

**Daniel Ferraz Batista Alves**

Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central

Trabalho de Conclusão de Curso  
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2009



UFRJ

**Daniel Ferraz Batista Alves**

## Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Julio Cezar Mendes

Silvia Regina de Medeiros

Rio de Janeiro  
Setembro de 2009

ALVES, Daniel Ferraz Batista

**Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central** / Daniel Ferraz Batista Alves - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

xi, 30 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Silvia Regina de Medeiros

1. Geologia. 2. Petrologia e Mineralogia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Julio Cezar Mendes; Silvia Regina de Medeiros II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central.

Daniel Ferraz Batista Alves

## Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Julio Cezar Mendes  
Silvia Regina de Medeiros

Aprovada em:

Por:

---

Orientador: Julio Cezar Mendes (UFRJ)

---

Orientadora: Silvia Regina de Medeiros (UERJ)

---

Cícera Neysi de Almeida (UFRJ)

---

Renata da Silva Schmitt (UERJ)

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2009

A Deus, meus pais, irmãos, companheiros de  
faculdade e amigos.

## **Agradecimentos**

Aos meus orientadores Julio Cesar Mendes e Silvia Regina de Medeiros pelos ensinamentos proporcionados durante a elaboração deste trabalho.

Ao Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e Laboratório de Fluorescência de Raios X do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) por toda atenção e dedicação dada durante esse período de aprendizagem.

A meus pais, Helena e Batista, por tudo o que fizeram para que eu chegasse até aqui. E os companheiros de faculdade pelo convívio e amizade proporcionados durante esse período de tempo, especialmente a Cynthia Augusto por seu companheirismo.

## Resumo

ALVES, Daniel Ferraz Batista. **Caracterização Isotópica de Granitóides da Faixa Ribeira Central**. 2009. xii, 30p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Na região central da Faixa Ribeira, sudeste do Brasil, afloram corpos graníticos porfíricos do tipo-I intrudidos em rochas dos Domínios Juiz de Fora e Andrelândia, Complexo Embu e Domínio Costeiro. O estudo destes granitóides porfíricos deformados tem tomado ênfase em trabalhos recentes onde se tem constatado similaridades geoquímicas e na idade dos corpos (Pereira *et al.*, 2001a, 2001b, Mendes *et al.*, 2006). O objetivo desse estudo foi contribuir para o entendimento da evolução tectônica do setor central da Faixa Ribeira através da interpretação e correlação de dados isotópicos Sm-Nd e Sr para os granitóides Barra Alegre, Itacoatiara, Funil, Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto. A análise isotópica permitiu delimitar faixas de idade e comparar os resultados obtidos com trabalhos anteriores. As idades modelo  $T_{DM}$  para as rochas estudadas se situam no intervalo do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico e as idades de cristalização estão dentro do intervalo sin-colisional I, Neoproterozóico, de 600 a 560 Ma admitida para o segmento Central da Faixa Ribeira. Os resultados mostram que é possível agrupar os corpos, devido a suas similaridades petrográficas e geoquímicas/isotópicas, e assim admitir que tenham sido possivelmente gerados a partir de fontes mistas I/S.

Palavras-chave: Granitóide, Método Sm-Nd, Geocronologia, Faixa Ribeira Central.

## Abstract

ALVES, Daniel Ferraz Batista. **Isotopic characterization of granitoids from the Central Ribeira Belt**. 2009. xii, 30p. Completion of Course Work (Graduation in Geology) - Department of Geology, Institute of Geosciences, Universidade Federal Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

In the central segment of the Ribeira belt, southeastern Brazil occurs several I-type porphyritic granitic bodies intruded into rocks of the Juiz de Fora and Andrelândia Domains, Embu Complex and also Costeiro Domain. Recent studies on these deformed porphyritic granitoids have revealed similarities in their geochemical signature, as well as in the age of the bodies (Pereira et al., 2001a, 2001b, Mendes et al., 2006). The aim of this study was to improve the knowledge of the role of these rocks in the tectonic evolution of the central segment of Ribeira Belt. Such contribution is given by the acquirement, interpretation and correlation of isotopic Sm-Nd and Sr data for the granitoids Barra Alegre, Itacoatiara, Funil, Maromba, Pedra Selada and Serra do Lagarto. These data can support the proposition of groups among the granitoids and allow to compare with previous studies developed in the region. Sm-Nd  $T_{DM}$  model ages strongly suggest crustal extracts for these rocks during the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic, with further crystallization ages within the range 600 to 560 Ma sin-collisional I event admitted to the central segment of the Ribeira belt. The petrographic and geochemical/isotopic similarities of the studied rocks are to be used to define the proposed groups and to argue in favour to possible I/S mixed source for them.

Key words: Granitoid, Sm-Nd method, geochronology, Ribeira Belt



## Lista de Figuras

Figura 1 - Extremo Sul da Faixa Brasília e o segmento central da faixa dobrada Ribeira. Marcados em branco os corpos granitóides estudados (Trouw <i>et al.</i> , 2000).....	2
Figura 2 – Mapa ilustrando a posição da Faixa/Orógeno Ribeira, crátons e faixas móveis que a limitam (Heilbron <i>et al.</i> , 2004). .....	4
Figura 3 – Seção estrutural da Faixa Ribeira relacionando os diferentes terrenos e domínios estruturais, formados pelo orógeno colisional de idade neoproterozóica/cambriana (Trouw <i>et al.</i> , 2000).. .....	5
Figura 4 – Imagem de satélite mostrando as principais vias e localização dos corpos (Fonte: Internet - Google). .....	10
Figura 5 – Mapa geológico com corpos rochosos da Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Barra Alegre. Modificado de Mendes <i>et al.</i> (2007) .....	14
Figura 6 – Mapa geológico contendo o granitóide Itacoatiara em destaque, Região Costeira do Estado do RJ. ....	15
Figura 7 – Mapa geológico destacando os corpos granitóides: Maromba (M=vermelho), Pedra Selada (PS=amarelo) e Serra do Lagarto (SL=laranja), modificado de Mendes <i>et al.</i> (2006). .....	15
Figura 8 – Estufa onde é realizada a secagem das amostras após ataque com ácidos.....	18
Figura 9 – Colunas onde é realizado o ataque com ácidos e separação do material de interesse geocronológico. ....	18
Figura 10 – Colocação da amostra diluída em 1 ml de HCl sobre o fio de Rênio para secagem e posteriormente posto no espectrômetro de massa.....	18
Figura 11 – Gráfico das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $\text{€Nd}(0)$ .....	10
Figura 12 – Curva de evolução do manto depletado para as 19 amostras correspondentes aos 6 corpos Granitóides estudados. ....	10

## Lista de Tabelas

Tabela 1 – Compartimentação Tectônica da parte central da Faixa Ribeira segundo Heilbron <i>et al.</i> , 2004. ....	5
Tabela 2 – Procedimento da coluna primária para separação de elementos de Terras Raras, segundo o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR). ....	2
Tabela 3 – Procedimento da coluna secundária para coleta de Sm e Nd, segundo o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR).....	3
Tabela 4 - Resultados das análises Sm-Nd realizadas em 19 amostras de diferentes corpos graníticos, feitas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). 1 – Mendes <i>et al.</i> , 2007; 2 – Mendes <i>et al.</i> , 2003; 3 - Mendes <i>et al.</i> , 2006; 4 – Junho <i>et al.</i> , 1999. ....	7
Tabela 5 - Resultados das análises Sr realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) para os corpos estudados.....	9

## Sumário

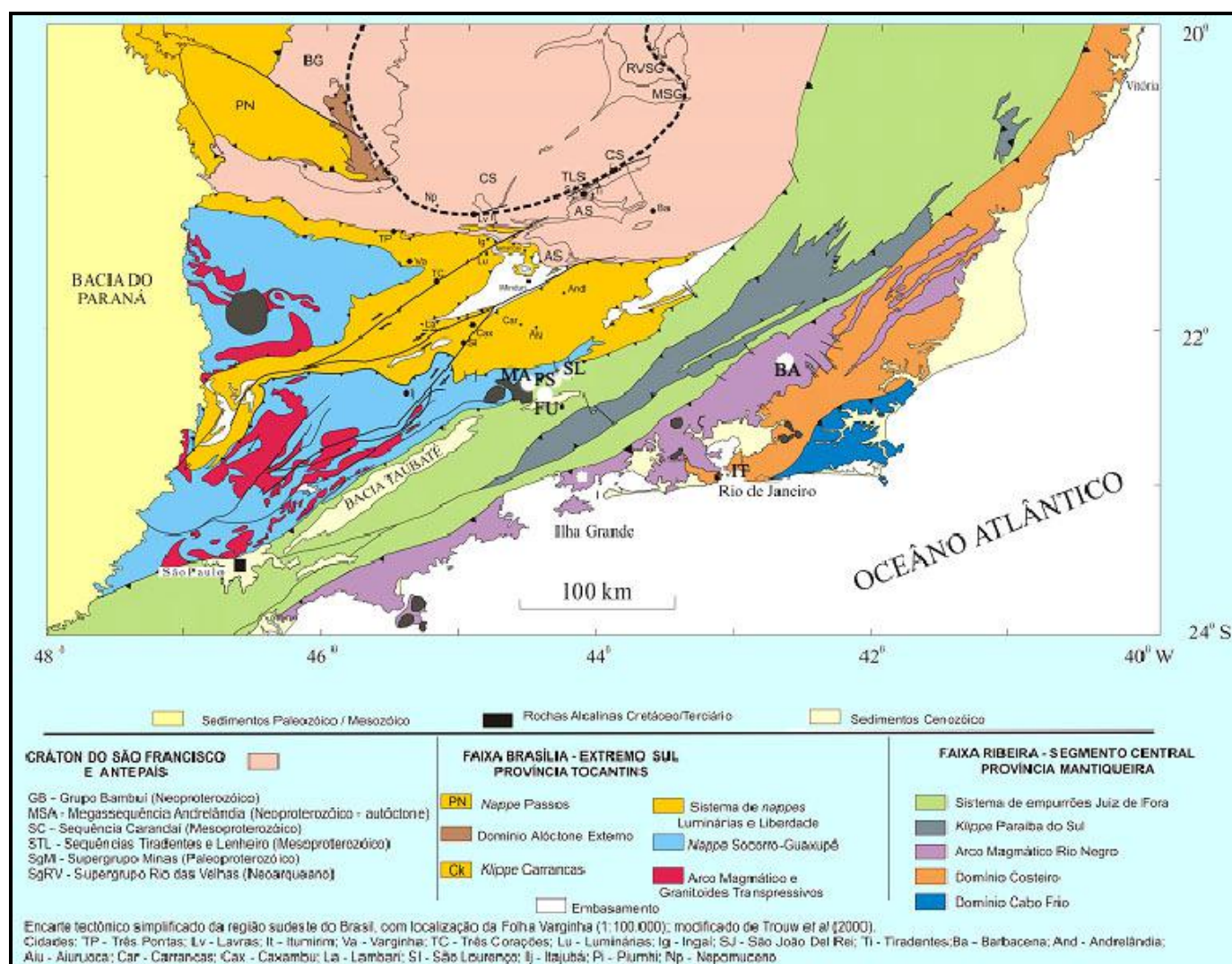
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>2. RELEVÂNCIA E OBJETIVOS DO ESTUDO .....</b>	<b>3</b>
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>4</b>
<b>4. ÁREAS DE ESTUDO .....</b>	<b>9</b>
<b>5. GEOCRONOLOGIA SM-ND .....</b>	<b>4</b>
<b>6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS .....</b>	<b>5</b>
<b>7. CONCLUSÕES .....</b>	<b>11</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>12</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A Faixa Ribeira ou Orógeno Ribeira (Almeida *et al.*, 1977, Heilbron *et al.*, 2004) tem sido estudada por vários autores e até o momento foram confeccionados diversos modelos evolutivos.

O Orógeno Ribeira foi subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004). A colagem caracterizou-se pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco (**Figura 1**). Os quatro primeiros foram amalgamados há cerca de 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio só colidiu contra os demais há cerca de 520 Ma.

Em todos os seus compartimentos tectônicos ocorrem às seguintes associações: o embasamento Paleoproterozóico/Arqueano (pré 1.8 Ga); sucessões metassedimentares Mesoproterozóicas a Neoproterozóicas deformadas; coberturas metassedimentares tardi-orogênicas falhadas e granitóides da Orogênese Brasileira (635–480 Ma).



**Figura 1 - Extremo Sul da Faixa Brasília e o segmento central da faixa dobrada Ribeira. Marcados em branco os corpos granitóides estudados (BA – Barra Alegre, IT – Itacoatiara, FU – Funil, SL – Serra do Lagarto, PS – Pedra Selada, MA – Maromba) (Trouw et al., 2000).**

## 2. RELEVÂNCIA E OBJETIVOS DO ESTUDO

O estudo de granitóides porfiríticos deformados inseridos na porção central da Faixa Ribeira tem tomado ênfase em trabalhos recentes onde se tem constatado similaridades geoquímicas e na idade dos corpos (Pereira *et al.*, 2001a, 2001b, Mendes *et al.*, 2006). Os autores apregoam que as idades obtidas (correlacionáveis ao evento sin-colisional Ribeira) devem corresponder a um importante período de geração de magma crustal que resultou em litotipos porfiríticos de tipo I. Neste caso, o estudo destes corpos contribui efetivamente para o entendimento da gênese e significado geotectônico das porções consideradas.

Este trabalho visa contribuir para o entendimento da evolução tectônica do setor central da Faixa Ribeira através da interpretação e correlação de dados isotópicos Sm-Nd e Sr para os granitóides Barra Alegre, Itacoatiara, Funil, Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto, situados na porção centro-sul do Estado do Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais.

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

O Orógeno Ribeira é resultante da interação entre o Cráton do São Francisco e outras placas/micro-placas/arco de ilhas situadas a sudeste deste cráton e a porção sudoeste do Cráton do Congo (Figura 2). Este orógeno faz parte de um conjunto de faixas de dobramento, denominado Província da Mantiqueira, que se desenvolveram diacronicamente a Orogenia Neoproterozóica Brasileiro - Pan africana, a qual se deu a formação da porção ocidental do paleocontinente Gondwana (Almeida 1977, 1981). Segundo Heilbron *et al.*, 2004, a faixa de dobramentos de direção NE-SW localizada na Província da Mantiqueira Central (Figura 1), conhecida como “Orógeno Ribeira”, é compartimentada em quatro terrenos tectono-estratigráficos, separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas, com vergência em direção ao Cráton do São Francisco (Figura 3).

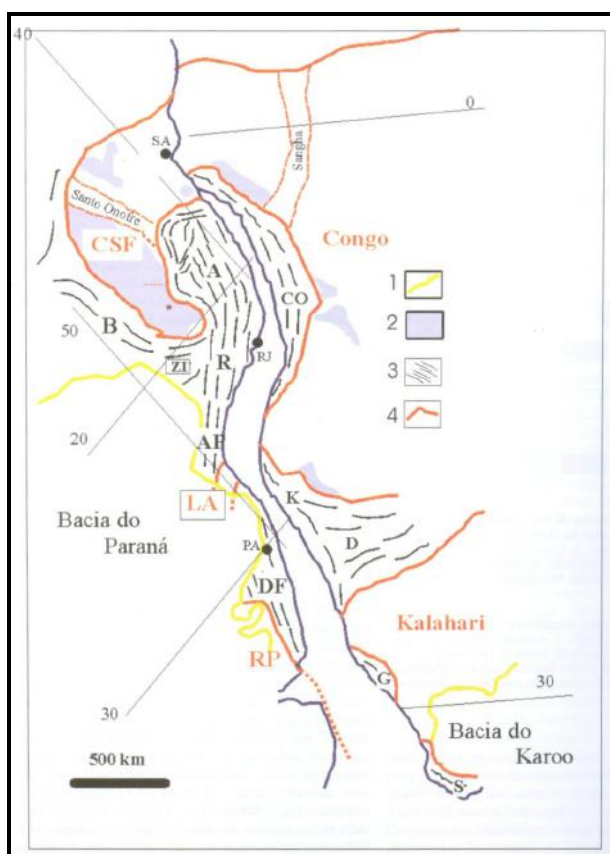


Figura 2 – Mapa ilustrando a posição da Faixa/Orógeno Ribeira, crátons e faixas móveis que a limitam (Heilbron *et al.*, 2004). 1-Bacias fanerozóicas. 2-Coberturas cratônicas. 3-Orógenos neoproterozóicos (B-Brasília, A-Araçuaí, R-Ribeira, ZI-Zona de Interferência, AP-Apiaí, DF-Dom Feliciano). 4-Crátons neoproterozóicos.

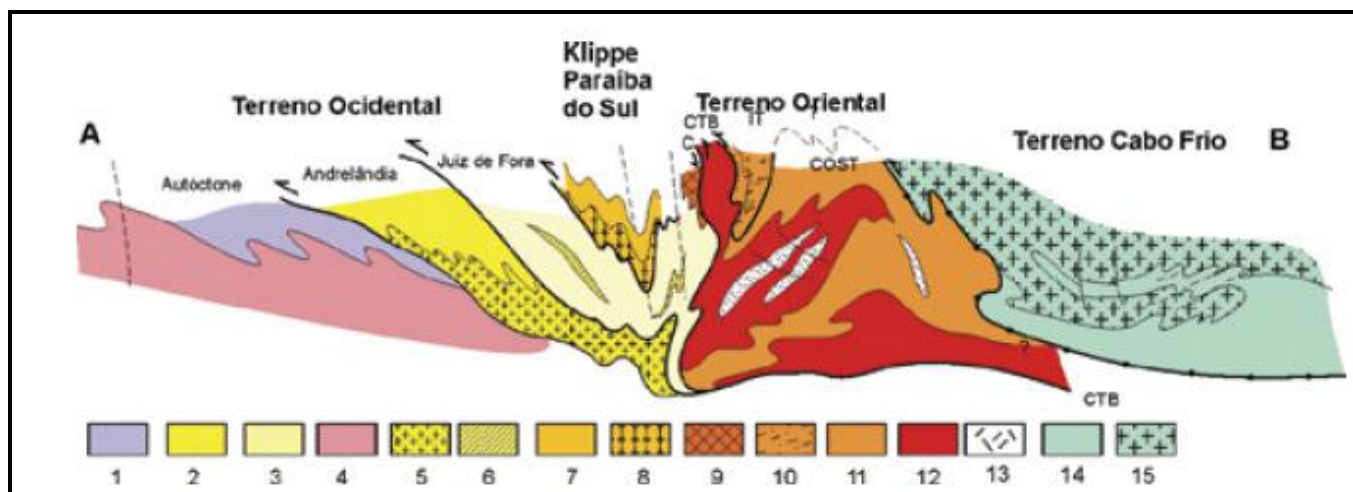


Figura 3 – Seção estrutural da Faixa Ribeira relacionando os diferentes terrenos e domínios estruturais, formados pelo orógeno colisional de idade neoproterozóica/cambriana (Trouw et al., 2000). Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3 - Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; 4 a 6 – Associações do embasamento (Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7 – Grupo Paraíba do Sul; 8 – Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9 – Sequência Cambuci; 10 – Sequência Italva; 11 – Sequência Costeira; 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Granitos Colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14 – Sequências Búzios e Palmital; 15 – Complexo Região dos Lagos.

A tabela 1 mostra a compartimentação tectônica da parte central da Faixa Ribeira apresentada por Heilbron *et al.* (2004).

Tabela 1 – Compartimentação Tectônica da parte central da Faixa Ribeira segundo Heilbron *et al.*, 2004.

Terrenos	Domínios Estruturais	Principal Período
Terreno Ocidental	Domínio Autóctone (Margem retrabalhada do Cráton do São Francisco)	600-560 Ma Episódio Colisional I
	Domínio Andrelândia	
	Domínio Juiz de Fora	
<i>Klippe</i> Paraíba do Sul	-	
Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar	Domínio Cambuci	
	Domínio Costeiro	
	<i>Klippe</i> Italva	
Terreno Cabo Frio	-	530-510 Ma Episódio Colisional II



### 3.1 TERRENO OCIDENTAL

O Terreno Ocidental é produto do retrabalhamento neoproterozóico da margem passiva do paleocontinente São Francisco, sendo separado em dois domínios tectônicos distintos: Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora (Heilbron *et al.*, 1998).

O Domínio Andrelândia é caracterizado pela ocorrência de rochas metassedimentares da Megasequência Andrelândia, que ocorre em todos os domínios que integram a parte Ocidental do orógeno. Seu embasamento é constituído por ortognaisses (tonalíticos a graníticos, migmatíticos e ortoanfibolíticos) do Complexo Mantiqueira. Esta megasequência subdivide-se em duas sequências que gradam lateralmente para sucessões distais semelhantes, com intercalações de fácies pelágicas: Sequência Carrancas e Sequência Serra do Rio Turvo. O Domínio Juiz de Fora apresenta um sistema de falhas de empurrão de médio a alto ângulo, onde ortogranulitos do embasamento (Complexo Juiz de Fora) pré-1.8 Ga ocorrem na forma de escamas de empurrão em meio aos metassedimentos pós-1.8 Ga, caracterizando uma *mélange* tectônica (Duarte *et al.*, 2000, 2003).

### 3.2 TERRENO PARAÍBA DO SUL

O Terreno Paraíba do Sul cobre o Terreno Ocidental aflorando como uma *Klippe* sinformal complexamente dobrada e metamorfisada na fácies anfibolito (Heilbron, 1993). Seu embasamento se constitui por ortognaisses do Complexo Quirino, caracterizado por extensos corpos homogêneos variando de tonalíticos/granodioríticos a graníticos que comumente apresentam enclaves de rochas ultramáficas, máficas e calcissilicáticas (Heilbron *et al.*, 2004; Tupinambá *et al.*, 2007). A cobertura metassedimentar presente corresponde ao Grupo Paraíba do Sul, composto por sillimanita-granada-biotita gnaisses muito micáceos e xistosos. Estas rochas gradam para granada-biotita gnaisses ricos em porfiroblastos arredondados de feldspatos, também se encontrando lentes de mármore, calcissilicáticas e quartzitos (Tupinambá *et al.*, 2007).

### 3.3 TERRENO ORIENTAL

O contato entre os Terrenos Oriental e Ocidental é chamado de Contato Tectônico Central (CTB), sendo representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo (Almeida *et al.*, 1998) (**Figuras 1 e 3**). O Terreno Oriental é constituído por três domínios tectônicos distintos (Tupinambá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2007):

1 – O Domínio Cambuci representa a base do terreno oriental e compreende uma sucessão metavulcanosedimentar metamorfisada em fácies anfíbolito alto a granulito, intrudidas por diferentes gerações de granitóides (Tupinambá *et al.*, 2007). Ocorrem granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas calcissilicáticas. Lentes de rochas básicas, transformadas em granada-diopsídio granulitos, são comumente encontradas e em muitas das vezes como resquícios dentro de leucognaisses e charnockitos (Heilbron *et al.*, 2004).

2 – O Domínio Costeiro consiste de duas sucessões metassedimentares em fácies anfíbolito alto a granulito, a unidade superior São Sebastião e a unidade basal São Fidélis (Tupinambá *et al.*, 2007). Intrudindo este domínio estão diversas gerações de corpos granitóides, como por exemplo, os ortognaisses do Complexo Rio Negro. Dados geocronológicos (TIMS) obtidos por Schmitt *et al.* (2003, 2004) para gnaisses dessa unidade indicam deposição no Neoproterozóico e contribuição de rochas do embasamento.

3 – A *Klippe* de Italva representa o compartimento estruturalmente sobreposto ao Terreno Oriental nas regiões central e noroeste do Estado do Rio de Janeiro. Na base encontram-se dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro e o restante do pacote é formado por rochas do Grupo Italva, composto por um conjunto metavulcanosedimentar rico em mármore e anfíbolitos, se apresentando homogêneos ou bandados em diferentes escalas com contatos gradacionais (Tupinambá *et al.*, 2007). O metamorfismo está na fácies anfíbolito e a deformação, marcada por xistosidade grossa e dobras recumbentes a reclinadas, é moderada. A melhor estimativa para a idade (U-Pb) de deposição é de 840 Ma, obtida em anfíbolitos intercalados nos mármore, sendo metamorfisados em 501 Ma (Heilbron & Machado, 2003).

### 3.3 TERRENO CABO FRIO

O terreno Cabo Frio representa o último estágio colisional do orógeno Ribeira (estágio II), datado por Schmitt entre 535 – 510 Ma. Durante o período de colisão do Terreno Cabo Frio praticamente todos os orógenos em torno do Paleocontinente São Francisco - Congo já haviam completado sua história evolutiva. Alguns autores sugerem que este episódio pode estar relacionado com o rápido fechamento de uma bacia oceânica, localizada entre o Arco Rio Negro/Terreno Oriental e a borda sul do paleocontinente do Congo (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

O embasamento do terreno Cabo Frio é composto por ortognaisses tonalíticos a graníticos, com enclaves dioríticos e lentes de anfibolitos na forma de diques, de idade proterozóica (Complexo Região dos Lagos *cerca* de 1,9 Ga). Idades modelo Sm-Nd sugerem tanto refusão de crosta arqueana como acreção juvenil no Paleoproterozóico (Heilbron *et al.*, 2004).

A associação metassedimentar é representada pela sucessão Búzios (Heilbron *et al.*, 1982) e Palmital. A sucessão Búzios é constituída por metassedimentos aluminosos (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com freqüentes intercalações de camadas de rochas calcisilicáticas e corpos de anfibolitos. Granada-biotita gnaisses e quartzitos feldspáticos ocorrem subordinadamente (Heilbron *et al.*, 2004). A sucessão Palmital é constituída por sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de rochas calcisilicáticas e granada quartzitos (Heilbron *et al.*, 2004). Schmitt *et al.* (2003) reportaram idades U-Pb (TIMPS) de zircões detríticos que indicam fontes arqueanas (ca. 2,5 Ga), paleoproterozóica (ca. 2,0 Ga) e possivelmente neoproterozóicas (ca. 1,0 Ga e 800 a 600 Ma) para a sucessão Palmital. Heilbron e Machado (2003) sugerem que estes sedimentos estariam relacionados à deposição em bacia de retro-arco neoproterozóica relacionada ao Arco Magmático do Rio Negro.

### 3.4 COMPLEXO EMBU

O Complexo Embu se refere à cobertura supracrustal (Fernandes *et al.*, 1990), e é dividido em duas associações litológicas: A unidade inferior denominada Rio Guaripu, constituída de sillimanita-muscovita-biotita gnaisse/xisto, ora com granada e/ou turmalina, muscovita-biotita gnaisse fino, com diversas intercalações de lentes de rochas calcissilicáticas, quartzitos micáceos, e, raramente, mármore e anfibolito. Esta unidade é truncada a nordeste pelo granito Campo Alegre. E a unidade superior Rio Paraitinga que aflora a norte do Granito Campo Alegre e apresenta uma constituição litológica semelhante à unidade basal anterior. Porém, além das freqüentes intercalações de rochas calcissilicáticas e quartzitos, agora mais espessos, ocorrem ainda nessa unidade, camadas de estaurolita-muscovita-biotita xisto, granada-hornblenda-biotita gnaisse fino e raras lentes de tremolita xisto. Ocorrem ainda intercalados nos gnaisses xistosos desta unidade, níveis concordantes e centimétricos de turmalinitos, que podem sugerir uma natureza vulcanosedimentar (Pereira, 2001). Semelhante ao encontrado nas rochas do Grupo Paraíba do Sul, a sillimanita (fibrolita) co-existe com a muscovita, porém a presença de estaurolita em pelitos do topo da Unidade Rio Paraitinga pode indicar metamorfismo um pouco mais baixo, ainda dentro da fácies anfibolito.

### 4. ÁREAS DE ESTUDO

As áreas do presente estudo (**Figura 4**) estão situadas nos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Os granitóides estudados situam-se nas seguintes localidades: Barra Alegre – entre Bom Jardim e Trajano de Moraes, RJ; Itacoatiara - entre Maricá e Niterói, RJ; Serra do Lagarto – entre Carlos Euler e Santa Rita do Jacutinga, MG; Pedra Selada - entre Visconde de Mauá e Bocaina de Minas, RJ/MG; Maromba – Visconde de Mauá, RJ e Funil – Itatiaia, RJ.

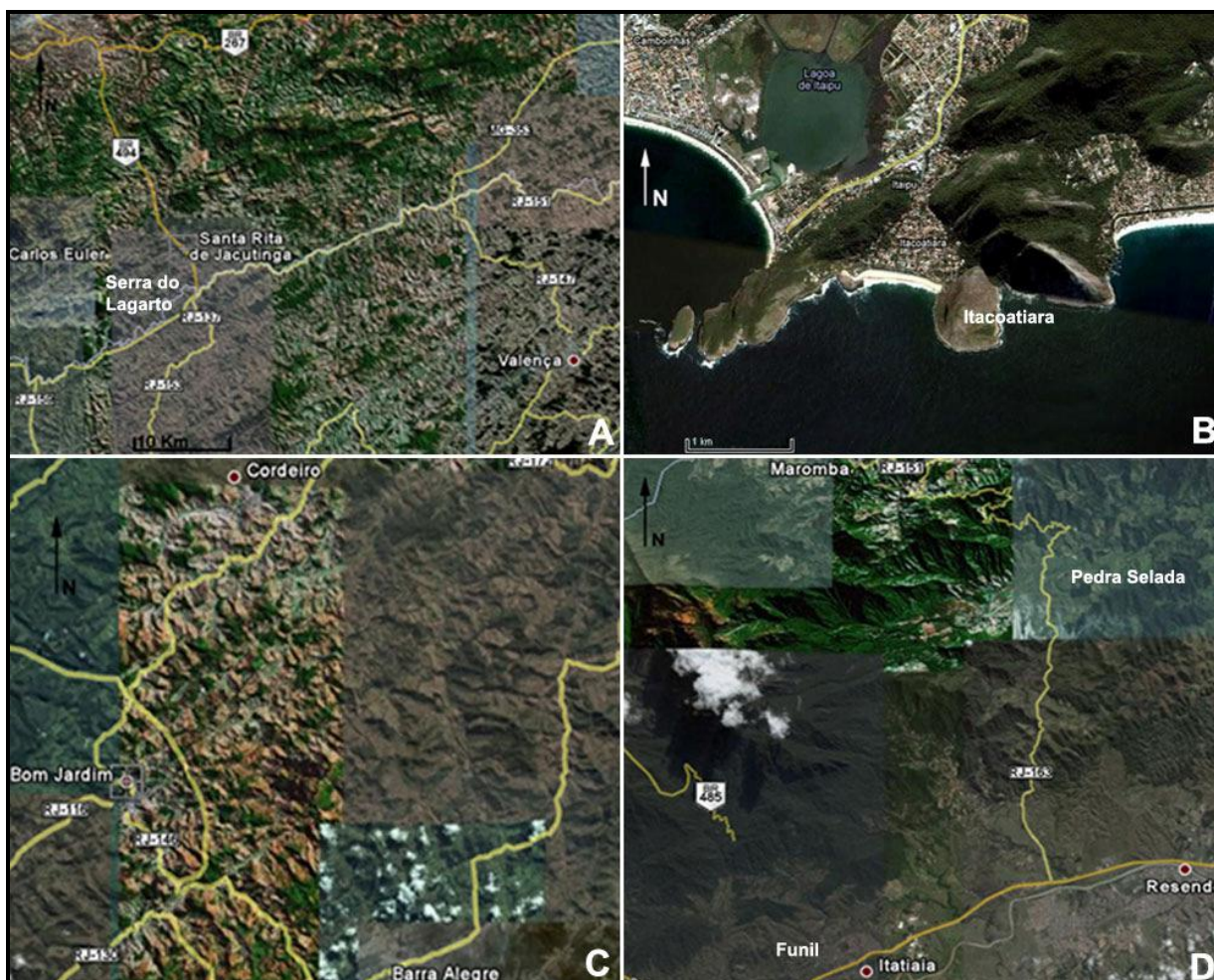


Figura 4 – Imagem de satélite mostrando as principais vias e localização dos corpos (A: Serra do Lagarto, B: Itacoatiara, C: Barra Alegre, D: Funil, Maromba e Pedra Selada) (Fonte: Internet - Google).

#### 4.1 GRANITÓIDE BARRA ALEGRE

Com cerca de 70 Km<sup>2</sup>, o granitóide Barra Alegre é constituído por rochas porfíricas de composição quartzo-monzonítica a monzogranítica, tendo forma alongada, segundo a direção NE-SW, e apresenta contatos concordantes com a foliação principal das encaixantes. Pode ser dividido em duas litofácies: Barra Alegre e Carijó (**Figura 5**). A primeira é predominante, possuindo textura porfírica, matriz média a grossa, com fenocristais de feldspato potássico que por vezes podem apresentar recristalização nos bordos devido à deformação, e estruturas como foliação magmática, lineação mineral e xistosidade incipiente.

Já a fácies Carijó ocorre principalmente próxima aos contatos e é interpretada como resultado da deformação sofrida pela fácies porfirítica (Mendes *et al.*, 2007). Possui fenocristais milimétricos de microclina em geral amendoados, matriz com maior evidência de recristalização e redução da granulometria, xistosidade e lineação incipiente. Localmente são observados xenólitos de rochas gnáissicas e/ou máficas geralmente acompanhando a foliação. Ao microscópio a fácies Barra Alegre é caracterizada por mostrar megacristais de microclina e matriz fina/média inequigranular hipidiomórfica de composição granodiorítica a tonalítica e a fácies Carijó possui composição mineralógica semelhante, exceto pela presença de granada, os fenocristais têm tamanho reduzido e sua matriz quartzosa se apresenta mais recristalizada. As principais feições que denotam deformação são: grãos de quartzo com extinção ondulante e lamelas de deformação, a presença de lamelas de geminação em cristais de plagioclásio e crescimento de novos grãos ao redor de fenocristais de K-feldspato. Mendes *et al.* (2007) classifica geoquimicamente o granitóide Barra Alegre como sendo do tipo I apesar de seu caráter levemente peraluminoso. A idade de cristalização mínima obtida através de evaporação de Pb em monocristais de zircão é de cerca de 579 Ma (Mendes *et al.*, 2007), o que dentro do modelo geotectônico atual para Faixa Ribeira Central o associa ao Domínio Costeiro e ao episódio colisional I, definido por Heilbron & Machado (2003).

#### 4.2 GRANITÓIDE ITACOATIARA

O Granito Itacoatiara (Penha *et al.*, 2001) é um corpo plutônico de composição monzogranítica e forma alongada na direção NE-SW, que ocorre ao longo da linha da costa e cobre uma área de cerca de 70 km<sup>2</sup> (**Figura 6**). Seus contatos geológicos podem, por vezes, ser mascarados por depósitos aluviais e coluviais. A oeste está em contato com o Gnaiss Cassorotiba (granada-biotita gnaiss porfiroblástico), ocorrendo no limite entre os corpos uma estreita zona de cisalhamento dúctil. Já a norte aparece interdigitado com quartzo-dioritos, e para o leste mostra localmente um contato intrusivo com rochas orto-derivadas (Gnaisses Maricá e Tingui) (Mendes *et al.*, 2003). Ao microscópio o Granito Itacoatiara apresenta textura porfirítica com megacristais de microclina euédricos a subédricos envoltos em matriz composta por cristais de plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, minerais opacos, zircão e apatita. Datação através do método U-Pb em zircão forneceu idade de cristalização em torno de 570 Ma, que pode estar

ligada ao episódio Colisional I sugerido por muitos autores para o segmento central da Faixa Ribeira. Idade concordante de cerca de 560 Ma pode ser relacionada a um segundo pico metamórfico, detectado em rochas do Domínio Costeiro (Schmitt *et al.*, 2004; Heilbron & Machado, 2003). O granitóide Itacoatiara é classificado como calcialcalino metaluminoso do tipo I e segundo Mendes *et al.* (2003), considerando-se os aspectos geológicos e tectônicos, o encaixe deste corpo se deu posteriormente ao desenvolvimento da zona de cisalhamento que o delimita a oeste.

#### 4.4 GRANITÓIDE DO FUNIL

O Granito Funil (**Figura 7**) possui cerca de 50 Km<sup>2</sup> de área e corresponde a um granito do Tipo-I, segundo a classificação de Chappel & White (1974), apresentando deformação local ou nenhuma deformação e composição monzogranítica (Pereira *et al.*, 2001). Estes autores propõem que a alta concentração de magnetita, mesmo aparecendo concentrada em algumas partes, gera altos valores de susceptibilidade magnética ( $>12,56 \times 10$  SI), podendo ser classificado como um granito com magnetita. Admite-se também que a variação de tais valores está relacionada a flutuações internas da fugacidade de oxigênio durante a cristalização. A norte o Granito do Funil encontra-se recoberto por sedimentos da Bacia de Resende e a nordeste contato brusco e retilíneo com rochas do Complexo Embu. É representado por duas fácies distintas, separadas segundo aspectos texturais e granulométricos: a primeira é predominante e caracteriza-se por rochas leucograníticas, com cerca de 10% de minerais máficos, granulometria entre média e grossa e presença de fenocristais de microclínio e feldspato peritítico, sendo que próximo ao contato com as encaixantes pode apresentar agregados de quartzo e biotita orientados por fluxo magmático; a segunda contém rochas hololeucocráticas e textura equigranular, cristais de microclínio, quartzo e plagioclásio são os minerais formadores, sendo rara presença de biotita, muscovita, minerais opacos, clorita e granada (Pereira *et al.*, 2001). A idade mínima de cristalização obtida através da evaporação de Pb em monocristais de zircão é de  $584 \pm 5$  Ma (Mendes *et al.*, 2006).

### 4.3 GRANITÓIDES SERRA DO LAGARTO E PEDRA SELADA

Ocorrem na forma de corpos alongados na direção NE-SW ou como lentes paralelas à foliação principal do Grupo Andrelândia sendo primeiramente descritas por Heilbron (1993) nos arredores de Pedra Selada, ao norte de Resende. Os granitos Serra do Lagarto e Pedra Selada (**Figura 7**) intrudem rochas do Grupo Andrelândia, apresentando foliação nos bordos, interpretada por Heilbron (1993), como resultante da combinação de fluxo magmático com efeitos da deformação D2, dobrada e cisalhada pela deformação D3 subsequente. Heilbron (1993) descreveu os granitos como porfiríticos, contendo megacristais de K-feldspato e matriz rica em biotita, com proporções menores de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Apresentam enclaves máficos ricos em anfibólio e lentes quartzodioríticas. Os contatos são gradacionais e bruscos com um leucogranito gnáissico, que também ocorre como *sills* ou bolsões no interior dos granitos. Dados geoquímicos obtidos para o granito Serra do Lagarto (Junho *et al.* 1999) indicam magmatismo calcioalcalino de alto-K, do tipo-I, fracamente peraluminoso a metaluminoso. Determinação geocronológica por evaporação de Pb em zircão de cerca de 580 Ma, obtida por Mendes *et al.* (2006), foi interpretada como idade mínima de cristalização pelos autores.

### 4.5 GRANITÓIDE MAROMBA

O granito Maromba representa um corpo intrusivo localizado a oeste da cidade de Visconde de Mauá, sendo limitado a sudoeste pelo maciço de Itatiaia e a nordeste em contato abrupto com leucognaisses diatexíticos (**Figura 7**). Os outros contatos são concordantes com os paragnaisses metatexíticos que compõe as rochas encaixantes, apresentando textura porfiroblástica, espessas lentes melanossomáticas enriquecidas em granada, hornblenda e biotita (Junho *et al.*, 1999). Apesar da similaridade que este corpo granítico apresenta se comparado aos granitos Serra do Lagarto e Pedra Selada, algumas variações texturais podem ser ressaltadas. O granito Maromba apresenta coloração mais clara, contém lentes de quartzodiorito e não apresenta a associação de granitos porfiríticos com gnaisses leucograníticos e hornblenda gnaisses migmatíticos. Tais diferenças podem indicar que estes corpos granitóides porfiríticos sofreram diferenciação de sudeste para noroeste. Ao microscópio apresenta textura porfirítica marcada por foliação e lineação sobrepostas por estrutura protomilonítica.



A textura porfirítica é interpretada como derivada de fluxo magmático sin-deformacional de um magma parcialmente cristalizado, e contém megacristsais de microclina em meio a uma matriz granodiorítica composta por biotita, hornblenda, allanita, zircão e apatita (Junho *et al.*, 1999).

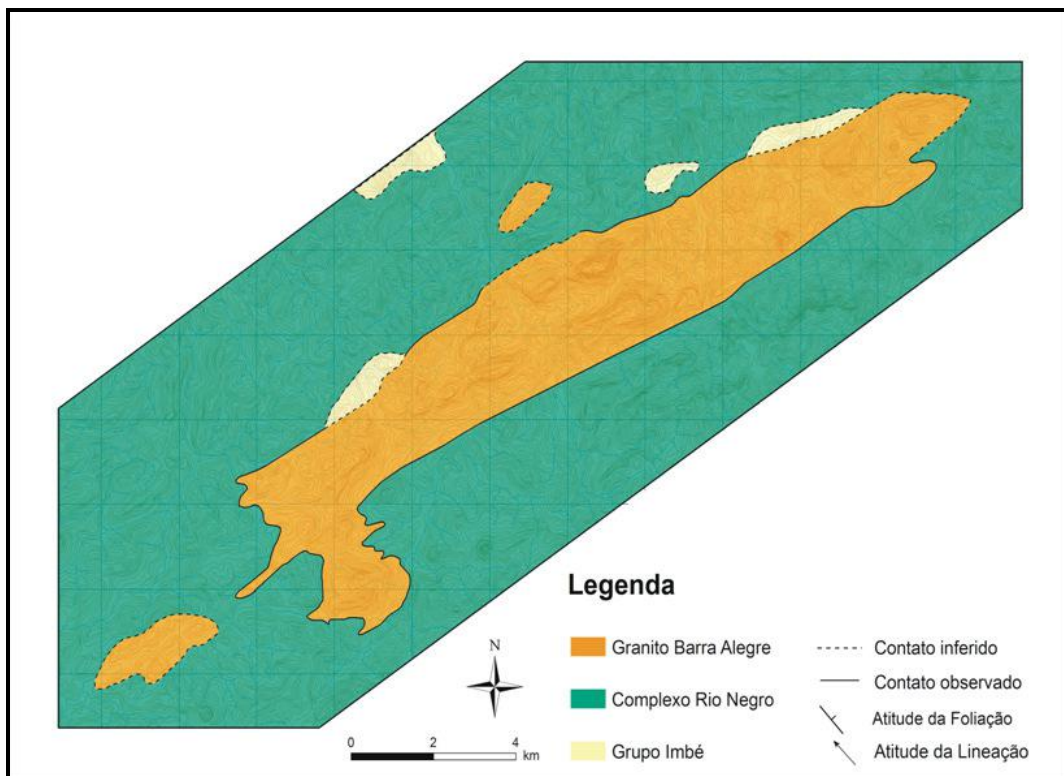


Figura 5 – Mapa geológico com corpos rochosos da Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Barra Alegre. Modificado de Mendes *et al.* (2007) .

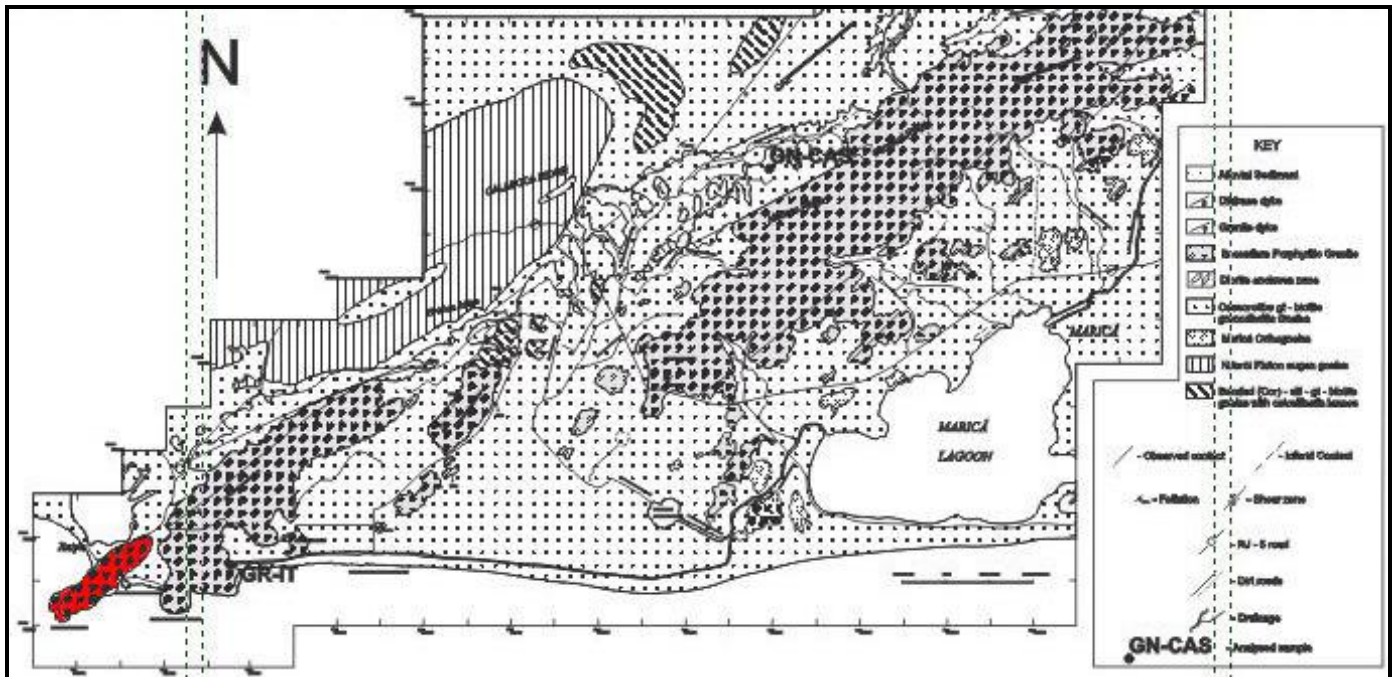


Figura 6 – Mapa geológico contendo o granitóide Itacoatiara em destaque, Região Costeira do Estado do RJ. Modificado de Mendes *et al.* (2003).

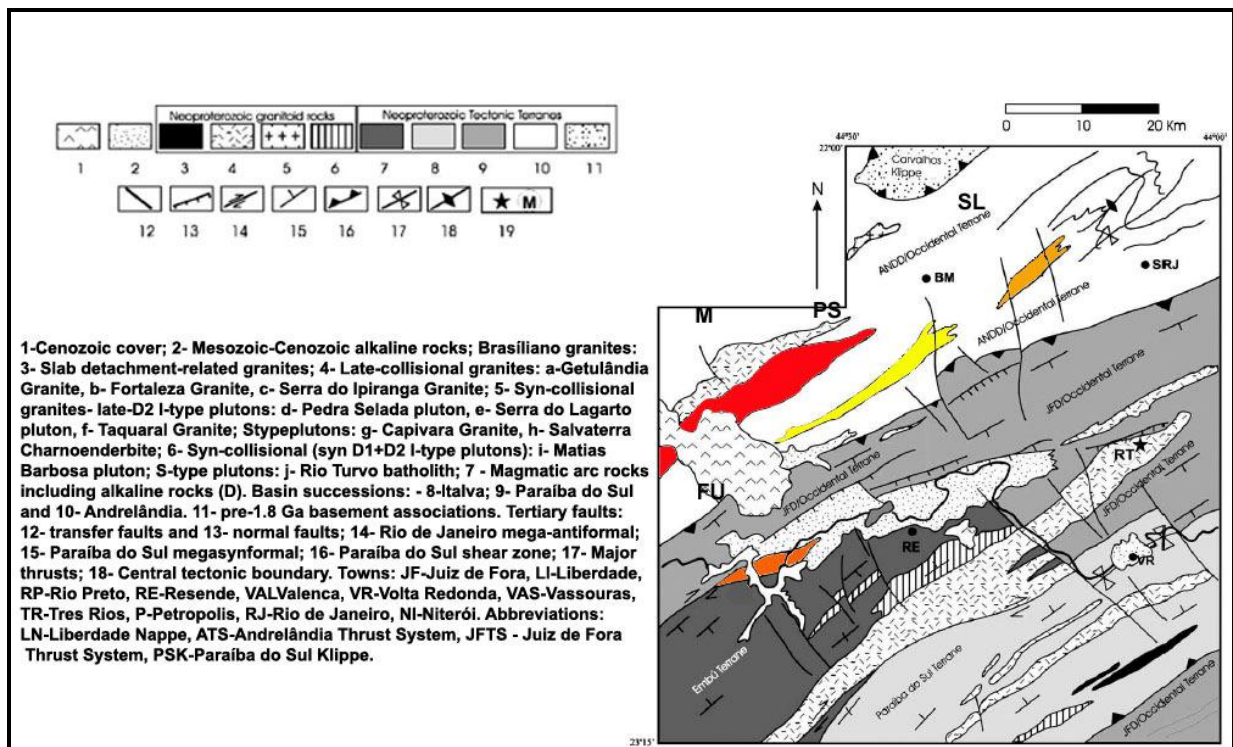


Figura 7 – Mapa geológico destacando os corpos granitóides: Maromba (M=vermelho), Pedra Selada (PS=amarelo) e Serra do Lagarto (SL=laranja), modificado de Mendes *et al.* (2006).

## 5. METODOLOGIA

No início, procedeu-se a uma pesquisa bibliográfica sobre o tema a ser abordado e a área a ser estudada. Foram coletadas informações em teses, periódicos, livros, dentre outras publicações que pudessem subsidiar o trabalho.

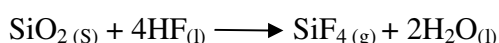
Como material base desse trabalho foram utilizadas 19 análises isotópicas realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), sendo 3 pertencentes ao Granitóide Barra Alegre, 3 ao Granitóide Maromba, 2 ao Granitóide Pedra Selada, 3 ao Granitóide Serra do Lagarto, 4 ao Granitóide Itacoatiara e 4 ao Granitóide Funil.

### 5.1 TRATAMENTO DAS AMOSTRAS PARA ANÁLISE ISOTÓPICA

As análises das amostras selecionadas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). O pó das amostras foi tratado visando à obtenção dos dados isotópicos, de acordo com as seguintes etapas: digestão das amostras; separação química, por cromatografia de troca iônica, dos elementos terras-raras e Sr (coluna primária); separação química, por cromatografia de fase reversa do Sm e do Nd (coluna secundária); e análise espectrométrica. Todos os procedimentos de preparação das amostras e realização das análises químicas foram acompanhados pelo autor sob supervisão dos responsáveis técnicos do LAGIR.

Inicialmente utiliza-se um recipiente *savilex* de 15 mL de volume ou bomba de *teflon* de cerca de 15-20 mL, revestida com jaqueta de aço inoxidável, na balança de precisão e zera-se a mesma. Adiciona-se cerca de 0,10 - 0,15 g de amostra e novamente a balança é zerada e os pesos registrados. Por fim adiciona-se aproximadamente 0,05g de *Spike* misto de Nd (149) e Sm (150) e anota-se o peso exato novamente. A etapa seguinte são os ataques com ácidos que ocorrem da seguinte maneira:

1- Adição de 6 mL de HF (ácido fluorídrico, bi-destilado) e 0.5 ml de HNO<sub>3</sub> 6N (ácido nítrico, destilado) à amostra e deixa-se a mesma sobre uma chapa aquecida, à temperatura de 80-90°C com recipiente aberto, por 30 minutos para que sejam eliminados H<sub>2</sub>O e SiF<sub>4</sub>, formados devido à reação química entre a sílica da amostra e o ácido fluorídrico, como mostra a equação esquemática:



Após resfriamento parcial da amostra, o recipiente deve ser fechado e deixado no caso do *Savillex*, em chapa aquecida, entre 120-130°C, durante três dias. Após o prazo a amostra é resfriada naturalmente até cerca de 60°C. O frasco aberto, e o conteúdo evaporado em chapa aquecida, entre 80-90°C, até a secura. No caso da Bomba de *Teflon*, a amostra deverá permanecer em estufa, entre 180-190°C durante três dias. Ao retirar da estufa, deixar esfriar e evaporar em chapa aquecida (**Figura 8**), entre 80-90°C, até a secura.

2- No segundo ataque 6 ml de HCl 6N são adicionados à amostra que é aquecida por 2 dias em estufa (180-190°C). Ao ser retirada da estufa, a amostra deverá ser resfriada e evaporada em chapa quente (80-90°C) até a secura. È de interesse a dissolução completa da amostra durante os procedimentos, em caso contrário, a amostra deve ser evaporada e o processo repetido a partir do primeiro ataque. Caso a dissolução esteja completa, seguir com a evaporação em chapa quente (80-90°C) até a secura. No caso da amostra permanecer homogênea coloca-se a mesma em um microtubo que é encaminhado para centrifugar por 3 minutos. Em seguida adicionar 2 ml de HCL 2,5N e reservar para a separação dos elementos de interesse geocronológico na coluna primária (**Figura 9**).

Na coluna primária ocorre a separação do Sr e ETR dos demais elementos presentes na amostra de acordo com as etapas descritas na tabela 2. Após passar pela coluna primária a solução de terras raras obtida é encaminhada para estufa para evaporar e posteriormente eluída com 0,2 mL de HCl 0,18N e encaminhada à coluna secundária para coleta de Sm e de Nd de acordo com os procedimentos apresentados na tabela 3.

Depois da passagem pela coluna secundária as amostras coletados de Sm e Nd, bem como, o Sr coletado na coluna primária, são diluídas em 1  $\mu$ L de ácido HCl 1N para que a mesma seja depositada em filamento de Rênio (**Figura 10**) e finalmente levada ao espectrômetro de massa para dosagem das razões isotópicas.

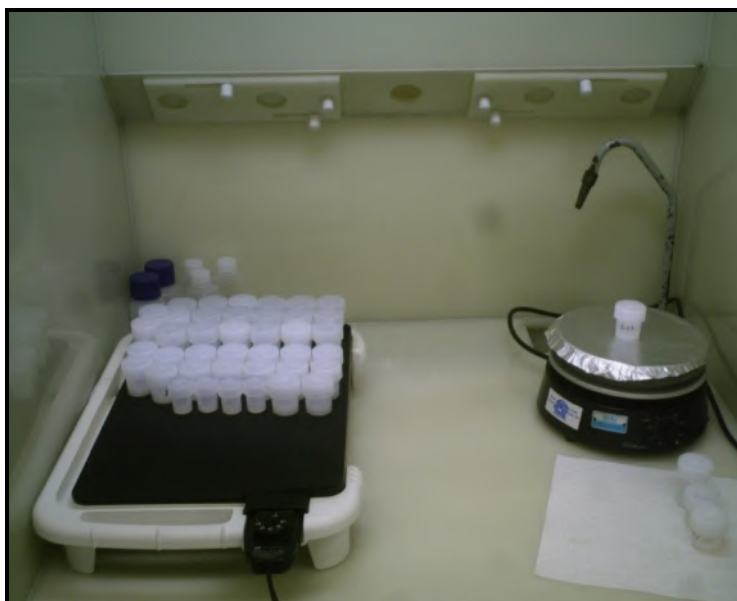


Figura 8 – Estufa onde é realizada a secagem das amostras após ataque com ácidos.

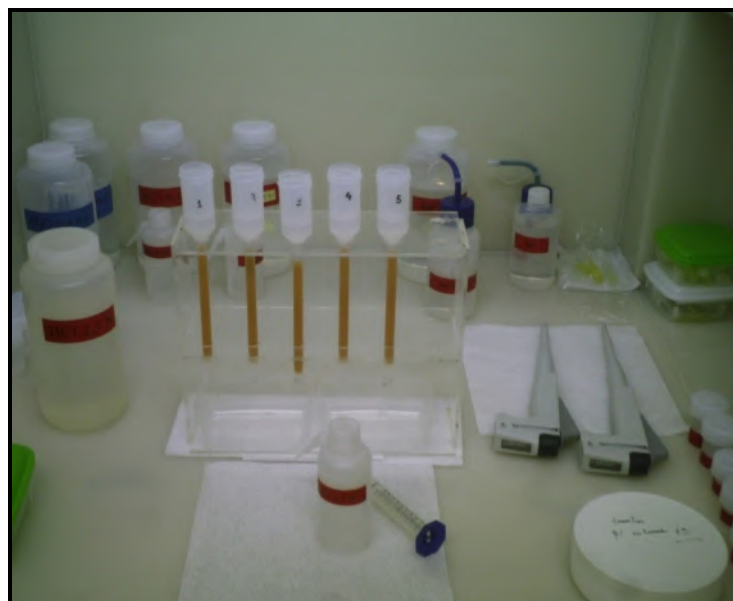



Figura 9 – Colunas onde é realizado o ataque com ácidos e separação do material de interesse geocronológico.




Figura 10 – Colocação da amostra diluída em 1 ml de HCl sobre o fio de Rênio para secagem e posteriormente posto no espectrômetro de massa.

**Tabela 2 – Procedimento da coluna primária para separação de elementos de Terras Raras, segundo o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR).**

			
<b>PROCEDIMENTO PARA COLUNA PRIMÁRIA (Sr e REE)</b>			
<b>Interessado:</b>			
<b>Analista:</b>			<b>Data:</b>
<b>COLUNAS</b>			
<b>Amostra</b>			
<b>Bomba/Savillex</b>			
<b>HCl 2,5N</b>			
Equilibrar com 10,0 mL			
Adicionar amostra 1,0 mL			
Lavar bulbo com 1,0 mL			
Lavar bulbo com 1,0 mL			
Lavar bulbo com 1,0 mL			
Descartar 7,0 mL			
Descartar 7,0 mL			
Descartar 7,0 mL			
<b>Coletar Sr 8,0 mL</b>			
Número do Savillex			
Descartar 3,0 mL			
<b>HCl 6N</b>			
<b>Coletar REE 15,0 mL</b>			
Número do Savillex			
Lavar coluna (bulbo cheio)			
Estocar em tubo de ensaio			

**Tabela 3 – Procedimento da coluna secundária para coleta de Sm e Nd, segundo o Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR).**

			
<b>PROCEDIMENTO PARA COLUNA SECUNDÁRIA (Nd e Sm)</b>			
<b>Interessado:</b>			
<b>Analista:</b>			<b>Data:</b>
<b>COLUNAS</b>			
<b>Amostra</b>			
<b>Savillex</b>			
Lavar coluna com H <sub>2</sub> O MilliQ			
<b>HCl 0,18N</b>			
Equilibrar com 3,0 mL			
Adicionar amostra 0,2 mL			
Lavar bulbo com 0,2 mL			
Lavar bulbo com 0,2 mL			
Lavar bulbo com 0,2 mL			
Descartar 7,0 mL			
<b>Coletar Nd 4,5 mL</b>			
Número do Savillex			
<b>HCl 0,5N</b>			
Descartar 1,0 mL			
<b>Coletar Sm 3,0 mL</b>			
Número do Savillex			
<b>HCl 6N</b>			
Lavar coluna (bulbo cheio)			
Estocar em tubo de ensaio			

## 5. GEOCROLOGIA SM-ND

Neodímio ( ${}_{60}\text{Nd}$ ) e Samário ( ${}_{62}\text{Sm}$ ) são elementos pertencentes ao grupo dos Terras Raras, grupo IIIB ou 6º período da tabela periódica. Ambos são classificados como terras raras leves, apresentando carga +3, mais comumente, e raio iônico de 1,08Å e 1,04Å respectivamente. Devido à similaridade entre seus raios iônicos e valência, o Sm e o Nd apresentam comportamentos químicos similares, podendo ser considerados elementos isoquímicos. Graças às razões de Sm/Nd em minerais e rochas terrestres variarem muito pouco, entre 0,1 e 0,5 (geralmente não ocorrem valores fora deste limite), ou seja, não ocorre extensiva separação entre Sm e Nd em nenhum processo geológico. Fisicamente, a pequena diferença entre seus raios iônicos é responsável pelo fracionamento desses elementos nos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada, sendo fortemente fracionadas nos clinopiroxênios, apatitas, anfibólios e granadas (Vergara *et al.*, 1997). Durante a diferenciação magmática a distribuição da razão Sm/Nd entre a fase cristalina e a fase fundida é diferente, o Sm tende a ser mais concentrado na fase cristalina, enquanto o Nd tende a se concentrar na fase fundida. Em termos de abundância cósmica o Nd e o Sm são similares,  $8,36 \times 10^{-1}$  átomos de Nd por  $10^6$  átomos de Si e  $2,61 \times 10^{-1}$  átomos de Sm por  $10^6$  átomos de Si (Anders e Ebihara, 1982 *in* Faure, 1986). A menor abundância de Sm em relação à de Nd é concordante com o decréscimo geral da abundância cósmica dos elementos em relação ao aumento do número atômico. A razão atômica do Sm/Nd no sistema solar é 0,31 (Faure, 1986). Suas concentrações nos minerais terrestres aumentam na seqüência em que eles se cristalizam na série de *Bowen*. Em rochas ígneas este aumento se dá das rochas básicas para as ácidas, ou seja, aumentam com o crescimento do grau de diferenciação, porém as razões Sm/Nd diminuem. Diferente do que ocorre em outros métodos de datação, variação dos valores de nuclídeos pais e filhos devido a recristalizações, como por exemplo, no método Rb-Sr, o uso de Sm-Nd se torna mais confiável devido a menor mobilidade.

O sistema isotópico Sm-Nd ajuda de forma específica e confiável o desenvolvimento de nosso conhecimento e entendimento sobre as relações das idades geocronológicas dos primeiros materiais do Sistema Solar e Pré-cambrianos, como as rochas ígneas mais jovens, permitindo a construção de isócronas minerais até o Fanerozóico. Esse método se baseia no sistema isotópico Sm-Nd, que decai do isótopo instável  ${}^{147}\text{Sm}$  para o isótopo estável  ${}^{143}\text{Nd}$ , sendo de grande importância para a determinação da idade absoluta e história dos elementos de Terras Raras



(ETR), enriquecidas ou reduzidas com a evolução dos sistemas ígneos. Devido a sua baixa mobilidade, os elementos Terras Raras, presentes nos minerais formadores de muitas rochas e também em minerais acessórios, tornam esse sistema menos susceptível à redistribuição de isótopos pais e/ou filhos durante o metamorfismo. Devido a pouca variação nas razões entre Sm e Nd e, somando-se a precisão da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , as idades encontradas apresentam incerteza de aproximadamente 10 a 70 Ma. O  $^{144}\text{Nd}$  é utilizado como base para comparação da quantidade de  $^{143}\text{Nd}$ , uma vez que o  $^{144}\text{Nd}$  é um isótopo estável e não é produzido por decaimento radioativo, não sendo alterado ao longo da existência da rocha. As idades Sm-Nd vêm sendo interpretadas como da época em que o material se diferenciou do manto, podendo este ser um manto primitivo ou empobrecido em litófilos leves (Vergara *et al.*, 1997). A evolução isotópica do neodímio na Terra é representada pelo modelo de CHUR, que assume que a razão Sm/Nd da Terra é a mesma do que a de um meteorito condrítico. A idade obtida pelo modelo  $T_{\text{CHUR}}$  é interpretada como sendo característica do manto primitivo e caracterizada como a idade ideal e geologicamente impossível de ser obtida a partir de rochas encontradas na crosta terrestre. Por tal motivo a metodologia utilizada é a da idade modelo  $T_{\text{DM}}$  (Depleted Mantle) interpretada como sendo de um manto empobrecido. O significado geológico das idades obtidas pelo método Sm-Nd é que, como esses elementos são pouco móveis, dificilmente o sistema é perturbado por eventos geológicos superpostos. E como as razões entre Sm e Nd existentes no manto são mais elevadas em relação à da crosta continental, essas rochas podem ser datadas.

## 6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Através de análise Sm-Nd em rocha total das amostras selecionadas foram obtidas idades modelo  $T_{\text{DM}}$  semelhantes podendo assim dividi-las em dois grupos: o primeiro englobando idades entre 1.30 e 1.6 Ga (amostras BA-15, BA-22, BA-34, QM, CH-6N, SRJ 418, AF-01B, AFD-03A e MD-06B) e o segundo idades entre 1.6 e 2.0 Ga (amostras FM-2, CH-3N, J-40B, J-46A, SRJ 417A, SRJ 418J, LA-04, J-16, J-49 e J-54C). Os resultados de todas as amostras estão representados na Tabela 4. Estes resultados indicam que as rochas coletadas têm idade modelo  $T_{\text{DM}}$  Paleoproterozóica a Mesoproterozóicas. As idades de cristalização obtidas para as amostras, em estudos anteriores, variam entre 570 e 580 Ma (Pb-Pb em zircão).

Os intervalos de idade de cristalização desses corpos são correlacionáveis ao evento colisional I, conforme modelo geotectônico atualmente proposto para o Segmento Central da Faixa Móvel Ribeira (Heilbron *et al.* 2004). Considerando-se somente os resultados com razões isotópicas entre 0,09 e 0,14 (segundo a literatura, razões diferentes deste intervalo podem não ser realísticas, não possibilitando a confiabilidade nos dados), podem-se agrupar os corpos estudados de acordo com faixas de idades modelo  $T_{DM}$  e de  $\epsilon_{Nd}(T)$ .

Os granitos Itacoatiara e Barra Alegre estão encaixados em gnaisses orto e paraderivados do Domínio Costeiro e o Granito Funil está envolvido por paragnaisses do Complexo Embu; rochas do embasamento até então não foram descritas próximas à área de ocorrência desses corpos. Desta forma, mostram  $\epsilon_{Nd}(T)$  variando entre cerca de -3,5 e -7,4 e idades  $T_{DM}$  entre cerca de 1,3 a 1,6 Ga, indicando assim extração/fusão de protólito crustal durante o Mesoproterozóico. Os granitos Maromba, Pedra Selada e Serra do Lagarto encontram-se envolvidos por gnaisses migmatíticos paleoproterozóicos do embasamento da Megasequência Andrelândia e do Complexo Juiz de Fora e definem idades  $T_{DM}$  mais antigas (entre 1,7 e 2,0 Ga) e  $\epsilon_{Nd}(T)$  entre -10,6 e -12,8. Este conjunto de idades pode ser interpretado como resultado de uma evolução que iniciou no Paleoproterozóico, com fusão e extração de fonte crustal, e se estendeu até a cristalização das rochas no Neoproterozóico tardio, conferindo então longa residência na crosta para o material extraído.

Idades  $T_{DM}$  desta ordem têm sido reportadas para rochas ortoderivadas da Faixa Ribeira, enfatizando assim a relevância de retrabalhamento crustal neste período. Por outro lado, valores  $T_{DM}$  mesoproterozóicas, como obtidos nesta pesquisa, têm sido mais escassos e podem sinalizar para processos crustais desta idade ainda não satisfatoriamente compreendidos na região estudada.

**Tabela 4 - Resultados das análises Sm-Nd realizadas em 19 amostras de diferentes corpos graníticos, feitas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). 1 – Mendes *et al.*, 2007; 2 – Mendes *et al.*, 2003; 3 - Mendes *et al.*, 2006; 4 – Junho *et al.*, 1999.**

Granitóide	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}$
Barra Alegre 0.579 (1)	BA-15	6.8	36.2	0.1342	0.512124±9	-10.03	-3.87	1.39
	BA-22	5.5	33.7	0.09851	0.512060±8	-11.28	-4.01	1.30
	BA-34	4.9	24.3	0.12238	0.512161±5	-9.31	-3.81	1.46
Itacoatiara 0.572 (2)	FM-2	8.3	34.2	0.14669	0.512235±11	-7.86	-4.21	1.82
	CH-3N	5.1	22.1	0.14084	0.512179±8	-8.96	-4.88	1.79
	QM	5.0	28.0	0.10756	0.512134±7	-9.84	-3.32	1.30
	CH-6N	5.6	27.1	0.12424	0.512173±7	-9.07	-3.78	1.47
Pedra Selada 0.579 (3)	J-40B	8.5	52.5	0.09743	0.511639±9	-19.48	-12.16	1.83
	J-46A	15.3	99.6	0.09311	0.511628±3	-19.70	-12.05	1.78
Serra do Lagarto 0.586 (3)	SRJ 417A	12.3	63.3	0.11791	0.511812±6	-16.10	-10.23	1.95
	SRJ 418	6.5	48.9	0.08044	0.511656±6	-19.15	-10.46	1.58
	SRJ 418J	2.4	13.8	0.10559	0.51684±13	-18.62	-11.80	1.91
Funil 0.584 (3)	AF-01B	3.9	24.7	0.09487	0.511925±12	-13.91	-6.32	1.43
	AFD-03A	5.6	35.4	0.09511	0.511872±5	-14.93	-7.37	1.50
	LA-04	4.6	24.9	0.11211	0.511917±1	-14.06	-7.76	1.68
	MD-06B	79.6	458.8	0.10493	0.511958±8	-13.26	-6.42	1.51
Maromba 0.586 (4)	J-16	8.0	45.1	0.10692	0.511637±6	-19.53	-12.82	2.00
	J-49	3.4	20.2	0.10192	0.511731±3	-17.70	-10.61	1.78
	J-54C	5.4	35.5	0.09196	0.511684±1	-18.61	-10.78	1.69

## 6.1 ESTUDO DA FONTE A PARTIR DOS DADOS ISOTÓPICOS DE SR

Durante a coleta dos elementos Sm e Nd, metodologia descrita no tópico 5.1 do presente trabalho, há também a extração de Sr na coluna primária, desta forma os dados de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  em conjunto com a interpretação litogeoquímica permitem inferir algumas características das fontes que geraram os protólitos dos corpos estudados. Vale ressaltar que este estudo visa apenas a determinação de possíveis características inerentes a fonte da qual foram extraídos os magmas, utilizando assim as razões de Sm e Nd.

Como a geoquímica isotópica de Sr e Nd fornecem parâmetros sobre os reservatórios mantélicos, estas razões também serão levadas em conta, porém de forma simples não envolvendo o estudo sobre contaminação crustal ou mistura de fontes, que necessitariam de dados isotópicos de Pb e modelamento quantitativo.

Ao contrário dos dados Sm-Nd, as razões iniciais  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (apresentadas na tabela) 5 não permitem um agrupamento entre os granitóides (**Figura 11**). As mais baixas razões para o corpo Serra do Lagarto apontam provável fonte crustal com expressiva participação de material mantélico e seus valores  $\epsilon\text{Sr}(\text{T})$  menos positivos atestam este caráter menos evoluído. Razões que atingem 0,720 (Granito Maromba), junto com  $\epsilon\text{Sr}$  fortemente positivos são compatíveis com rochas geradas a partir da fusão de crosta média a superior. As razões iniciais relativamente elevadas obtidas para os diferentes corpos permitem inferir uma provável fonte mista I/S para a maioria deles. Suas características de campo, petrográficas e geoquímicas apontam para granitóides do tipo I, mas com aspectos sinalizadores da possível participação de crosta mais aluminosa na geração dos magmas, tais como forte predominância de biotita e ocorrência apenas pontual de hornblenda, presença de xenólitos de metassedimentos e assinatura geoquímica levemente peraluminosa.

**Tabela 5 - Resultados das análises Sr realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) para os corpos estudados.**

<b>Granitóide</b>	<b>Amostra</b>	<b>Sr (ppm)</b>	<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></b>	<b><math>\epsilon_{(0)}</math></b>	<b><math>\epsilon_{\text{Sr(T)}}</math></b>
Barra Alegre	BA-15	317	0.717326	182	91
	BA-22	294	0.719331	211	100
	BA-34	391	0.719307	210	95
Itacoatiara	FM-2	411	0.717479	184	77
	CH-3N	314	0.718681	201	65
	QM	351	0.721272	238	55
	CH-6N	278	0.72075	231	20
Pedra Selada	J-40B	222	-	-	-
	J-46A	186	0.742263	524	190
Serra do Lagarto	SRJ 417A	330	0.716033	164	7
	SRJ 418	230	0.735682	443	49
	SRJ 418J	220	0.727497	326	-39
Funil	AF-01B	410	0.726627	314	41
	AFD-03A	306	0.725621	300	75
	LA-04	266	0.734949	432	97
	MD-06B	497	0.725193	294	126
Maromba	J-16	149	0.753758	699	230
	J-49	171	0.735909	446	162
	J-54C	145	0.736787	458	143

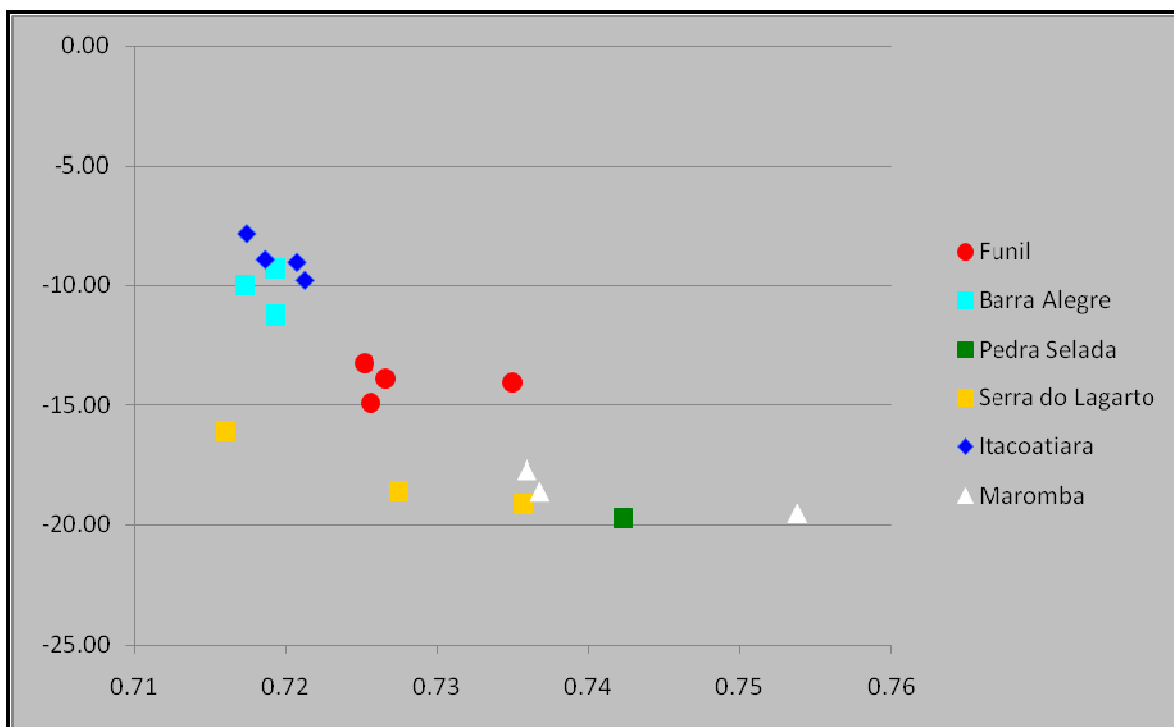


Figura 11 – Gráfico das razões iniciais de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$  (Barra Alegre – Turquesa, Itacoatiara – Azul, Serra do Lagarto – Amarelo, Pedra Selada – Verde, Funil - Vermelho, Maromba – Branco).

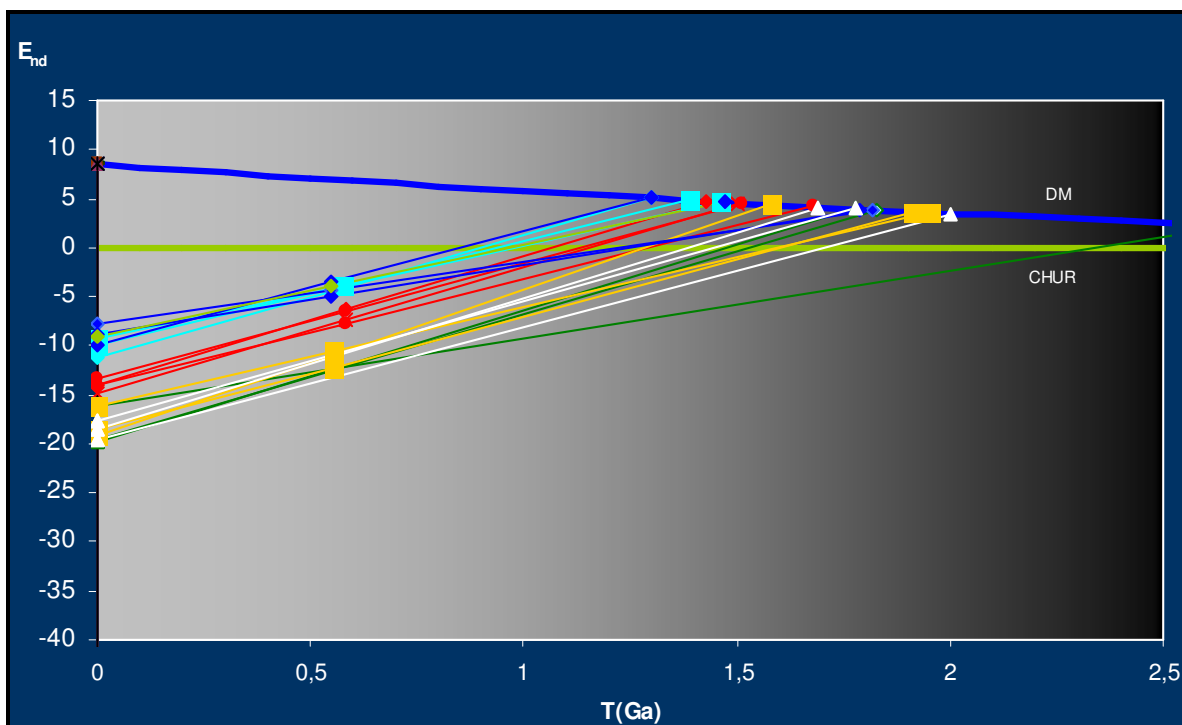


Figura 12 – Curva de evolução do manto depletado para as 19 amostras correspondentes aos 6 corpos Granitóides estudados (Barra Alegre – Turquesa, Itacoatiara – Azul, Serra do Lagarto – Amarelo, Pedra Selada – Verde, Funil - Vermelho, Maromba – Branco).

## 7. CONCLUSÕES

Os dados isotópicos Sm-Nd obtidos neste estudo, apontando idades  $T_{DM}$  Paleoproterozóica a Mesoproterozóica para os granitóides porfiríticos Barra Alegre, Itacoatiara, Funil, Pedra Selada, Serra do Lagarto e Maromba, são coerentes com seu caráter sin-tectônico (Junho *et al.*, 1999; Trouw *et al.*, 2000; Pereira *et al.*, 2001a, Mendes *et al.*, 2006), tendo cristalizado e intrudido durante a fase principal de deformação da Faixa Ribeira ( $D_1 + D_2$ ). A ocorrência de rochas graníticas tipo-I de idade contemporânea ao evento de colisão principal do Orógeno Ribeira têm sido comumente abordado na literatura, porém o magmatismo sin-colisional mais freqüente apresenta assinatura tipo-S às vezes apresentando paragênese aluminosa (Chappel and White, 1974) ou mesmo caráter levemente peraluminoso tipo-I. O intervalo de idade dos corpos é sincrônico ao máximo de deformação e metamorfismo da Faixa Ribeira Central, podendo ser considerado como um importante período de geração de magma crustal, quando a diferenciação de granitos apresentando características mineralógicas, texturais e geoquímicas contrastantes (assinaturas tipo-I e S) eram bem significantes.

Juntamente com as características de campo, petrográficas e geoquímicas, as razões iniciais de Sr e Nd relativamente elevadas obtidas para os diferentes corpos permitem inferir uma provável fonte mista I/S para a maioria deles. Os aspectos sinalizadores da possível participação de crosta mais aluminosa na geração dos magmas são a forte predominância de biotita e ocorrência apenas pontual de hornblenda, presença de xenólitos de metassedimentos e assinatura geoquímica levemente peraluminosa. O conjunto de idades pode ser interpretado como resultado de uma evolução que se iniciou no Paleoproterozóico, com fusão e extração de fonte crustal, e se estendeu até a cristalização das rochas no Neoproterozóico tardio, conferindo então longa residência na crosta para o material extraído. Idades  $T_{DM}$  desta ordem têm sido reportadas para rochas ortoderivadas enfatizando a relevância de retrabalhamento crustal neste período. Porém valores  $T_{DM}$  mesoproterozóicas têm sido mais escassos e podem sinalizar para processos crustais desta idade ainda não satisfatoriamente compreendidos na região estudada.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Amaral, G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: THE OCEAN BASIN AND MARGINS (Nairn & Stille, Eds.), 1:411-446, Plenum, New York.
- Almeida, J.C.H., Eirado Silva, L.G., Valladares, C.S., 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, RIO DE JANEIRO, 1993. Boletim de Resumos... Rio de Janeiro, SBG, p. 155-160.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. CPRM, Rio de Janeiro. 856 pp.
- Campos Neto, M.C., Caby, R., 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. *Tectonics* 19, 669–687.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8 (2), 173-174.
- Duarte, B.P., Heilbron, M., Campos Neto, M.C., 2000. Granulite/Charnockite from Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Pan African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, n. 3: 358-362.
- Duarte, B. P. 2003. A Paleoproterozoic Orogen Reworked within the Neoproterozoic Ribeira Belt, Southern Brazil. In: IV South-American Symposium on Isotope Geology, Salvador. Short Papers, pp. 186-189.
- Eirado, L.G., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., in press. Os Terrenos Tectônicos da Faixa Ribeira na Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*
- Faure, G., 1986. *Isotope Geology*. John Wiley & Sons, Inc. USA. 215 p
- Fernandes, A.J., Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., 1990. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: limites e evolução geológica. 36th Cong. Bras. Geol., Natal, SBG, Anais, vol. 6, pp. 2755–2763.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller, T., 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U–Pb results: examples from Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 351–363.



- Heilbron, M., 1993. Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Ph.D. thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. *Precambrian Research* 125 (1–2), 87– 112.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira De Geociências* 25 (4), 249–266.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H., Tupinambaá, M., 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Mohriak, W.U., Talvani, M. (Eds.), *Geology and Geophysics of Continental Margins*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, pp. 1 – 31.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C., 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., et al., (Eds.), *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo. 647 pp.
- Junho, M.C.B., 1995. Leucogranites and related migmatites, southern Minas Gerais and southwestern Rio de Janeiro States, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 67 (4), 497– 515.
- Junho, M.C.B., Mendes, J.C., 2000. Geological and geochemical constraints of the diatexitic gneisses of the Andrelândia Group, southern Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30 (3), 353-357.
- Junho, M.C.B., Heilbron, M., Valeriano, C.M., 1999. Porphyritic I-type syntectonic granites and related rocks, Ribeira Mobile Belt, southwestern Rio de Janeiro state, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 71 (4-I), 631– 647.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U–Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79 (3– 4), 347– 361.
- Mendes, J.C., Penha, H.M., Ludka, I.P., 2003. Geological Features of the Itacoatiara Granite, southeast Rio de Janeiro State, Brazil. In: SBG, 9° Simp. Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Boletim de Resumos. Pp. 222-224.
- Penha, H.M., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Almeida, F.O., Guimarães, A.M., Penha, L.L. 2001. Geologia do Granitóide Itacoatiara, RJ: resultados preliminares. In: SBG-RJ, 7° Simpósio de Geologia do Sudeste, Boletim de Resumos, p. 27.

- Pereira, R.M., 2001. Caracterização geocronológica, geoquímica, geofísica e metalogenética de alguns plutonitos graníticos da região do médio Rio Paraíba do Sul e alto Rio Grande, segmento central da Faixa Ribeira. Ph.D. thesis, Dept. of Geology, Igeo/UFRJ.
- Pereira, R.M., Ávila, C., Moura, C.V., 2001a. Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  do Granito do Funil, segmento central da Faixa Ribeira (RJ-SP), Brasil. *Geociências* 20 (1/2), 37– 48.
- Pereira, R.M., Ávila, C., Moura, C.V., Roig, L.R., 2001b. Geologia e geoquímica do Granito Mendanha e do Granitóide Marins e idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (por evaporação de zircão) do Granito Mendanha, Faixa Ribeira Central, Estado de São Paulo. *Geociências* 20 (1/2), 49–60.
- Ribeiro, A., Trouw, R., Andreis, R., Paciullo, F., Valença, J.G., 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 25 (4), 235– 248.
- Schmitt, R.S., Pimentel, M.M., Van Schmus, W.R., Trouw, R.A.J., Armstrong, R.A., 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira Belt: new U-Pb data. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, IV SSAGI, Salvador, Short Papers Volume, 1: 294-297.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R, Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt-SE Brazil. *Precambrian Research* 133 (1– 2), 29–61.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala: 1:250.000. DNPM, Brasília, 307– 314.
- Silva, R.R., Junho, M.C.B., Monsores, A.L.M., Nogueira, J.R., Alves, M.J.S., 1992. Geologia do Grupo Andrelândia na região de Aiuruoca-Liberdade, Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto* 46 (1/2), 100–102.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Almeida, J., Tupinambá, M., Andreis, R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz Filho, A., Campos, D. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. CPRM, Rio de Janeiro. 856 pp.
- Vergara, M.D., Torquato, J.R., Kawashita, K. Método Samário-Neodímio 1997. *Revista de Geologia da UFCE-Fortaleza*