram as idades mais antigas e idênticas, dentro dos limites do erro analítico. A idade final da amostra foi calculada a partir da média ponderada das idades dos grãos. Um elevado número de grãos com idade semelhante assegura a confiabilidade da obtida.

Para a obtenção das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são utilizadas as constantes recomendadas por Steige & Jague (1977), sendo a precisão de 2σ (95%). Para o cálculo da idade é utilizando o programa Isoplot (Ludwig 2001).

II.8 – ESTRUTURA DE APRESENTAÇÃO DA MONOGRAFIA

Optou-se para a estruturação dessa monografia por integração de artigos como facultado pelo Curso de Pós Graduação em Geologia.

No primeiro capítulo, é apresentada a área de estudo, a motivação que deu sustentação para o início dessa pesquisa e os principais objetivos que se deseja atingir ao final dessa tese.

O segundo capítulo apresenta os métodos utilizados nas diferentes etapas dessa pesquisa.

No terceiro capítulo, tem-se uma síntese dos aspectos da geologia da Bahia, detalhando aquela específica da região sul, onde se encontram os objetos de estudo.

O quarto capítulo consta de uma revisão sobre o magmatismo alcalino e sua extensão na Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA).

Os capítulos V e VI são tratados em forma de artigos submetidos pela Revista Brasileira de Geociência (RBG), entretanto, os trabalhos que compõem esses capítulos foram re-diagramados para facilitar a leitura, contudo, os conteúdos foram mantidos exatamente os

mesmos dos manuscritos submetidos ao periódico. Exceto pelo fato das bibliografias estarem reunidas em um capítulo a parte no final da tese.

O quinto capítulo, intitulado Geocronologia e geoquímica da granitogênese anorogênica toniana (917 a 900 Ma) na Faixa de Dobramento Araçuaí, no Sul do Estado da Bahia, apresenta os primeiros dados isotópicos Pb-Pb e geoquímicos para os granitos alcalinos tonianos cartografados na região entre os municípios de Itarantim e Potiraguá.

O Artigo que compõe o sexto capítulo é intitulado *Stock* Nefelina Sienítico Rio Pardo, Sul da Bahia: Geologia e Geocronologia. Nele são apresentados e discutidos os dados isotópicos Pb-Pb obtidos para as rochas do *Stock* de Rio Pardo.

No capítulo 7, consta a integração das principais conclusões deste trabalho.

As referências bibliográficas estão reunidas em um conjunto único que compõem o item 8.



III.1 - INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia tem sua geologia materializada no Cráton do São Francisco (CSF) que reúne núcleos arqueanos circundados por cinturões paleoproterozóicos. Este Cráton tem seus limites definidos no Neoproterozóico com o fechamento de bacias marginais, gerando faixas móveis (Riacho do Pontal e Rio Preto a Norte, Araçuaí e Alto do Rio Grande a Sul, Brasília a Oeste e Sergipana a Leste) (Fig.3.1). É na zona de transição dessas duas unidades geotectônicas que está inserida a área de estudo desta tese.

III.2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

III.2.1 - O Cratón do São Francisco

O Cráton do São Francisco (Fig. 3.1) representa um segmento crustal da Plataforma Sul Americana, amalgamado durante o Paleoproterozóico, no Ciclo Geotectônico Transamazônico (~ 2,0 Ga), que foi envolvido por cinturões dobrados durante a Orogênese Brasileira (~ 0,7 Ga). Entre essas duas orogêneses (~ 1,7 Ga), o CSF foi truncado por um rifte (aulacógeno do Paramirim), no qual se depositaram as rochas do Supergrupo Espinhaço, do Proterozóico Médio, e a sedimentação plataformal do Supergrupo São Francisco, do Proterozóico Superior, ambos deformados no Ciclo Orogênico Brasileiro. Coberturas paleozóicas e mesozóicas depositadas em sistemas de rifte (eg. bacias de Tucano-Jatobá) e coberturas terciárias e quaternárias recobrem parcialmente o CSF (Barbosa & Dominguez 1996).

III.2.2 - O Orógeno Araçuaí

A Faixa Araçuaí (Fig. 3.1) foi definida por Almeida (1977) como um cinturão de dobramentos edificado paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a Orogênese Brasileira.

A caracterização da Faixa como Orógeno foi realizada por Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Pedrosa-Soares et al. (2001b).

No Mesozóico, antes da abertura do oceano Atlântico, a Faixa Araçuaí e sua porção africana, a Faixa Congo Ocidental, constituíam um único orógeno brasileiro-panafricano: o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Após a abertura do Atlântico a Faixa Araçuaí herdou dois terços do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. No Brasil, o Orógeno Araçuaí se estende do Cráton do São Francisco ao litoral Atlântico, balizado pelos paralelos 15° e 21° S.

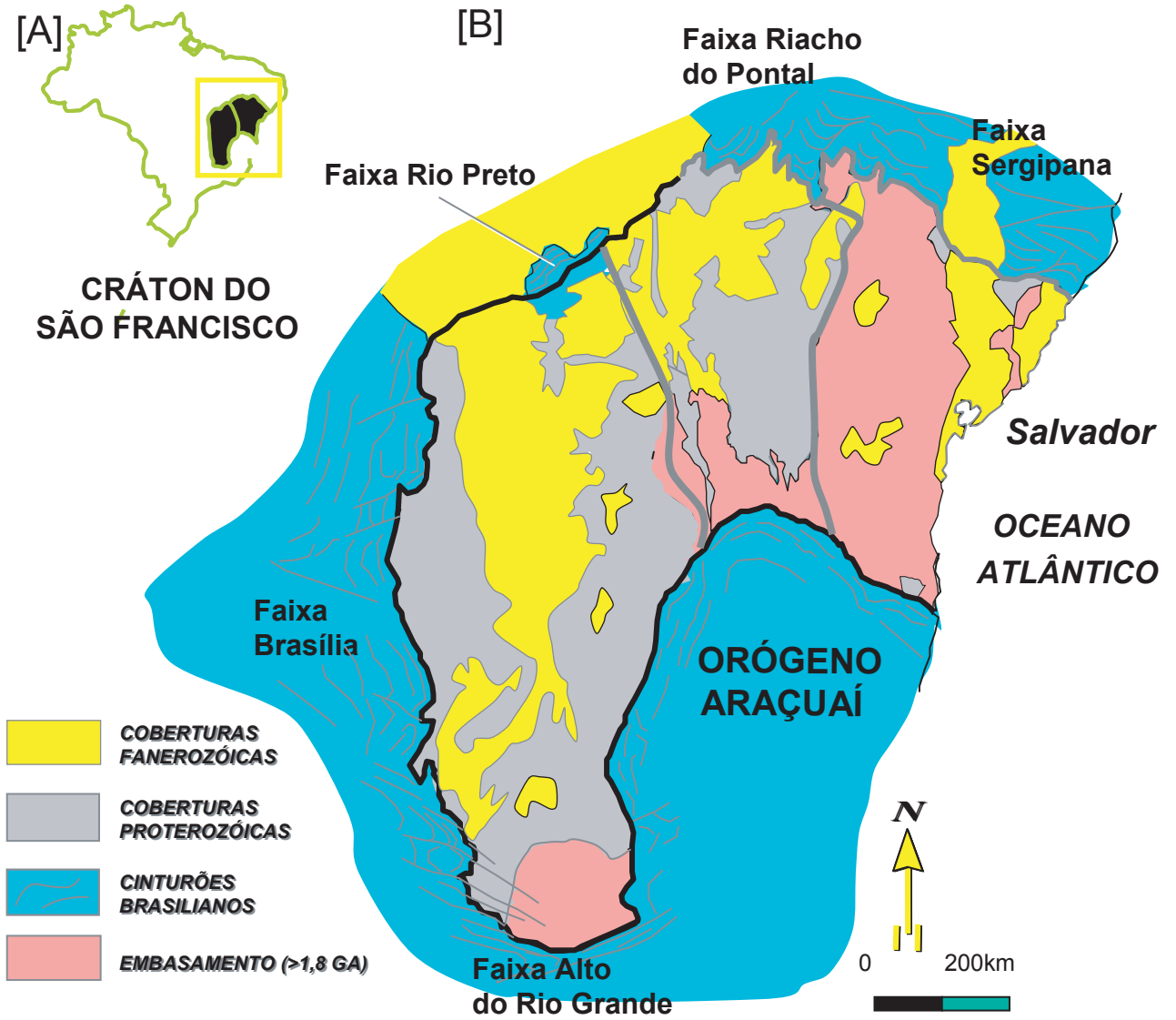


Figura 3.1 - Localização do Cratóns do São Francisco no Brasil [A] e em detalhe sua estruturação e limites com as Faixas de Dobramento neoproterozóicas[B] (Cruz 2004).

III.3 - UNIDADES GEOLÓGICAS

O mapa geológico (Fig. 3.2) apresenta o contexto regional no qual insere-se a área de estudo. Como representantes do embasamento tem-se as rochas dos complexos Gnáissico-Migmatítico e Granulítico pertencentes ao CSF. O Mezoproterozóico é marcado pela colocação de diques basálticos e o Neoproterozóico, por magmatismo anorogênico, além da instalação da bacia sedimentar do Rio Pardo e posteriormente do Orógeno Araçuaí. Depósitos recentes são caracterizados por sedimentos e coberturas aluvionares de idade Cenozóica. As unidades regionais que se destacam na área de estudo são descritas a seguir.

III.4 – ARQUEANO - PALEOPROTEROZÓICO

Granulitos e gnaisses-migmatíticos constituem o conjunto de rochas mais antigas da região enfocada nesta pesquisa. Os granulitos ocorrem na porção nordeste sendo um dos constituintes do Orógeno- Itabuna-Salvador-Curaçá, enquanto que, os gnaisses de maior expressão compõem a Faixa de Dobramento Araçuaí. Segundo Silva Filho et al. (1974), o limite entre as rochas granulíticas e gnáissicas é materializado pelo conjunto de Falhas Planalto-Potiraguá (FPP) (Fig. 1.1).

A nomenclatura adotada neste trabalho para distinguir e caracterizar as rochas granulíticas e gnáissica é a mesma utilizada por Moraes Filho & Lima (2007) no mapa geológico e de recursos minerais do projeto Itapetinga-Canavieiras.

III.4.1 - Complexo Ibicaraí

As rochas pertencentes ao Complexo Ibicaraí ocupam cerca de 10% da área nordeste mapeada (Fig. 3.2) e seu relevo mostra-se ondulado com serras alinhadas na direção N-S. Seus contatos com os gnaisses paleoproterozóicos são tectônicos, assim como com os metassedimentos da Bacia do Rio Pardo. Já com as rochas ígneas paleoproterozóicas (Suíte de Pau Brasil e Sienito de Anuri), os contatos podem ser intrusivos ou tectônicos.

O Complexo Ibicaraí é formado por rochas ortoderivadas, deformadas e granulitizadas. Os granulitos apresentam coloração variando de cinza claro esverdeado a cinza escuro e raramente de tonalidade preta, com bandamento de espaçamento milimétrico a métrico ressaltados em superfícies de alteração. *Ribbons* de quartzo em zonas mais alteradas podem ser identificadas nos níveis mais félsicos. Segundo Barbosa (*apud* Moraes & Lima 2007) essas rochas granulíticas são de composições charnockítica, enderbítica, trondhjemítica e subordinadamente norítica.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
CENOZÓICO

QHa FORMAÇÃO SUPERFICIAL

NEOPROTEROZÓICO

MAGMATISMO PROVINCIA ALCALINA DO SUL DO ESTADO DA BAHIA
Magmatismo sienítico subsaturado

Nfh Sodalita Sienito da Faz. Hiassú

Nsg Nefelina-Sienito Serra da Gruta

Nrp Nefelina-Sienito Rio Pardo

Nma Nefelina-Sienito Monte Alto

Nitf Álcali-Feldspato Sienito de Itarantim [fácies fenito (Nitf), Fácies Rancho Queimado (Nitrq), Fácies Serra do Felcimo (Nitsf)]

Magmatismo sienítico saturado

Nsa Sienito Serra das Atraras

Npo COMPLEXO GABRO-ANORTOSÍTICO DE RIO PARDO

GRANITOS ANOROGÊNICOS

Nsd Monzogranitos, sienogranitos, alcaligranitos de Salto da Divisa

Nju Sienito de Jundiá

Nbo Granito de Bolívia

Ns Granito das Serras

Nma Alcaligranitos de Monte Alto

Nic Alcaligranito Irmãos César

GRUPO RIO PARDO

Nsme Formação Santa Maria Eterna

Nsp Formação Serra do Paraíso

Nm GRUPO MACAUBAS

ARQUEANO/ PALEOPROTEROZÓICO

APcgmi COMPLEXO ITAPETINGA

APcmi COMPLEXO IBICUIJ - IPIAÚ

APcgi COMPLEXO IBICARAI

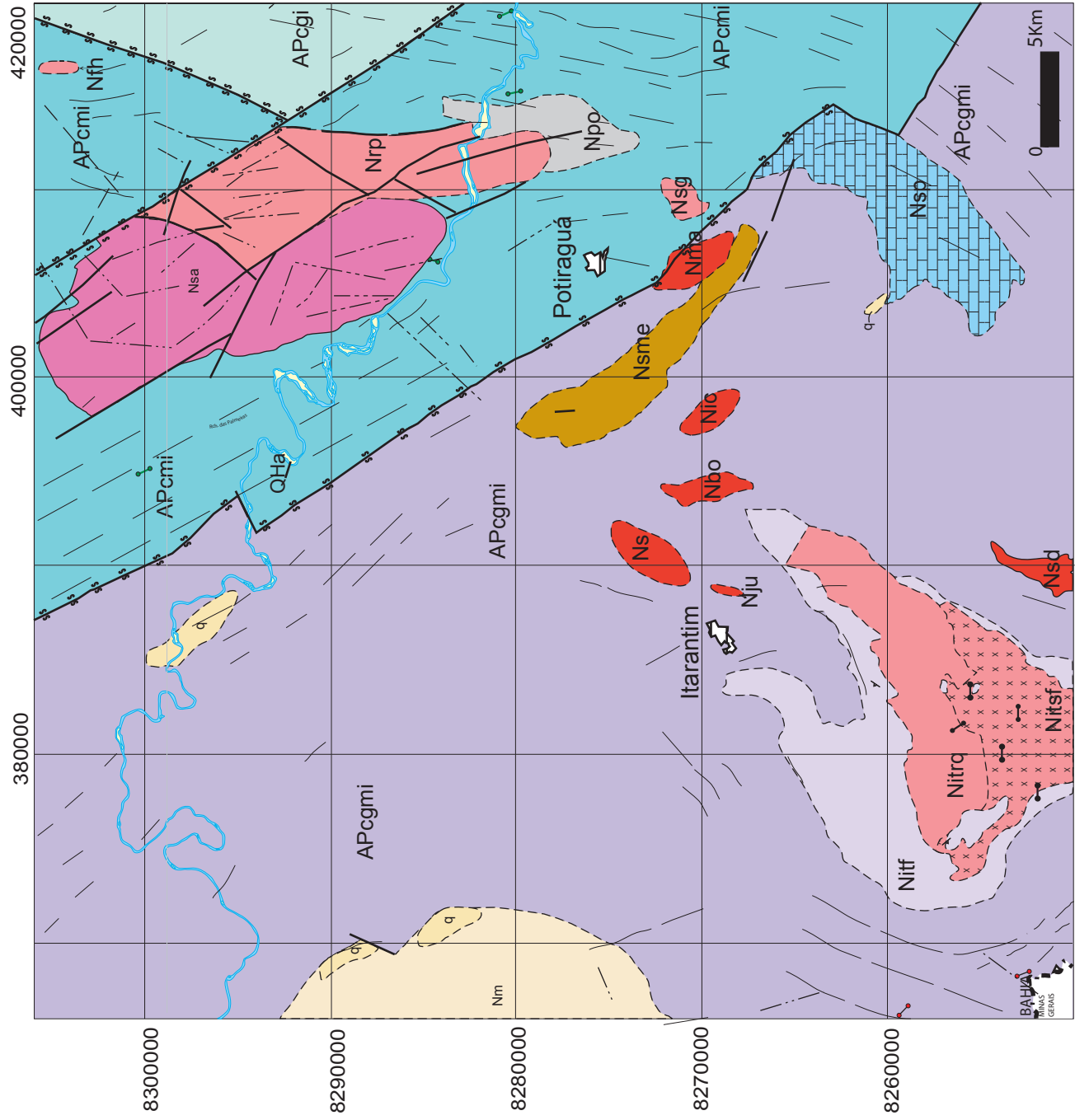


Figura 3.2 - Mapa Geológico Simplificado

Estudos petrográfico e químico recentes realizados por Costa (2008) distinguem três fácies para esse Complexo: Granodiorito Gnaiss, Anfibolito Gnaiss e Rochas Alcalinas. Esta última reunindo traquitos e sienitos. Para o conjunto de rochas gnáissicas, os dados litogeoquímicos atribuem caráter metaluminoso e predominantemente alcalino, com uma leve tendência a cálcio-alcalino, enquanto que os tipos alcalinos são enquadrados no campo das rochas peraluminosas a peralcalinas com caráter alcalino acentuado. Rosa et al. (2008) ao datar cristais de zircão (Pb-Pb evaporação) em gnaisses granulíticos de composição granítica deste Complexo encontra uma idade neoarqueana de 2776 ± 2 Ma (MSDW =3,2).

III.4.2 - Complexo Ibicuí-Ipiaú

As rochas que compõem esse complexo afloram em uma área entre os complexos Itapetinga e Ibicaraí (Fig. 3.2). Seus contatos com essas unidades arqueana-paleoproterozoicas são tectônicos e intrusivos com as rochas ígneas alcalinas neoproterozoicas e com a Suíte Intrusiva de Pau Brasil. Morfologicamente são observados dois compartimentos distintos: um a oeste formado por serras alinhadas, onde ainda é presente restos de mata nativa, enquanto o conjunto a leste apresenta relevo suavemente ondulado, com serras esparsas alinhadas e a vegetação nativa dando lugar ao trato pastoril.

Predominam ortognaisses de composição variando de sienogranítica a tonalítica, metamorfizados na Fácies Anfibolito e mais raramente, Granulito. Frequentemente essas rochas acham-se afetadas por milonitização. Tectonicamente intercalados nesta unidade ocorrem quartzitos, formações ferríferas bandadas e sericita quartzo xisto. Todavia, destacam-se pela sua relevância econômica os metacalcários dolomíticos, considerados como pertencentes ao Grupo Rio Pardo. Segundo Teixeira (2006) estas rochas são ácidas, cálcio-alcalinas, metaluminosas, sódicas, com forte assinatura de arco magmático. Para o autor, a presença de tipos potássicos (cálcio-alcalinos de alto potássio), sugere que o pacote também inclui rochas produzidas por reciclagem crustal ou híbridas.

III.4.3 - Complexo Itapetinga

Esta unidade corresponde a de maior distribuição na área abrangendo cerca de 70%, ocorrendo de Norte a Sul, numa zona de direção noroeste a sudoeste (Fig. 3.2). Este complexo reúne o conjunto de gnaisses e migmatitos (Silva Filho et al. 1974) e por rochas do embasamento Metamórfico-Migmatítico do Complexo Caraíba-Paramirim (Lima et al. 1981) que atualmente foram reunidos no chamado de Complexo Itapetinga (Dalton de Souza et al. 2003). Na zona de ocorrência desta unidade, o relevo mostra-se suavemente ondulado e a vegetação original, a Floresta Estacional Decidual (Lima 1981) é escassa dando lugar ao trato pastoril. Esta unidade exhibe contatos tectônicos com o Complexo Ibicuí-Ipiaú e Macaúbas, e discordante tectônico com as rochas metassedimentares do Grupo Rio

Pardo (Moraes Filho et al. 2007). Contatos intrusivos são inferidos com os granitos anorogênicos devido à acentuada deformação brasileira a que ambos foram submetidos.

Este Complexo é constituído por hornblenda-biotita ortognaisse sienogranítico a tonalítico, milonítico com níveis de anfibolito e biotitito; hornblenda-biotita ortognaisse migmatítico. Segundo Teixeira (2006), o Complexo Itapetinga constitui um conjunto quimicamente heterogêneo, com teores de SiO₂ dentro de uma faixa entre 56% e 74%, com caráter metaluminoso e razões K₂O/Na₂O <1 em amostras com SiO₂ mais baixos, e K₂O/Na₂O > 1 nas mais enriquecidas. A idade de 2124 Ma (U-Pb) está descrita no mapa geológico e de recursos minerais do projeto Itapetinga-Canavieira (Moraes Filho et al. 2006) para este Complexo.

III.5 – MEZOPROTEROZÓICO

O Mesoproterozóico no Sul da Bahia é caracterizado pela ocorrência de enxames de diques basálticos, que estão encaixados em rochas granulíticas e gnaisses anfibolíticos (Renne et al. 1990). Estes diques apresentam direções aproximadamente perpendiculares a linha de costa (N70°E - N100°E), mergulho sub-vertical e estão associados a um processo extensional, possivelmente relacionado ao Sistema Espinhaço (Brito Neves et al. 1980). As dimensões desses corpos, predominantemente basálticos e com afinidade toleítica, variam de 30 cm a poucos centímetros (Tanner de Oliveira 1989, D'Agrella-Filho et al. 1990).

III.6 – NEOPROTEROZÓICO

Reconhecem-se no sul do Estado da Bahia as seguintes unidades geológicas neoproterozóicas: Complexo Kinzigítico e granitos associados, Grupo Rio Pardo, Complexo Gabro-Anortosítico Rio Pardo, e a Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia.

III.6.1 – Suíte Intrusiva Pau Brasil

Ocorre na porção extremo leste da área (mapa anexo) com distribuição de direção N-S. O relevo mostra-se colinoso suave e seus contatos com as rochas granulíticas e gnáissicas migmatíticas são tectônicos. Esta suíte engloba rochas tonalíticas, monzoníticas, quartzomonzonitos, graníticas, sienitos e monzo-sienitos, como quimismo cálcio-alcalino a subalcalino, potássico e de caráter metaluminoso (Teixeira 2006). As rochas desta unidade apresentam variações texturais de granitóides tipo S formados durante ou pouco tardios ao pico da Orogênese Brasileira (Silva et al. 2008). Eles caracterizam-se por mostrar contatos difusos a transicionais com as rochas encaixantes e pela presença abundante de enclaves kinzigíticos e de estruturas migmatíticas, o que indicaria a sua natureza parautóctone a autóctone (Gonçalves & Melo 2004).

III.6.2 - Complexo Gabro-Anortosítico Rio Pardo

Este complexo máfico foi primeiramente identificado e cartografado por Souto (1972). Localiza-se na porção sudeste da área, exibindo forma alongada norte-sul (Fig. 3.2). Os contatos deste corpo com as rochas do embasamento arqueano-paleoproterozóico são tectônicos, enquanto que com os sienitos neoproterozóicos infere-se que são intrusivos.

Estudos detalhados realizados por Bordini *et al.* (2002) e Bordini (2004) identificaram nesse Complexo a presença de grande variedade de cumalatos, gabros e abundantes diques basálticos. Bordini (2004), com base em relações geológicas propõe que esta intrusão básica seja brasileira. Entretanto, com base em dados químicos (rocha e mineral) o autor anteriormente citado propõe que o magma responsável pela geração das rochas deste complexo máfico tenha natureza alcalina e que ao se diferenciar origine rochas sieníticas.

III.6.3 - Granitos Anorogênicos

Neste grupo estão inclusos os corpos ígneos intrusivos nos terrenos gnáissico-migmatíticos do embasamento arqueano-paleoproterozóico. Eles agrupam monzogranitos, sienogranitos, álcaligranitos que estão restritos a parte sul da área (Fig. 3.2). Dentre os corpos que caracterizam estas rochas está o granito de Salto da Divisa, com idade de 875 ± 9 Ma (U-Pb SHRIMP, zircão; Silva *et al.* 2002, 2008), que mostra caráter metaluminoso, subalcalino (cálcio-alcalino de alto K), com acentuada tendência alcalina, compatível com granitos tipo A2.

Para Silva *et al.* (2002, 2008) a idade toniana encontrada para o granito de Salto da Divisa e a sua assinatura subalcalina indicam que o magma precursor dessas rochas posicionou-se na crosta durante a fase rifte da Bacia Araçuaí-Congo Ocidental.

III.6.4 - Rochas Alcalinas do Sul do Estado da Bahia

As rochas alcalinas do Sul do Estado da Bahia ocorrem dispostas em 4 batólitos (Itabuna, Complexo Floresta Azul, Serra das Araras e Itarantim), numerosos *stocks* (e.g. Itajú do Colônia, Rio Pardo, Faz. Aliança, etc.) e algumas centenas de diques (Fig. 3.2). Ocupam a porção central da área e são formados principalmente por sienitos saturados ou subsaturados em SiO₂ que têm a nefelina e a sodalita como principais feldspatóides. Estas rochas cortam as rochas gnáissicas e granulíticas do embasamento arqueano-paleoproterozóico, com os quais mantêm contatos intrusivos.

Várias idades disponíveis na literatura indicam que este magmatismo é brasileiro (Cordani 1972, Cordani *et al.* 1974, Lima *et al.* 1981, Arcanjo 1993, Martins & Santos 1993, Teixeira *et al.* 1997, Corrêa Gomes & Oliveira 2002 e Rosa *et al.* 2003, 2004a, 2004b). Regionalmente estes corpos mostram-se alinhados segundo a direção NE-SW. Esta

orientação foi inicialmente interpretada por Mascarenhas (1979) como resultante de um controle estrutural. Posteriormente, os trabalhos desenvolvidos por diversos autores (e.g. Arcanjo 1993, Martins & Santos 1993, Corrêa Gomes & Oliveira 2002) confirmam esta hipótese.

III.6.5 - Grupo Rio Pardo

O Grupo Rio Pardo ocorre na porção SE da área (Fig. 3.2), sendo interpretado por Pedreira (1976) como uma bacia intraplaca instalada em um sistema rifte. A estratigrafia dessa bacia adotada nesta pesquisa segue àquela proposta por Pedreira et al. (1996).

Os metassedimentos estão reunidos, da base para o topo, nas seguintes unidades litoestratigráficas: Formação Panelinha, composta por conglomerados, brechas, grauvacas e arcoseos depositados por sistemas de leque aluvial e fluvial; Subgrupo Itaimbé, compreendendo os pelitos, siltitos e lentes carbonáticas da Formação Camacã; Metassiltitos, metarenitos, ardósias e lentes carbonáticas da Formação Água Preta; carbonatos e quartzitos da Formação Serra do Paraíso.

As formações Camacã, Serra do Paraíso e Santa Maria Eterna depositadas em ambientes de planície de maré, plataformar e litoral, respectivamente e a Formação Água Preta é interpretada como turbiditos. Discordantemente sobre elas depositou-se a Formação Salobra, constituída por metagrauvacas, metassiltitos, metargilitos e conglomerados, interpretados como turbiditos e fluxo de detritos.

Idades para esse Grupo ainda hoje não são bem definidas, mas alguns dados geocronológicos para essas rochas são disponíveis na literatura. Cordani (1972) obteve idade de 670 Ma em rocha total pelo método Rb-Sr, que segundo o autor corresponderia à idade máxima de deposição do grupo Rio Pardo.

Esses mesmos dados foram tratados por Karmann (1987) que obteve uma idade isocrônica de $541,4 \pm 78,3$ Ma. Adotando-se 1.100 Ma como idade mínima de intrusão de diques de diabásio sobre os quais está depositada a bacia, Karmann (1987) determinou sua deposição entre 1.100 e 500 Ma, o que estenderia a idade máxima dos sedimentos para 1200-1000 Ma, final do Mesoproterozóico. Mascarenhas & Garcia (1987) colocam o Grupo Rio pardo entre 700 e 450 Ma.

III.6.6 - Grupo Macaúbas

Este Grupo ocorre na porção extremo oeste da área (Fig. 3.2) e é representado por uma sequência de rochas metassedimentares que estão subdivididas em unidades de acordo com as características deposicionais.

O conjunto de unidades proximais, que contém expressivos pacotes de rochas glaciogênicas (metadiamicritos). Estas unidades representam depósitos sedimentares e vulcânicos que registram estágios de evolução da bacia desde sua fase rifte, marcada por sequências pré-glaciais e glaciais, até a fase transicional, evidenciada por sequências glaciomarinhas (e.g., Noce et al., 1997; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). As unidades proximais do Grupo Macaúbas não ocorrem na área estudada.

A unidade distal do Grupo Macaúbas é a Formação Ribeirão da Folha (Lima et al. 2002) que caracterizada por uma associação vulcano-sedimentar, onde predominam pelitos de mar profundo (micaxisto, quartzo-micaxisto e biotita gnaiss), com intercalações de cálcio-silicática paraderivada, formações ferríferas (tipos óxido, sulfeto e silicato), formação manganesífera, metachert, com corpos de diopsidito sulfetado e de sulfeto maciço, grafita-xisto e ortoanfibolitos.

III.6.7 - Complexo Jequitinhonha

O Complexo Kinzigítico, denominado por Almeida & Litwinski (1984) Complexo Jequitinhonha, ocorre na porção sudoeste da área (Fig. 3.2). É constituído predominantemente por kinzigitos com estrutura gnáissica que comumente têm foliação acomodada em torno dos grandes corpos de granitos peraluminosos (Silva Filho *et al.* 1974, Celino & Conceição 1993, Celino 1999).

As rochas que formam essa unidade são de granulação fina a grossa, com bandamentos milimétricos, dada pela alternância de bandas leucocráticas quartzofeldspática e bandas melanocráticas, compostas por quartzo, biotita e feldspato.

Segundo Moraes Filho & Lima (2007) comumente os gnaisses kinzigíticos apresentam-se dobrados e, quando migmatizados, pode-se identificar o neossoma quartzo-feldspático e do mesossoma, constituído por plagioclásio, quartzo, feldspato, granada, cordierita, biotita, silimanita e grafita.

III.7- CENOZÓICO

Este período é marcado pela sedimentação do Grupo Barreira e deposição de aluviões. A Formação Barreiras cobre parte da Bacia do Rio Pardo, ocorrendo também em alguns locais da BR 101.

Ela consiste em areias de granulometria grossa e argilas, com lentes de cascalho compostas por seixos de quartzo bem arredondados. Os aluviões distribuem-se ao longo das principais drenagens, como a do Rio Pardo e consistem em areias e cascalho muito utilizadas como agregado miúdo para a construção civil.

III.8 - SUMÁRIO

A geologia da região em estudo, situada no sul do Estado da Bahia na interface do Cráton do São Francisco (CSF) e da Faixa Dobrada de Araçuaí (FDA) apresenta história complexa, entretanto, é possível estabelecer os eventos mais importantes dos períodos geológicos desde o Arqueano até o recente.

O Arqueano-Paleoproterozóico é marcado pela formação de terrenos gnáissicos e granulíticos, com presença de rochas de afinidade toleíticas, cálcio-alcálicas e shoshoníticas, que são interpretadas como sendo fósseis de antigos arcos magmáticos.

O Neoproterozóico é caracterizado pela colocação de granitos, formação do Complexo Kinzigítico, intrusão do Complexo Gabro Anortosítico Rio Pardo, instalação do magmatismo alcalino, bem como pela formação dos metassedimentos do Grupo Rio Pardo. Neste contexto e com base nas informações disponíveis, existem dois períodos distintos: um mais novo, entre 630-550 Ma onde domina uma dinâmica colisional relacionada à formação do Orógeno Araçuaí e, outro mais antigo (> 690 Ma) onde tem-se a colocação de magmas alcalinos sub-saturados em sílica e granitos anorogênicos provavelmente ligados à estruturação de um rifte continental. Neste panorama a bacia Rio Pardo pode representar uma sedimentação do sistema rifte.



IV.1- INTRODUÇÃO

As rochas alcalinas neoproterozóicas do sul do Estado da Bahia foram inicialmente identificadas por Fujimori (1978) e, posteriormente, reunidas por Silva Filho *et al.* (1976) sob a terminologia de Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA, Fig. 1.1). Esta província congrega alguns batólitos (Itabuna, Floresta Azul, Serra das Araras e Itarantim), grande número de *stocks* (p. ex. Rio Pardo, Itaju do Colônia, Morro da Santa), e algumas centenas de diques. Os corpos maiores apresentam-se regionalmente alinhados segundo a direção NE-SW (Fig. 1.1), cujo controle estrutural tem sido atribuído a um conjunto de falhas profundas, antigas, que condicionou a colocação destes magmas e relacionadas à tectônica situada entre os períodos Paleoproterozóico e Mesoproterozóico (Silva Filho *et al.* 1976; Mascarenhas & Garcia 1987; Pedreira 1999). Estas falhas foram reativadas no Neoproterozóico, posteriores à intrusão dos corpos alcalinos, o que é evidente nos corpos da região norte da PASEBA (Pedreira *et al.* 1975, Silva Filho *et al.* 1976, Lima *et al.* 1981, Corrêa-Gomes & Oliveira 2002).

Na grande maioria das intrusões sieníticas da PASEBA a sodalita de cor azul está presente. Todavia, somente naquelas da parte central e sul, têm-se mineralizações em concentrações econômicas de sodalita-sienitos de cor azul (Azul-Bahia), que têm sido explotadas por mais de 40 anos como rocha ornamental. Recentemente, os fragmentos de cristais de sodalita azul têm sido utilizados para a fabricação de peças de joalheria e artesanato.

Na PASEBA dominam rochas alcalinas intermediárias miasquíticas, sendo que os termos menos evoluídos (gabros e dioritos) são mais abundantes nos maciços de sua porção norte, apontando a dominância nesta província de magmas diferenciados (Conceição 1990). Os dados químicos disponíveis para as rochas da PASEBA permitem identificar a presença de duas tendências evolucionais distintas (sub-saturada e saturada em SiO₂, Fig. 4.1) que foram interpretadas por Conceição *et al.* (1992) como controladas pelo fracionamento precoce de minerais máficos (clinopiroxênio e hornblenda, respectivamente). Em ambos os conjuntos de rochas os conteúdos em elementos-traço as situam no domínio do magmatismo anorogênico (Fig. 4.2). Rosa *et al.* (2004), com base nos espectros dos ETR e na ausência de anomalia em Nb e Ta, em espectro normalizado pelo manto primitivo, identifica assinatura de fonte OIB para as rochas saturadas a super-saturadas em SiO₂ do Maciço Sienítico Serra das Araras, localizado no município de Potiraguá, na parte sul da PASEBA.

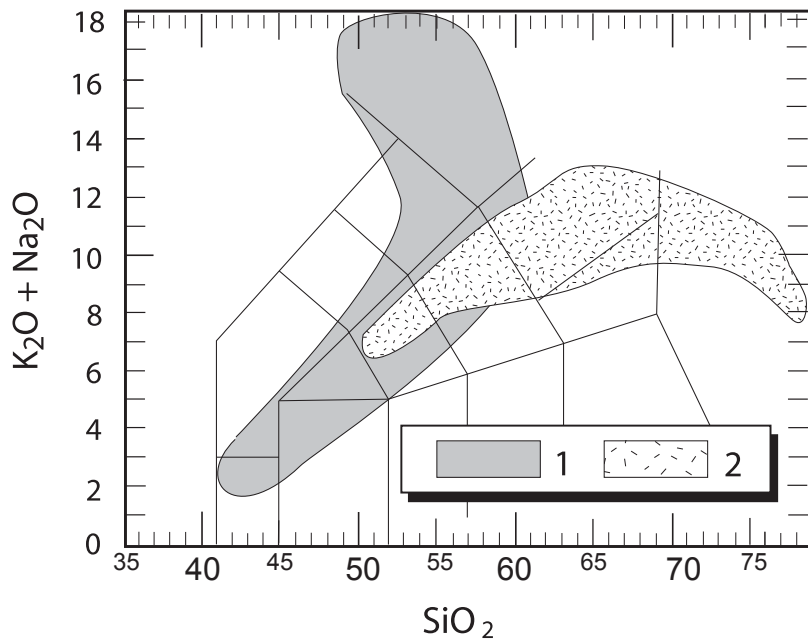


Figura 4.1 - Diagrama TAS com as tendências evolucionais sub-saturadas e saturadas em SiO_2 das rochas da província Alcalina do Sul do Estado da Bahia. [1] tendência sub-saturada; [2] tendência saturada (Rosa et al. 2004).

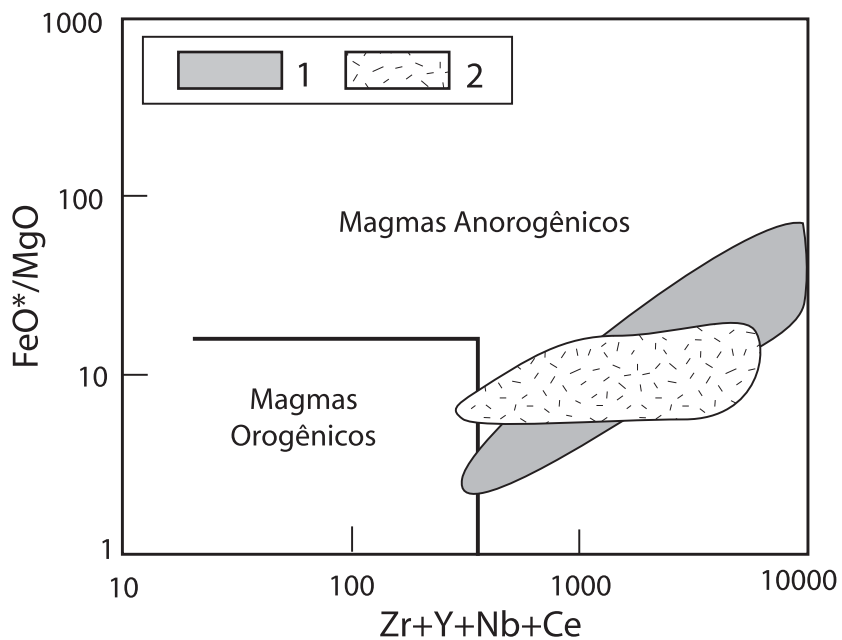


Figura 4.2 - Diagrama FeO^*/MgO versus $Zr+Y+Nb+Ce$ (Whalen et al 1987) com os campos de magmas orogênicos e anorogênicos. [1] tendência sub-saturada; [2] tendência saturada Rosa et al 2004).

IV.2- ASPECTOS GEOLÓGICOS DA PASEBA

A Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA) (Fig. 1.1) é constituída principalmente por granitos alcalinos, rochas sieníticas e *foid*-sieníticas, onde a nefelina de cor verde e a sodalita de cor azul são os principais feldspatóides presentes nessas rochas, podendo, entretanto haver ocorrência em forma de domos ou diques de rochas traquíticas e fonolíticas. Constata-se que a ocorrência dos sítios mineralizados em sodalita azul, onde são abundantes sienitos e nefelina-sienitos com granulação muito grossa a pegmatítica, limita-se a zonas preferenciais, localizadas no topo das maiores elevações e distribuem-se de forma descontínua. Em campo esses terrenos caracterizam-se por uma seqüência de morros, cujas cristas mostram-se aparentemente alinhadas segundo as direções N-S na região central e sul, e NE-SW ou E-W na parte norte.

As relações de contato das rochas alcalinas da PASEBA com as rochas que compõem seus embasamentos até o momento não estão esclarecidas. Em geral o que se observa é que, a quebra do revelo tem se mostrado um guia para distinguir as rochas plutônicas das metamórficas.

A luz dos dados atuais conhecidos o grupo do *foid*-sienito reúne os *stocks* de Rio Pardo, Serra da Gruta, Itajú do Colônia e os corpos de Itarantim e Floresta Azul. O segundo grupo é composto pelo sienito saturados em SiO₂ da Serra das Araras. Além destes corpos maiores existem várias famílias de diques alcalinos com composições variadas.

IV.2.1 - Rochas do embasamento

O embasamento da PASEBA é formado por terrenos granulítico e gnáissico-migmatítico do Arqueano-Paleoproterozóico. O limite entre eles, segundo Silva Filho et al. (1974), é materializado pela Falha Planalto Potiraguá (FPP) (Fig. 1.1).

Os terrenos granulíticos apresentam grande diversidade de rochas (Silva Filho et al. 1974, Pedreira, 1976, Lima et al. 1981) que foram reunidas por Figueiredo (1989) sob a terminologia Cinturão Itabuna e, posteriormente, por Barbosa et al. (2004) de Orògeno-Itabuna-Salvador-Curaçá. Estudos realizados identificaram a presença de várias unidades de rochas que se encontram condicionadas pela direção NS e que, em grande parte, possuem ortopiroxênio, sendo esta paragênese interpretada como evidência de metamorfismo granulítico (Silva Filho et al. 1974, Pedreira 1975, Barbosa 1986, Figueiredo 1989, Arcanjo 1997, Martins & Santos 1997, Pinho et al. 2003).

Estudos realizados nestes granulitos por Barbosa (1986), Arcanjo (1997), Martins & Santos (1997) e Pinho et al. (2003) identificaram a de presença rochas com afinidades

toleítica, cálcio-alcálica e shoshonítica. Esta estruturação e os conjuntos de rochas foram interpretados por Barbosa (1990) como restos fósseis de arcos magmáticos antigos.

As rochas gnáissico-migmatíticas do Sul do Estado são menos estudadas que as granulíticas descritas anteriormente. Elas foram cartografadas por Silva Filho et al. (1974, 1976) e Souto (1972). Mascarenhas & Garcia (1987) as correlacionam com aquelas presentes a oeste, atribuídas ao Núcleo Remanso. Dados químicos obtidos por Rosa et al. (2004b), identificaram afinidade destas rochas com suítes TTG, similares as descritas por Cruz Filho et al. (2003 e 2004) na parte nordeste do estado.

IV.2.2 – Rochas sub-saturadas em sílica

STOCK NEFELINA SIENÍTICO DE RIO PARDO

O *stock* de Rio Pardo (SRP) (Fig. 1.1) aflora numa área de aproximadamente 58 Km², é formado por uma associação de rochas leucocráticas, geoquimicamente semelhantes, cujas feições de campo evidenciam que elas foram cristalizadas quando em ambiente anorogênico (Menezes 2005). Esse corpo apresenta composição predominante fonolítica, sienítica e *foi*d-sienítica, que tem a sodalita de cor azul e a nefelina verde como os feldspatóides principais. Sienitos sem feldspatóide predominam neste *stock*, seguidos em volume por nefelina-sienitos e sodalita-sienitos. Os dados geocronológicos (Rb-Sr) obtidos em rocha total por Menezes (2005), apontam para que a cristalização dos sienitos tenha se processado em 734 ± 24 Ma.

As rochas sieníticas sem feldspatóide (Fig. 4.3-A) apesar de ocuparem a maior área do corpo, mostram afloramentos muito afetados pela ação intempérica, onde são raras as ocorrências em bom estado. Estas rochas são de cor cinza clara rosada com pontuações escuras correspondentes aos cristais de mica preta, mostram-se isotrópicas com granulação predominante fanerítica média/fina.

As rochas nefelina-sieníticas (Fig. 4.3-B e 4.3-C) são de cor cinza esverdeadas, com granulação variando de fina a pegmatoidal, cujos cristais de nefelina podem chegar a cerca de 15 centímetros. Em campo os nefelina sienitos mostram-se isotrópicos, mas ocasionalmente podem exibir alinhamento magmático dos cristais de mica que exibe coloração preta. Essas rochas são as que afloram em melhor estado de conservação no maciço e mostram uma relação de aumento granulométrico a medida que se chega nas partes mais elevadas das serras que compõem o corpo.

Os sodalita sienitos são rochas de cor azul (Fig. 4.3-D), isotrópicos, exibem granulação variando de fina a grossa, com pontuações pretas ou verdes correspondentes a cristais de

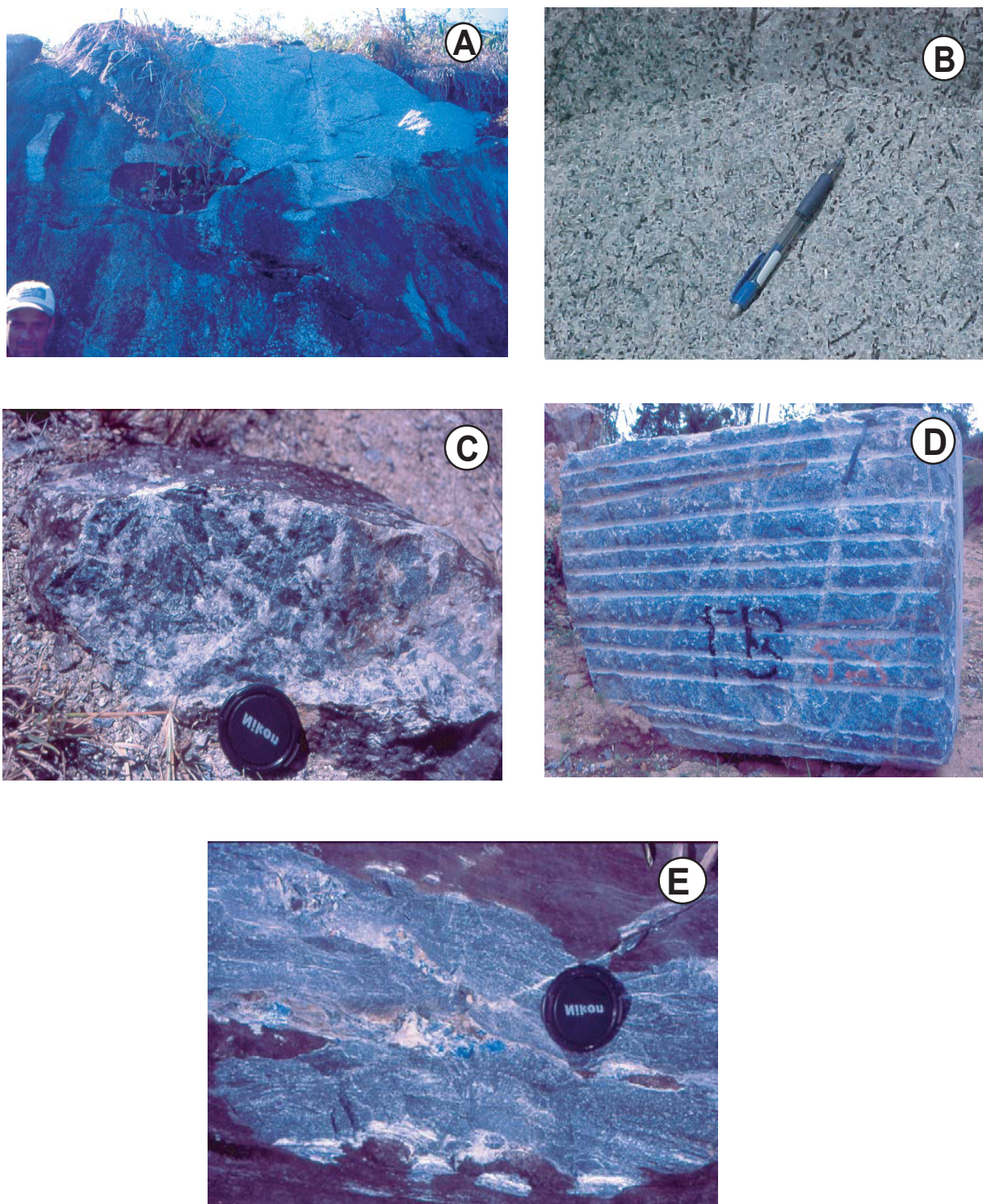


Figura 4.3 - Aspectos de campo das rochas sieníticas [A] e nefelina sienítica [B]. Chama-se atenção para a diferença na granulação dos cristais de nefelina (cor verde) nestas rochas, onde em algumas delas eles são milimétricos [B] e em outra atingem tamanhos centimétricos [C]. Feição do bloco de sodalita sienito azul explotado nas pedreiras da região de Potiraguá [D]. Textura afanítica observada em vários diques alcalinos félsicos e neste caso em particular observa-se a presença de veios de sodalita em fonólito [E].

biotita e nefelina respectivamente. Os trabalhos de campo evidenciaram que a ocorrência dessa rocha é praticamente restrita as zonas mais elevadas do maciço e está diretamente correlacionada com o aumento do tamanho dos cristais de nefelina de cor verde.

As relações de contato dessas rochas sieníticas com as rochas do embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Itapetinga até o momento não estão esclarecidas. O que se observa, é que a quebra do revelo tem se mostrado um guia para distinguir as rochas plutônicas das metamórficas.

Para o Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo foram identificadas três fácies petrográficas (Menezes 2005) principais: sienitos com nefelina, nefelina-sienitos e sodalita-sienitos. Sendo que os minerais essenciais são: Microclina, feldspato perítico, nefelina, sodalita e cancrinita; biotita, aegirina, hornblenda e riebequita são os minerais máficos identificados e como acessórios tem-se apatita, óxido de Fe-Ti, titanita, carbonato e ocasionalmente zircão.

Segundo Menezes (2005), as relações texturais observadas em microscopia colocam em evidência que um volume importante de minerais que se cristalizaram no SRP são anidros. Logo a cristalização de paragênese desta natureza propiciaria um aumento relativo da fração molar de fluidos ricos em Cl e CO₂ neste magma que poderiam, se o sistema magmático permanecer relativamente fechado, poder circular por convecção enquanto existisse calor latente neste corpo capaz de gerar diferença térmica importante. A ausência de fenitos ou processos metassomáticos nas encaixantes são a favor desta hipótese.

Estudos geoquímicos realizados por Menezes (2005) para as rochas do SRP caracterizam este magmatismo como alcalino subssaturado em SiO₂, metaluminoso a peraluminoso (coríndon na norma) e com afinidade miasquítica.

STOCK SERRA DA GRUTA

Este corpo, identificado inicialmente por Souto (1972) e mais recentemente por Aragão (2006), localizado a aproximadamente 3 km a sudeste da cidade de Potiraguá, apresenta forma elíptica e ocupa uma área de cerca de 4 km² (Fig.1.1).

Segundo Aragão (2006) o SSG é constituído predominantemente por rochas sieníticas com feldspatóide, leucocráticas, faneríticas média a grossa e isotrópicas. Aragão (2006) através de estudos petrográficos identifica três grupos de rochas: nefelina sienito, nefelina biotita sienito e álcali-feldspato sienito, onde a mineralogia essencial é formada por feldspato perítico, nefelina, sodalita e cancrinita, tendo como minerais máficos biotita, aegirina, riebequita. Os principais acessórios são zircão, apatita, titanita, minerais opacos e calcita.

Aragão (2006) descreve um fracionamento marcado pelo decréscimo de SiO₂, controlado por feldspato alcalino hipersolvus e minerais máficos, cujo evolução identificada em diagramas do tipo Harker se marca por crescimento unicamente em Na₂O e Al₂O₃ de forma

moderada. Para o autor, essa tendência evolucionar revela, ao contrário dos dados modais, que houve importante participação de minerais máficos e apatita na diferenciação das rochas do *stock* serra da gruta (SSG).

Segundo Aragão (2006), a tendência da diferenciação identificada através de dados petrográficos e geoquímicos do magma Serra da Gruta, explica convenientemente o seu enriquecimento em sódio e alumínio, com aumento das atividades de cloreto (sodalita) e CO₂ (cancrinita e calcita).

COMPLEXO ALCALINO FLORESTA AZUL

O Complexo Alcalino Floresta Azul (CAFA) tem forma alongada NE-SW e área de 200 km² (Fig. 1.1). Os contatos do CAFA com as encaixantes metamórficas são parcialmente controlados por falhas (Martins & Santos 1993), embora em algumas regiões observa-se acomodação das estruturas regionais ao contorno do complexo e, em outros locais, estas mesmas orientações regionais são truncadas pelas rochas do CAFA. Efeitos hidrotermais associados à colocação do CAFA têm sido observados localmente nas encaixantes metamórficas e se expressam por: fenitização (Martins & Santos 1993), cloritização em minerais e pela presença de carbonato nas encaixantes preenchendo microfraturas ou, aparentemente, substituindo minerais.

Estudos realizados por Rosa et al. (2003) identificam dois conjuntos intrusivos no CAFA, que segundo a autora estão em contato por falha e são formados pela intrusão granítica rica em enclaves, situada a leste, e pela intrusão sienítica, situada a oeste.

Segundo Rosa et al. (2003) a intrusão granítica é constituída por biotita-granitos e dioritos com feições de fluxo magmático, materializadas pelo alinhamento dos prismas de feldspatos e dos enclaves. As rochas graníticas têm textura fanerítica média e a biotita como o máfico dominante. Os cristais de oligoclásio (23% An) e de ortoclásio perítico são subédricos, freqüentemente mostrando disposição angular ou triangular, com os interstícios entre os prismas ocupados por cristais de quartzo. Os minerais acessórios são apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti, allanita e carbonato. As rochas dioríticas são abundantes em todos os afloramentos visitados (correspondendo a 10-30% das áreas expostas) e ocorrem sob a forma de enclaves globulares, localmente deformados pelo fluxo magmático. Para a autora anteriormente citada, as relações observadas entre os enclaves dioríticos e as rochas graníticas encaixantes são variadas e apontam para a coexistência de dois magmas distintos. Na parte central da intrusão existem regiões com dominância de enclaves dioríticos (atingindo até 60% das áreas dos afloramentos visitados) e que, no conjunto, acompanham a foliação interna deste corpo ígneo. Estas rochas dioríticas são em geral porfiríticas e têm como fenocristais (1-3 cm) hornblenda, biotita e andesina (38%An). Estes

mesmos minerais mais feldspato alcalino e quartzo, juntamente com os acessórios, constituem a matriz fanerítica média. Apatita, zircão, óxidos de Fe-Ti, pirita e titanita são acessórios constantes nestas rochas.

A Intrusão sienítica compreende rochas isotrópicas, nas quais localmente ocorrem figuras de fluxo magmático, sendo ocasionalmente cortadas por diques de traquito porfirítico e basáltico. A rocha dominante é sienítica com ou sem feldspatóide, tendo como máficos principais biotita, anfibólio alcalino e aegerina de forma subordinada. Nestas rochas a disposição angular ou triangular dos cristais subédricos de feldspato alcalino perítico acomoda em seus interstícios os outros minerais presentes. Na parte central desta intrusão, e nos contatos gradacionais com as rochas sieníticas encaixantes, ocorrem os foid-sienitos. Estes sienitos com feldspatóides (nefelina, sodalita e cancrinita) exibem textura fanerítica grossa a pegmatítica e suas composições variam desde nefelina-sodalita-sienitos, sodalita-sienitos até sodalititos. O máfico freqüente é a biotita. Anfibólio sódico e aegirina são esporádicos. Nestas rochas a nefelina, que, macroscopicamente em geral é verde, ocorre intersticial aos prismas de feldspato alcalino perítico e, por vezes, encontra-se intercrescida com ele. Os cristais de sodalita aparentemente desenvolvem-se às custas da nefelina, e ambos estão alterados para cancrinita, carbonato e mica branca. Fluorita, carbonato e titanita geralmente ocorrem nos sítios com sodalita-sienitos azuis.

Idades de 696 ± 11 Ma dos granitos (Rosa et al 2005), de 688 ± 2 dos dioritos (Rosa et al 2005) e de 688 ± 10 Ma dos sienitos (Correia Gomes 2000) sugerem, levando-se em conta as relações geológicas e os erros do método analítico empregado, que a cristalização dos respectivos magmas foi contemporânea.

STOCK DE ITAJÚ DO COLÔNIA

Este *stock*, com 1 km^2 , ocorre como uma pequena elevação abaulada e constitui uma intrusão elipsoidal, cujo eixo maior (1,4 km) tem orientação NS. Ele é intrusivo em rochas granulíticas arqueano-paleoproterozóicas pertencentes ao Cinturão Itabuna. Seus contatos com os metamorfitos encaixantes são bruscos, freqüentemente marcados pela presença diques ou bolsões pegmatíticos sieníticos. Atualmente a existência de várias frentes de lavra para a exploração do “granito Azul-Bahia” permite melhor avaliar a distribuição espacial dos tipos de rochas no *stock*. O *stock* de Itajú do Colônia (SIC) é essencialmente constituído por rochas foid-sieníticas com aspecto pintado, azul-branco-verde-preto, sendo as cores dominantes azul, fornecida pela sodalita, e branco dado pela albita e feldspato alcalino. As tonalidades esverdeada e preta resultam das concentrações de aegirina e nefelina, e biotita, respectivamente. Na sua parte sudeste existe um nível de sodalitito de cor azul intensa, orientada segundo o eixo maior do corpo, com espessura irregular, podendo atingir até 6 m. As rochas litchfieldíticas apresentam estrutura isotrópica, podendo, localmente, exibir figuras

de cisalhamento. Concentrações escuras com formas geralmente arredondadas com dominância de minerais máficos (biotita, aegirina, anfibólio, sulfeto e carbonato) ocorrem com frequência nestas rochas. A titanita é um acessório comum e forma muitas vezes aglomerados de cor marrom com até 3 cm de diâmetro. Camadas de aegirina (< 2 cm de espessura) ocorrem descontínua e esporadicamente nas rochas sieníticas, sugerindo a percolação de fluidos tardios por fraturas. Bolsões pegmatíticos são frequentes. Alguns deles contêm grandes cristais de albita (até 20 cm) e a nefelina pode atingir 1 m de comprimento. Os estudos desenvolvidos por Fujimori (1978) identificaram a presença de vários tipos de litchfielditos que exibem contatos complexos e gradativos entre si. Eles se distinguem em microscopia pela dominância do máfico (aegirina-litchfieldito, anfibóliolitchfieldito), do feldspatóide (sodalita-litchfieldito, nefelinalitchfieldito, cancrinita-litchfieldito). Nos sodalita-litchfielditos com granulação fanerítica média a albita ocorre como cristais euédricos ou subédricos, com prismas dispostos em padrão angular ou triangular e a sodalita, titanita, microclina, aegirina e carbonato preenchem os interstícios. As relações texturais indicam que a sodalita cristaliza-se diretamente do magma após a nefelina, sendo seguida pela formação da microclina, titanita, aegirina e carbonato. Cristais de magnetita, sulfeto ocorrem de forma esporádica. Cancrinita e paragonita são minerais comuns de alteração.

Idade U-Pb de 732 ± 8 Ma foi obtida por Rosa et al (2005b) em cristais de titanita para os sítios mineralizados em sodalita. Os dados químicos apresentados por Fujimori (1978) revelam a natureza miasquítica para as rochas deste *stock*.

BATÓLITO SIENÍTICO ITARANTIM

O Batólito Sienítico Itarantim (BSI), cartografado por Barbosa de Deus *et al.* (1976) e Oliveira (2003), é um corpo com forma de pêra, com aproximadamente 220 km², intrusivo em rochas gnáissico-migmatíticas arqueano-paleoproterozóicas. Esta intrusão trunca as estruturas regionais, sendo parcialmente retrabalhada por falhas tardias (Fig. 1.1). Os estudos realizados por Cordani et al. (1974) e Bernat et al. (1977) forneceram para o BSI idades K-Ar e Ar-Ar em minerais variando de 474 Ma até 546 Ma. Rosa et al. (2002) obtiveram uma isócrona Rb-Sr em rochas cogenéticas com idade de 727 ± 30 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}} = 0,7031 \pm 0,0002$, MSWD = 1,5). Esta idade é interpretada por estes autores como a da cristalização deste maciço. Segundo Oliveira (2003), o BSI é constituído por 6 grupos de rochas: fenitos, aegirina-nefelina-sienito, biotita-nefelina-sienito, diques fonolíticos, pegmatitos nefelina-sieníticos e diques basálticos. Os fenitos ocorrem como uma auréola descontínua ao maciço (Fig. 3.2). Nestes fenitos as estruturas pretéritas metamórficas (foliação, bandamentos e dobras) tendem a desaparecer nas proximidades da intrusão, a sua mineralogia é gradualmente substituída por feldspato alcalino, aegirina e anfibólio

sódico, e suas composições evoluem de granitos para quartzo-sienitos até sienitos alcalinos. Alguns xenólitos de gnaisses, com dezenas de metros, foram identificados na parte central deste maciço por Oliveira (2003). Nestes xenólitos, as estruturas, texturas e mineralogia originais foram totalmente destruídas. Eles apresentam-se como rochas isotrópicas, com grandes porfiroblastos de anfibólio sódico e de magnetita que se encontram imersos em uma matriz fortemente poligonizada e constituída por microclina, albita, quartzo, calcita, aegirina e titanita. Os sienitos do BSI apresentam granulação média a grossa, ocasionalmente pegmatítica, e exibem estrutura de fluxo magmático marcada pelo alinhamento dos prismas de feldspato alcalino e dos minerais máficos. Os dois conjuntos de nefelina-sienitos presentes no BSI exibem contatos gradacionais entre si (Barbosa de Deus et al. 1976, Oliveira 2003). O aegirina nefelina sienito localiza-se na parte norte do maciço e o biotita nefelina sienito na porção sul. O aegirina-nefelina-sienito é marrom-escuro, onde a nefelina, macroscopicamente verde, cristalizou-se após o feldspato alcalino (perítico e antiperítico), ocupando os interstícios juntamente com cristais de aegirina-augita, aegirina, apatita e minerais opacos.

A aegirina cristalizou-se após a nefelina e ocorre como cristais anédricos ou como coroa nos cristais de aegirina-augita e, ocasionalmente, em torno de alguns cristais de magnetita. O biotita nefelina sienito é esbranquiçado a branco. A nefelina é mais precoce que nos sienitos com aegirina. Os feldspatos alcalinos subédricos antiperíticos dominam sobre os períticos e a biotita marrom subédrica é o máfico dominante. Os minerais acessórios são apatita, minerais opacos e hornblenda. Aegirina, calcita e titanita estão ocasionalmente presentes.

Os estudos litogeoquímicos realizados por Oliveira (2003) indicam que os dois tipos de sienito do BSI são cogenéticos e interpretados por este mesmo autor como a expressão de um magma anorogênico associado a ambiente de rifte.

BATÓLITO SIENÍTICO DE ITABUNA

O Batólito Sienítico de Itabuna (BSIt) (Fig. 1.1) é um dos maciços mais representativos da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA), sendo uma expressão do magmatismo alcalino Neoproterozóico na região, com idade de 675 ± 5 Ma, obtida pelo método U-Pb (Teixeira *et al.* 1997). Este corpo possui uma área de aproximadamente 450 km² e ocorre intrusivo nos terrenos granulíticos arqueano-paleoproterozóicos do Cinturão Itabuna. As rochas desse maciço apresentam contatos controlados por falhas com as rochas encaixantes.

Petrograficamente essas rochas classificam-se como sienitos, dioritos, nefelina-sienitos, monzodioritos, leucogabros e noritos. Nessas rochas também podem ser encontrados

xenólitos do embasamento e intrusões de diques alcalinos e subalcalinos predominantemente basálticos, podendo ocorrer termos traquíticos e fonolíticos. Análises petrográficas caracterizam essas rochas como predominantemente isotrópicas, com granulometria média a grossa. Por vezes, apresentam orientação ou gnaissificação em zonas bordas ou próximas às de falhas. Nos sienitos, monzodioritos, leucogabros ocorrem geralmente clinopiroxênios, biotita e hornblenda como minerais máficos, enquanto que nos noritos observa-se a presença de dois piroxênios (orto e clino). As rochas nefelina sieníticas apresentam percentagens modais de k-feldspatos entre 50 e 74%, e de nefelina em torno de 10-15% aproximadamente. Biotita e hornblenda são os máficos que ocorrem associados às rochas dioríticas.

Peixoto *et al.* (2003) objetivando determinar a idade de extração do magma que deu origem ao BSIt e a determinar a cogeneticidade dos seus diferentes litotipos analisou amostras de diorito e nefelina-sienito, utilizando os métodos Sm-Nd e Rb-Sr. As razões isotópicas encontradas pela autora para os isótopos de Sm e Nd mostraram valores positivos do Nd (0,676) 1,23 e 1,49. As análises de Rb-Sr evidenciaram baixas razões iniciais, variando entre 0,703 e 0,704. Segundo a pesquisadora citada, estes dados indicam que as rochas do Maciço Sienítico de Itabuna, provavelmente, foram geradas a partir de uma fonte mantélica.

IV.2.3 – Rochas saturadas em sílica

BATÓLITO SIENÍTICO DA SERRA DAS ARARAS

O Batólito Sienítico Serra das Araras (Fig.1.1) apesar de ocupar uma grande área (aproximadamente 220 km²) mostra uma monotonia em relação às variações, cujo representante principal é o sienito de cor castanha acinzentada, de textura predominante fanerítica média/grossa e com cristais de quartzo que podem exibir cor azulada ou incolor (esta última é predominante). Essa rocha aflora em forma de lajedos, que mostram a superfície arredondada, ou formando paredões que são encontrados nas encostas dos morros que formam o maciço. Além dos sienitos, aflora na porção central do corpo um granito de cor cinza clara, com estrutura isotrópica e granulação fanerítica média onde se destacam cristais arredondados de quartzo azulado. Essa rocha aflora em paredões que se localizam nas encostas dos morros e próximo a eles ocorrem inúmeros matacões com dimensões métricas e de superfície arredondada.

Em campo não é possível identificar o contato entre as rochas sieníticas e o granito e nem distingui-los pelo relevo já que ambas afloram da mesma forma. Entretanto, o contato entre as rochas do maciço da serra das araras e as rochas do embasamento é facilmente identificado pela mudança brusca de relevo. Os trabalhos de campo mostraram que as

rochas sieníticas e o corpo granítico afloram nas partes onde o relevo é mais proeminente enquanto as rochas do embasamento ocupam as regiões mais arrasadas. Outra forma de distinguir essas rochas foi pela cor do solo, nas áreas sieníticas o solo mostra cor avermelhada, que contrasta com o tom cinza do embasamento.

IV.2.4 - Diques alcalinos

Cortando as rochas da PASEBA têm-se inúmeros diques, onde predominam as rochas subvulcânicas que parecem estar concentrar nas porções centro-sul e sudeste da área em estudo. Essas rochas mostram-se em geral com granulação predominantemente afanítica, coloração variando de cinza escuro a cinza esverdeado. Estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos ainda são carentes para essas rochas, entretanto os dados disponibilizados por Menezes (2005) para as ocorrências no *stock* se Rio Pardo as classificam como fonólitos ou traquitos (Fig. 4.3- E).

IV.3 – SUMÁRIO

O magmatismo alcalino neoproterozóico no Cráton do São Francisco mostra-se com idades compreendidas entre 617 Ma e 739 Ma, podendo apontar afinidade peralcalina. Essas rochas na Bahia são representadas por associação de sienito-granito, foid-sienitos, kimberlitos e lamproítos. As ocorrências de foid-sienitos do nordeste do Brasil estão concentradas na Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA). A PASEBA reúne os batólitos de Itabuna, Floresta Azul, Serra das Araras, Itarantim e os stocks Rio Pardo, Itajú do Colônia e algumas centenas de diques. Esses corpos são constituídos principalmente por foid-sienito e sienito, onde a nefelina de cor verde e a sodalita de cor azul são os principais feldspatóides presentes. Granito, dioritos e monzonito são igualmente presentes, particularmente nos corpos da porção nordeste desta província. Domos e diques de traquito, fonolito e basalto são presentes. Os dados disponíveis indicam que o magmatismo que originou as rochas da PASEBA é anorogênico tendo sido ativo por 41 Ma (698 – 739 MA) e, as razões isotópicas iniciais de Sr e Nd, indicam que, ao menos parte deste magmatismo, foi gerados no manto litosférico.



Capítulo 5 - Geocronologia e Geoquímica da Granitogênese Anorogênica Toniana (917 a 900 Ma) na Faixa de Dobramento Araçuaí, no Sul do Estado da Bahia

GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DA GRANITOGÊNESE ANOROGÊNICA TONIANA (917 A 900 MA) NA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAÇUAÍ, NO SUL DO ESTADO DA BAHIA

RITA CUNHA LEAL MENEZES^{1,2}, HERBET CONCEIÇÃO^{2,3}, MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA^{2,3}, MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA⁴, MARCO ANTONIO GALARZA⁴, DÉBORA CORREIA RIOS²

1 – Bolsista doutorado MCT/CNPq, Programa de Pós-Graduação em Geologia, IGEO-UFBA (menezesrita@hotmail.com)

2 - Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia. (debora.rios@pq.cnpq.br)

3 – Laboratório de Mineralogia e Petrologia Aplicada a Estudos de Proveniência. Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe (herbet@pq.cnpq.br; lourdes.rosa@pq.cnpq.br)

4 - Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) – Universidade Federal do Pará. (moamac@ufpa.br; antogt@ufpa.br)

V.1 - RESUMO

Na região sul da Bahia, nos municípios de Potiraguá e Itarantim, identificou-se com esse estudo a ocorrência de 5 *stocks* de granito (<10 km²), com forma elipsoidais e regionalmente alinhados E-W, que são intrusivos nos terrenos arqueano-paleoproterozóicos do Complexo Itapetinga. As idades Pb-Pb em monocristais de zircão e os dados geoquímicos permitiram datar esse plutonismo como do período Toniano e caracterizá-los como representantes de magmatismo anorogênico, que antecede aquele do Criogeniano (730-690 Ma) sub-saturado em sílica da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia. Estes *stocks* são constituídos por granitos com biotita e hornblenda, existindo tipos sieníticos subordinados. Os granitos são metaluminosos a peraluminosos, com alto SiO₂, Nb, Y, Ta, Th e ETRLeves, baixos CaO, Sr e Ba, alta razão FeO*/MgO e com conteúdos de álcalis, similares aqueles anorogênicos do tipo A1, indicativo de magmas riolíticos com importante contribuição mantélica. Os dados Pb-Pb_{monozircão} forneceram as idades de 905 ± 4 Ma (Monte Alto), Jundiá (907 ± 2 Ma), Bolívia (914 ± 3 Ma), 899 ± 3 Ma (Serras), 911 ± 2,2 Ma (Irmão César). Essas idades associadas a outras disponíveis na literatura sobre a Faixa Araçuaí tornam consistente o modelo de rifte proposto para explicar as presenças dos magmatismos anorogênicos saturado e sub-saturado em SiO₂. E, os granitos tonianos estudados constituem, provavelmente, as primeiras manifestações ígneas desse rifte associado a desagregação de Rodinia.

Palavras-Chave: Granitos tipo A, geocronologia, geoquímica, Toniano, Sul da Bahia

V.2 - ABSTRACT

At the South area of Bahia State, from Potiraguá to Itarantim cities region, this study has identified the occurrence of 5 granitic stocks (<10km²), which are ellipsoid shaped and E-W aligned in the regional context, been intrusive at the Archaean-Paleoproterozoic terrains from Itapetinga Complex. Geochemical data and Pb-Pb single zircon ages allow us to date this plutonism at the Tonian Period, showing characteristics compatible with the anorogenic magmatism that precedes the Criogenic (730-690 Ma) silica subsaturated magmas from South Bahia Alkaline Province. These stocks are constituted by biotite and hornblende granite, and there are two syenitic subordinated rocks. The granites are metaluminous to peraluminous rocks, with high contents of SiO₂, Nb, Y, Ta, Th and LREE, and low contents of CaO, Sr and Ba, associated with high FeO*/MgO ratios and alkalis amounts similar to those of A1 type anorogenic granites, which suggest riolitic magmas with important mantelic contribution. The single zircon Pb-Pb data results in stocks ages of 905 ± 4 Ma (Monte Alto), 907 ± 2 Ma (Jundiá), 914 ± 3 Ma (Bolívia), 899 ± 3 Ma (Serras), and 911 ± 2,2 Ma (Irmão César). These ages, associated with the others available for the Faixa Araçuaí rocks, reinforce the proposal of a rift model to explain the SiO₂ saturated to subsaturated anorogenic magmas at this region. The Tonian granites constitute, probably, the first igneous manifestation of this Rodinia desagregation associated rift.

Keywords: A-Type Granites, Geochronology, Geochemistry, Tonian, South Bahia.

V.3 - INTRODUÇÃO

Os *stocks* graníticos de Monte Alto, Jundiá, Bolívia, Irmão César e Serras estão localizados na região sul do estado da Bahia, setor esse onde se tem o magmatismo da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA). Esta região se posiciona na área limite do Cráton do São Francisco, estabelecida por vários autores, como de forte influência da Orogênese Araçuaí (Fig. 5.1). As feições geomorfológicas e geológicas observadas nesses *stocks* são similares àquelas presentes no *Stock* Nefelina-sienítico Serra da Gruta, localizado a poucos quilômetros a leste. Esse fato motivou a estudar estes granitos, objetivando compreender seus significados no panorama magmático e geotectônico regional, já que se trabalha com a hipótese que a PASEBA represente a expressão de um rifte continental entre 696-732 Ma (Rosa et al. 2007), refletindo a desagregação de Rodínia.

Em envolvimentos geodinâmicos dessa natureza, a ascensão de pluma mantélica provoca usualmente a fusão da base da crosta continental, gerando magmas riolíticos (p.ex. Eby 1992, 2006). Nesse trabalho são apresentados e discutidos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e as idades para os 5 *stocks* graníticos.

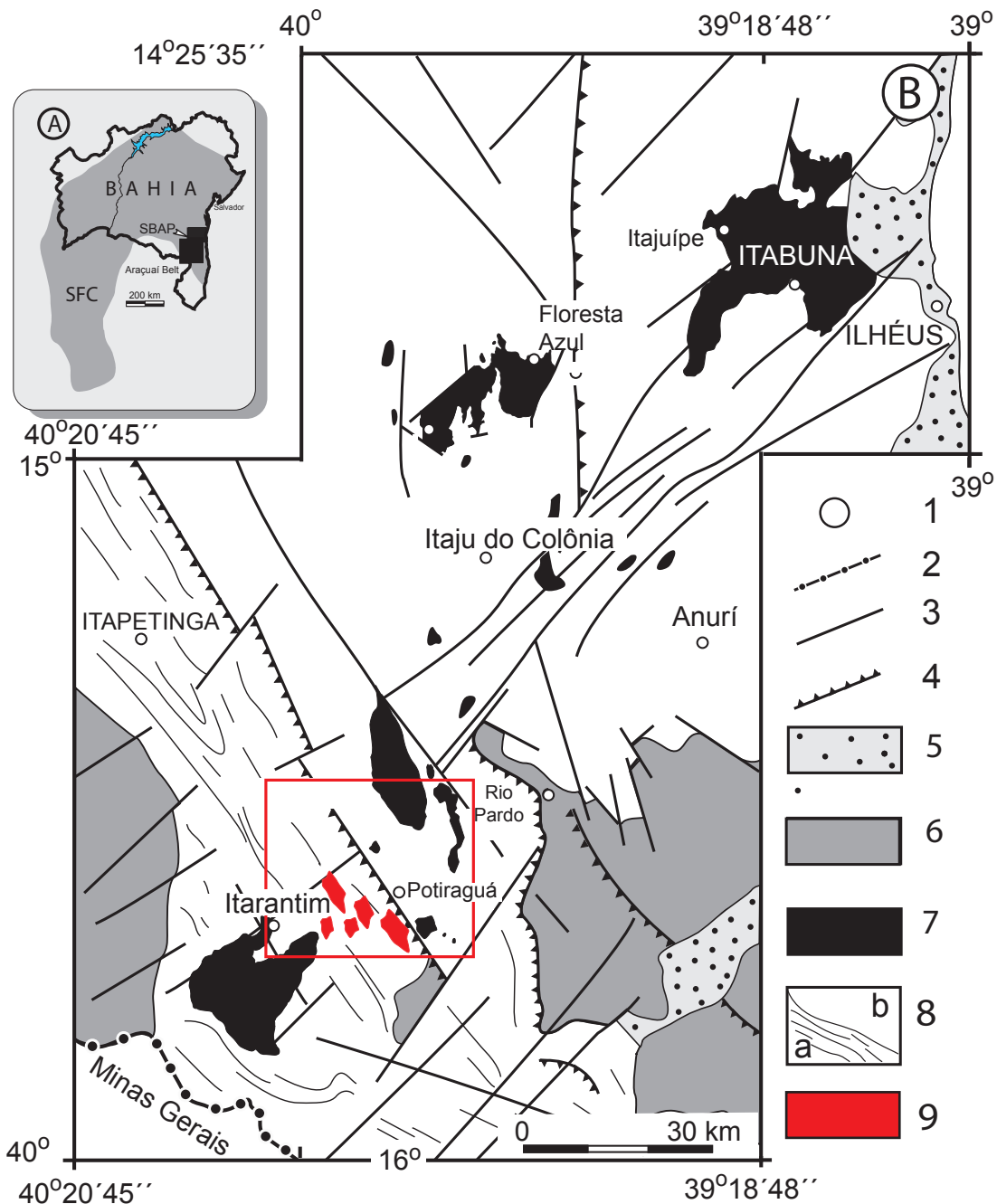


Figura 5.1. Contorno geográfico do Estado da Bahia e do Cráton do São Francisco, localizando a área em preto do mapa ao lado [A]. Mapa geológico simplificado do sul do Estado da Bahia, após Rosa et al. (2007)[B]. Cidades (1), limite estadual (2), fratura e falha (3), falha de empurrão (4), sedimentos recentes (5), metassedimentos da Bacia do Rio Pardo (6), magmatismo alcalino da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (7), embasamentos gnáissico-migmatítico (Complexo Itapetinga = 8a) e granulítico (Cinturão Itabuna = 8b) e limitado pelo quadrado vermelho a área de ocorrência dos granitos tonianos (9).

V.4 - GEOLOGIA REGIONAL

A região deste trabalho localiza-se no sul do Estado da Bahia (Fig. 5.1) e apresenta evoluções ígnea e metamórfica complexas desde o Arqueano até o Neoproterozóico. Dois traços estruturais são marcantes quando se observa as imagens de satélite desse setor da Bahia, que são: a Falha Planalto-Potiraguá (FPP, Pedreira *et al.* 1975) e a Zona de Cisalhamento Itabuna-Itajú do Colônia (ZCIIC, Silva Filho *et al.* 1974). A FPP, com orientação NW-SE é interpretada como associada a estruturação do rifte Espinhaço, tendo sido reativada no Neoproterozóico quando a instalação da colisão Araçuaí. Segundo os esquemas tectônicos propostos para a região (p.ex. Teixeira *et al.* 1997, Moraes Filho & Lima 2007) o traço desta falha coincide com o limite da zona de influência do Orógeno Araçuaí nos terrenos do Cráton do São Francisco. A ZCIIC está disposta praticamente ortogonal a FPP e corresponde, segundo Mascarenhas & Garcia (1987) a uma sutura paleoproterozóica, reativada no Neoproterozóico,.

Os terrenos arqueano-paleoproterozóicos nesse setor são representados por granulitos e gnáissico-migmatíticos, cujos contatos fazem-se pela FPP (Silva Filho *et al.* 1974). Os terrenos granulíticos são constituídos por rochas com afinidades toleítica, cálcio-alcálica e shoshonítica, que foram interpretadas como as raízes de arcos magmáticos paleoproterozóicos (Barbosa 1990). As rochas gnáissico-migmatíticas desta região fazem parte do Complexo Itapetinga (Souza *et al.* 2003) onde dominam gnaisses TTG e ganisses granatíferos com silimanita associados a quartzitos e mármore são descritos igualmente por Barbosa de Deus *et al.* (1976) e Moraes Filho & Lima (2007).

O magmatismo mesoproterozóico (1.100-900 Ma) no sul da Bahia marca-se por de enxames de diques basálticos presentes nos municípios de Ilhéus e Itabuna intrusivos em granulitos (Renné *et al.* 1990). Esse enxame tem direção aproximadamente perpendicular a linha de costa (N70°E - N100°E), mergulho sub-vertical e estão associados a um processo extensional, possivelmente relacionado ao Sistema Espinhaço (Brito Neves *et al.* 1980).

Os magmatismos neoproterozóicos são representados por granitos e *foid* sienitos. Moraes Filho & Lima (2007) associou um conjunto de granitos existente nessa região àqueles identificados ao sul da área em estudo, no município de Salto da Divisa (880 Ma, Silva 2002, 2008), como sendo correspondente a magmatismo anorogênico. Os sienitos sub-saturados em SiO₂ dessa área da PASEBA (batólitos Nefelina-sienítico Itarantim, Serras das Araras e os stocks Potiraguá e Serra da Gruta), correspondem as intrusões com idades entre 696-732 Ma. Os metassedimentos do Grupo Rio Pardo têm idade de sedimentação entre 1000 – 650 Ma (Karmann 1987) e representam a sedimentação Neoproterozóica nessa área.

V.5 - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DOS GRANITOS DA REGIÃO DE POTIRAGUÁ E ITARANTIM

Os trabalhos realizados na área por Silva Filho *et al.* (1974), Barbosa de Deus *et al.* (1974) e Souto (1974) descrevem a existência de pequenos corpos de granito sem, contudo, tecerem maiores detalhes sobre eles e não os incorporam aos mapas gerados. Posteriormente, Moraes Filho & Lima (2007) ao realizar cartografia regional demarcam a presença maciços granitos (Salto da Divisa, Caiubi, Valentia, Biguá, Serras Soneira-Juazeiro) os associam a magmatismo anorogênico, baseando-se em dados geoquímicos de Teixeira (2006) para granitos da região de Salto da Divisa.

Os estudos dos corpos da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia, realizado por nossa equipe nos municípios de Potiraguá e Itarantim, permitiram identificar que o Maciço Serras Soneira-Juazeiro, de Moraes Filho & Lima (2007), corresponde a 5 *stocks* graníticos distintos (Fig. 5.2) e eles são: Bolívia, Monte Alto, Jundiá, Serras e Irmão César. Estes corpos são intrusivos em metamorfitos do Complexo Itapetinga e localizam-se a leste da cidade de Itarantim e mostram-se regionalmente alinhados segundo a direção E-W. Nessa região diques de basalto e de traquito são encontrados cortado indistintamente tanto os *stocks* graníticos, como os metamorfitos do embasamento.

O Complexo Itapetinga nessa região é constituído essencialmente por hornblenda gnaisse-migmatíticos, metaluminosos, polideformados e com lentes de anfibolitos e mármore paleoproterozóicos. As paragêneses presente nessas rochas indicam que as condições metamórficas atingiram aquelas da Fácies Anfibolito Alto, contudo, observa-se localmente retrometamorfismo para a Fácies Xisto Verde em zonas de cisalhamentos, por ação da percolação de fluidos tardios. O caráter intrusivo dos *stocks* em estudo se marcam por contatos bruscos, algumas vezes identificando-se a presença de xenólitos das encaixantes, apófises e de diques que adentram nas encaixantes metamórficas.

No interior dos *stocks* existem feições de cisalhamento, provavelmente correlacionadas a colisão Araçuai, e elas se materializam pela presença de foliação S/C, faixas miloníticas estreitas (<5 m) cujas orientações tendem a mostrarem-se subparalelas a direção da FPP. Nas regiões em que a deformação é menos expressiva tem-se preservadas as estruturas ígneas nos granitos (p.ex. foliação magmática marcada pelo alinhamento de fenocristais de feldspato alcalino, cristais de biotita e dos enclaves máficos). Por outro lado, na matriz das rochas profiríticas ou naquelas fortemente milonitizadas, constata-se ocasionalmente a presença de textura poligonal evidenciando recristalização.

V.5.1 - Stock Granítico Monte Alto

Esse corpo situa-se no leste da região estudada, tem forma elipsoidal, com eixo maior NW-SE, e com aproximadamente 7 km² (Fig. 5.2). É intrusivo em quartzo mica xistos

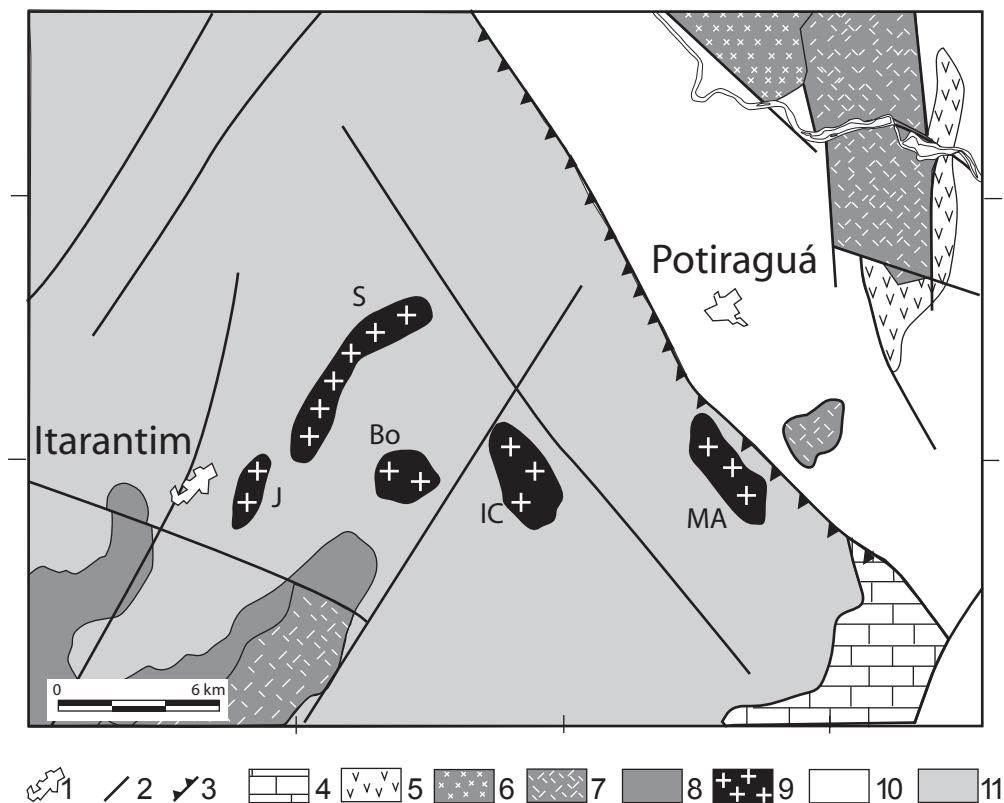


Figura 5.2. Mapa geológico simplificado da região de ocorrência dos stocks graníticos estudados. Cidade (1), limite de unidade (2), Plano de Falhas (3), metassedimentos da Bacia Rio Pardo (4), Complexo Gabro Anortosítico Rio Pardo (5), magmatismo alcalino da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (6= Quartzo sienito do Batólito Serra das Araras, 7 = Nefelina sienitos do Stock Rio Pardo, Serra da Gruta e do Batólito de Itarantim, 8 = Fenitos do Batólito Itarantim), Stocks Graníticos Tonianos (Bo = Bolívia, IC = Irmão César, J = Jundiá, MA = Monte Alto e S=Serras) (9), granulitos do Cinturão Itabuna (10) e gnaiss-migmatíticos do Complexo Itapetinga (11).

bandados da Formação Salinas, do Grupo Macaúbas, e em Biotita hornblenda gnaiss granítico, do Complexo Itapetinga. Os afloramentos ocorrem em forma de lajedos, têm boa distribuição areal no corpo e as suas rochas apresentam cor cinza, destacando-se, ocasionalmente, em alguns deles concentrações de minerais máficos que atingem 5 cm. Esse *stock* é composto essencialmente por granitos, existindo sienitos subordinados. Os granitos (Hornblenda biotita granito, Biotita granito porfirítico, Biotita microgranito com hornblenda) ocorrem com granulação fina a grossa. Os sienitos (Hornblenda álcali feldspato sienito *hipersolvus*, Biotita hornblenda sienito) têm granulação grossa e apresentam as texturas que sugerem acumulações de feldspato alcalino. A hornblenda é o máfico dominante nos sienitos e a biotita nos granitos. Em algumas amostras tem-se a presença de ortoclásio perítico, microclina sem exsolução e albita (<6% An). Esses feldspatos ocorrem com geminações bem desenvolvidas, usualmente são subédricos, e em algumas rochas o ortoclásio mostra disposição angular ou triangular, tendo intersticial quartzo e biotita. O quartzo faz-se igualmente presente nos agregados máficos associado com biotita, allanita, titanita, sulfeto, Ti-magnetita, fluorita e zircão. Textura em mosaico é encontrada em algumas amostras com granulação fina.

V.5.2 - Stock Granítico Jundiá

Esse corpo tem forma elipsóide, com eixo maior orientado NE-SW, área de 1 km² e ocorre próximo a cidade de Itarantim (Fig. 5.2). Seus afloramentos apresentam-se descontínuos como pequenos lajedos. As rochas apresentam cor cinza e a granulação varia de média a muito grossa, ocasionalmente exibem textura porfirítica. Nos tipos porfiríticos tem-se fenocristais de feldspato alcalino com cor amarelada que contrastam com a cor branca da matriz de granulação média. A mineralogia essencial é constituída por albita (4-6%An), ortoclásio perítico e microclina. Os cristais de albita frequentemente mostram com textura mimerquita. Hornblenda e biotita são presentes e os minerais acessórios são apatita, allanita, sulfeto, magnetita, fluorita, ilmenita e zircão.

V.5.3 - Stock Granítico Bolívia

Com aproximadamente 6 km², localiza-se a leste do *stock* de Jundiá, tem forma elipsóide, com eixo maior E-W (Fig. 5.2). Os afloramentos ocorrem sob a forma de grandes matações e as suas melhores exposições ocorrem em sua região nordeste. Em geral os granitos exibem grande variação de cor (branca, cinza e rosada) e a granulação varia de fina a média. Identificou-se nessas rochas grande número de enclaves máficos com formas arredondadas e elipsóides, com contatos bruscos, tamanhos variados e orientados segundo o fluxo magmático. Esse corpo é constituído por granitos *hipersolvus*, com feldspato alcalino

mesopertítico. Biotita e magnetita são os máficos principais, tendo como acessórios zircão, minerais opacos, apatita, titanita, carbonato e hornblenda.

V.5.4 - Stock Granítico Serras

Esse *stock* é o maior dentre os estudados, com área aproximada de 9 km² (Fig. 5.2), ocorrendo alongado SW-NE. Seus afloramentos dispõem-se sob a forma de pequenos lajedos. Ele é formado por granitos de granulação fina de cor cinza ou avermelhado (Microgranito com biotita, Microgranito porfirítico com biotita, Biotita granito foliado, Biotita granito com hornblenda). A microclina pertítica e a albita (4% An) apresentam-se como cristais subédricos normalmente circundadas por matriz com textura granofírica. Os minerais acessórios nestas rochas são minerais opacos, allanita, apatita, zircão e, ocasionalmente, fluorita.

V.5.5 - Stock Granito Irmãos César

Esse *stock* tem cerca de 6 km² (Fig. 5.2), forma elipsoidal (NW-SE), e o seu relevo positivo contrasta com os terrenos arrasados do embasamento. É constituído por Hornblenda sienito e Biotita granito, que mostram cor acinzentada, granulação grossa, por vezes exibe foliação tectônica bem pronunciada. Feldspato alcalino pertítico, microclina e albita (3-10%An) ocorrem como cristais subédricos a anédricos. A hornblenda é o máfico dominante nos sienitos, enquanto a biotita nos granitos e nessas rochas tem-se como minerais acessórios titanita, allanita, minerais opacos, fluorita, zircão e apatita.

V.6 - GEOQUÍMICA

Um total de 14 análises foram efetuadas em rochas representativas dos *stocks* estudados (Jundiá [2], Bolívia [2], Irmão César [2], Serras [3] e Monte Alto [5]) e elas são apresentadas na tabela 5.1. Essas análises foram realizadas pela AcmeLabs[®]. Os elementos maiores foram dosados por ICP-AES, a perda ao fogo feita após o aquecimento da amostra a 1000° C e os elementos-traço, inclusos os ETR, foram dosados por ICP-MS.

As rochas estudadas posicionam-se no diagrama multicatiônico R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980) nos campos do granito (Jundiá, Bolívia e Serras) e granito alcalino (Irmão César e Monte Alto) e duas das amostras do *Stock* Monte Alto (2730, 2808) no campo do sienito (Fig. 5.3). A maior parte dos granitos analisados mostra-se fortemente diferenciada (72-76% SiO₂), empobrecidos em MgO<0,2%, TiO₂<0,4%, CaO<2%, P₂O₅<0,1%, Al₂O₃=11-13%. Os conteúdos de FeO* variam de 2,5-6,4%, Na₂O=3-5%, K₂O= 3,9-5,5%, Na₂O+K₂O=7,8-9% e razão K₂O/Na₂O de 0,9 a 1,8. Estas rochas são predominantemente metaluminosas, existindo amostras peraluminosas (coríndon < 2%) nos *stocks* de Monte Alto, Irmão César e Jundiá

Idade, Petrografia e Geoquímica do Magmatismo Anorogênico Criogeniano e Toniano no Sul do Estado da Bahia
Rita Cunha Leal Menezes de Oliveira

	2681	2695	2726	2727	2808	2730	2806	2687	2690	2692	2693	2698	2705	2706
	SJ	SJ	SMA	SMA	SMA	SMA	SMA	SBo	SBo	SIC	SIC	SS	SS	SS
SiO ₂	66,83	70,4	74,57	76,04	63,19	65,05	72,7	72,76	72,91	75,17	75,38	73,41	74,38	76,14
TiO ₂	0,57	0,63	0,2	0,18	0,35	0,39	0,3	0,39	0,36	0,22	0,35	0,28	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	15,06	11,91	12,32	12,36	18,28	16,05	13,42	12,33	12,6	12,27	11,43	12,3	12,69	11,84
Fe ₂ O ₃	4,8	5,77	2,67	2,32	3,66	4,2	3,48	4,11	2,31	1,73	3,05	2,73	1,93	1,75
FeO	3,59	4,07	1,57	1,43	2,32	2,71	2,12	2,73	1,45	1,13	2,05	1,8	1,16	1,08
MnO	0,09	0,12	0,05	0,02	0,09	0,09	0,05	0,09	0,04	0,02	0,05	0,03	0,03	0,06
MgO	0,49	0,47	0,02	0,02	0,24	0,24	0,19	0,17	0,32	0,13	0,17	0,31	0,26	0,18
CaO	1,94	2,01	0,31	0,1	1,62	0,8	0,42	1,49	1,24	0,72	0,72	1,05	0,98	0,81
Na ₂ O	3,42	2,75	4,06	3,8	6,59	4,77	3,57	3,74	3,2	2,88	4,16	3,29	3,59	3,43
K ₂ O	5,32	4,14	4,66	4,67	4,78	6,59	4,57	4,11	5,24	5,43	3,96	4,85	5,14	5,57
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,01	0,02	0,08	0,06	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,01
P.F	0,6	0,49	0,6	0,34	0,99	1,35	0,88	0,23	0,66	0,44	0,43	0,56	0,38	0,4
	102,82	102,87	101,04	101,3	102,19	102,3	101,73	102,2	100,36	100,17	101,8	100,64	100,82	101,49
Ba	1461	783	570	486	787	1601	1027	894	346	398	512	389	508	622
Rb	120,7	121	113,6	114	79,7	68,5	96,5	113,3	147,3	186	105	191,7	147,5	171,1
Sr	202	134	40	61	185	174	72	109	86	66	65	81	105	110
Y	88	94,3	62,1	29,9	45	56	48	58,4	41,8	30	53	64	33,2	44,6
Zr	93	101,4	113,7	152,3	63	230	269,1	218	96,2	80	114	182	60,5	73,8
Nb	131,8	172,3	101,1	81,2	134,3	87,98	64,08	81,88	82,6	60	88	116,3	45,29	47,97
Th	24,2	24,1	22,7	12,2	12	21	17	20	30	39	23	30	32	31,2
Pb	19,69	15,98	18,1	21,16	5	22	7,23	20	14,39	14	13	39	35,24	40,78
Zn	99,9	120,7	88,7	65,6	89,7	56	20,7	88	38,7	18	35	113	159,8	297,7
Cu	6,03	7,16	1,27	1,89	1,35	2,13	5,44	3,84	1,87	2	5	5,11	1,44	2,06
Ni	5,4	7,5	4,7	5,5	1,8	3	5,6	5,3	4,8	5	6	8	5,7	7,5
Cr	236	390	216	244	106	130	233	243	178	193	236	297	200	255
V	25	26	8	9	6	14	11	19	20	16	21	25	16	15
Hf	3	2,57	3,81	4,31	3	6	6,39	5,8	3,48	3	4	7	2,06	2,71
Cs	0,2	0,3	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	0,7	0,7	1	0	0,9	0,3	0,4
Ta	3,8	6,2	3,5	3	4,5	4,3	2,1	3,3	4,6	5	4	6,4	3,1	3,1
Ga	24,92	23,28	21,6	19,36	28,71	25,33	20,08	21,53	20,14	15	18	23,07	14,13	14,18
Co	5,7	4,8	1,4	1,1	1,8	2	1,7	2	3,1	2	2	4	2,7	3,9
U	2,3	3,3	4,4	2,7	1,5	2,9	2,4	3,9	6,5	9	3	7,6	11,9	9
W	6	9	6,5	7,4	3	3	5,6	6,9	4,9	7	6	8	5,5	6,3
Sn	3,2	6	3,7	3,9	2	3,9	2,3	5	3,4	5	3	8,7	2,6	2,1
S	<0,04	<0,04						<0,04	<0,04					
Sc	7	8,5	2	1,6	2	7	3,6	4,8	2,4	2	3	2	2	1,8
Mo	10,07	19,14	7,74	6,5	4,87	3,6	7	7	16,57	8	7	15	6,1	8,08
La	220	210	160,1	36,5	119	143	147,9	128	91	74,5	68,4	91	66,8	131,6
Ce	317	384	284,6	82,9	235	282	232,5	210	152,5	121,1	119,2	153	127,2	146,3
Nd	156	168,4	133,1	32,7	99,4	123,2	122,8	107,1	58,6	44,4	59,1	65,1	42,7	72,7
Sm	22,5	24,5	21,4	6	14,9	20,8	19	16,5	7,9	6,5	10,3	10,8	6,1	11,5
Eu	3,7	3,4	1,9	0,6	1,9	3,4	2,8	2,8	0,9	0,7	1,4	1	0,6	1,2
Gd	18,9	19,3	16,4	5,2	12,7	16,8	14,4	14,1	7,4	5,3	9	12,1	5	10,9
Dy	16,2	17,2	13,6	6,3	10,8	13,2	9,7	10,6	6,9	4,9	9	10,6	4,7	9,8
Ho	3,1	3,3	2,2	1,2	1,8	2,2	1,6	2,1	1,4	0,9	1,8	2,1	1	1,6
Er	8,4	9,5	5,8	3,5	4,5	5,3	3,9	5,7	3,8	3	5,4	6,3	2,9	4
Yb	7,7	8,9	6,1	3,9	5,1	5,6	4,2	5,5	4	3,1	5,2	5,7	3,6	4,1
Lu	1	1,2	0,7	0,5	0,7	0,7	0,5	0,7	0,6	0,5	0,7	0,7	0,5	0,5
Pr	43,1	46,1	33,7	8,7	23,7	31,2	29,3	28,5	17,5	13,6	15,9	17,8	12	19,7
Tb	2,8	2,8	2,1	0,9	1,7	2,2	1,7	1,9	1,1	0,8	1,6	1,8	0,7	1,5
Tm	1,2	1,21	1	0,6	0,7	0,8	0,6	0,8	0,6	0,5	0,8	0,9	0,5	0,6
ΣETR	821,6	899,81	682,7	189,5	531,9	650,4	590,9	534,3	354,2	279,8	307,8	378,9	274,3	416

Tabela 5.1. Análises representativas dos stocks graníticos estudados. Junidá (SJ), Monte Alto (SMA), Bolívia (SB), Irmão César (SIC), e Serras (SS)

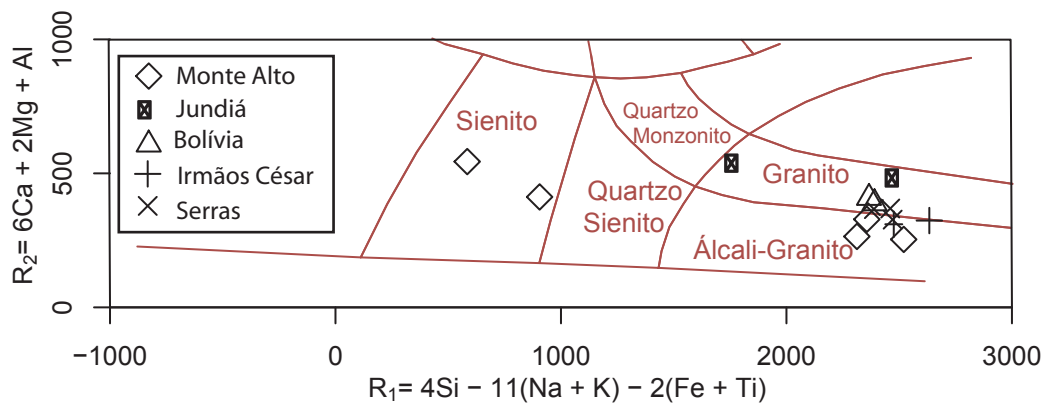


Figura 5.3. Diagrama R1 [4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] versus R2 (6Ca+2Mg+Al) de De La Roche et al. (1980) aplicado aos granitos estudados.

(Fig. 5.4). No diagrama Fe/Fe+Mg *versus* SiO₂ (Fig. 5.5) as rochas posicionam-se no campo dos granitos ferrosos, característica comum em granitos anorogênicos.

Estes granitos apresentam altos conteúdos de elementos traços HFSE, particularmente de Nb (60-172 ppm), Y (30-94 ppm), Ta (3-6,4 ppm), Hf (3-7ppm), Th (12-39 ppm), Pb (5-40 ppm) e total de ETR (300-899 ppm). Apresentam igualmente moderados valores de Zr (60-269 ppm), Rb (68-186 ppm), e baixos de Sr (40-202 ppm) e Ba (<1000 ppm). Ao se colocar essas rochas nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), utilizados para a distinção entre os diferentes tipos de granitos (anorogênico e os de fontes ígnea ou sedimentar), as amostras estudadas alocam-se no campo dos granitos anorogênicos; tanto nos diagramas que se utilizam de elementos maiores, quanto de elementos-traço (Fig. 5.6). Evidenciam ainda que, são enriquecidos em Nb e Ce quando comparados a granitos anorogênicos de outras regiões. No diagrama (Nb+Rb) *versus* Rb de Pearce et al. (1984) as rochas estudadas alocam-se no campo dos granitos intra-placa (Fig. 5.7). No diagrama Y-Ce-Nb de Eby (2002) (Fig. 5.8) que permite inferir a contribuição das fontes dos magmas graníticos anorogênicos como: mantélica (A1), do tipo basaltos de ilhas oceânicas colocados em riftes continentais ou magmatismo intra-placa, e crustal (A2), magmas derivados de crosta continental ou de magmatismo de arco de ilhas, dos granitos anorogênicos. Os granitos em apreço posicionam-se na região de baixo Y (13-20) alocando-se no campo dos granitos anorogênicos do tipo A1.

Os espectros dos ETRs normalizado pelos valores do condrito C1 (Fig. 5.9) das amostras estudadas mostram-se moderadamente fracionados, com marcante enriquecimento dos ETR Leves (La_N> 200 vezes o condrito) e moderado dos ETR Pesados (Lu_N > 20 x condrito). Em todos os corpos tem-se moderada anomalia negativa em Eu (valores). Com exceção da ausência de forte anomalia negativa em Eu, o padrão dos ETR é similar aqueles reportados pela literatura para os granitos (p.ex. Eby 2002).

V.7 - MÉTODOS ANALÍTICOS

Após os estudos petrográfico e geoquímico de rochas dos diferentes *stocks*, selecionou-se para o estudo geocronológico uma amostra representativa de cada um dos corpos. A obtenção dos cristais de zircão dessas amostras foi feita segundo procedimento clássico, que envolve a desagregação da rocha (britagem e moagem) até obter-se uma fração de 200 mesh. O material obtido foi processado pelo método *free fall*, utilizando-se do separador isomagnético Frantz, obtendo-se dessa forma duas frações distintas de minerais; uma magnética e outra não magnética. Essa última foi passada em bromofórmio e coletada a fração constituída por minerais densos. O material denso obtido nesse procedimento foi

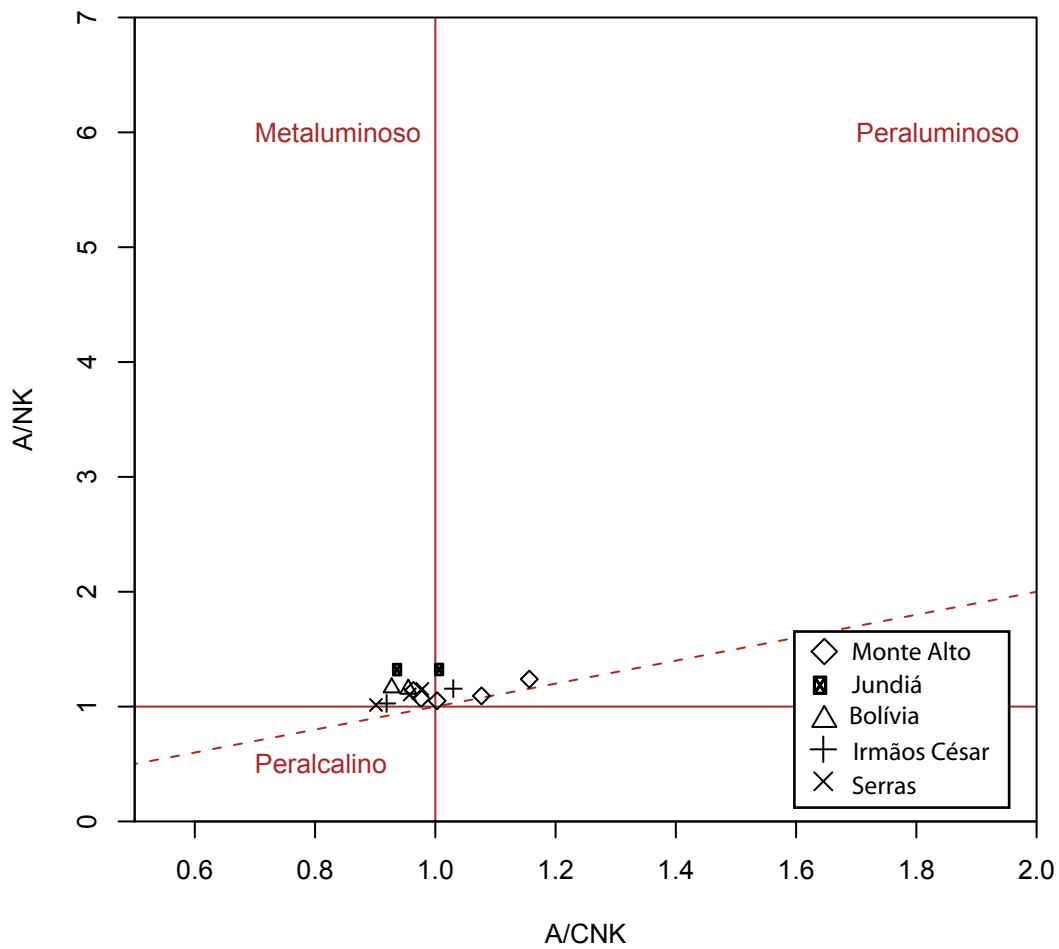


Figura 5.4. Diagrama A/NK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) versus A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) em proporção molecular de Maniar & Piccoli (1989) aplicado às rochas estudadas.

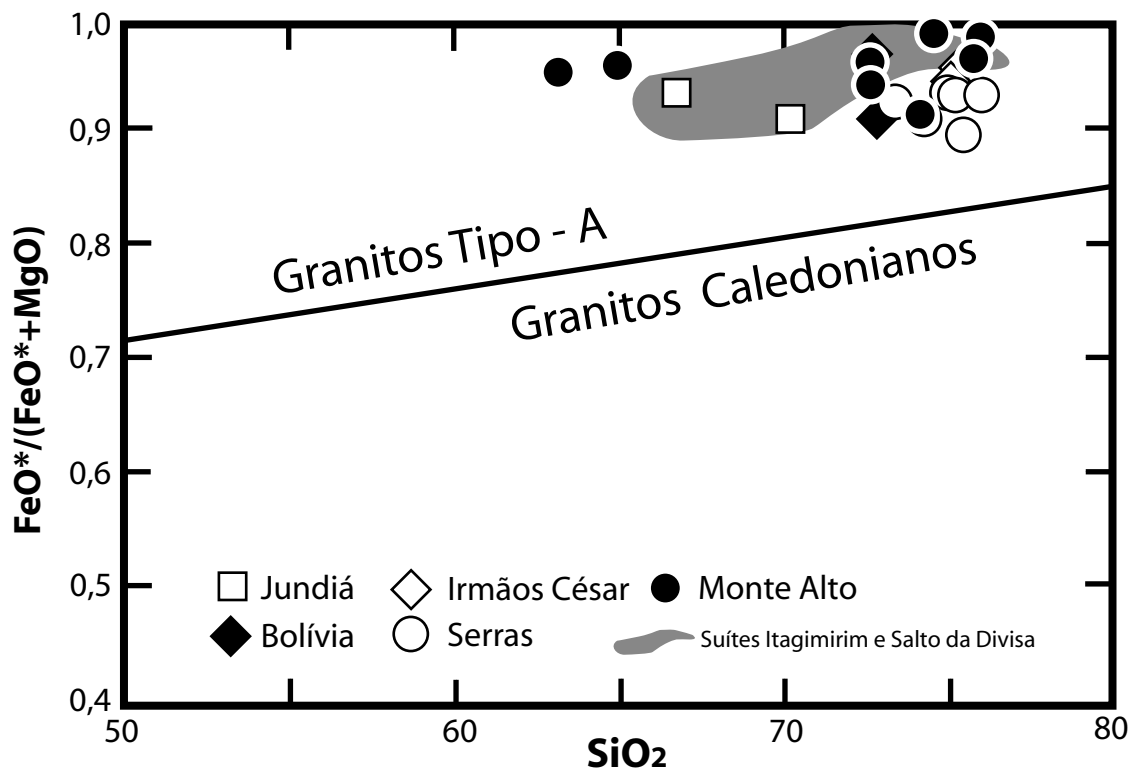


Figura 5.5. Diagrama $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ x SiO_2 aplicado às rochas estudadas (Maniar & Piccoli 1989).

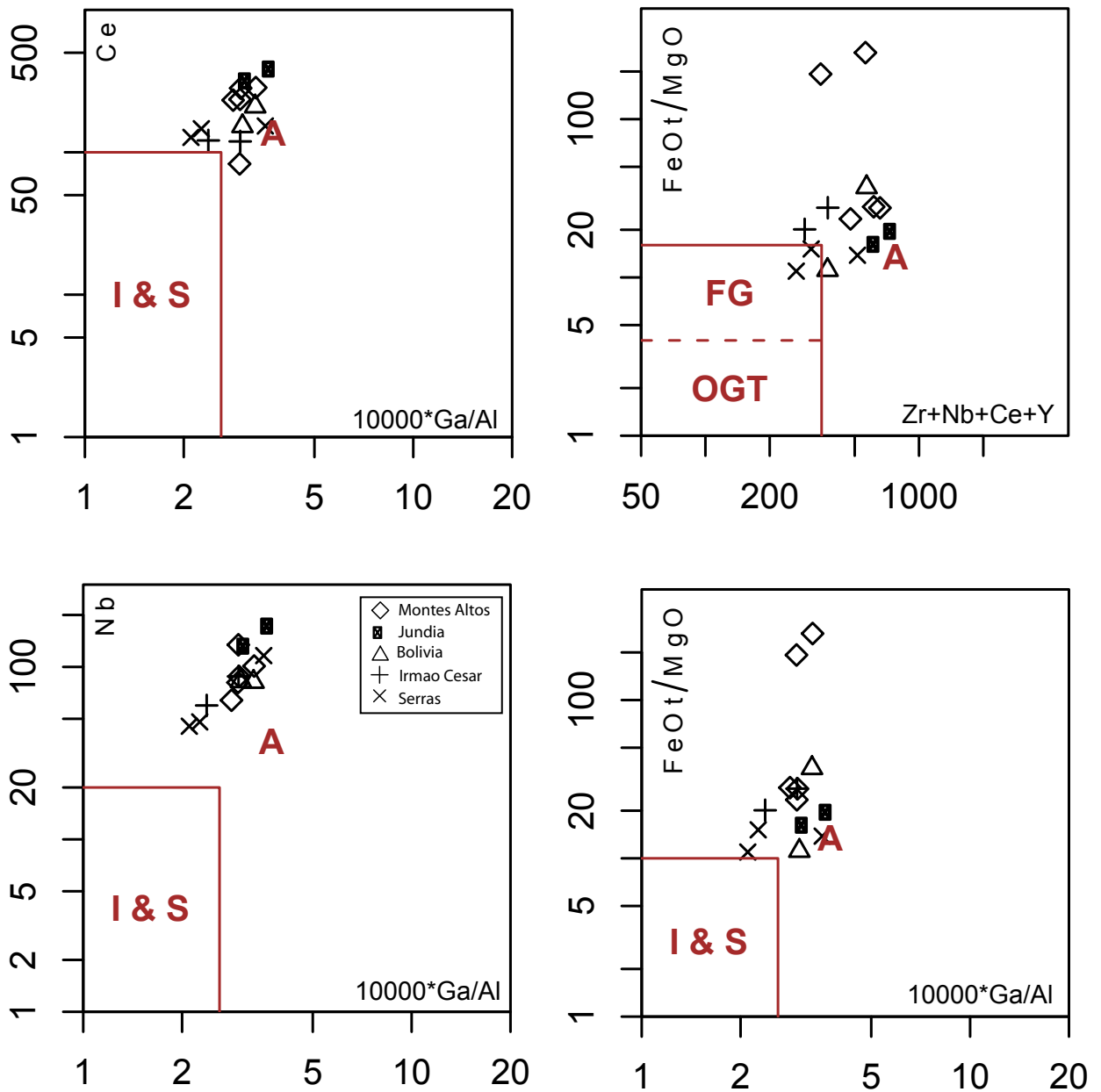


Figura 5.6. Diagramas de Whalen et al. (1987) aplicado aos granitos estudados. Anorogênico (A), granitos fracionados (FG), granitoides orogênicos não fracionados dos tipos -I, -S, e -M (OGT), granitos de fonte ígnea (I) e granito de fonte sedimentar (S).

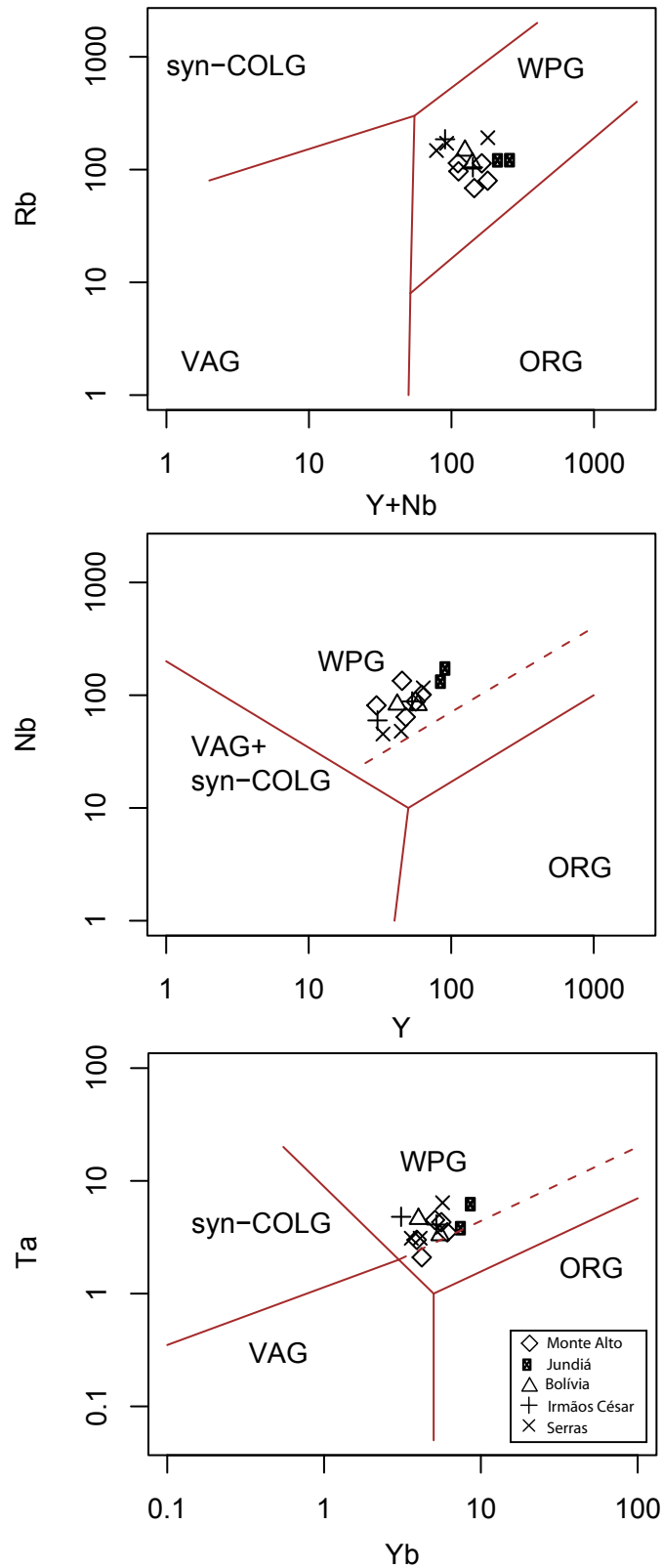


Figura 5.7. Diagramas Rb versus(Y+Nb), Nb versus Y e Ta versus Yb de Pearce et al. (1984) aplicado aos granitos estudados. Granitos intra-placa (WPG), sin-colisionais (syn-COLG), arco-vulcânico (VAG), orogênico (ORG).

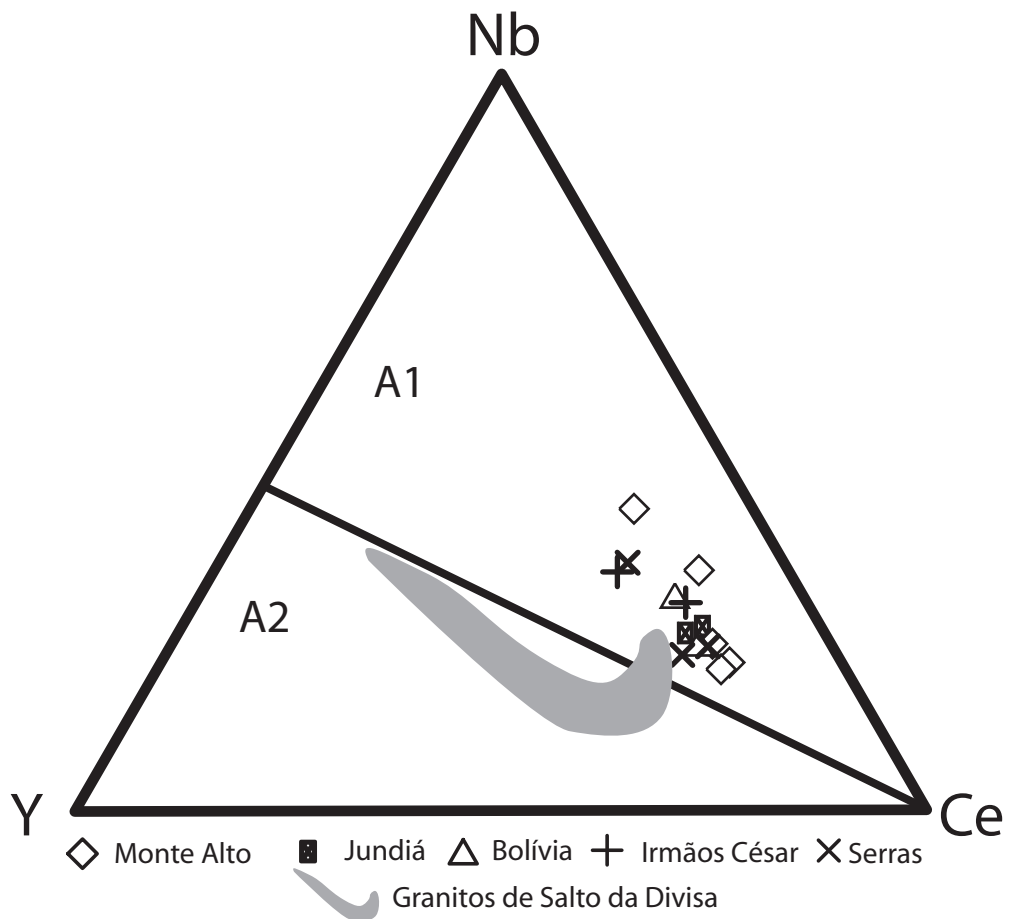


Figura 5.8. Diagrama Y-Ce-Nb de Eby (2002) aplicado aos granitos estudados. Magmas de origem mantélica, associados a basaltos de ilhas oceânicas (A1) e de origem crustal, associados a arco de ilhas (A2).

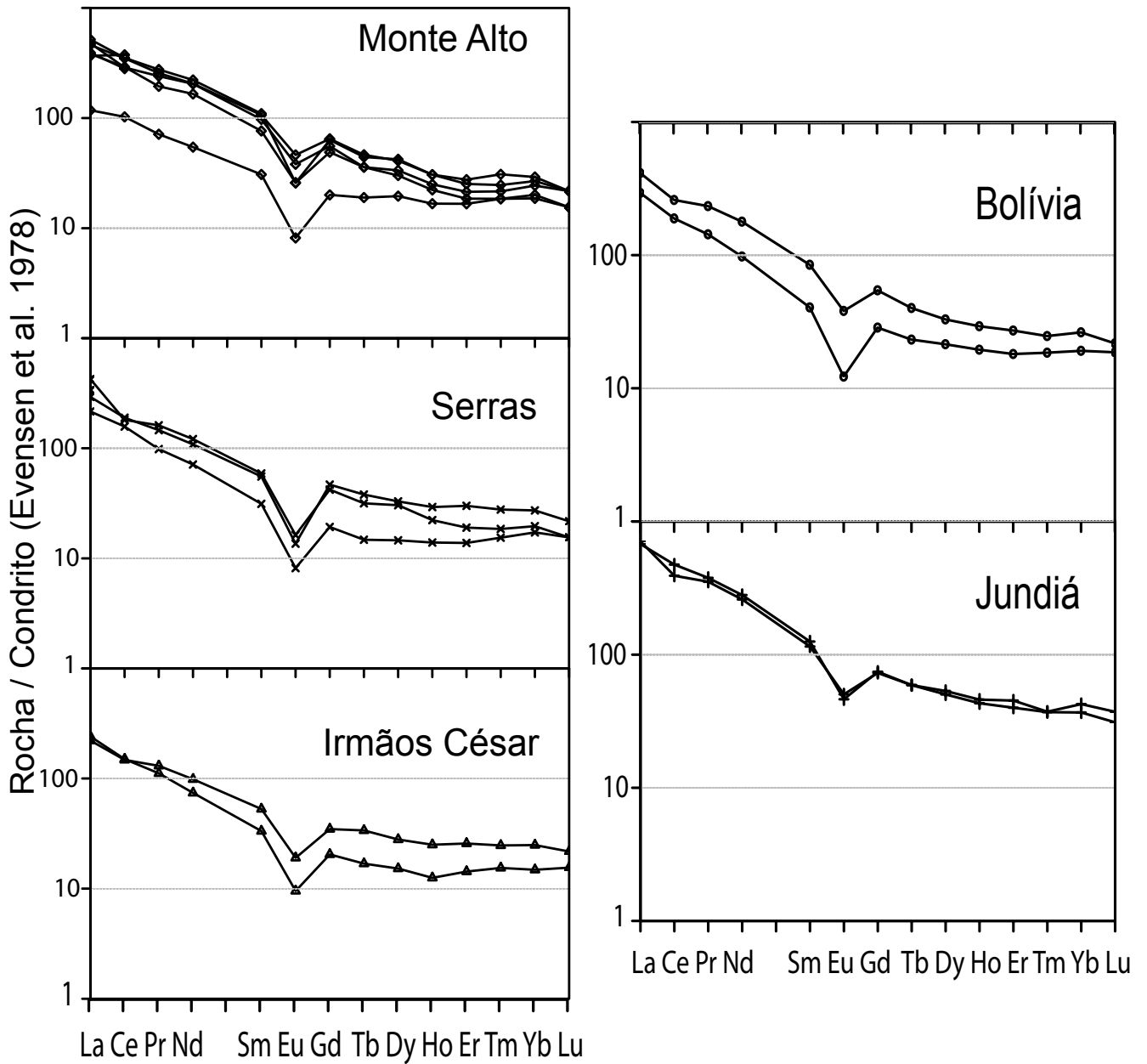


Figura 5.9. Espectros dos Elementos Terras Raras dos granitos estudados normalizados de acordo com Evensen et al. (1978).

analisado opticamente com ajuda de lupa binocular, quando foram coletados os cristais de zircão de cada uma das rochas.

Encontrou-se um bom volume de cristais de zircão em todas as rochas processadas. Selecionou-se cerca de 50 cristais por amostra que fossem pobres em inclusões e que não apresentassem evidências importantes de metamitização. Em um segundo momento, quando da escolha dos cristais a serem analisados, realizou-se uma nova seleção na população obtida, separando-se, em média, cerca dos 20 melhores cristais em cada amostra. Eles foram depositados em uma lâmina com óleo para fixá-los. E, em seguida, esses cristais foram numerados e fotografados, para posteriormente serem depositados em canoas do tungstênio, que são acomodadas no tambor para serem analisados pelo espectrômetro de massa.

As determinações das razões dos isótopos de chumbo ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) por evaporação de cristais de zircão foi efetuada no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), da Universidade Federal do Pará. A metodologia aplicada nessa análise segue os procedimentos propostos por Köber (1987). As determinações das razões isotópicas foram realizadas utilizando-se de um espectrômetro de massa FINNIGAM MAT 262, onde as intensidades dos diferentes isótopos de Pb emitidos são medidas por um contador de íons, e cada conjunto de 10 varreduras define um bloco de leitura. A partir da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos obtidos define-se a idade para cada uma das etapas de aquecimento (...1000° C, 1500° C). O cálculo da idade (Tabela 5.2) foi feito utilizando o programa Isoplot (Ludwing 2001), onde considera-se as constantes recomendadas por Steige & Jague (1977), sendo a precisão de 2σ (95%) a adotada. A apresentação dos resultados obtidos é feita em diagrama Idade (Ma) *versus* Etapas de Aquecimento, onde cada etapa de aquecimento define um platô de idade.

V.8 - RESULTADOS

Stock Granítico Monte Alto - Amostra 2726 (coordenada UTM 398402 - 8269403) corresponde a um biotita granito portador de uma única população de cristais de zircão constituída por indivíduos que mantém razão largura: comprimento constante de 1:2. Eles apresentam-se como prismas incolores e bem formados e sem inclusões. Seis (6) cristais foram dosados e os dados obtidos forneceram a idade de 905 ± 4 Ma (MSWD= 1.4) (Tabela 5.2, Fig. 5.10A).

Stock Granítico Jundiá - Amostra 2694 (coordenada UTM 388730 – 8269246) corresponde a um biotita granito. A população de cristais de zircão identificada nessa rocha é constituída por indivíduos com fácies cristalinas bem desenvolvidas, incolores e com razão

Zircão	Temperatura (° C)	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	σ 2	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	σ 2	Idade	σ 2
Stock Monte								
Alto		(Am 2726)						
2726/3	1550	40/66	0,000073	0,000006	0,06936	0,00013	909,8	3,7
2726/8	1500	36/44	0,000256	0,000013	0,0692	0,00014	904,9	4,1
2726/11	1500	16/16	0,00017	0,00001	0,06909	0,00023	901,6	6,9
2726/13	1500	30/38	0,00035	0,000003	0,06919	0,0002	904,6	6,0
2726/17	1500	34/34	0,000182	0,000006	0,06919	0,00011	904,7	3,4
2726/18	1500	20/20	0,00018	0,000004	0,06931	0,00029	908,1	8,6
							Idade: 906 2,3 Ma	
Stock Jundiá								
		(Am 2694)						
2694/1	1550	36/70	0,000122	0,000009	0,06916	0,00012	903,6	3,6
2694/3	1500	32/36	0,000124	0,000004	0,0693	0,00014	907,8	4,2
2694/4	1500	42/42	0,000138	0,000020	0,06935	0,00014	909,5	4,1
2694/5	1500	36/44	0,000119	0,000008	0,06925	0,00012	906,5	3,6
							Idade: 906,6 1,9 Ma	
Stock Bolívia								
		(Am 2687)						
2687/3	1500	32/58	0,000162	0,000004	0,06944	0,00032	912,1	9,4
2687/5	1550	30/72	0,000075	0,000006	0,06963	0,00016	917,7	4,6
2687/6	1500	34/48	0,000023	0,000004	0,0695	0,00011	913,8	3,2
2687/14	1500	32/32	0,0001	0,000007	0,06935	0,00015	909,3	4,5
2687/15	1550	14/54	0,00013	0,000003	0,06954	0,00029	915,1	8,6
							Idade: 914 2,6 Ma	
Stock Serras								
		(Am 2698)						
2698/1	1500	40/48	0,000286	0,000011	0,0689	0,00018	895,9	5,5
2698/2	1500	36/72	0,000195	0,000004	0,06882	0,00019	893,5	5,8
2698/3	1500	36/48	0,000313	0,000027	0,06895	0,00022	897,5	6,6
2698/4	1550	54/76	0,000133	0,000013	0,06909	0,00009	901,6	2,8
							Idade: 899 3,2 Ma	
Stock Irmãos								
César		(Am 2693)						
561/4	1500	20/20	0,00006	0,000005	0,06936	0,00014	909,6	4,2
561/8	1500	14/14	0,000063	0,000005	0,06934	0,00017	909,0	5,0
561/9	1500	22/30	0,000054	0,000005	0,06947	0,00017	913,0	4,9
561/10	1450	24/24	0,000057	0,000007	0,06947	0,00019	912,8	5,7
561/21	1500	32/32	0,000051	0,000004	0,06944	0,00018	912,1	5,2
							Idade: 911 2,2 Ma	

Tabela 5.2. Dados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb nas amostras dos *stocks* em estudo. Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida pelo Pb inicial [c].

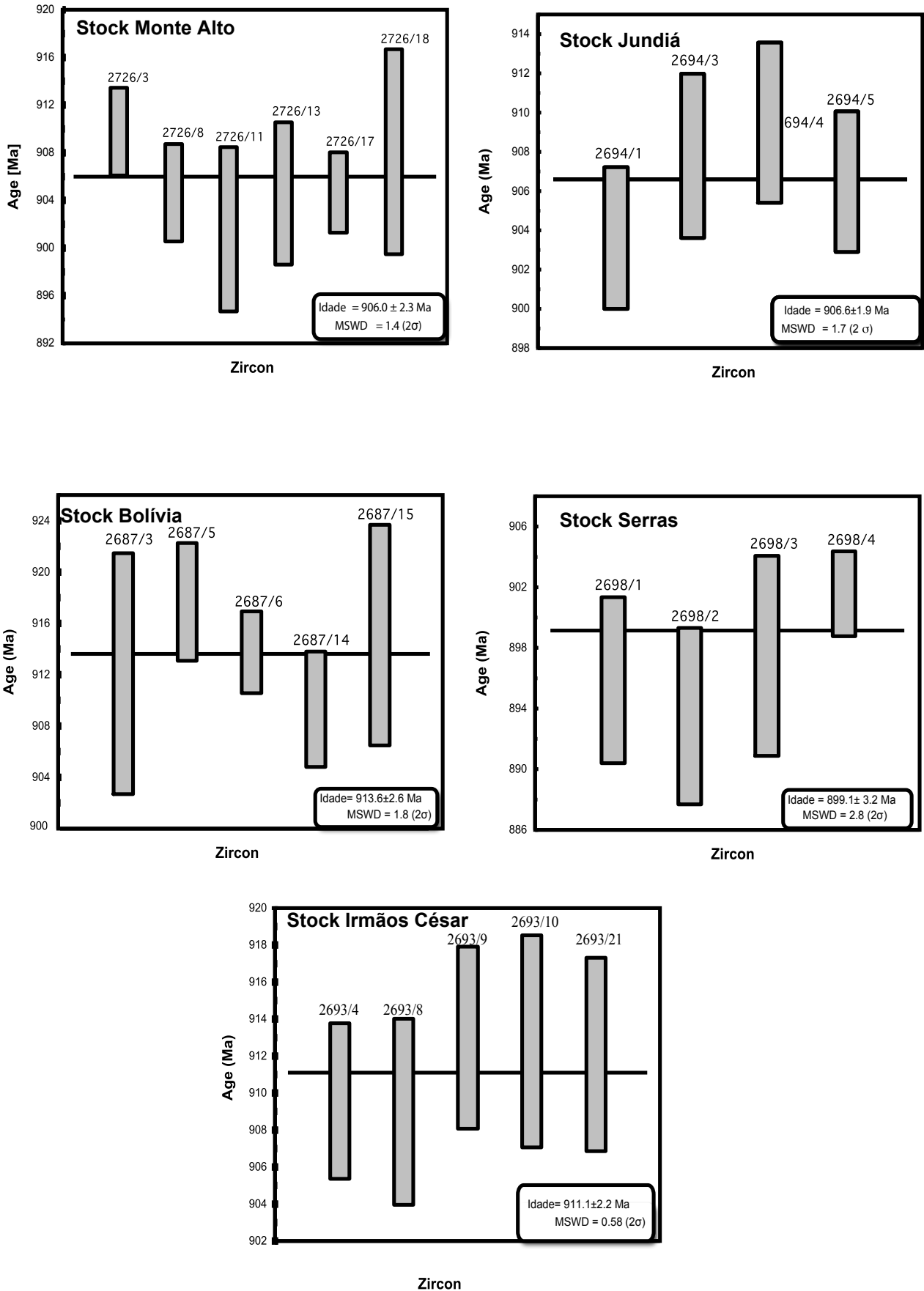


Figura 5.10. Diagrama Etapas de Aquecimento versus Idade para as amostras dos stocks em estudo: Monte Alto, Jundiá, Bolívia, Serras e Irmãos César.

comprimento: largura de 2:3. Os dados obtidos em 4 cristais forneceram para esse *stock* a idade de 907 ± 2 Ma (MSDW=1,7) (Tab. 5.2, Fig. 5.10B).

Stock Granítico Bolívia - Amostra 2687 (coordenada UTM 394473 – 8270045). corresponde a fácies cinza do granito de Bolívia. Os cristais de zircão dessa rocha mostram-se incolor, cristalinos, límpidos, com as arestas dos prismas bem formadas e razão comprimento/largura igual a 3/2. A idade de 914 ± 3 Ma (MSDW=1.8) foi encontrada para essa amostra (Tab. 5.2, Fig. 5.10C).

Stock Granítico Serras - Amostra 2698 (coordenada UTM 394316 – 8275130) representa o granito, cuja população de zircão mostra-se incolor, cristalina, límpida, com prismas bem formados, onde são raras a presença de inclusões vitrosas e fraturas. Para essa rocha foi obtida a idade de $899 \pm 3,2$ Ma (MSDW=2,8) (Tab. 5.2, Fig. 5.10D).

Stock Granítico Irmão César - Amostra 2693 (coordenada UTM 398402 – 8269403) corresponde a granito, onde os cristais de zircão são incolor, cristalinos, límpidos, com os prismas bem formados e apresentam razão comprimento:largura igual a 3:2. A idade de $911 \pm 2,2$ Ma (MSDW=0,58) foi encontrada para essa amostra (Tab. 5.2, Fig. 5.10E).

V.9 - DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Os dados geológicos sobre os *stocks* estudados revelam que eles apresentam formas elipsóides e mostram-se regionalmente alinhados E-W e que eles foram submetidos a deformação posterior as suas cristalizações. Essa deformação é responsável pelo desenvolvimento de estruturas miloníticas nos granitos são compatíveis com as condições metamórficas da Fácies Anfibolito Alto identificadas nos terrenos gnáissico-migmatíticos do Complexo Itapetinga.

A presença abundante de regiões preservadas da deformação nesses corpos tornou possível identificar as suas texturas ígneas, a dominância de granitos e a existência de sienitos subordinados. Assim como, identificar que os cristais de zircão presente nessas rochas são bem formados, pobres em inclusões e não apresentavam sobrecrescimentos, indicativos de recristalização posterior, ou grau de metamitização elevado que pudessem comprometer os resultados geocronológicos.

As idades Pb-Pb em monocristal de zircão obtidas nesse estudo para os *stocks* de Monte Alto (905 ± 4 Ma), Jundiá (907 ± 2 Ma), Bolívia (914 ± 3 Ma), Serras ($899 \pm 3,2$ Ma) e Irmãos César ($911 \pm 2,2$ Ma) mostram-se consistentes, revelam a presença de magmatismo granítico do período Toniano nesse setor da Bahia. Por outro lado, os dados químicos dos granitos são caracterizados por elevados conteúdos elementos traços, particularmente em Nb, Th, Ce, Ti, Ta e ETR comparáveis aqueles de granitos anorogênicos da literatura.

Embora não se tenha dosado o flúor, a presença persistente de fluorita nas rochas revelam que elas tem importante conteúdo de flúor, comum nos granitos anorogênicos.

Loiselle & Wones (1979) introduziu na literatura a terminologia Granito do Tipo A, descrevendo-o como granito anorogênico. Posteriormente Eby (1990, 1992) assinala que esses granitos caracterizam-se por apresentarem altos conteúdos de elementos-traço HFS, riqueza em halogênios (particularmente F), pobreza em H₂O e que esses magmas colocam-se em ambientes anorogênicos (intra-placa ou margens de placa em momentos de calma tectônica durante a subducção). Vários trabalhos discutiram se o caráter anidro nos magmas Tipo A revela fonte anidra, ou se os fluidos foram perdidos posteriormente ou se traduz ainda o baixo conteúdo molar de H₂O relativo a solubilidade inicial no magma (p.ex., Collins et al. 1982; Clemens et al. 1986, King et al. 2001, Dall’Agnol et al. 2005).

Eby (1992) subdivide os granitos do Tipo A em dois grupos distintos, postulando que eles traduzem magmas gerados por distintas fontes. O grupo A1 que ocorre limitado a zonas de riftes continentais associados a *hot spot* ou a plumas e associa-se a magmas básicos. Já o grupo A2 resulta de magmas provenientes da fusão da crosta continental ou a crosta subductada durante colisões entre placas continentais ou em arco de vulcânico. Ao se comparar os dados obtidos nesse estudo, com aqueles estudados por Silva *et al.* (2008) para os granitos anorogênicos de Salto da Divisa (875±9 Ma), localizados a sul, percebe-se a presença de granitos dos tipos A1 e A2 nessa região da Bahia. Estes dados quando associados ao deste estudo sugerem que os granitos anorogênicos desse setor possam representar estágios distintos da evolução do rifte Rio Pardo. Em um primeiro momento posicionam-se granitos anorogênicos A1 (914-900 Ma), com assinatura geoquímica mantélica e, em um segundo momento, após cerca de 30 Ma, posicionam-se granitos anorogênicos A2 (875 Ma), com assinatura crustal.

O intervalo das idades obtidas para os *stocks* de 917 a 899 Ma é compatível com o período definido pelas idades de 906 (Suíte Pedro Lessa, Machado et al 1989) e 875 (Suíte Salto da Divisa, Silva *et al.* 2002, 2008) Ma, como o início do estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí proposto por Pedrosa Soares et al (2007).

V.11 - AGRADECIMENTOS

Os autores expressam o seus agradecimentos pelo apoio do CNPq (RCLM bolsista de doutorado e HC, MLSR, DCR bolsistas de produtividade em pesquisa). Os dados obtidos nesse trabalhos foram suportados pelo projetos MCT/CNPq números 302314/2008-3 e 472950/2009-6.



Capítulo 6 - Stock Nefelina Sienítico de Rio Pardo, Sul da Bahia Geologia e Geocronologia

STOCK NEFELINA SIENÍTICO RIO PARDO, SUL DA BAHIA: GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA

RITA CUNHA LEAL MENEZES^{1,2}, HERBET CONCEIÇÃO^{2,3}, MARIA DE LOURDES DA SILVA ROSA^{2,3}, MARCO ANTONIO GALARZA⁴, DÉBORA CORREIA RIOS^{2,3}, MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA⁴.

1 – Bolsista doutorado MCT/CNPq, Programa de Pós-Graduação em Geologia, IGEO-UFBA. (rclm@cpogg.ufba.br)

2 – Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia. Universidade Federal da Bahia. (dcrios@ufba.br)

3 – Laboratório de Mineralogia e Petrologia Aplicada a Estudos de Proveniência. Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe (herbet@pq.cnpq.br; Irosa@ufs.br)

4 – Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso). Universidade Federal do Pará. (antogt@ufpa.br, moamac@ufpa.br)

VI.1 - RESUMO

O *Stock* Nefelina Sienítico Rio Pardo se localiza na porção sul do alinhamento de rochas alcalinas que constituem a Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA). Esse corpo aflora por 46 km², sendo constituído por vários tipos de sienitos (sienitos, sienitos com nefelina, nefelina sienitos e sodalita sienitos). A idade Pb-Pb obtida em monocristal de zircão para esse *stock* foi de 725 ± 2 Ma, a qual insere-se no intervalo de idades para o magmatismo na parte sul dessa província (732-720 Ma). Os dados químicos de rochas obtidos para esse *stock* o posicionam na suíte alcalina subsaturada em SiO₂ da PASEBA, os conteúdos dos elementos-traço assegura sua afinidade anorogênica e a sua evolução é controlada pela cristalização fracionada se marca por acentuado enriquecimento em Na₂O (até 15%) e Al₂O₃ (até 25%) e marcantes diminuição em SiO₂ (63→45%) e ETR.

Palavras-chave: Idade Pb-Pb, nefelina sienito, sul da Bahia.

VI.2 - ABSTRACT

The Nepheline-bearing Rio Pardo Syenitic Stock is located on the south part of the alkaline rocks alignment which represent the South Bahia Alkaline Province (PASEBA). This stock has an area of almost 46 km², been constituted by many petrographic types of syenites

(syenites, nepheline-bearing syenites, nepheline-syenites and blue-sodalite-syenites). A Pb-Pb single-zircon age of 725 +/- 2Ma age obtained for these rocks is in agreement with the recognized ages of the south part of PASEBA (720Ma to 730Ma). The litogeochemical data obtained for Rio Pardo rocks allow them to be included at the SiO₂ sub-saturated alkaline suite of the PASEBA, and the trace element amounts show their anorogenic affinity. Its evolution is controlled by fractional crystallization process, with a high enrichment on Na₂O (up to 15%) and Al₂O₃ (up to 25%) and an important impoverishment on SiO₂ (63% to 45%) and REE.

Keywords: Pb-Pb age, nepheline syenite, Bahia State.

VI.3 - INTRODUÇÃO

A Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA, Fig. 6.1) constitui um conjunto complexo de corpos alcalinos e o seu significado geotectônico tem variado ao longo das últimas décadas à luz de novos dados geocronológicos e geoquímicos.

As primeiras idades absolutas obtidas para a PASEBA foram fornecidas por Cordani (1973), as quais permitiram estabelecer intervalo de tempo de 490 - 773 Ma para a cristalização desse magmatismo alcalino e correlacioná-lo ao Ciclo Orogênico Brasileiro. Nas duas décadas seguintes outras determinações geocronológicas foram feitas em rochas alcalinas desta província (Lima et al. 1981, Arcanjo 1993, Martins & Santos 1993, Teixeira et al. 1997). Todavia, exceto a idade fornecida por Teixeira et al. (1997), as demais foram obtidas utilizando-se do método geocronológico Rb-Sr e apresentam erros que impediam estabelecer a cronologia de cristalização das intrusões.

A partir de 2002 iniciou-se estudo geocronológico sistemático da PASEBA (Rosa et al. 2002, 2003, 2004, 2005a, 2007) e os dados obtidos até o momento em vários corpos permitiram inferir que o magmatismo alcalino da PASEBA foi ativo por, pelo menos 49 Ma, tendo iniciado a 676 ± 5 Ma (Teixeira et al. 1997) e findado a 732 ± 8 (Rosa et al. 2007). Este trabalho representa mais uma contribuição a geologia e geocronologia da PASEBA e nele são apresentados e discutidos a idade Pb-Pb em monocristal de zircão e novos dados geoquímicos para o *Stock Nefelina Sienítico* Rio Pardo.

VI.4 - PROVÍNCIA ALCALINA DO SUL DO ESTADO DA BAHIA

As rochas alcalinas do sul da Bahia são conhecidas de longa data e a sua primeira citação científica foi feita por Fujimori (1967). Posteriormente, vários trabalhos de geologia básica foram realizados nesta região da Bahia, tendo sido Silva Filho et al. (1974), quando da confecção do mapa geológico do setor sul desse estado (escala 1:250.000), os

responsáveis por integrar os dados disponíveis dessas rochas alcalinas e reuni-las sob a terminologia de Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia.

A PASEBA (Fig. 6.1) ocorre como uma faixa de 250 km alinhada NE-SE, apresentando área de aproximadamente 6.500 km². Ela congrega batólitos (Itabuna, Floresta Azul, Serra das Araras e Itarantim), *stocks* (Rio Pardo, Itajú do Colônia, Serra da Gruta, dentre os mais conhecidos) e numerosos diques alcalinos. O alinhamento regional NE-SE destes corpos (Fig. 6.1) foi atribuído por Mascarenhas & Garcia (1987) como resultado de controle estrutural e interpretado como a presença de zona de cisalhamento antiga e profunda que condicionou a colocação destes magmas alcalinos, posteriormente no Neoproterozóico.

O embasamento da PASEBA é constituído por dois tipos terrenos metamórficos distintos que fazem contato pela falha Planalto-Potiraguá (Fig. 6.1). Na parte norte, tem-se terrenos granulíticos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, que reuni vários complexos arqueano-paleoproterozóicos. Ao sul desta província o embasamento é constituído por terrenos gnáissico-migmatíticos que são reunidos sob a terminologia de Complexo Itapetinga (Souza et al. 2003). Além das rochas metamórficas ocorre limitado à parte norte da PASEBA magmatismo basáltico toleítico fissural, datado de 1078 - 1012 Ma e interpretado por como evidência do período distensivo (D'Agrella Filho et al. 1990). Os metassedimentos do Grupo Rio Pardo fazem-se presentes na região sul da PASEBA. A idade de sedimentação desse grupo é ainda objeto de debate. Karmann (1987) aponta que a sua sedimentação tenha ocorrido entre 1000 – 650 Ma. Todavia, a existência de seixos de sodalita sienitos no conglomerado Panelinha (Rosa et al. 2007), que corresponde à base do Grupo Rio Pardo, evidencia a deposição desses sedimentos tenha idade máxima contemporânea ao magmatismo alcalino da PASEBA.

A colocação dos magmas alcalinos da PASEBA, nesta região do Cráton do São Francisco, é ainda um tema de debate. Teixeira et al. (1997) com base em dados geocronológicos e estruturais associou a intrusão dos magmas dessa província, como tendo ocorrido entre 676-570 Ma, durante a colisão da Faixa Araçuaí com o Cráton do São Francisco. Rosa et al. (2003, 2007) baseando-se em novos dados geocronológicos e geoquímicos propõem que a colocação desses magmatismo alcalino tenha se processado entre 732-676 Ma, em ambiente anorogênico e correlacionada à formação do rifte Rio Pardo, que se instala concomitante com a desagregação do continente Rodínia.

Os maciços alcalinos da PASEBA são constituídos principalmente por nefelina sienito e sienito, onde a nefelina de cor verde e a sodalita de cor azul são os principais feldspatóides presentes. Granitos, dioritos e monzonitos são igualmente presentes, particularmente nos

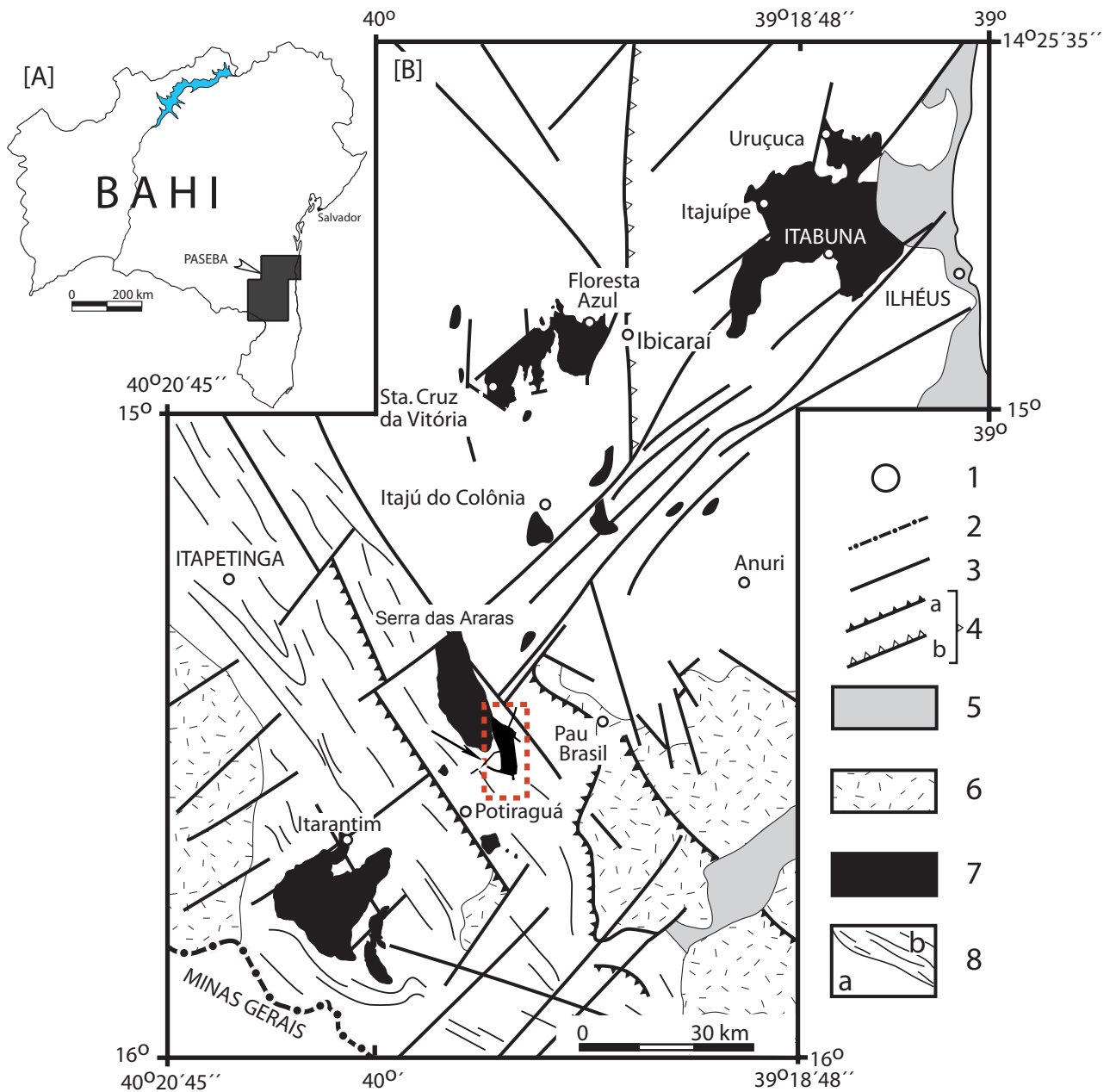


Figura 6.1 - Localização da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia - PASEBA [A]. Mapa geológico simplificado da PASEBA [B], após Rosa et al. (2004), com a localização do Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo [retângulo vermelho]. Cidade [1], limite interestadual [2], fratura/falha [3], falha de cavalgamento [4], sedimentos recentes [5], Grupo Rio Pardo [6], rochas alcalinas da PASEBA [7], Complexo Itapetinga [8b], Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá [8a].

corpos da porção norte desta província. Diques de traquito, fonolito e basalto são usualmente encontrados em todos os corpos.

O magmatismo PASEBA é de natureza alcalina miasquítica e os dados químicos disponíveis evidenciam que existem duas suítes alcalinas distintas nessa província (Fig. 6.2). Uma subsaturada SiO_2 que reuni o maior número de corpos e tem seus termos mais diferenciados evoluindo para sodalita sienitos. E, outra, saturada em SiO_2 , representada pelo Batólito Quartzo Sienítico Serra das Araras e pela intrusão granítica do Complexo Alcalino Floresta Azul que evoluem para diferenciados graníticos. Os dados de elementos-traço disponíveis para ambas as tendências encontradas para os corpos da PASEBA indicam trata-se de magmatismo anorogênico, com assinatura IOB (Rosa et al. 2007).

VI.5 - LOCALIZAÇÃO E HISTÓRICO

O *Stock* Nefelina Sienítico Rio Pardo (SRP) é um corpo alongado NS (Fig. 6.3), com 46 km^2 , que aparece na paisagem regional como um conjunto de morros com cotas máximas de até 370 m de altura. Ele situa-se no município de Itapetinga e localiza-se a cerca de 4 km a nordeste da cidade de Potiraguá.

Souto (1972) foi o primeiro a fornecer um mapa geológico para a região em estudo. Nele as rochas alcalinas o SRP aparecem como um conjunto de três pequenos corpos isolados. Isto provavelmente refletiu a dificuldade de acesso aos afloramentos quando de seu estudo. Todavia, nas décadas seguintes, a substituição da cultura cacaueteira por pastagens para a criação de gado ocasionou importante desmatamento neste setor da Bahia. Este fato possibilitou a Menezes (2005) realizar mapeamento de detalhe (escala de 1:25.000) nessa região. Entre os dados isotópicos obtidos por Cordani (1973) para as rochas do sul da Bahia existem duas idade de 766 ± 40 e 765 ± 40 (amostras S-88-A e POTIG- 3), obtida pelo método K-Ar em cristais de anfibólio provenientes de rochas sieníticas e uma idade de 727 ± 11 (amostra BA-69-17F) adquirida pelo mesmo método em cristais de sodalita.

VI.6 - GEOLOGIA, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

O SRP faz contato por falhas com os terrenos granulíticos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, com o Batólito Quartzo Sienítico Serra das Araras e com o Complexo Gabro-Anortosítico Rio Pardo (Fig. 6.3). Embora os contatos por falhas sejam nítidos em fotos aéreas e imagens de satélite, não se identificou nestes sienitos estruturas tectônicas controladas por esses falhamentos. Este fato levou a Menezes (2005) a interpretar que a colocação deste *stock* se processou em regime distensivo. Em vários afloramentos constata-se a presença de foliação magmática que se expressa pelo alinhamento de prismas de feldspatos alcalinos e pela orientação de aglomerados de minerais máficos.

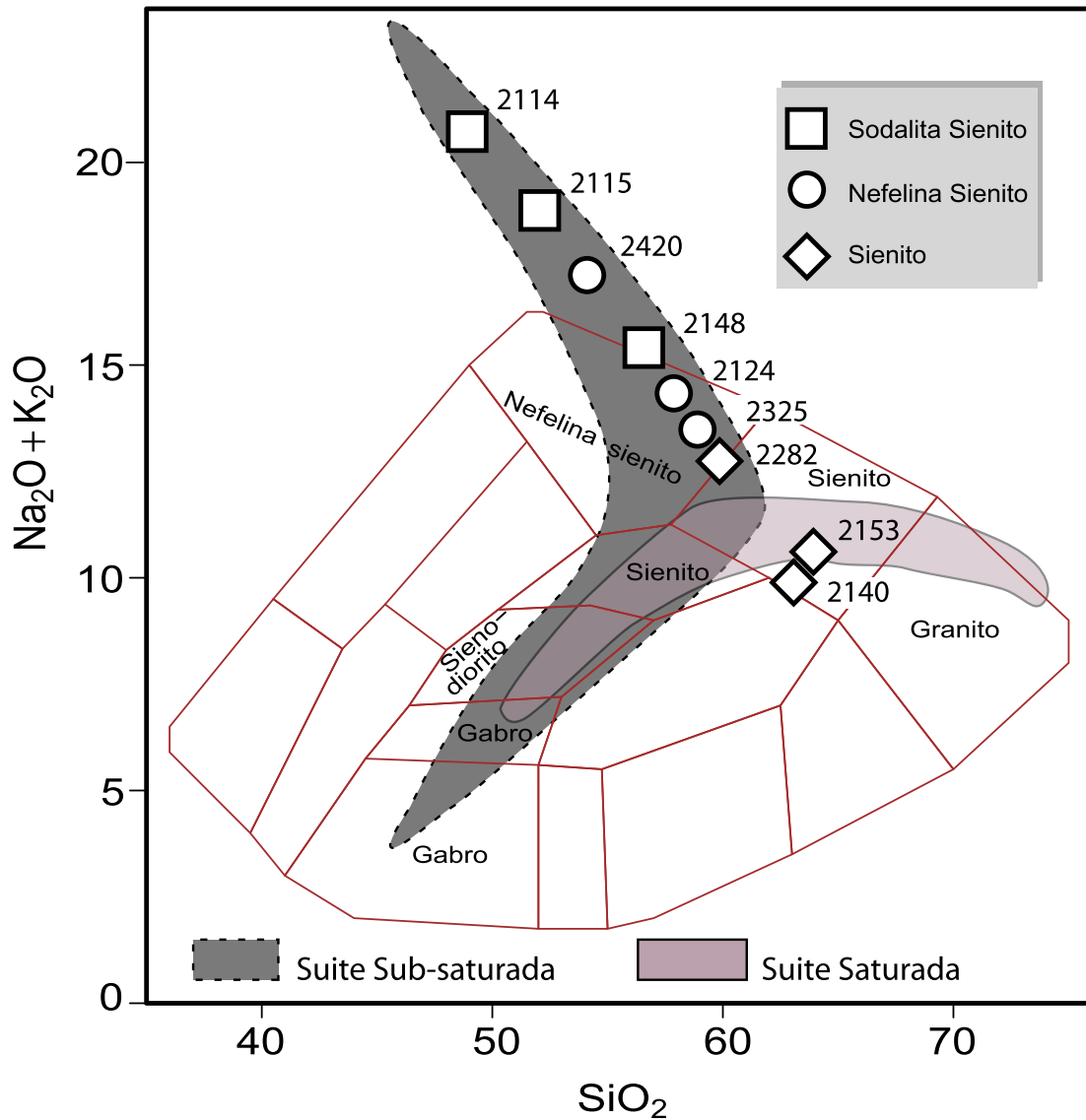


Figura 6.2. Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 com os campos de Cox et al. (1979), apresentando as tendências evolucionais das diferentes suítes alcalinas da Província Alcalina do Sul da Bahia. Nele são igualmente lançadas amostras representativas das diferentes fácies petrográficas do Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo.

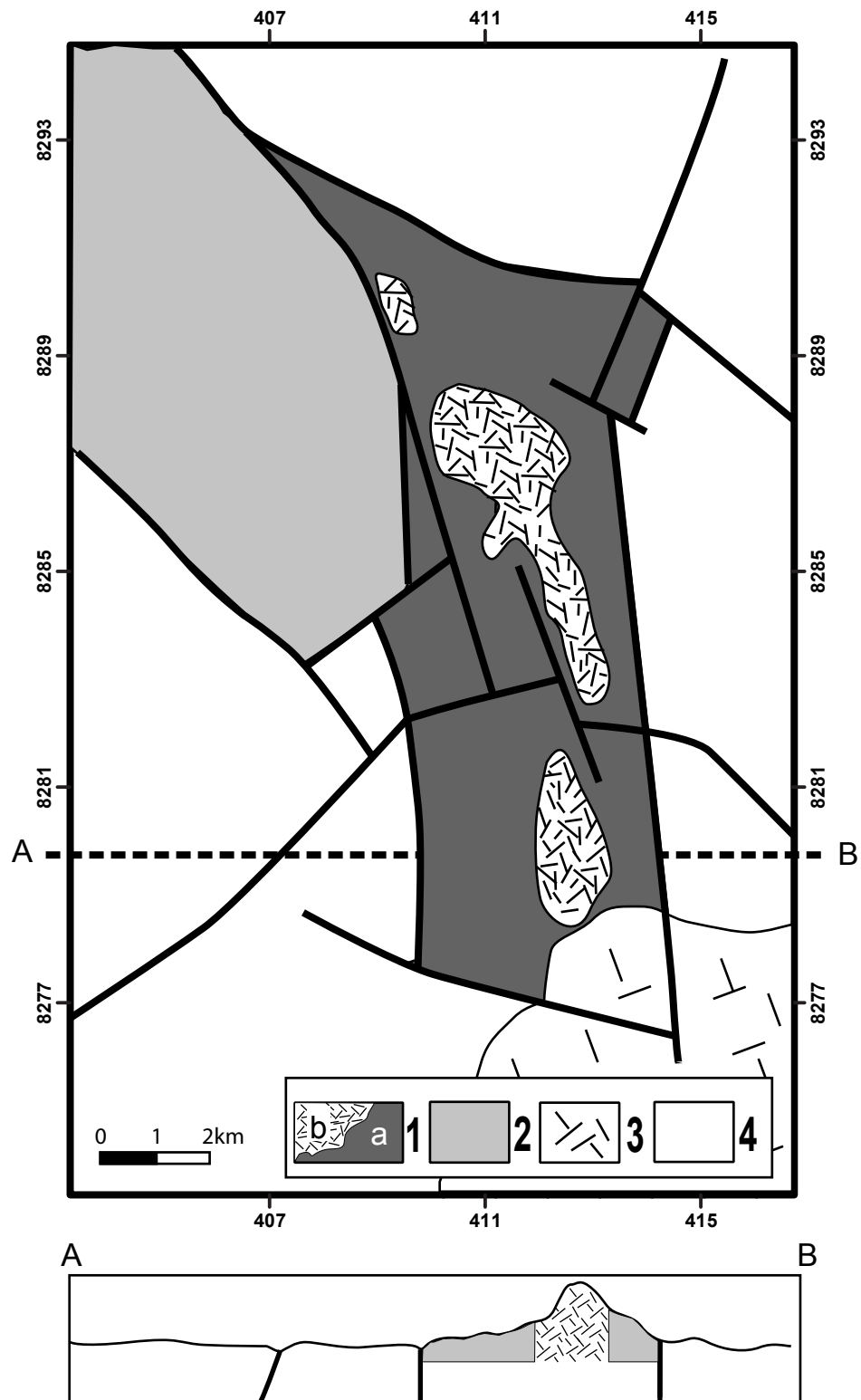


Figura 6.3. Mapa geológico simplificado do Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo e perfil esquemático AB. [1] Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo (b = nefelina sodalita sienitos e a = nefelina sienitos), [2] Batólito Quartzito Sienítico Serra das Araras, [3] Complexo Gabro-Anortosítico Rio Pardo e [4] embasamento metamórfico.

Este *stock* é essencialmente constituído sienitos, existindo diques de fonólito, basalto e de pegmatitos alcalinos. Observou-se que os diferentes tipos de sienitos (sienitos, sienitos com nefelina, nefelina sienitos e sodalita sienitos) tendem a mostrar variação vertical no interior do SRP. Na base, cota de 200 m, dominam sienitos e sienitos com nefelina. Os contatos entre estes dois tipos de sienitos não são possíveis de se delimitar na escala em que foi feito o mapeamento (1:25.000). Estas rochas apresentam texturas semelhantes, distinguindo-se entre si pela presença da nefelina intersticial, que devido a sua cor verde intensa é facilmente identificada em campo. Esses sienitos caracterizam-se pela granulação média a grossa, presença de cristais subédricos a euédricos de feldspato alcalino pertítico, os quais podem apresentarem-se com disposição aleatória (angular ou triangular) ou alinhados ao fluxo magmático. Os minerais máficos dominantes são biotita, aegirina-augita e hornblenda.

Os nefelina sienitos são os mais abundantes no SRP a partir da cota de 200 m. Eles apresentam granulação variando de média a grossa. Os cristais prismáticos de feldspatos alcalinos ocorrem pertítico ou antipertítico e a nefelina situa-se sempre nos interstícios, sendo com frequência substituída por cancrinita. A sodalita ocorre raramente, sempre intersticial e, aparentemente, substitui a nefelina. Os minerais máficos identificados são taramita, annita e minerais opacos. Titanita, calcita, apatita, zircão e pirita ocorrem como minerais acessórios.

A partir da cota de 260 m até o topo dos morros constata-se nos nefelina sienitos o aumento do volume da nefelina (até 40%), assim como o tamanho dos cristais, o que faz com que essas rochas passem a apresentar granulação grossa a pegmatítica. Nelas a nefelina ocorre como cristais subédricos a anédricos, por vezes incluindo cristais de feldspato alcalino pertítico.

Encaixado em nefelina sienitos tem-se com frequência os sítios mineralizados em sodalita sienito de cor azul que raramente atingem 1 km² e apresentam relações de contato complexas com os nefelina sienitos encaixantes. Os corpos de sodalita sienitos mineralizados têm formas variadas. Eles podem ser irregulares e apresentarem contatos difusos com os nefelina sienitos encaixantes ou ocorrem como faixas, com espessuras variáveis, as quais mostram contatos bruscos definidos com os sienitos encaixantes. O sodalita sienito nesses sítios tem valor comercial quando o volume da sodalita de cor azul ultrapassa 20%. Estes sodalita sienitos apresentam granulação grossa, normalmente estão presentes cristais de feldspatos alcalinos (pertítico e antipertítico) subédricos, têm como máfico dominante a annita usualmente acompanhada por cristais de magnetita e titanita e mais raramente aegirina. Os cristais de sodalita são anédricos e ocorrem reunidos em agregados que podem atingir até 10 cm de diâmetro. Cristais de zircão com até 4 cm

normalmente são encontrados em pegmatitos. Nessas rochas é abundante a presença de bolsões pegmatíticos, assim como de diques centimétricos ou de vênulas de carbonatito. A complexibilidade das relações entre os nefelina e sodalita sienitos têm levado a diversos autores que estudam estas rochas a sugerirem que a sodalita azul se forme nas rochas da PASEBA de duas formas (Cunha 2003, Menezes 2005): autometassomática, reação entre a nefelina e fluido peralcalino e rico em cloreto, e magmática, sodalita cristalizada diretamente a partir de magma fonolítico.

Os dados químicos de rochas do SRP (Tab. 6.1) posicionam as amostras no diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Fig. 6.2) na suíte subsaturada em SiO_2 da PASEBA, e as rochas ocupam os campos dos sienitos, nefelina sienitos, e os sodalita sienitos mostram conteúdos total de álcalis muito elevados, o que faz com que essas rochas fiquem fora dos campos definidos pelo diagrama. A evolução química apresentada por esse stock (Fig. 6.2), similar a encontrada em outros corpos da PASEBA (Oliveira 2003, Peixoto 2005), e se marca por aumento acentuado nos conteúdos de Al_2O_3 (16→25%), Na_2O (5→15%) e decréscimo em SiO_2 (63→45%) o que é seguido pelos demais elementos maiores. Esse comportamento foi interpretado por Menezes (2005) como resultante de fracionamento contínuo clinopiroxênio e minerais acessórios. Os dados de isótopos de C e O obtidos em cristais de calcita intersticiais nessas rochas apresentam assinatura isotópica mantélica (Rosa et al. 2005b), o que é indicativo que a cristalização fracionada nesse stock processou-se em ambiente fechado.

Os valores elevados de alguns elementos-traço diagnósticos (Tab. 6.1), como Nb (até 139 ppm) e Zr (até 401 ppm), são característicos de rochas alcalinas anorogênicas. O valor do somatório dos ETR situam-se entre 81-180 ppm para os sienitos com nefelina, 157-312 ppm para os nefelina sienitos e em torno de 4 ppm para os sodalita sienitos, evidenciando tendência de diminuição dos conteúdos desses elementos no final da diferenciação. Por outro lado, constata-se que os sienitos com nefelina tendem a apresentar anomalia positiva em Eu (Fig. 6.4), indicando acumulação de feldspato, enquanto que nos nefelina sienitos tem-se bem marcada a anomalia negativa em Eu indicando fracionamento de feldspato. Já os sodalita sienitos mostram um padrão monótono para os espectros dos ETR com fraca anomalia positiva em Eu.

VI.7 - MÉTODOS ANALÍTICOS

Utilizou-se três amostras nesse estudo. Duas delas corresponderam a fragmentos de grandes cristais de zircão (até 4 cm) de pegmatitos nefelina sieníticos, os quais não forneceram Pb suficiente para determinação da idade. A terceira rocha selecionada (Amostra 2144) corresponde a um sodalita sienito (coordenadas UTM 409127 - 8290378) de

	2114	2115	2144	2420	2124	2325	2140	2282	2153
Litologias	So-S	So-S	So-S	Ne-S	Ne-S	Ne-S	Sienito	Sienito	Sienito
SiO ₂	45,4	49,8	54,8	53,6	57	59,3	62,2	60	63,2
TiO ₂	0,2	0,22	0,45	0,1	0,54	0,61	0,85	0,98	0,83
Al ₂ O ₃	25,1	24,6	22,7	25,8	22	19,5	16,7	18,1	17,4
Fe ₂ O ₃	0,7	1,1	0,91	1,3	1,4	2,2	6,2	4,7	4,8
FeO	1,6	1,6	1,71	0,56	1,7	3,2	0,85	0,28	0,28
MnO	0,06	0,06	0,12	<0,1	0,11	0,52	0,21	0,13	0,19
MgO	< 0,10	< 0,10	0,18	0,05	0,25	0,17	0,74	0,94	0,59
CaO	0,54	0,41	1	0,54	1,2	1,6	1,1	2,4	1,4
Na ₂ O	15,8	13,2	8,9	12,2	7,3	6,8	5,8	7	5,9
K ₂ O	3,5	4,8	6,1	4,8	6,8	6,8	3,9	5,7	4,6
P ₂ O ₅	0,013	< 0,01	0,04	0,026	0,089	0,25	0,48	0,45	0,33
H ₂ O(+)	0,41	0,56	1,51	0,59	0,7	0,6	0,26	0,82	0,55
H ₂ O(-)		0,27	0,98	0,17	<0,01	0,17	0,98	< 0,01	<0,01
CO ₂	0,9	0,92	0,13	2,4	0,43	0,72	0,34	1,2	0,52
Total	94,22	97,54	99,53	102,14	99,52	102,44	100,61	102,7	100,59
Ba	42	99	48	47	866	678	2748	3503	608
Rb	69	104	136	107	127	121	51	77	10
Sr	64	93	118	142	621	238	351	367	719
Y	5	3	15	9	32	27	41	30	4
Zr	28	49	251	140	242	401	95	112	183
Nb	12	25	132	33	139	137	21	32	<5
Th	< 5	< 5	<5	17	<5	14	6	< 5	<5
Pb	< 5	< 5	162	< 5	391	< 5	2095	7	1421
Zn	29	29		17		68		63	
Cu	5	5	4	4	5	4	8	30	9
Ni	4	4	5	< 2	<2	< 2	7	7	3
Cr	3	3	30	5	23	2	46	16	17
V	< 8	< 8	12	< 8	11	< 8	13	39	39
Ta	< 5	< 5	<5	< 5	11	10	<5	< 5	<5
Ga	33	33	20	23	26	26	37	35	23
Co	5	6	4	< 2	3	< 2	4	4	6
S	152	183	272	95	<50	163	58	203	153
Sc	< 10	< 10	<10	< 10	<10	< 10	14	< 10	<10
F	150	110	310	300	100	720	220	850	190
Cl	> 5000	> 5000	>5000	>5000	673	513	65	98	95
La	1,264	1,46	22,82	100,800	55,120	44,99	37,36	18,614	33,84
Ce	2,550	2,09	31,21	180,700	110,300	89,98	78,71	37,783	65,56
Nd	0,560	0,781	6,03	23,890	40,070	17,8	40,04	15,157	31,08
Sm	0,105	0,102	0,89	3,458	7,892	1,788	8,94	3,739	6,61
Eu	0,050	0,039	0,21	0,601	1,435	0,624	2,26	2,297	3,24
Gd	0,097	0,098	0,51	1,704	5,469	1,295	6,47	1,987	4,83
Dy	0,078	0,074	0,26	0,683	3,139	0,536	3,80	0,927	2,87
Ho	0,014	0,010	0,05	0,122	0,551	0,099	0,68	0,171	0,50
Er	0,031	0,023	0,10	0,260	1,217	0,21	1,51	0,391	1,20
Yb	0,031	0,020	0,08	0,288	0,780	0,219	0,83	0,253	0,70
Lu	0,012	0,013	0,02	0,150	0,151	0,063	0,13	0,035	0,10
ΣETR	4,792	3,58	62,18	312,656	226,124	157,604	180,73	81,354	150,53

Tabela 6.1 - Dados químicos para as rochas do stock de Rio Pardo. Sodalita Sienito (So-S), Nefelina Sienito (Ne-S) e Sienito (S).

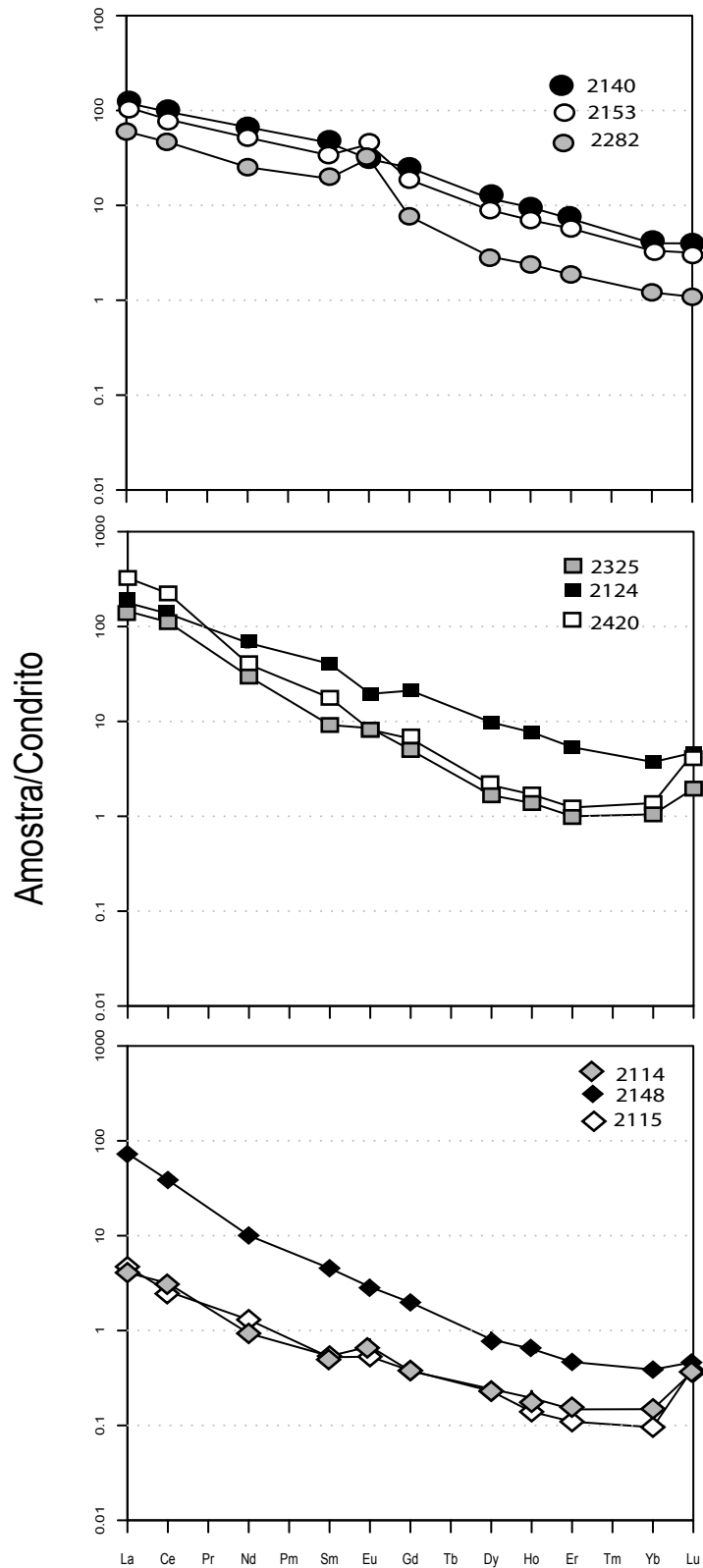


Figura 6.4- Espectros dos Elementos Terras Raras de amostras representativas do *Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo*. Normalização segundo Eversen et al. 1978.

granulação grossa e cor azul, cujos cristais de zircão selecionados mostravam-se bem formados, com as fácies bem definidas, de cor castanha clara e translúcidos, classificados como do tipo D segundo a tipologia de Pupin (1980), característico de rochas alcalinas.

A sistemática utilizada para separar os cristais de zircão a serem analisados seguiu os seguintes procedimentos. Inicialmente a amostra quebrada manualmente, com auxílio de um martelo, retirando-se frações da rocha onde os cristais de zircão. Em seguida estas frações foram fragmentadas em graal de ágata. Por último, com a ajuda da lupa binocular foi feita a seleção dos cristais de zircão da fração pesada. Os cristais selecionados foram depositados em uma lâmina delgada com óleo, onde foram identificados e numerados e fotografados. Os melhores cristais foram selecionados para serem analisados.

A determinação da idade Pb-Pb por evaporação em cristais de zircão foi efetuada no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. A metodologia utilizada é aquela estabelecida por Köber (1987). As análises foram realizadas em espectrômetro de massa FINNIGAM MAT 262, onde as intensidades dos diferentes isótopos de Pb emitidos são medidas por um contador de íons, sendo que um conjunto de 10 varreduras define um bloco de leitura. A partir da média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos define-se a idade de cada etapa de aquecimento. Esses dados são representados em diagrama Idade (Ma) *versus* Etapas de Aquecimento, onde cada etapa de aquecimento define um platô de idades. Para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram utilizadas as constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1977), sendo a precisão de 2σ (95%). A idade foi determinada utilizando-se do programa Isoplot (Ludwing 2001).

VI.8 – RESULTADO E DISCUSSÕES

Foram analisados da amostra 2144 um total de 11 fragmentos de cristais de zircão translúcidos cujas cores variavam de castanho-claro a escuro, sem inclusões e as suas granulações situavam-se entre 0,3 mm e 0,5 mm. Apenas 4 dos fragmentos emitiram Pb suficiente durante o processo analítico os quais forneceram uma idade de 725 ± 2 Ma e MSWD= 1,4 (Fig. 6.5, Tab. 6.2).

Ao se comparar as idades obtidas pelos métodos Pb-Pb e U-Pb em monocristais de zircão em sienitos da PASEBA constata-se que os dois métodos geocronológicos utilizados têm fornecido resultados similares (e.g. Rosa et al. 2007). Este fato permite interpretar que a idade de 725 ± 2 Ma definida para o SRP corresponda a de cristalização de suas rochas. A idade obtida é concordante com aquela de 727 ± 11 Ma, obtida por Cordani (1973) pelo método K-Ar em cristal de sodalita desse stock.

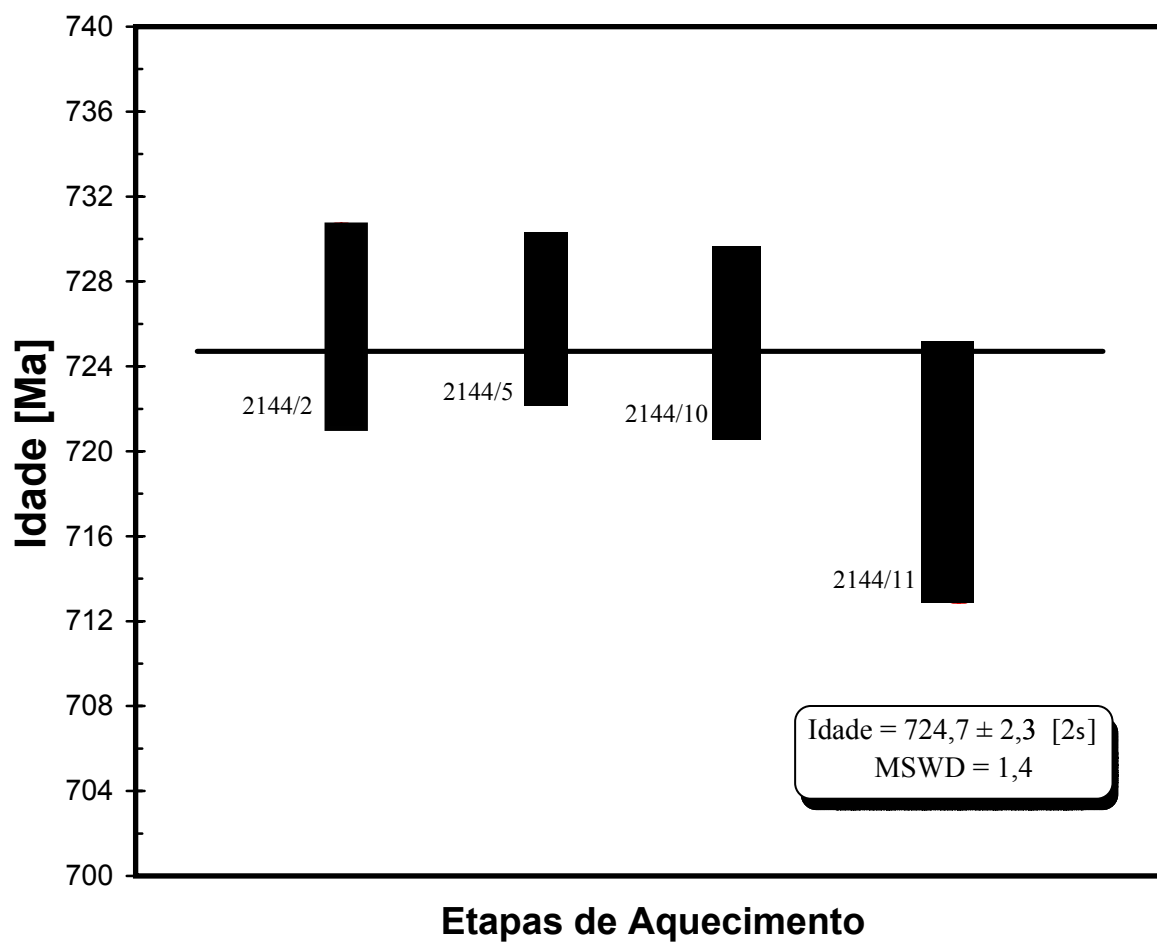


Figura 6.5 - Diagrama Etapas de Aquecimento versus Idade para as amostras do Stock Nefelina Sienítico Rio Pardo.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
2144/1	*1450	0/10	0,000191	8	0,00000	0	0,06552	39	0,06248	45	691	15
2144/2	1450	16/16	0,000203	9	0,00000	0	0,06625	32	0,06352	16	726	5
	1550	8/8	0,000204	36	0,00000	0	0,06643	16	0,06349	55	725	18
2144/4	#1450	0/16	0,005634	405	0,00000	0	0,14291	79	0,06268	24	698	82
	#1500	0/30	0,001783	15	1,28632	381	0,08948	27	0,06285	33	703	11
2144/5	*1450	0/32	0,000181	29	0,00000	0	0,06567	31	0,06267	41	697	14
	1500	38/38	0,000091	6	0,00000	0	0,06489	13	0,06353	13	726	4
	#1550	0/8	0,001061	484	0,00000	0	0,07311	268	0,05768	768	518	292
2144/7	#1450	0/40	0,001665	46	0,95785	984	0,08653	56	0,06220	49	681	17
	#1500	0/34	0,000721	21	0,72874	239	0,07351	25	0,06284	5	703	17
	#1550	0/18	0,000747	27	0,73852	1195	0,07298	29	0,06289	114	705	39
2144/9	*1450	0/8	0,000157	13	0,00000	0	0,06250	102	0,06023	215	612	77
	*1500	0/8	0,000168	48	0,00000	0	0,06499	51	0,06257	86	694	29
2144/10	1450	28/28	0,000125	8	0,00000	0	0,06525	12	0,06352	17	726	6
	1500	14/14	0,000223	18	0,00000	0	0,06689	59	0,06347	22	724	7
2144/11	1450	6/6	0,000377	2	0,00000	0	0,06876	17	0,06331	17	719	6
		110/314									Idade média =	725
												2

Tabela 6.2 - Dados analíticos obtidos pelo método Pb-Pb na amostra 2144. Resultados desconsiderados no cálculo da idade [*= etapa de evaporação eliminada subjetivamente, # =etapa de evaporação eliminada por elevada razão 204Pb/206Pb]. Razão 207Pb/206Pb corrigida para Pb inicial [c].

As idades Pb-Pb atualmente disponíveis para os corpos alcalinos da parte sul da PASEBA (739 ± 9 Ma - Batólito Quartzo Sienítico Serra das Araras, Rosa et al. 2005a; 720 ± 9 Ma - Batólito Nefelina Sienítico Itarantim, Rosa *et al.* 2004) evidenciam que as intrusões dos magmas alcalinos dessa província iniciaram-se nesse setor. E, a colocação dos corpos da parte norte processou-se posteriormente entre 693 ± 3 Ma (Complexo Alcalino Floresta Azul, Rosa et al. 2003) e 676 ± 6 Ma (Batólito Sienítico Itabuna, Teixeira et al. 1997). Estes dados revelam ainda que o *Stock* Nefelina Sienítico Rio Pardo tem sua cristalização contemporânea àquela do Batólito Nefelina Sienítico Itarantim, localizada a 20 km a sul.

Em resumo, a idade do *Stock* de Rio Pardo situa-se no intervalo de idades estabelecido por Rosa et al. (2002) para o magmatismo alcalino anorogênico da PASEBA (739 – 676 Ma). Este magmatismo alcalino subsaturado em sílica caracteriza a existência de um período distensivo neste setor do Cráton do São Francisco por pelo menos 60 Ma, que precedeu a Colisão Araçuaí (~ 550 Ma), e que coincide com o período final de fragmentação do Rodínia.

VI.9 - Agradecimentos

O desenvolvimento das pesquisas na Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia tem sido possível graças aos apoios recebidos do MCT/CNPq (Processo 471445/03-7), da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, CAPES e FINEP. Aos revisores da RBG pelas sugestões.



A partir dos dados e discussões apresentados nos capítulos anteriores, algumas considerações finais podem ser feitas para os stocks da região sul do Estado da Bahia envolvidos nesta pesquisa. Chama-se a atenção para o volumoso e diversificado magmatismo neoprotozoico, onde diferentes tipos plutônicos afloram numa superfície relativamente pequena (Fig. 3.2). Em campo separam-se rochas sieníticas, foid sieníticas, graníticas, anortosíticas, traquíticas e fonolíticas encaixadas em gnaisses migmatíticos e granulitos de idade arqueano-paleoproterozóica, em estreita relação com o conjunto de falhas Planato-Potiraguá.

- (1) As rochas neoproterozóicas intrusivas na porção sul do estado da Bahia alojam-se em rochas arqueano-paleoproterozóicas e relacionam a pulsos magmáticos distintos: o mais antigo (911 - 899 Ma) anorogênico, composto por granitos metaluminosos e peraluminosos que engloba os stocks de Monte Alto, Jundiá, Serras, Bolívia e Irmãos César; o segundo mais recente (730 – 690 Ma) constituído por sienitos, nefelina sienitos e sodalita sienitos que definem o *stock* de Rio Pardo, também correlacionados a ambiente anorogênico.
- (2) O conjunto de stocks graníticos exhibe característica de elementos-traços que a enquadra nos critérios que definem os granitos do tipo A de fonte mantélica, de acordo com Whalen et al. (1987) ou Eby (1990), incluindo altos teores de ETRLeves e HSFE, enriquecimento em ferro e caráter predominantemente metaluminoso, embora termos peraluminosos possam ocorrer.
- (3) As rochas sieníticas que compõem o *Stock* de Rio Pardo Os elevados valores de Nb (139 ppm) e Zr (ate 401 ppm) encontrados nas rochas do SRP, caracterizam-nas como alcalinas anorogênicas, originadas a partir de magma fonolítico.
- (4) As idades Pb-Pb em monocristal de zircão obtidas para os *stocks* Rio Pardo (725 ± 2 Ma), Monte Alto (905 ± 4 Ma), Jundiá (907 ± 2 Ma), Bolívia (914 ± 3 Ma), Serras ($899 \pm 3,2$ Ma) e Irmãos César ($911 \pm 2,2$ Ma) mostram-se consistentes, confirmando a presença de distintos magmatismos granítico e sienítico do período Criogeniano (Rio Pardo) e Toniano nesse setor da Bahia.
- (5) Os dados de isotópicos aliados aos dados geoquímicos de rochas dos diferentes *stocks* enfocados nesta pesquisa permitem correlacionar esses magmas saturados e subsaturados em SiO₂ como o início do estágio de rifte associado a desfragmentação de Rodínia.



Capítulo 8 - Referências Bibliográficas

A

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(4): 349-364.
- Almeida F.F.M & Litwinski N.1984. Província Mantiqueira. *In: F. F. M. Almeida & Y. Hasui (eds). O Pré-Cambriano do Brasil*. Brasil, Edgard Blucher, pp.: 282-369.
- Arcanjo J.B.A. 1997. *Folha Itabuna*. Brasília, MME-SMM-CPRM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 228 p.
- Arcanjo J. B. A., Barbosa J. S. F., Oliveira J. E. 1992. Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do arqueano/proterozóico inferior da região de Itabuna - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**(1): 47-55.
- Aragão J. O. 2005. Aspectos Geológicos, Petrográficos e Geoquímicos do Stock Nefelina-Sienítico Serra da Gruta, Sul da Bahia. Trabalho Final de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 88 p.

B

- Barbosa de Deus P., Rangel P.A., Silveira W.P., Viana I.A., Alecrim J.D., Villas Boas A., Pamponet L.T.C., Araújo J.B.,Rodrigues J.B., Cardoso P.C.S., Vasconcellos H.G., Garrido I.A.A., Ribeiro W., Bezerra A.T., Rego J.E., Silva N.S., Siqueira L.P., Bezerra J.C.L., Souto P.G. 1976. *Textos e fichas petrográficas*. *In: Projeto Rochas Alcalinas de Itarantim -Fase I – SME-CPM*, Salvador, 160 p.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Res.*, **133**:1-27.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (Eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. Edição Especial*, SICM/SGM, Salvador, 400p.
- Barbosa J.S.F., Corrêa Gomes L.C., Marinho M.M., Silva F.C.A. 2003. Geologia do Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**(1-Suplemento):33-47.

Barbosa J.S. F. 1990. The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil – Na expression of Archean-Proterozoic plate convergence. *In: Vielzeuf D. & Vidal Ph. (eds.). Granulites and crustal evolution.* Dordrecht, Kluwer, pp.: 195-221.

Barbosa J.S.F. 1986. *Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia Brésil.* Tese de Doutorado. Academie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 401 p.

Bernat M., Cordani U.G., Kawashita K. 1977. Ages $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des massifs alcalins du sud de l'état de Bahia (Brésil). *Cashiers ORSTOM, Série Geologie, France*, **9**:35-43.

Bordini R.M. 2004. Geologia do Maciço Anortosítico de Potiraguá, Sul da Bahia. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., Universidade Federal da Bahia, 142 p.

Bordini R.M., Cruz M.J.M., Burgos C.M. 2002. Geochemical and structural characteristics of different types of anorthosite in the São Francisco Craton, South Bahia, Northeast Brazil. *In: SBG, Cong. Bras. de Geol.*, 41, João Pessoa-PB, *Anais*, p.415.

Brito Neves B.B., Cordani U.G., Torquato J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. *In: H. A. V. Inda & F. B. Duarte (eds) Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, SME-CPM*, **3**:1-80.

C

Celino J.J., Botelho N.F., Pimentel M.M. 2000. Genesis of Neoproterozoic granitoid magmatism in the eastern Araçuaí Fold Belt, eastern Brazil: Field, geochemical and Sr-Nd isotopic evidence. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):135-139.

Celino J.J. 1999. Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e suas implicações na evolução do orógeno Araçuaí (Brasil) – Oeste Congolês (África). Tese de Doutorado, Inst. de geociências, Universidade de Brasília, 266 p.

Celino J.J. & Conceição H. 1993. Reconhecimento geológico dos granitóides do sul da Bahia e Nordeste de Minas Gerais. *In: SBG/SGM/ CNPq, II Simpósio do Cráton do São Francisco, Núcleo Bahia-Sergipe, Salvador-BA, Anais*, p. 252-255.

- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogists*, **71**:317-324.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:189- 200.
- Conceição H. 1993. Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia, Brazil): geodynamic significance. *An. Acad. Bras. Sci.*, **65**:18-32.
- Conceição H. 1990. Pétrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil). These de doctorat, Centre d'Orsay-França, Université Paris-Sud, 395 p.
- Cordani U.G., Sato K., Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Brazil. *In: Second South American Symposium on Isotopic Geology*, Córdoba- Argentina, *Actas*, 27-30 p.
- Cordani U.G., Bernat M., Teixeira W., Kinoshita H., 1974. Idades radiométricas das rochas alcalinas do sul da Bahia. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre-RS, *Anais*, **6**:253-259.
- Cordani, U.G. 1973. Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Universidade do Estado de São Paulo -USP. 107p.
- Corrêa-Gomes L.C. & Oliveira E.P. 2002. Dados Sm-Nd, Ar-Ar e Pb-Pb de corpos plutônicos no sudoeste da Bahia, Brasil: implicações para o entendimento da evolução tectônica no limite Orogenia Araçuaí – Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**:185-196.
- Corrêa-Gomes L.C. 2000. *Evolução dinâmica da Zona de Cisalhamento neoproterozóica de Itabuna-Itajú do Colônia e do magmatismo fissural alcalino associado (SSE do Estado da Bahia, Brasil)*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutorado, 239 p.
- Costa F. G. da. 2008. Petrogênese do granodiorito Fazenda Gavião: registro de uma colisão arco-contidente no greenstone belt do Rio Itapicuru, Cráton do São Francisco, Bahia.

Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 121 p.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London, 445p.

Cruz Filho B. E. 2005 (não publicado). Mapa geológico das folhas de Itajú do Colônia, Itarantim, Potiraguá e Itapetinga, escala 1:100.000. Convênio UFBA/CBPM, Salvador-Ba.

Cruz Filho B. E., Conceição H., Rosa M. L. S., Rios D. C. 2004. Petrogênese do Batólito Nordestina: Uma Intrusão Paleoproterozóica Resultante da Fusão de Crosta Oceânica (Núcleo Serrinha-Leste do Estado da Bahia). *In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG. Anais*.

Cruz Filho B. E., Conceição H., Rios D. C., Rosa M. L. S., Marinho M. M. 2003. Geologia, Petrografia e Litogeoquímica do Batólito Trondhjemítico Nordestina, Núcleo Serrinha, Nordeste da Bahia-Brasil. *Rev. Bras. Geoci.* **33**: (2) 177-188.

Cunha M.P. 2003. Litogeoquímica dos Sítios Mineralizados em Sodalita Azul do Maciço Rio Pardo e do Complexo Floresta Azul, Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 88 p.

D

D'Agrella-Filho M.S., Pacca I.G., Renne P.R., Onstott T.C., Teixeira W. 1990. Paleomagnetism of middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in southeaster Bahia State – São Francisco Craton, Brazil. *Earth Sci.*, **101**: 332-348

Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Râmo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**, 101–109.

De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses — its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183–210.

E

Eby G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of their chemical characteristics and petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134.

Eby G. N. 1992. Characterization and petrogenetic subdivision of A-type granites. *In*: Brown, P. E. and Chappell, B. W. (eds.) Second Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83, p. 489.

Eby G. N. 2006. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. *In*: Dall'Agnol, R. et al. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1199– 1212.

F

Figueiredo M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, **2** (2): 131-145.

Fujimori S. 1978. Rochas alcalinas da Fazenda Hiassu, Itaju do Colônia, Bahia. Publicação Especial da SBG-Núcleo Bahia-Sergipe, **2**:117 p.

Fujimori S. 1967. *Rochas alcalinas do sul do Estado da Bahia*. Rio de Janeiro, DNPM, Notas preliminares e estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia, 141 p.

G

Gonçalves J. C. V & Melo R. C. 2004. Extremo sul da Bahia: geologia e recursos minerais. Salvador- Companhia Baiana de Pesquisa Mineral- CBPM, *série arquivos abertos*, **19**: 54.

K

Karmann I. 1987. O grupo Rio Pardo (Proterozóico Médio a Superior): uma cobertura plataformal da margem sudeste do Cráton do São Francisco. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade do Estado de São Paulo, 129 p.

King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R., 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 501–514.

Köber B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contr. Mineral. Petrol.*, **96**:63-71.

L

Le Maître R.W., Bateman P., Ducek A., Keller J. Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. & Zanettin B. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of term*. Blackwell Scientific Pub., London. 193 p

Lima S.A.A., Martins-Neto M.A., Pedrosa Soares A.C., Cordani U.G. & Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e de idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 491-500.

Lima M.I.C., Fonsêca E.G., Oliveira E.P., Ghignone J.I., Rocha R.M., Carmo U.F., Silva J.M.R., Siga Jr O. 1981. Geologia. *In*: Projeto RadamBrasil. Programa de Integração Nacional, Folha SD.24 - Salvador, **24**:24-192.

Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics of anorogenic granites. *In*: Geol. Soc. of Am. *Abstracts with Programs*, 11, p. 468

Ludwig K.R. 2001. User's manual for Isoplot/Ex v. 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. BGC Special Publ. 1a, Berkeley, 55p

M

Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G., Almeida Abreu P. A. 1989. *Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional*. SBG/Núcleo MG,

Bol. **10**: 171-174.

Martins A. A. M. & Santos R. A. 1997. Folha Ibicaraí - SD.24-Y-B-V; escala 1:100.000. *In*: programa de levantamentos Geológicos básicos do Brasil. MME/SMM/CPRM. Brasília, 237p.

Mascarenhas J.F. & Garcia T.W. 1987. Mapa geocronológico do Estado da Bahia: Texto explicativo. Salvador-BA, SGM/SME, 186p.

Mascarenhas J.F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. *In*: H.A.V. Inda (Coord.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos Básicos. SME/COM, Salvador-BA, **2**: 57-165.

Menezes R.C.L. 2005. Petrogênese da mineralização de sienito azul no Maciço Nefelina-Sienítico Rio Pardo, Sul da Bahia. Dissertação de Mestrado, Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 120 p.

Miranda E. E. de., Coutinho A. C. (Coord.). 2004. Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 8 fev. 2010.

Moraes Filho J.C.R & Lima E. S. 2007. Região de Itapetinga, sul da Bahia (borda SE do Cráton do São Francisco): geologia e recursos minerais. CBPM, *Série Arquivos Abertos*, **27**: 77.

N

Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Rev.Bras. Geoc.*, **28**:95-102.

O

Oliveira A.E.L. 2003. Geologia, Petrografia, Litogeoquímica e idade Rb-Sr do Maciço Sienítico Itarantim, Sul do Estado da Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 110 p.

- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.C. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956– 983.
- Pedreira A.J. 1999. Evolução sedimentar e tectônica da Bacia do Rio Pardo. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:339-344.
- Pedreira A.J., Araújo A.A.F., Pedrosa C.J., Arcanjo J.B.A., Oliveira J.E., Guimarães J.T., Branco P.M., Azevedo R.R., Souza S.L., Neves J.P., Mascarenhas J.F., Blade L.V. 1975. *Projeto Bahia II*. Salvador, CPRM, Relatório final.
- Pedreira J.A. 1976. Estrutura da bacia Metassedimentar do Rio Pardo, Bahia-Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. *Anais*, **2**:157-168.
- Pedreira J.A., Souto P.G., Azevedo H.C.A. 1969. Metassedimentos do Grupo Rio Pardo, Bahia- Brasil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, p. 87-99.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Araçuaí-Ribeira Belt, eastern Brazil. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A. and Campos D.A. (Eds), Tectonic Evolution of South America, 31st IGC: pp. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedmann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.*, **110**:307- 323.
- Pedrosa Soares A. C., Noce C. M., Alkimi F. F., Silva I. C., Babinski M., Cordani U., Catañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento. *Geonomos*, **15** (1): 1 - 16.
- Peixoto A. A., 2005. Caracterização petrológica do plutonismo miasquítico Brasileiro da região Sul do estado da Bahia: Maciço Sienítico Itabuna. Tese de Doutorado. Inst. De Geociências, Universidade Federal da Bahia, 215p.
- Peixoto A. A., Rosa M. L. S., Conceição H. 2003. Litogeoquímica das rochas alcalinas do Maciço Sienítico Itabuna, região sul do Estado da Bahia, Brasil. *In*: XX Simpósio de

Geologia do Nordeste, Fortaleza-CE, *Bolet. Res.*, p. 11

Pinho I.A.C., Barbosa J.S.F, Leite C. M. M. 2003. Petrografia e Litogeoquímica dos metatonalitos e seus enclaves de granulitos básicos da parte sul do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia. *Rev.Bras. geoc.* **33**(2):189-200

Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**: 207–220.

R

Renné P.R., Onstott T.C., D'Agrella Filho M.S., Pacca I.G., Texeira W. 1990. $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating 1.0-1.1 Ga magnetizations from São Francisco and Kalahari cratons: tectonic implications for Pan-African and Barsiliano mobile belts. *Earth Planet. Sci. Letters*, **101**:349-366.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Galarza M.A., Cunha M.P., Menezes R.C.L., Marinho M.M., Rios D.C., Cruz Filho B.E. 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U-Pb and Pb-Pb ages of the blue sodalite syenites. *Lithos*, **97**: 88-97.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M. 2005a. Idade U-Pb da Mineralização de Sodalita-Sienito (Azul-Bahia) no Stock Litchfieldítico Itaju do Colônia, Sul do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**(3):433-436.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Menezes R.C.L., Cunha M.P., Rios D.C. 2005b. Magmatismo Neoproterozóico no Sul do Estado da Bahia, Maciço Sienítico Serra das Araras: Geologia, Petrografia, Idade e Geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo-SP*, **35** (1): 111-121.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Cunha, M.P., Menezes, R.C.L. 2004. Idade Pb-Pb e aspectos petrológicos da mineralização em sodalita azul no Maciço Nefelina-Sienítico Itarantim, Sul do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **34**(3):347-354.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Marques L.S. 2003. Idade (Pb-Pb) e aspectos petrográficos e litogeoquímicos do Complexo Floresta Azul, Sul do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:13-20.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Marques L.S. 2002a. Geochronology of the South Bahia Alkaline Province (NE Brazil). *Geoc.Cosm. Acta*, **66**: A648.

Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Marinho M.M., Marques L.S., Oliveira L.L., Oliveira A.E.L., Peixoto A. A. 2002b. Síntese geocronológica dos maciços alcalinos da Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 41, João Pessoa-PB, *Anais*: 505.

S

Sial A. N & McReath I. 1984. (Eds). *Petrologia Ígnea. Os fundamentos e as ferramentas de estudo*. SBG-CNPq-Bureau Gráfica e Editora Ltda. Salvador. 180p.

Silva Filho M.A., Moraes Filho O., Gil C.A.A., Santos R.A. 1974. *Projeto Sul da Bahia, Folha SD.24-Y-D. Relatório Final, Convênio DNPM-CPRM, 1*:164 p.

Silva L.C. da, Pedrosa-Soares A.C., Teixeira L.R., Armstrong R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent. *Gondwana Research*, **13**: 527 – 537.

Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva, M.A., Paes V.J.C., Cardoso Filho J.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U–Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513–528.

Souto, P.G., 1972. *Geologia e petrografia da área de Potiraguá-Bahia, Brasil*. Tese de Doutorado, USP. 65p.

Souto. P.G. & Vilas Boas, G.S. 1969. *Reconhecimento geológico do município de Ilhéus*. Itabuna, CEPEC, Informe técnico, 158p.

Souza J., Melo R. C., Kosin M., Jesus J. D. A., Ramos A. M. B. 2003. Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia: Sistema de Informações geográficas – SIG e mapas. Versão 1.1. Salvador, CPRM. 1 CD-ROM.

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

Steige R.H. & Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**:359-362.

SUDENE- Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste 1974. SD.24-Y-D-V. Potiraguá, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

SUDENE- Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste 1974. SD.24-Y-D-II. Itajú do Colônia, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

SUDENE- Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste 1977. SD.24-Y-D-IV. Itarantim, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

T

Tanner de Oliveira M.A.F. 1989. Enxame de diques máficos de Ilhéus-Olivença: Aspectos geoquímicos e petrogenéticos. Tese de Tese de doutorado, Inst. de Geociências, USP, 313 p.

Teixeira W., Kamo S.L., Arcanjo J.B.A. 1997. U-Pb zircon and baddeleyite age and tectonic interpretation of the Itabuna Alkaline Suite, São Francisco Craton, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **10(1)**:91-98.

Teixeira L.R. 2006. *Folha Itapetinga 1:250.000: notas sobre a geoquímicas de algumas unidades litológicas*. Salvador:, CPRM, Relatório Interno.

W

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



Anexo 01 - Listagem dos afloramentos descritos na área de estudo.

Número da Amostra	Número de Escritório	Número do Ponto	Local da Amostra	Nome de Campo Litologia	Coordenadas	
					Latitude	Longitude
PASEBA 593-B	2733	1307	Potiraguá	tinguaito	8276441	0405545
PASEBA 594	2734	1308	Potiraguá	embasamento	8277185	0403964
PASEBA 595	2735	1309	Potiraguá	diopsidito	8277093	0403766
PASEBA 596	2736	1310	Potiraguá	tinguaito	8277091	0403707
PASEBA 597	2737	1311	Potiraguá	embasamento	8276521	0402653
PASEBA 598	2738	1313	Potiraguá	embasamento	8277356	0404164
PASEBA 599	2739	1314	Potiraguá	tinguaito	8276141	0405342
PASEBA 600-A	2740	1315	Potiraguá	tinguaito cinza	8276273	0405556
PASEBA 600-B	2741	1315	Potiraguá	tinguaito rosado	8276273	0405556
PASEBA 601-A	2742	1317	Potiraguá	Rx.lilás esverdeada	8274959	0405365
PASEBA 601-B	2743	1317	Potiraguá	diopsidito	8274959	0405365
PASEBA 602	2744	1318	Potiraguá	Rx.lilás esverdeada	8274721	0405512
PASEBA 603	2745	1319-A	Potiraguá	Rx.lilás esverdeada	827505	0405417
PASEBA 604	2746	1319-B	Potiraguá	Rx.gabróica	8274552	0406574
PASEBA 605	2747	1320	Potiraguá	Gabro	8274536	0406216
PASEBA 606	2748	1322	Potiraguá	gabro	8274333	0406039
PASEBA 607-A	2749	1323	Potiraguá	Rx.lilás esverdeada	8274177	0406004
PASEBA 607-B	2750	1323	Potiraguá	diopsidito	8274177	0406004
PASEBA 608	2751	1325	Araras	sienito castanho	8286111	0405799
PASEBA 609	2752	1326	Araras	sienito castanho c/qtzo	8286516	0405715
PASEBA 610-A	275	1330	Araras	sienito castanho	8288278	0405698
PASEBA 610-B	2754	1330	Araras	Rx.subv.esverdeada	8288278	0405698
PASEBA 610-C	2755	1330	Araras	Rx.subv.cinza	8288278	0405698
PASEBA 610-D	2756	1330	Araras	Rx.granítica	8288278	0405698
PASEBA 611	2757	1332	Araras	sienito castanhoc/qtzo	8288922	0405908
PASEBA 612	2758	1333	Araras	sienito castanhoc/qtzo	8288180	0404668
PASEBA 613	2759	1334	Araras	sienito castanhoc/qtzo	8287439	0406800
PASEBA 614	2760	1340	Araras	sienito castanho	8295566	0402100
PASEBA 615	2761	1341	Araras	sienito castanho	8295077	0403196
PASEBA 616	2762	1342	Araras	granito c/qtzo azul	8294304	0404221
PASEBA 617	2763	1343	Araras	sienito castanho	8295412	0405710
PASEBA 618	2764	1345	Araras	Rx.gabroica	8296789	0404600
PASEBA 619-A	2765	1346	Araras	Rx.gabroica	8297778	0404388
PASEBA 619-B	2766	1346	Araras	sienito	8297778	0404388
PASEBA 620	2767	1350	Araras	dique	8299558	0408562
PASEBA 621	2768	1351	Araras	sienito castanho	8299807	0407963
PASEBA 622	2769	1352	Araras	dique granítico	8301127	0408464
PASEBA 623	2770	1354	Araras	sienito castanho	8304709	0707583
PASEBA 624	2771	1355	Araras	gnaiss	8305043	0407560
PASEBA 625	2772	1365	Araras	sienito castanho	8304504	0399705
PASEBA 626	2773	1369	Araras	sienito castanho	8305014	0400683
PASEBA 627	2774	1373	Araras	gnaiss	8305488	0401870
PASEBA 628	2775	1381	Araras	sienito castanho	8304682	0401888
PASEBA 629	2776	1386	Ararras NW	gnaiss	8303665	0398243
PASEBA 630	2777	1387	Ararras NW	xisto verde	8303415	0398968
PASEBA 631	2778	1388	Ararras NW	sienito castanho	8303384	0399094
PASEBA 632	2779	1390	Ararras NW	dique granítico	8302774	0399218
PASEBA 633	2780	1395	Ararras NW	embasamento	8300716	0397537
PASEBA 634	2781	1396	Ararras NW	sienito castanho	8300999	0398982
PASEBA 635	2782	1397	Ararras NW	dique mafico	8300555	0399669
PASEBA 636	2783	1398	Ararras NW	sienito castanho	8300759	0400081
PASEBA 637	2784	1399	Ararras NW	sienito castanho	8300946	0400262
PASEBA 638	2785	1341	Potiraguá	sienito cinza claro	8288749	0409665

Anexo 01 - Listagem dos afloramentos descritos na área de estudo (continuação).

Número da Amostra	Número de Escritório	Número do Ponto	Local da Amostra	Nome de Campo	Coordenadas	
				Litologia	Latitude	Longitude
PASEBA 638	2785	1341	Potiraguá	sienito cinza claro	8288749	0409665
PASEBA 642	2238	265	Potiraguá	anortosito	8274610	0412645
PASEBA 639-A	2786	1402	Potiraguá	anortosito	8276159	0412470
PASEBA 639-B	2787	1402	Potiraguá	Rx. p/ calcita	8276159	0412470
PASEBA 640	2788	1403	Potiraguá	gabro	8276732	0414761
PASEBA 641	2789	1404	Potiraguá	gabro	8276342	0413524
PASEBA 642-A	2790	1405	Potiraguá	anortosito	8274610	0412645
PASEBA 624-B	2791	1405	Potiraguá	gabro	8274610	0412645
PASEBA 643	2792	1406	Potiraguá	Rx. p/ calcita	8281406	0413564
PASEBA 644	2793	1407	Potiraguá	embasamento	8280327	0414397
PASEBA 645	2794	1408	Potiraguá	Rx. p/ calcita	8280496	0414881
PASEBA 646	2795	1409	Araras NW	sienito castanho c/qtzo	8291355	0402851
PASEBA 647	2796	1411	Araras NW	sienito castanho c/qtzo	8290216	0403490
PASEBA 648	2797	1413	Araras NW	sienito castanho acinze.	8289234	0403389
PASEBA 649	2798	1415	Araras NW	sienito castanho acinze.	8288501	0403647
PASEBA 650	2799	1418	Serra do Coroa	embasamento	8273196	0403321
PASEBA 651	2780	1420	Serra do Coroa	gnaiss	8273163	0404125
PASEBA 652-A	2781	1422	Araras NW	granulito	8291935	0402771
PASEBA 652-B	2782	1422	Araras NW	xisto verde	8291935	0402771
PASEBA 653	2783	1424	Araras NW	sienito castanho	8292408	0402488
PASEBA 654	2784	1428	Araras NW	dique mafico	8293621	0401640
PASEBA 655	2785	1434	Faz. Monte Alto	quartzito	8268572	0406734
PASEBA 656	2786	1441	Faz. Monte Alto	cumulatus??	8270250	0406144
PASEBA 657	2787	1443	Faz. Monte Alto	sienito castanho??	8270914	0405996
PASEBA 658	2788	1444	Faz. Monte Alto	sienito	8271266	0405897
PASEBA 659	2789	1447	Serra Gruta/ N	sienito	8272970	0410152
PASEBA 660-A	2790	1449	Serra Gruta/ N	sienito	8272030	0410855
PASEBA 660-B	2791	1449	Serra Gruta/ N	embasam.??Z.contato	8272030	0410855
PASEBA 661	2792	1450	Serra Gruta/ N	sienito	8271743	0410869
PASEBA 662	2793	1451	Serra Gruta/ N	gabro?anortosito	8270997	0411081
PASEBA 663-A	2794	1452	Serra Gruta/ N	gabro?anortosito	8270608	0411530
PASEBA 663-B	2795	1452	Serra Gruta/ N	dique basalto	8270608	0411530
PASEBA 664	2796	1452	Serra Gruta/ N	sienito	8268959	0409639
PASEBA 665	2797	1454	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	alcali-qtzo-sienito	8242931	0395159
PASEBA 666-A	2798	1455	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	sienito	8241194	0399312
PASEBA 666-B	2799	1455	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	sienito	8241194	0399312
PASEBA 667	2800	1456	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	cumulatus sienito	8241165	040062
PASEBA 668	2801	1457	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	alcali-qtzo-sienito	8240748	0401799
PASEBA 669	2802	1458	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	sienito	8240761	0402015
PASEBA 670	2803	1459	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	alcali-qtzo-sienito	8240914	0405797
PASEBA 671	2804	1461	Sr.Nagoia/Azul/Game leira	granito	8247650	0404607