



Universidade do Estado do Rio de Janeiro
Centro de Tecnologia e Ciências
Faculdade de Geologia

Hugo Tavares Machado

Evolução geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.

Rio de Janeiro

2010

Hugo Tavares Machado

Evolução geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Cláudia Sayão Valladares

Co-orientador: Prof. Dr. Cláudio M. Valeriano

Rio de Janeiro

2010

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

M149 Machado, Hugo Tavares.
Evolução geológica do complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm Nd e Sr / Hugo Tavares Machado. – 2010.
165 f.

Orientador: Cláudia Sayão Valladares
Co-orientador: Cláudio de Morisson Valeriano
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geoquímica – Brasil, Sudeste -Teses. 2. Geologia isotópica – Brasil, Sudeste – Teses. I. Valladares, Cláudia Sayão. II. Valeriano, Cláudio de Morisson. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU 550.4(815)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Hugo Tavares Machado

Evolução Geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao programa de pós-graduação em Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovado em 29 de outubro de 2010.

Co-orientador:

Prof. Dr. Cláudio M. Valeriano
Faculdade de Geologia da UERJ

Banca Examinadora:

Prof^a Dr^a. Cláudia Sayão Valladares (Orientadora)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof^a Dr^a. Silvia Regina Medeiros
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof Dr. Rubem Porto Jr.
Departamento de Geociências da UFRRJ

Rio de Janeiro

2010

DEDICATÓRIA

A minha esposa Monique e Família.

AGRADECIMENTOS

Eu me sinto muito grato pelo tempo que estive envolvido durante a elaboração desta dissertação. Eu me sinto satisfeito pelo crescimento profissional e principalmente pelo amadurecimento pessoal. Eu tive que realizar muitas escolhas e com elas vieram as suas conseqüências. Entretanto, eu não me vejo hoje sem o aprendizado destas experiências.

Eu gostaria de agradecer primeiramente a Deus por me dar a possibilidade de mudar a minha História através da educação.

Em segundo lugar gostaria de agradecer a minha amada esposa Monique que, por tantas vezes, abriu mãos de nossos momentos para que eu desse continuação a esta dissertação. Ao carinho e ajuda na leitura deste texto. E, acima de tudo pelo apoio nos momentos difíceis como minha companheira, amiga e mulher.

A minha família. Meus pais Sirvaldo e Zenilda, aos meus irmãos Samuel e Fernanda, a D. Rita, meus avós e todos os outros familiares pelo carinho, apoio, força nesse período.

Ao meu grande amigo e compadre Fábio pelo apoio. Aos meus amigos que ajudaram e me deram força durante as aulas, campos, conversas e mesmo pela companhia.

A minha orientada Dra. Cláudia Sayão Valladares pelas muitas lições aprendidas e que nem sempre se restringiram ao meio acadêmico. Agradeço por sua paciência e por acreditar que eu conseguiria terminar este trabalho em meio a tantas adversidades.

Ao meu co-orientador Cláudio M. Valeriano.

A Prof^a. Silvia Medeiros pela leitura crítica deste trabalho e pelo grande apoio durante as etapas finais.

Ao Prof. Rubem Porto, pela indicação para o mestrado na FGEL e por me apresentar a Prof^a. Cláudia mesmo antes do término da minha graduação.

Aos funcionários Rosalva, Miguel e demais técnicos do Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da UERJ, sempre solícitos em suas atividades

Ao Samuel Viana pela ajuda, desde antes desta dissertação se iniciar, por me ceder sua base de mapas e pelo apoio para a realização dos mapas deste trabalho.

Ao Gilberto e a Carla do Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) pelo aprendizado de laboratório e pela ajuda.

Ao Diogo e a Edna da secretaria da pós-graduação sempre dispostos a ajudar.

Aos diretores da FUNDSOLO, Dr. Marcio e Dra. Beatriz pelo apoio que me foi dado pela empresa para a continuação deste projeto.

A toda equipe da pós-graduação da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro por me fornecer condições necessárias para elaboração dessa dissertação.

A CAPES por me contemplar com a bolsa de mestrado.

O CPRM que pelo PRONAGEO financiou esse trabalho.

Agradeço, finalmente, a tantos outros que contribuíram, direta ou indiretamente, para a conclusão deste projeto.

Tudo tem o seu tempo determinado
e há tempo para todo propósito
debaixo do céu.

Ec: 3.1

RESUMO

MACHADO, Hugo Tavares. *Evolução geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr*. 2010, 165 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: 2010.

A área estudada está inserida na Faixa Ribeira, Segmento Central da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1973, 1977, 1981), que representa um cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neo-proterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (Almeida, 1971, 1977; Cordani et al., 1967, 1973; Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira & Figueiredo, 1991). Neste contexto, o Complexo Quirino é o embasamento retrabalhado do Terreno Paraíba do Sul (Heilbron et al., 2004). O Complexo Quirino é formado por extensos corpos de ortognaisses foliados a homogêneos, leuco a mesocráticos, de granulometria média à grossa, composicionalmente variando entre granitóides tonalíticos/granodioríticos a graníticos, e apresentando enclaves de rochas ultramáficas, máficas e cálcio-silicáticas (ricas em tremolita). Os ortognaisses tonalíticos/granodioríticos apresentam porfiroblastos de plagioclásio e a hornblenda como máfico principal, contrastando com os de composição granítica que apresentam porfiroblastos de K-feldspato e biotita predominante. Como acessórios aparecem zircão, titanita, apatita e epidoto. Também estão associados a estes ortognaisses, granitóides neoproterozóicos que formam corpos individualizados ou lentes anatéticas no conjunto paleoproterozóico. Estes são compostos predominantemente por biotita gnaisse e hornblenda-biotita gnaisse. A análise litogeoquímicas dos ortognaisses do Complexo Quirino demonstrou a existência de duas séries magmáticas distintas. A primeira pertencente à série cálcio-alcálica de alto-K apresenta uma composição mais expandida granítica-adamelítica/granodiorítica/tonalítica e é correlacionável aos bt-ortognaisses e alguns hb-bt-ortognaisses. Os ortognaisses da série médio-K apresentam composição predominantemente tonalítica, sendo correlacionáveis à maioria dos hornblenda-biotita gnaisses. Enclaves lenticulares de metapiroxeníticos e anfibolíticos ocorrem em muitos afloramentos. Também ocorrem granitóides neoproterozóicos de composição graníticas a quartzo-monzoníticas. O estudo isotópico de Sm-Nd e Sr demonstrou que os ortognaisses da série cálcio-alcálica de alto-K e aqueles da série cálcio-alcálica de médio-K possuem idades modelo T_{DM} variando entre paleoproterozóicas a arqueanas, consistentes com dados U-Pb em zircão publicados na literatura. A série cálcio-alcálica de alto-K é mais antiga ($2308 \pm 9,2$ Ma a 2185 ± 8 Ma) do que a série cálcio-alcálica de médio-K (2169 ± 3 a 2136 ± 14 Ma) e a existência de zircões herdados com idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma para série de médio-K e 3388 ± 16 para série de alto-K. Os granitóides brasileiros possuem idades de cristalização neoproterozóica correlacionada a Orogênese Brasileira (602 a 627 Ma) (Viana, 2008; Valladares et al., 2002). Com base nos dados de Sr e Sm-Nd foi possível caracterizar 4 grupos distintos. Os grupos 1 e 2 são formados por rochas de idade paleoproterozóica (2,1 a 2,3 Ga) com idades modelo T_{DM} variando de 2,9 e 3,4 Ga, ϵ_{Nd} entre -8,1 e -5,8 e $87Sr/86Sr(t) = 0,694707$ (Grupo 1) e T_{DM} variando de 2,5 a 2,7 Ga, ϵ_{Nd} entre -5,8 e -3,1 e $87Sr/86Sr(t) = 0,680824$ (Grupo 2), formados no paleoproterozóico com contribuição de uma crosta arqueana. O grupo 3 é formado por rochas juvenis de idade paleoproterozóica, com

idades de cristalização variando entre 2,0 e 2,2 Ga e com idades modelo T_{DM} variando de 2,1 a 2,2 Ga e ϵ_{Nd} entre + 1,5 e + 1,2. O grupo 4 é formado durante o neoproterozóico (645 Ma) por rochas possivelmente de idade paleoproterozóico com idades modelo T_{DM} igual a 1,7 Ga e ϵ_{Nd} igual a -8,3.

Palavras-Chave: Complexo Quirino. Geoquímica Isotópica de Sm-Nd e Sr.

ABSTRACT

The study area is part of the Ribeira Belt, Central Segment Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1973, 1977, 1981), which represents one of fold-thrust belt in neoproterozoic/cambrian generated during the Brasiliano Orogeny, at the edge south / southeast of the São Francisco Craton (Almeida, 1971, 1977, Cordani *et al.*, 1967, 1973, Brito Neves & Cordani, 1982, Teixeira and Figueiredo, 1991). In this context, the Quirino Complex is the reworked basement of Paraíba do Sul Terrain (Heilbron *et al.*, 2004). Quirino Complex is formed by extensive bodies of foliated orthogneisses the homogeneous, the leuco mesocratic, average particle size of the thick, compositionally ranging from tonalitic granitoids / granodioritic to granitic, and featuring enclaves of ultramafic, mafic and calcium silicate (rich in tremolite). The tonalite orthogneiss / granodioritic present porphyroblasts of plagioclase and hornblende as mafic main, contrasting with those of granitic composition showing porphyroblasts of K-feldspar and biotite predominates. Accessories appear as zircon, titanite, apatite and epidote. Also associated with these orthogneisses, neoproterozoic granitoids that make up individual bodies or lenses in the set anatexis paleoproterozoic. These are composed predominantly of biotite gneiss and hornblende-biotite gneiss. Lithochemical analysis of orthogneiss from Quirino Complex suggest the existence of two distinct magmatic series. The first belongs to the high-K calc-alkaline series composition shows a more expanded granitic-adamelitic/granodioritic/tonalitic and is correlated to some orthogneisses and bt-hb-bt-orthogneiss. The medium-K orthogneisses series feature predominantly tonalitic composition, and correlated to most of the hornblende-biotite gneiss. Lenses enclaves metaproxenitics and amphibolites occur in many outcrops. Neoproterozoic granitoids also occur composition of granitic to quartz-monzonitic. The isotopic study of Sm-Nd and Sr showed that the high-K calc-alkaline series orthogneisses and those of medium-K calc-alkaline series, have T_{DM} model ages ranging from Archean to Paleoproterozoic, consistent with U-Pb data zircon from the literature. The high-K calc-alkaline series is older (2308 ± 9.2 Ma to 2185 ± 8 Ma) than medium-K calc-alkaline series (2169 ± 3 to 2136 ± 14 Ma) and occurs the existence of zircons inherited with minimum ages of 2846 Ma and 2981 Ma for medium-K series and 3388 ± 16 for high-K series. The brasiliano granitoids have neoproterozoic crystallization ages correlated to Brasiliano Orogeny (602-627 Ma) (Viana, 2008, Valladares *et al.*, 2002). Based on data of Sr and Sm-Nd was possible to identify four distinct groups. Groups 1 and 2 are formed by rocks of Paleoproterozoic (2.1 to 2.3 Ga) T_{DM} model ages ranging from 2.9 to 3.4 Ga, ϵ_{Nd} between -8.1 and -5.8 and $^{87}Sr / ^{86}Sr$ ratios (t) = 0.694707 (Group 1) and T_{DM} ranging from 2.5 to 2.7 Ga, ϵ_{Nd} between -5.8 and -3.1 and $^{87}Sr / ^{86}Sr$ (t) = 0.680824 (Group 2), formed with the assistance of a Paleoproterozoic Archean. The third group consists of Paleoproterozoic juvenile rocks with crystallization ages ranging between 2.0 and 2.2 Ga and T_{DM} model ages ranging from + 2.1 to + 2.2 Ga and ϵ_{Nd} between +1.5 and +1.2. Group 4 is formed during the Neoproterozoic (645 Ma) of rocks with Paleoproterozoic age possibly T_{DM} model ages exceeding 1.7 Ga and ϵ_{Nd} = -8.3.

Keywords: Quirino Complex. Sm-Nd and Sr Isotopic Geochemistry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Mapa de localização da área de estudo com os pontos de Campo.....	24
Figura 2 -	Mapa de localização dos trabalhos realizados nas amostras estudadas.....	31
Figura 3 -	Resumo das atividades laboratoriais realizadas no LGPA-UERJ.....	34
Figura 4 -	Balança de precisão modelo QUIMIS Q-500I210C.....	35
Figura 5 -	Estufa com as jaquetas de aço inoxidável.....	36
Figura 6 -	Chapa aquecida entre 80° e 90°C com amostras para evaporação.....	37
Figura 7 -	Adição de 10mL de HCl 2,5M na coluna primária.....	39
Figura 8 -	Adição de 1mL de HCl 2,5M na coluna primária.....	39
Figura 9 -	HCl a 6M a ser adicionado para coleta do Sm e Nd.....	40
Figura 10 -	Medição de 3mL de HCl 0,18M para ser colocado na coluna secundária.....	41
Figura 11 -	Descarte 7mL de HCl 0,18M.....	42
Figura 12 -	Colocação dos filamentos no aparelho para depósito das amostras.....	43
Figura 13 -	Colocação dos filamentos no carrossel para análise no espectrômetro de massas.....	44
Figura 14 -	Espectrômetro de massa modelo Triton, LAGIR – UERJ.....	44
Figura 15 -	Perfil esquemático com os principais ambientes geradores de magmas e suas razões ϵ_{Nd}	55
Figura 16 -	Diagrama esquemático com os principais ambientes geradores de magmas e suas razões ϵ_{Nd}	55
Figura 17 -	Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as diversas fases de extração.....	56

Figura 18 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores, roxo e laranja, indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neo-proterozóicos (Extraído de Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	60
Figura 19 - Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton de São Francisco (Heilbron <i>et al.</i> , 2004). Legenda: 1 – Bacia do Paraná e riftes / sedimentos cenozóicos; 2 – Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3 – <i>Nappes</i> Inferiores; 4 – <i>Nappes</i> Superiores; Crátos de São Francisco: 5 – Embasamento e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 10 – Terreno/Klippe Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental, incluindo 12 – ArcoMagma Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; 14 – Terreno Embu; Orógeno Apiaí: 15 – Terreno São Roque. CSF = Cráton de São Francisco. (Extraído de Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	61
Figura 20 - Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megasseqüência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 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- Seqüência Cambuci; 10- Seqüência Italva; 11- Seqüência Costeiro; 12-Arco Magma Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Seqüências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região do Lagos, (extraído de Heilbron <i>et al.</i> 2004).....	62
Figura 21 - Mapa de localização da área de estudo com os pontos de campo.....	75
Figura 22 - Classificação modal do biotita-gnaiss do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976). ● PS-PM-66; ● TR-TM-71A; ● VR-150.....	77
Figura 23 - Ponto TR-TM-71. Afloramento de biotita-ortognaiss com foliação subvertical do Complexo Quirino, na BR-040, Km 15 (vista de cima).....	78
Figura 24 - Fotomicrografia de biotita-gnaiss milonítico (TR-TM-71A) apresentando textura granoblástica e composta predominantemente por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita - Nicóis //.....	79

Figura 25 - Mesma visada da Figura 24 sob nicóis cruzados. Microcl= microclina, Plag= plagioclásio; Qtz= quartzo, Bt= biotita.....	79
Figura 26 - Ponto PS-PM-66 – Afloramento de ortognaisse porfiroblástico, com diversos enclaves anfibolíticos e meta-piroxeníticos.....	80
Figura 27 - Fotomicrografia de biotita-gnaiss leucocrático (PS-PM-66) composta predominantemente por biotita (circulo azul) - Nicóis //	81
Figura 28 - Mesma visada da Figura 27 sob nicóis cruzados. Texturas mirmequíticas (circulo azul) e grãos de plagioclásio com contorno serrilhado (círculo amarelo). Plag= plagioclásio; Bt= biotita; Qtz= quartzo.....	81
Figura 29 - Vista do ponto VR-150. Pedreira em Pouso Seco, rodovia SP-068 (extraído de Viana, 2008).....	82
Figura 30 - Fotomicrografia de biotita-gnaiss (VR-150A) apresentando textura granoblástica, composta predominantemente por minerais félsicos (qtz, plag e K-feld) e por biotita (linha azul). - Nicóis //. Bt= biotita.....	83
Figura 31 - Mesma visada da Figura 30 sob nicóis cruzados. Grãos de plagioclásio com contorno serrilhado (círculo amarelo). Textura mirmequítica (círculo azul). Plag= Plagioclásio; Bt= biotita.....	83
Figura 32 - Classificação modal do hbl-bt-ortognaisse do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976). ● EC-2002-6; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● BP-IV-53A; ● LE-CM-12B.....	85
Figura 33 - Afloramento de clinopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss (EC-2002-6) do Complexo Quirino com megaenclave de anfibólito (4,5m) em corte na rodovia BR-116, 5km a norte do trevo para Angustura.....	86
Figura 34 - Fotomicrografia de clinopiroxênio-hornblenda-biotita gnaiss (EC-2002-6) composto predominantemente por cristais de hornblenda (circulo amarelo) com grãos de piroxênio (circulo azul) - Nicóis //. Hbl= hornblenda; Cpx= clinopiroxênio.....	87
Figura 35 - Mesma visada da Figura 34 sob nicóis cruzados. Matriz fina de quartzo e plagioclásio (circulo azul). Hbl= hornblenda; Cpx= clinopiroxênio; Plag= plagioclásio.....	87
Figura 36 - Detalhe do afloramento do Complexo Quirino no ponto LE-CM-12, com “glômeros” de anfibólito (círculo azul) e repleto de enclaves anfibolíticos (círculo amarelo) (Viana, 2008).....	88

Figura 37 - Fotomicrografia de hornblenda-biotita gnaiss (LC-CM-12B) apresentando textura granoblástica e composta por poucos cristais de hornblenda e biotita - Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita.....	89
Figura 38 - Mesma visada da Figura 37 sob nicóis cruzados. Grãos de plagioclásio e quartzo. Plag= plagioclásio; Qtz= quartzo.....	89
Figura 39 - Ponto BP-I-40. Afloramento de ortognaiss do Complexo Quirino visto em corte perpendicular ao mergulho da foliação medida (N54E/83SE). Hornblenda e biotita como minerais máficos principais, pequenos enclaves anfibolíticos (círculo amarelo) e pórfiros feldspáticos (círculo azul) (Viana, 2008).....	90
Figura 40 - Ponto BP-IV-53 na Fazenda Boa Liga em Barra do Piraí (RJ). Rocha amostrada no detalhe. Vê-se que o afloramento é repleto de enclaves máficos/ ultramáficos (círculo amarelo). Figura extraída de Viana, (2008).....	91
Figura 41 - Classificação modal do granitóide neoproterozóico do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976). ● CB-SV-01; ●SA-129A.....	93
Figura 42 - Detalhe do afloramento (SA-129A) mostrando o contato da injeção félsica no gnaiss bandado do Complexo Quirino.....	94
Figura 43 - Fotomicrografia de biotita gnaiss (SA-129A) apresentando textura granoblástica e composta predominantemente de cristais de biotita levemente orientados e raros grãos de hornblenda. Nicóis //. Bt= biotita; Hbl= hornblenda.....	95
Figura 44 - Mesma visada da Figura 43 sob nicóis cruzados. Cristais de biotita levemente orientados (seta amarela). Plag= plagioclásio; Bt= biotita; Qtz= quartzo; Hbl= hornblenda.....	95
Figura 45 - Amostra CB-SV-01. Afloramento de rocha mesocrática bandada, Bananal (SP). As bandas estão orientadas segundo a foliação principal. Foto extraída de Viana, (2008).....	96
Figura 46 - Fotomicrografia de biotita gnaiss (CB-SV-01) apresentando textura granoblástica composta de grãos de biotita levemente orientados (seta amarela). Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita	97
Figura 47 - Mesma visada da Figura 46 sob nicóis cruzados. Grãos de biotita levemente orientados; plagioclásio com geminação carlsbad (círculo azul). Bt= biotita; Plag= plagioclásio.....	97
Figura 48 - Figura 5.21: Ponto PS-PM-66. Enclave máfico anfibolítico em ortognaiss do Complexo Quirino (PS-PM-66A).....	99

Figura 49 - Ponto PS-PM-66. Enclave piroxenítico em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66B).....	100
Figura 50 - Fotomicrografia de enclave ultramáfico (PS-PM-66B) apresentando textura granoblástica, composta de grãos de clinopiroxênios (augita) e minerais félsicos (quartzo e plagioclásio) bem orientados (seta amarela). Nicóis //. Cpx= clinopiroxênio; Opx= ortopiroxênio.....	101
Figura 51 - Mesma visada da Figura 50 sob nicóis cruzados. Grãos de clinopiroxênio, plagioclásio e ortopiroxênio. Cpx= clinopiroxênio; Opx= ortopiroxênio; Plag= plagioclásio.....	101
Figura 52 - Ponto PS-PM-66. Enclave máfico anfibolítico (circulo amarelo) em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66C).....	102
Figura 53 - Fotomicrografia de enclave anfibolítico (PS-PM-66C) apresentando textura granoblástica composta predominantemente por hornblenda e plagioclásio e com poucos grãos de biotita (circulo amarelo). Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita.....	103
Figura 54 - Mesma visada da Figura 53 sob nicóis cruzados. Cristais de biotita com leve alteração (circulo amarelo). Hbl= hornblenda; Bt= biotita; Plag= plagioclásio.....	103
Figura 55 - Ponto PS-PM-66. Enclave metapiroxenítico (circulo amarelo) em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66D).....	104
Figura 56 - Fotomicrografia de enclave metapiroxenítico (PS-PM-66D) com textura granoblástica, levemente orientada, composto predominantemente por clinopiroxênio (augita) e com raros grãos de biotita (círculo amarelo) e hornblenda (círculo azul). Nicóis //. Cpx= clinopiroxênio; Hbl= hornblenda; Bt= biotita.....	105
Figura 57 - Mesma visada da Figura 56 sob nicóis cruzados. A seta amarela ressalta a leve orientação observada na amostra. Cpx= clinopiroxênio; Opx= Ortopiroxênio.....	105
Figura 58 - Diagrama sílica x álcalis para os ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.....	112
Figura 59 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos. Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.....	113

- Figura 60 - Caráter metaluminoso dos ortognaisses do Complexo Quirino, juntamente com os granitóides amostrados (Maniar & Piccoli, 1989). Dados em proporção molecular.). Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 113
- Figura 61 - Diagrama $K_2O \times SiO_2$, com limites extraídos de Le Maitre (1989), para os ortognaisses do Complexo Quirino. Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 114
- Figura 62 - Diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides. A série alto-K do Complexo Quirino apresenta-se mais expandida enquanto a médio-K está limitada ao campo do tonalito.). Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A.... 115
- Figura 63 - Classificação química para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Q = quartzo, A = álcali feldspato, P = plagioclásio. Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 116
- Figura 64 - Diagrama Rb x Nb+Y (Pearce *et al.*, 1984), discriminante de ambientes tectônicos, aplicado aos ortognaisses do Complexo Quirino.). Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 119
- Figura 65 - Diagrama triangular Hf – Rb/10 – TaX3 discriminante de ambientes tectônicos (Harris *et al.*, 1986) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos.). Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 120
- Figura 66 - Diagrama triangular R1-R2 discriminante de ambientes tectônicos Batchelor & bowden, (1985) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos.). Legenda: ▲PS-PM-66; ▲TR-TM-71A; ▲VR-150; ▲EC-2002-6; ▲BP-IV-53A; ●BP-I-40; ●VAS-786B; ●LE-CM-12B; ◆CB-SV-01; ◆SA-129A..... 120
- Figura 67 - Figura 6.10: Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (*Ocean Ridge Granite*) (Pearce *et al.*, 1984) para os ortognaisses que compõem a série alto-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce, *op cit.*..... 121

Figura 68 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (<i>Ocean Ridge Granite</i>) (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os ortognaisses que compõem a série médio-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce <i>et al</i> (<i>op cit</i>).....	122
Figura 69 - Padrão elementar para os ETR's da série Calcio-alcálica de Alto-K normalizado para o condrito (Pearce <i>et al.</i> , 1984).....	125
Figura 70 - Padrão elementar para os ETR's da série Cálcio-alcálica de Médio-K normalizado para o condrito (Pearce <i>et al.</i> , 1984).....	127
Figura 71 - Padrão elementar para os ETR's dos Granitóides normalizado para o condrito (Pearce <i>et al.</i> , 1984).....	129
Figura 72 - Diagrama sílica x álcalis para os enclaves do Complexo Quirino com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971).....	130
Figura 73 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos.....	131
Figura 74 - Diagrama classificatório Zr/TiO ₂ x Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) para os enclaves máficos do Complexo Quirino.....	132
Figura 75 - Padrão elementar para os ETR's dos enclaves normalizado para o condrito de Boyton. Cor azul indica Grupo I (anfíbolito). Cor amarela indica Grupo II (anfíbolito). Cor verde indica Grupo III (Metapiroxenitos).....	134
Figura 76 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para duas razões isotópicas distintas (Extraído de DePaolo, 1988).....	137
Figura 77 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras do Complexo Quirino, seus enclaves e granitóides associados (extraído de DePaolo, 1988).....	140
Figura 78 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras da série de alto-K do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).....	141
Figura 79 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras da série de médio-K do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988). Notar a discrepância no valor obtido na amostra BP-I-40.....	143

Figura 80 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos enclaves meta-anfibolíticos do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).....	140
Figura 81 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos granitóides neoproterozóicos do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).....	145
Figura 82 - Diagrama das razões de Nd e Sr para as rochas cálcio-alcálicas da série de alto-K. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 2,22$ Ga.....	148
Figura 83 - Diagrama das razões de Nd e Sr para as rochas cálcio-alcálicas da série de médio-K. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 2,15$ Ga.....	149
Figura 84 - Diagrama das razões de Nd e Sr para granitóides brasileiros. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 615$ Ma.....	150
Figura 85 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos granitóides neoproterozóicos e do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).....	151
Figura 86 - Divisão de grupos de evolução com base nas idades modelo T_{DM} do no gráfico de ϵ_{Nd} em função do tempo de DePaolo, 1988).....	152

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Amostras selecionadas na litoteca da UERJ.....	30
Tabela 2 -	Localização das amostras com dados geoquímicos.....	32
Tabela 3 -	Resumo das atividades realizadas nas amostras dessa dissertação.....	45
Tabela 4 -	Concentrações médias de Samário e Neodímio em materiais geológicos (Faure, 1986).....	49
Tabela 5 -	Principais Razões isotópicas para determinação de fonte mantélica.....	58
Tabela 6 -	Compartimentação tectônica para o Orógeno Ribeira (extraído de Heilbron <i>et al.</i> , 2004).....	63
Tabela 7 -	Quadro comparativo entre as séries de alto-K e de médio-K do Complexo Quirino. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm.....	70
Tabela 8 -	Relação dos grupos do Complexo Quirino com base em dados litogeoquímicos e suas respectivas idades de cristalização U/Pb.....	73
Tabela 9 -	Tabela de dados Sr, Sm-Nd dos enclaves máficos do Complexo Quirino.....	73
Tabela 10 -	Divisão das amostras com base na análise de campo.....	74
Tabela 11 -	Resumo da Petrografia dos Biotita-Gnaisses.....	84
Tabela 12 -	Resumo da Petrografia dos Biotita-Hornblenda-Gnaisses.....	92
Tabela 13 -	Resumo da Petrografia dos Granitóides Neoproterozóicos.....	98
Tabela 14 -	Resumo da Petrografia dos Enclaves Máficos.....	106
Tabela 15 -	Teores dos Elementos Maiores em % de peso.....	108
Tabela 16 -	Teores dos Elementos Traços em ppm.....	109
Tabela 17 -	Teores dos Elementos Terras Raras.....	110
Tabela 18 -	Quadro comparativo entre as séries de alto-K, médio-K e Granitóides. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm.....	111

Tabela 19 - Razões entre os Elementos Terras Raras.....	123
Tabela 20 - Grupos da Série Cálcio-alkalina de Alto-K do Complexo Quirino*.....	124
Tabela 21 - Grupos da Série Cálcio-alkalina de médio-K do Complexo Quirino*.....	124
Tabela 22 - Razões dos ETR's da Série cálcio-Alcalina de alto-K do Complexo Quirino*.....	126
Tabela 23 - Razões dos ETR's da Série cálcio-Alcalina de médio-K do Complexo Quirino.....	127
Tabela 24 - Razões dos ETR's dos Granitóides Brasileiros do Complexo Quirino.....	128
Tabela 25 - Razões dos ETR's dos Enclaves Máficos/Ultramáficos do Complexo Quirino.....	134
Tabela 26 - Análises Isotópicas das Amostras Seleccionadas do Complexo Quirino.....	137
Tabela 27 - Características isotópicas das rochas do Complexo Quirino.....	139
Tabela 28 - Dados químicos de Sm-Nd, Rb-Sr e razões isotópicas das rochas do Complexo Quirino.....	147
Tabela 29 - Principais eventos magmáticos do Complexo Quirino e Granitóides Brasileiros.....	158

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	23
1	APRESENTAÇÃO DO TRABALHO E METODOLOGIA	23
1.1	Localização da área de estudo	23
1.2	Caracterização da Problemática	25
1.3	Objetivos	26
1.4	Infraestrutura necessária para o desenvolvimento do Projeto (Material e Financeira)	27
1.4.1	<u>Suporte institucional</u>	27
1.4.2	<u>Recursos financeiros</u>	28
2	METODOLOGIA UTILIZADA	29
2.1	Introdução	29
2.2	Etapa de Pesquisa	29
2.3	Etapa de Campo	30
2.4	Etapa de Laboratório	33
2.4.1	<u>Confecção de lâminas delgadas, preparação para análises litogeoquímica e isotópica</u>	33
2.4.2	<u>Abertura ou Diluição Isotópica</u>	35
2.4.3	<u>Separação Isotópica de Sm, Nd e Sr</u>	38
2.4.4	<u>Espectometria de massa</u>	42
2.5	Resumo dos trabalhos metodológicos	45
3	METODOLOGIA Sm-Nd e Sr	46
3.1	Método Sm-Nd	46
3.1.1	<u>Introdução</u>	46
3.1.2	<u>Comportamento Geológico do par Sm/Nd</u>	47
3.1.3	<u>Método Analítico (CHUR)</u>	50

3.1.4	<u>Fator de Fracionamento f e notação Epsilon Nd (ϵ_{Nd})</u>	52
3.1.5	<u>Método Analítico do Manto depletado (DM)</u>	56
3.2	Geoquímica isotópica de Sr e Nd	57
4	GEOLOGIA REGIONAL	59
4.1	Introdução	59
4.2	Província Mantiqueira	59
4.3	Faixa Ribeira	60
4.3.1	<u>Limites da Faixa Ribeira</u>	60
4.3.2	<u>Contexto Geotectônico da Faixa Ribeira</u>	60
4.4	Terreno Paraíba do Sul	64
4.5	Complexo Quirino	67
4.5.1	<u>Petrografia e Geoquímica</u>	67
4.5.2	<u>Arcabouço Tectônico</u>	70
4.5.3	<u>Geocronologia e geoquímica isotópica</u>	71
5	ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRAFIA	74
5.1	Introdução	74
5.2	Ortognaisses do Complexo Quirino	76
5.2.1	<u>Bt-Gnaisses</u>	76
5.2.2	<u>Hb-Bt-Gnaisses</u>	85
5.3	Granitóides Neoproterozóicos	93
5.4	Enclaves máficos	99
6	LITOGEOQUÍMICA	107
6.1	Introdução	107
6.2	Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Quirino e granitóides	111

6.2.1	<u>Caracterização Geral</u>	111
6.2.2	<u>Características geoquímicas das séries alto-K e médio-K do Complexo Quirino</u>	116
6.2.3	<u>Geoquímica dos granitóides neoproterozóicos</u>	118
6.3	Ambientes geotectônicos	118
6.4	Comparação com ambientes modernos	121
6.5	Abordagem com base em ETR e abordagem de grupos	122
6.5.1	<u>Introdução</u>	122
6.5.2	<u>Abordagem das ETR para a série cálcio-alcálica de alto-K</u>	125
6.5.3	<u>Abordagem das ETR para a série cálcio-alcálica de médio-K</u>	126
6.5.4	<u>Abordagem das ETR para os granitóides brasileiros</u>	127
6.6	Geoquímica dos enclaves do Complexo Quirino	129
6.6.1	<u>Geoquímica dos Enclaves do Complexo Quirino</u>	129
6.6.2	<u>Abordagem dos ETR's dos enclaves do Complexo Quirino</u>	132
7	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE ND E SR	135
7.1	Introdução	135
7.2	Abordagem Preliminar dos Dados	135
7.3	Abordagem de Sm-Nd	138
7.3.1	<u>Apresentação dos dados</u>	138
7.3.2	<u>Série Cálcio-alcálica de Alto-K</u>	140
7.3.3	<u>Série Cálcio-alcálica de Médio-K</u>	142
7.3.4	<u>Enclaves máficos</u>	143
7.3.5	<u>Granitóides Brasileiros</u>	144
7.5	Abordagem de Sr e Nd	145
7.5.1	<u>Introdução e análise preliminar dos dados</u>	145
7.5.2	<u>Série Cálcio-alcálica de alto-K</u>	148

7.5.3	<u>Série Calcio-alkalina de médio-K</u>	149
7.5.4	<u>Granitóides Brasileiros</u>	150
7.6	Interpretação dos Resultados	151
7.6.1	<u>Grupos 1 e 2</u>	152
7.6.2	<u>Grupo 3</u>	153
7.6.3	<u>Grupo 4</u>	154
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	155
	REFERÊNCIAS	159

INTRODUÇÃO

1 APRESENTAÇÃO DO TRABALHO E METODOLOGIA

Este trabalho contribui para o entendimento da evolução geológica das rochas que constituem o Complexo Quirino baseando-se em análises isotópicas de Sm-Nd e Sr. Este Complexo é o embasamento pré 1,8 Ga do Terreno Paraíba do Sul no segmento central do Orógeno Ribeira

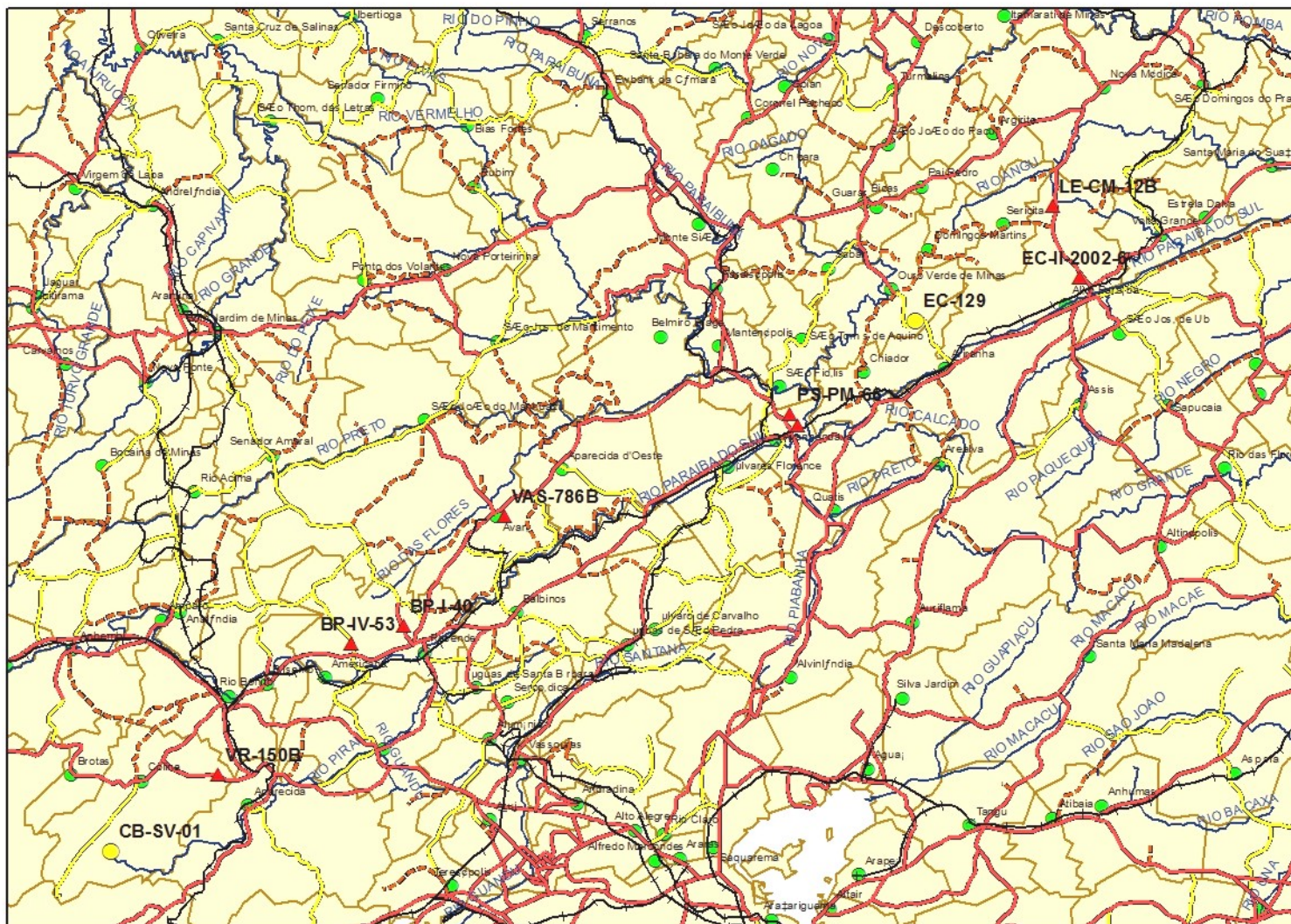
As amostras selecionadas compreendem três grupos: o primeiro grupo é formado pelos ortognaisses paleoproterozóicos do Complexo Quirino; O segundo grupo é formado por enclaves encontrados nestes ortognaisses; O terceiro grupo é constituído por granitóides neoproterozóicos que formam corpos individualizados ou lentes anatéticas no conjunto paleoproterozóico.

Os ortognaisses do Complexo Quirino e os granitóides neoproterozóicos possuem dados geocronológicos LA-ICMPS (U-Pb em zircão) obtidos previamente por Viana (2008) e Valladares (1996).

1.1 Localização da área de estudo

A área pesquisada situa-se na região sudeste brasileira, em grande parte no Estado do Rio de Janeiro, podendo ser enquadrada aproximadamente entre as coordenadas geográficas: latitude 21°30' a 23°00'S e longitude 41°30' a 45°00'W. Compreende o embasamento pré 1,8 Ga do Terreno Paraíba do Sul (Heilbron, 2004), escama tectônica superior do Segmento Central da Faixa Ribeira.

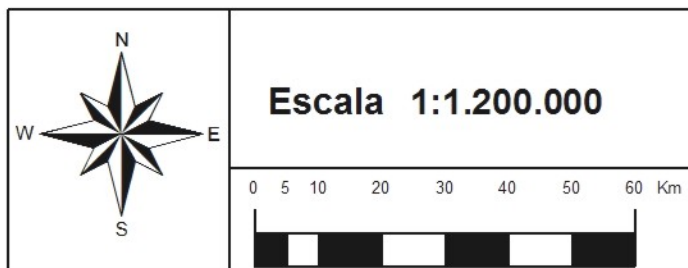
Os principais acessos correspondem às rodovias federais e estaduais pavimentadas, que transpassam tanto transversal quanto longitudinalmente a área de estudo, bem como as diversas estradas vicinais não pavimentadas existentes na região. A partir do município do Rio de Janeiro, para se chegar a região NE da área, recomenda-se a BR-116 até Além Paraíba (MG); o acesso à porção central pode se dar através da BR-040 até Três Rios (RJ) enquanto que a porção SW da área pode ser percorrida pelas rodovias estaduais secundárias a partir da Via Dutra e a rodovia BR-393 (Rio-Bahia) (Figura 1).



Legenda

Pontos Amostrados

- Granitoides
- ▲ Ortochnisses
- FERROVIA
- Rodovia Pavimentada
- Rodovia não Pavimentada
- - - Caminhos
- Hidrografia
- Sedes Municipais
- Limites Municipais



Título do Mapa
 Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com os pontos de campo.

Título da Dissertação
 Evolução Geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.

Data Outubro de 2010 **Mestrando** Hugo Tavares Machado

1.2 Caracterização da Problemática

O Complexo Quirino é formado por extensos corpos de ortognaisses foliados a homogêneos, leuco a mesocráticos, de granulometria média à grossa, composicionalmente variando entre granitóides tonalíticos/granodioríticos a graníticos, e apresentando enclaves de rochas ultramáficas, máficas e cálcio-silicáticas (ricas em tremolita). Os ortognaisses tonalíticos/granodioríticos apresentam porfiroblastos de plagioclásio e a hornblenda como máfico principal, contrastando com os de composição granítica que apresentam porfiroblastos de K-feldspato e biotita predominante. Como acessórios aparecem zircão, titanita, apatita e epidoto (VIANA, 2008).

Geoquimicamente estes ortognaisses são representados por duas séries cálcio-alcálicas distintas: uma de médio-K e outra de alto-K, que apresentam características de granitóides metaluminosos a fracamente peraluminosos, com índice de Shand menor que 1.1. A suíte cálcio-alcálica de médio-K compreende gnaisses tonalíticos a granodioríticos e apresenta padrão de ETR normalizado pelo condrito moderadamente fracionado ($La_N/Yb_N=20-8$), com ETRP sub-horizontal ($Sm_N/Lu_N=2-5$) e anomalias positivas e negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.52-2.0$). O conteúdo de La é moderado (La_N cerca de 60-180 vezes o condrito). A suíte cálcio-alcálica de alto-K compreende predominantemente gnaisses granodioríticos/adamellíticos – graníticos com padrão de distribuição de ETR fortemente fracionado ($La_N/Yb_N = 100-3$ e $Yb_N=3$ a 30) e enriquecimento em ETRL ($La_N/Sm_N = 1-7$). O conteúdo de La é moderado a elevado (La_N ca. 80-400 vezes o condrito) e predominam as anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0.32-1.00$). O padrão de distribuição de elementos incompatíveis normalizado para o ORG para ambas as suítes, apresenta feições similares às descritas para granitos gerados em ambiente de arcos vulcânicos com envolvimento de crosta oceânica em ambiente de subducção. (VALLADARES, et al. 2002)

As duas séries magmáticas acima descritas foram geradas num mesmo evento colisional no Transamazônico, tratando-se de ortognaisses paleoproterozóicos, formados há precisamente 2169 ± 3 Ma e 2185 ± 8 Ma (dados U-Pb em zircão), caracterizando uma associação temporal com a evolução do Ciclo Transamazônico (VALLADARES, 1996; MACHADO et al., 1996; VALLADARES et al., 1997; VALLADARES et al., 2001). Idades mínimas de 2846 Ma e 2981 Ma

(dados U-Pb em zircão) revelam a pré-existência de crosta arqueana como fonte de Pb para parte dos gnaisses investigados. Idades entre 605 e 503 Ma (dados U-Pb em zircão e titanita) indicam retrabalhamento do Complexo Quirino durante a Orogênese Brasileira (Machado et al., 1996; Valladares, 1996). Viana (2008) sugeriu que a série de cálcio-alcálica de médio-K foi gerada apenas por retrabalhamento crustal de rochas arqueanas no intervalo de 2,1 a 2,2 Ga e que a série cálcio-alcálica de alto-K seja juvenil gerada no intervalo de 2,3 a 2,2 Ga.

Estes dados permitiram estabelecer um intervalo de 200 Ma na formação das rochas deste complexo durante o Paleoproterozóico (2,3 Ga a 2,1 Ga). Por outro lado, os únicos dados Sm-Nd disponíveis (Valladares et al., 2002) mostram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ típicas de rochas crustais. Os valores de ϵNd recalculados para $T=2,1$ Ga (idades de cristalização U-Pb em zircão), revelam idades modelo paleoproterozóicas ($T_{\text{DM}} = 2,2$ Ga) e arqueanas ($T_{\text{DM}} = 3,2$ Ga), sugerindo tanto fonte juvenil paleoproterozóica como a pré-existência de crosta arqueana para a geração dos ortognaisses investigados (VALLADARES et al., 2002). Os poucos dados isotópicos e geocronológicos disponíveis para os granitóides do Complexo Quirino sugerem que a Orogenia Transamazônica gerou crosta juvenil e retrabalhou, em parte, crosta arqueana. Desta forma, dados isotópicos adicionais serão necessários para confirmar a correlação tectônica do Complexo Quirino com um ambiente de arco magmático paleoproterozóico.

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é a aquisição de subsídios para o entendimento das principais momentos de acreção crustal no segmento central da Faixa Ribeira. O presente trabalho se baseará na utilização de análises isotópicas de Sm-Nd e Sr dos ortognaisses do Complexo Quirino na região entre Volta Redonda (RJ) e Leopoldina (MG), com o intuito da interpretação genética e caracterização de sua evolução geológica durante o Paleoproterozóico.

Objetivos específicos desta dissertação incluem os seguintes itens:

1. Produzir e interpretar dados isotópicos de Sm-Nd e Sr para as rochas ortognaíssicas do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, com base em indicadores isotópicos para caracterização das duas séries cálcio-alcalinas. Desta maneira, visa-se produzir dados que possam estabelecer uma caracterização das diferentes rochas estudadas.
2. Produzir e interpretar dados petrográficos, litogeoquímicos e isotópicos de Sm-Nd e Sr para os enclaves máficos/ultramáficos contidos nestes ortognaísses, com base em indicadores isotópicos.
3. Produzir e interpretar dados isotópicos de Sm-Nd e Sr para granitóides neoproterozóicos, com base em indicadores isotópicos.
4. Elaboração de modelo de evolução geológica para as rochas ortognaíssicas do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul.

1.3 Infraestrutura necessária para o desenvolvimento do Projeto (Material e Financeira)

A pesquisa foi realizada e suportada com base nos recursos institucionais e financeiros que estão descritos abaixo.

1.3.1 Suporte institucional

O tema proposto está inserido em uma das linhas de pesquisa que suportam o Programa de Pós-Graduação e a estrutura de pesquisa da Faculdade de Geologia (FGEL) da UERJ. Dessa forma, a pesquisa contou com os recursos administrativos, humanos, técnicos (laboratórios de petrografia e de preparação de amostras) e materiais (microscópios e lupas petrográficas, microcomputadores, por exemplo) dessa unidade acadêmica.

As análises Sm-Nd e Sr necessárias para o desenvolvimento do projeto proposto foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LAGIR), com os recursos disponíveis nos projetos a serem mencionados no tópico 1.5.2.

1.4.2 Recursos financeiros

As fontes de recursos necessárias para o custeio de trabalhos de campo, preparação de amostras e obtenção de dados geoquímicos e isotópicos estão listados abaixo.

a. Evolução tectônica do segmento central da Faixa Ribeira: proveniência sedimentar, metamorfismo e petrologia de granitóides, através de estudos geocronológicos e geoquímicos - FAPERJ (Fundação Carlos Chagas de Apoio a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro).

Coordenação: Dr^a. Claudia Sayão Valladares.

Este projeto contou com recursos para a aquisição de 10 análises isotópicas de Nd e Sr, diárias para trabalhos de campo, recursos para combustível.

b. PROJETO PRONAGEO- Prestação de Serviços Técnicos de Mapeamento Geológico e de Levantamento de Recursos Minerais Proposta Nº Uerj/01- 2006. Contrato CPRM-UERJ. Dentre as folhas geológicas selecionadas está a Folha Três Rios 1:100.000 (SF.23-Z-B-I).

Coordenação da Folha Três Rios: Dr^a. Claudia Sayão Valladares.

Nesta folha estão alocados dois pontos onde serão realizadas as análises isotópicas de Nd e Sr.

c. Bolsa de mestrado CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), entre os meses de março de 2008 e dezembro de 2008.

2 METODOLOGIA UTILIZADA

2.1 Introdução

Para se alcançar os objetivos previstos nesta dissertação de mestrado foram utilizadas diversas ferramentas de estudo divididas em três fases: A primeira fase foi a extensiva pesquisa da bibliografia existente. Na segunda fase foram realizadas as incursões a campo e a preparação laboratorial das amostras já existentes na litoteca ou obtidas nos trabalhos de campo. Na terceira fase foi feita a aquisição dos dados litogeoquímicos e isotópicos das amostras previamente coletadas na etapa de campo.

2.2 Etapa de Pesquisa

Na primeira fase houve a revisão da problemática da área de estudo. Assim, foi realizada uma pesquisa bibliográfica centrada nos temas de interesse da pesquisa, tais como: geologia regional, contexto geotectônico e dados litogeoquímicos das rochas investigadas da área de estudo e revisão temática sobre o método isotópico Sm-Nd e Sr, a ser abordada no Capítulo 3. A revisão bibliográfica regional será abordada no Capítulo 4.

Nesta etapa de pesquisa bibliográfica, foi realizada a listagem e a seleção das amostras de interesse para a pesquisa tendo como foco as amostras previamente estudadas por Viana (2008). Estas amostras possuem idades de cristalização publicadas na literatura obtidas por métodos U-Pb e que são necessárias à obtenção das idades modelo T_{DM} . Durante esta seleção, houve a coleta de dois grupos de amostras preexistentes no acervo da Litoteca. O primeiro grupo é composto pelas amostras de ortognaisses PS-PM-66, TR-MM-71A, EC-II-2002-6, BP-IV-53, VR-150B, VAS-786B, BP-I-40, LE-CM-12B. O segundo grupo é composto pelos granitóides neoproterozóicos CB-SV-01, EC-129. Estas amostras estavam disponíveis para trabalhos futuros na Litoteca do LGPA-UERJ.

A tabela 1 contém as amostras obtidas no acervo da Litoteca da UERJ e que foram utilizadas para o estudo do ortognaisses do Complexo Quirino e os seus respectivos trabalhos onde foram estudadas.

A figura 2 exibe um mapa onde é possível observar a localização das rochas selecionadas ao longo da área que compreendem os ortognaisses do Complexo Quirino. Embora Viana (2008) tenha utilizado todas estas amostras em sua tese de doutoramento, o mapa da figura 2 mostra a localização em função dos primeiros trabalhos realizados nestas amostras por ele e outros autores.

Tabela 1 - Amostras selecionadas na litoteca da UERJ.

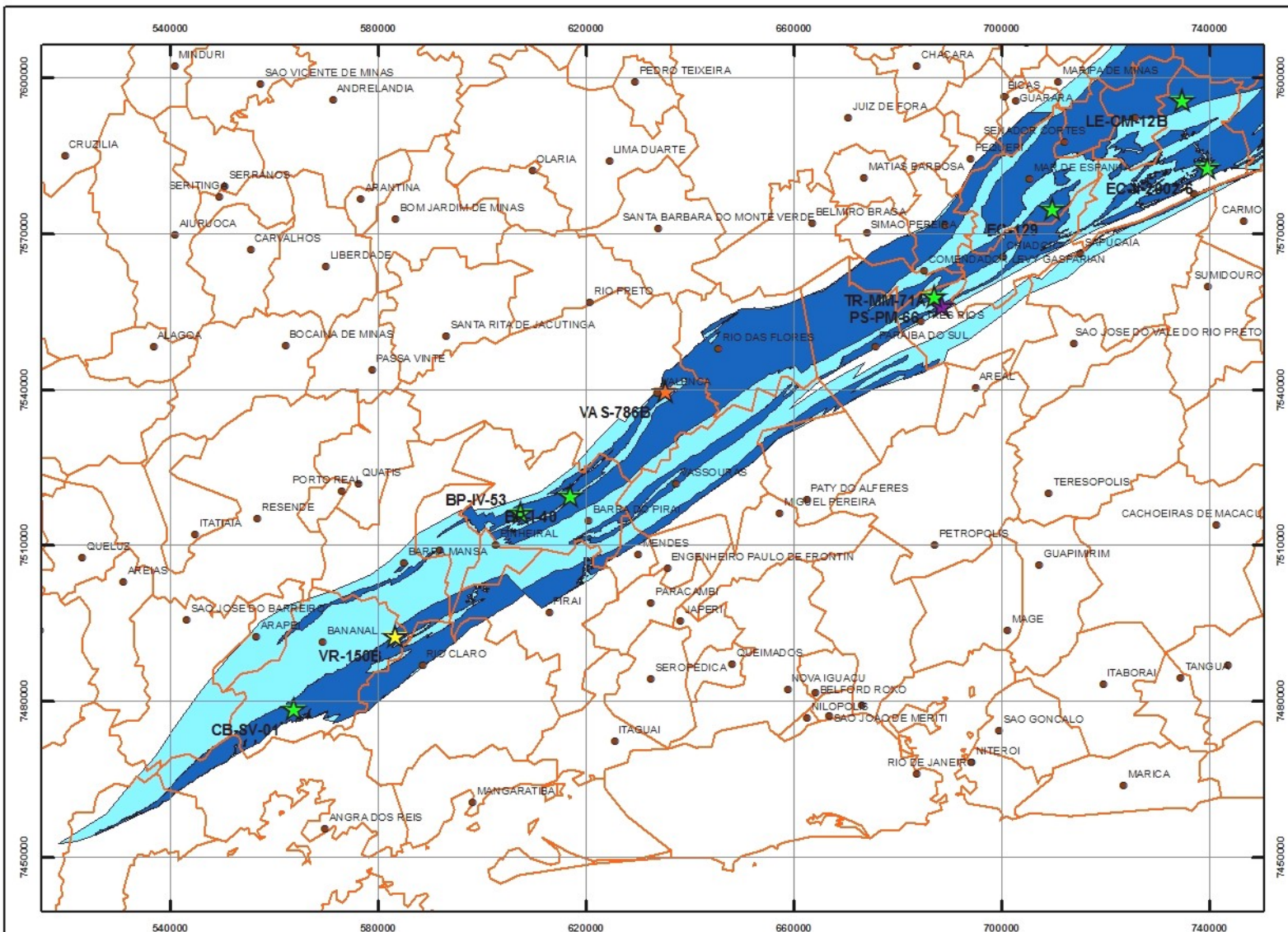
Amostras	Autor e ano de publicação	Amostras	Autor e ano de publicação
PS-PM-66	Viana (2008)	VAS-786B	Valladares <i>et al.</i> , (2002)
TR-MM-71A	Viana (2008)	BP-I-40	Viana (2008)
EC-II-2002-6	Viana (2008)	LE-CM-12B	Viana (2008)
BP-IV-53	Viana (2008)	CB-SV-01	Viana (2008)
BAN-437	Lacerda (2007)	EC-129	Viana (2008)
VR-150B	Valladares (1996)		

A estas amostras foram adicionadas novas amostras que foram obtidas em campo em dois pontos. As amostras PS-PM-66 e TR-TM-71 foram coletadas novamente e os enclaves PS-PM-66 HA, PS-PM-66 HB, PS-PM-66 HC, PS-PM-66 HD coletados no mesmo afloramento da amostra PS-PM-66 e serão descritas no tópico 2.3.

2.3 Etapa de Campo

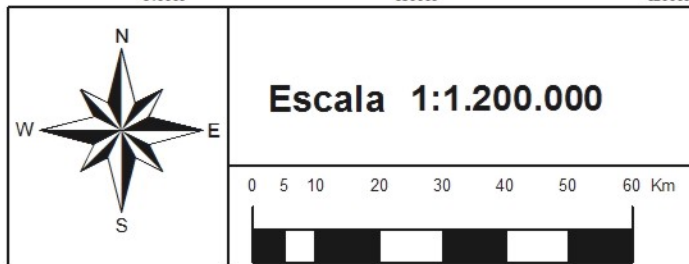
As incursões de campo tiveram por objetivo introduzir ao mestrando as diversas relações entre os litotipos selecionados e fazer a coleta de novas amostras. Durante essa etapa foi apresentada ao mestrando a metodologia para amostragem geológica. Os pontos visitados são amplamente descritos na literatura como sendo do Complexo Quirino e possuem dados geológicos. A tabela 2 apresenta as coordenadas UTM de todas as amostras estudadas nesta dissertação.

Cada amostra foi coletada nos pontos mais representativos de seus respectivos afloramentos e foram colocadas em sacos plásticos resistentes, com identificação feita por caneta de marca permanente para evitar contaminações posteriores à coleta. Esse procedimento se aplica tanto às amostras coletadas para esta dissertação como àquelas estudadas por Viana (2008).



Legenda

- Cidades
- Pontos Amostrados**
- Fonte**
- ★ Viana (2008)
- ★ Valladares et al., (2002)
- ★ Viana (2008), Mota e Valladares (2009)
- ★ Valladares (1996); Valladares et al., 2002
- Limites Municipais
- Complexo Quirino
- Grupo Paraíba do Sul



Título do Mapa

Figura 2: Mapa de localização dos trabalhos realizados nas amostras estudadas.

Título da Dissertação

Evolução Geológica do Complexo Quirino, Terreno Paraíba do Sul, Setor Central da Faixa Ribeira, com base em dados isotópicos de Sm-Nd e Sr.

Data

Outubro de 2010

Mestrando

Hugo Tavares Machado

Tabela 2 - Localização das amostras com dados geoquímicos.

AMOSTRAS	COORDENADAS UTM (<i>datum</i> WGS-84 / MC= 45° W. Gr.)	
	Leste	Norte
VR-150*	583513	7492518
BP-IV-53A*	607500	7516395
BP-I-40*	617090	7519594
TR-MM-71A**	688464	7556140
PS-PM-66**	679600	7565031
VAS-786B*	635379	7539686
LE-CM-12B*	734839	7595880
EC-2002-06*	739818	7582879
CB- SV- 01*	563670	7478540
EC-129*	709825	7574810
PS-PM-66-HA**	679600	7565031
PS-PM-66-HB**	679600	7565031
PS-PM-66-HC**	679600	7565031
PS-PM-66-HD**	679600	7565031

* = Amostras adquiridas na Litoteca do LGPA-UERJ que foram utilizadas por Viana, (2008)

** = Amostras adquiridas no campo para esta dissertação.

Após a coleta de amostras complementares no campo e integração com os dados recuperados do acervo, foi realizada uma caracterização petrográfico-petroológica das unidades estudadas e seleção das amostras para análises litogeoquímicas e isotópicas.

A separação de amostras para as análises litogeoquímicas e isotópicas foi feita preferencialmente excluindo as amostras que já possuíam dados publicados. Todavia, as amostras PS-PM-66 e TR-TM-71 foram refeitas para que o mestrando acompanhasse os trabalhos de preparação das amostras. Já que o trabalho realizado durante esta dissertação contou com dados disponíveis na literatura e novos dados coletados pelo autor (Tabela 2).

2.4 Etapa de Laboratório

2.4.1 Confecção de lâminas delgadas, preparação para análises litogeoquímica e isotópica.

A preparação das amostras ocorreu no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (LGPA/FGEL).

A confecção de lâminas delgadas foi realizada por técnicos do LGPA com cortes previamente selecionados pelo autor. Em termos práticos, a preparação das amostras para as análises litogeoquímicas e isotópicas ocorrem de modo similar, pois as etapas envolvidas na preparação são basicamente as mesmas.

O processo de preparação de amostras para análises isotópicas e litogeoquímicas possui 5 etapas que são: corte, britagem, quarteamento, pulverização em moinho de bolas e pesagem. Estas etapas são descritas a seguir:

1) Corte: A serragem é feita por técnicos do LGPA-UERJ e visa a partição da amostra em pedaços mais ou menos homogêneos com dimensão em torno de 3,0cm, de forma que se possa excluir porções externas mais alteradas por intemperismo; Nesta etapa são retirados pedaços da rocha para a elaboração de lâminas delgadas.

2) Britagem manual e mecânica: visa diminuir os pedaços serrados ao tamanho adequado para posterior processamento (Britador de mandíbulas Renard-Modelo BM. 85x120"). A primeira britagem é feita utilizando marreta, bigorna e papel sem pigmentação para envolver a amostra (a fim de se evitar contaminação da mesma com o martelo e a bigorna). É importante ressaltar que cada amostra foi britada manualmente. Assim, a cada nova amostra, os equipamentos eram lavados, secados e higienizados com álcool. Os cuidados para se evitar possíveis contaminações no uso do britador mecânico foram os mesmos utilizados na britagem manual.

3) Pulverização em moinho de bolas por cadinhos de tungstênio: visa a redução dos fragmentos até o diâmetro 200 *mesh* adequado à quebra física de estruturas cristalinas facilitando o ataque químico necessário para posterior análise litogeoquímica e isotópica. A escolha de bolas de tungstênio ocorreu por esse material ser muito resistente ao impacto físico, preservando, assim, a amostra de possíveis contaminações por lascas desse material.

4) **Quarteamento:** visa a homogeneização da amostra moída: o processo é feito colocando-se a amostra moída sobre uma folha de papel sem tinta sobre uma mesa previamente limpa e em ambiente sem ventilação. Com o auxílio de uma régua se divide a amostra em quatro partes distintas fazendo um “X” com a mesma. Em seguida descartam-se duas partes diagonais e se mistura as duas partes restantes. Assim inicia-se novamente o quarteamento dividindo as amostras em “X” novamente e selecionado duas partes diagonais para serem utilizadas na etapa de pesagem.

5) **Pesagem:** separação de 15 g de amostra para envio ao laboratório para proceder a análise isotópica ou litogeoquímica. Nessa etapa, as amostras previamente quarteadas, são pesadas em copinhos de 15g, identificadas à lápis para se evitar contaminação com os resíduos de canetas ou pincéis e enviadas para os laboratórios de destino. A figura 3 exibe um resumo das atividades realizadas no LGPA-UERJ.

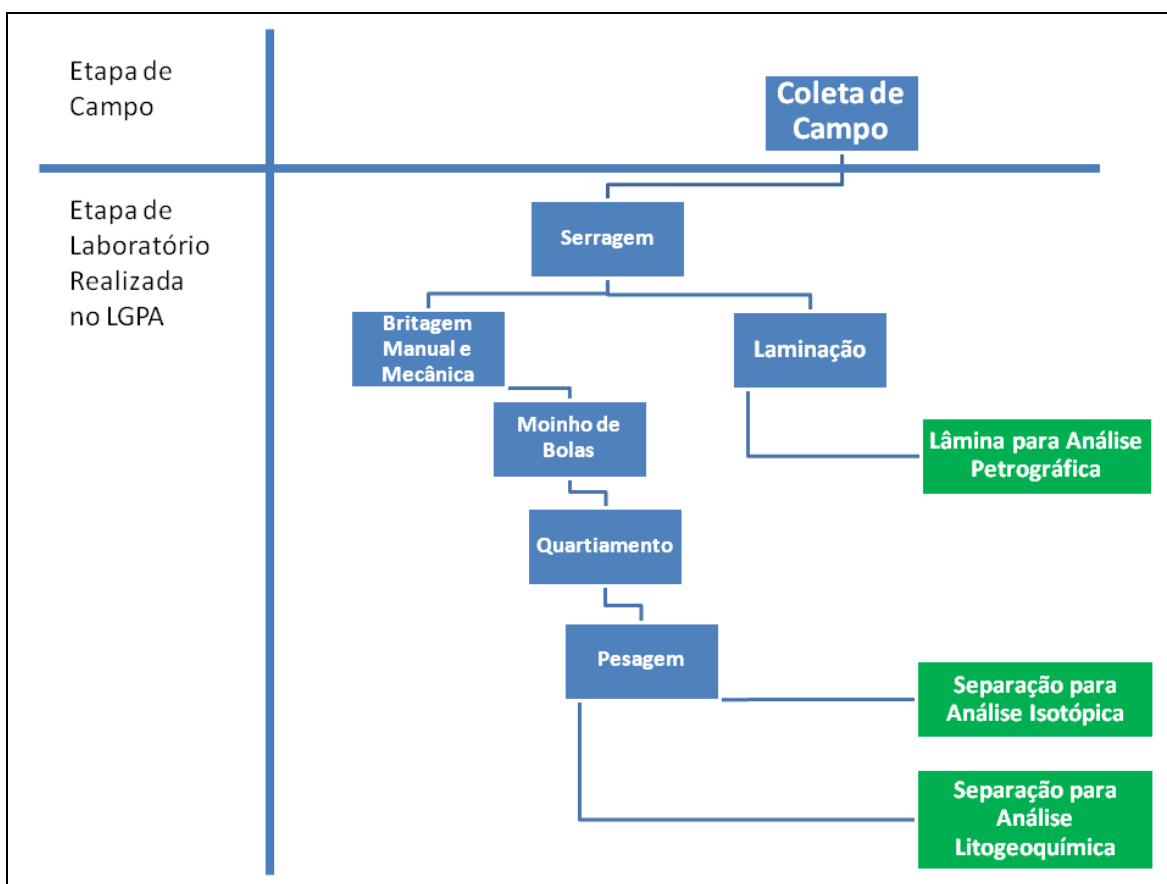


Figura 3 - Resumo das atividades laboratoriais realizadas no LGPA-UERJ.

2.4.2 Abertura ou Diluição Isotópica

Esta etapa tem por objetivo a completa diluição isotópica da amostra, já preparada no LGPA-UERJ, para posterior análise no espectrômetro de massa.

Pesagem

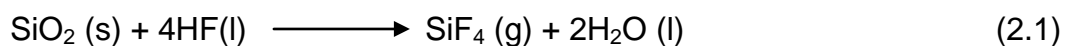
A pesagem realizada com a balança QUIMIS Q-500I210C (Figura 4) com precisão de 0,1 mg, onde foi pesado 100 mg de amostra, homogeneizado com 50 mg de *Spike* Sm-Nd KU 2G (misto de Sm e Nd) em bomba de teflon, revestida com jaqueta de aço inoxidável.



Figura 4 - Balança de precisão modelo QUIMIS Q-500I210C.

Primeiro Ataque

O primeiro ataque é feito com a adição de 3 mL de HF (concentrado) e 0.25 mL de HNO₃ 6M. A mistura é aquecida por 30 minutos em chapa quente (80-90°C), para eliminar parcialmente a H₂O e o SiF₄ formados devido à reação química entre a sílica da amostra e o ácido fluorídrico, como mostra a equação esquemática:



Após os 30 minutos de evaporação na chapa aquecida, a amostra deve ser colocada em uma estufa (180-190°C) durante três dias (Figura 5).



Figura 5 - Estufa com as jaquetas de aço inoxidável.

Três dias após a colocação da bomba de teflon na estufa a amostra é então retirada e após resfriar, por mais ou menos 2 horas, é colocada em uma chapa quente (80-90°C) até o ponto de secura. Em seguida deve-se adicionar 1mL de

HNO₃ 6M na bomba de teflon e levar a solução a uma chapa quente (80-90°C) por mais 30 minutos (Figura 6).

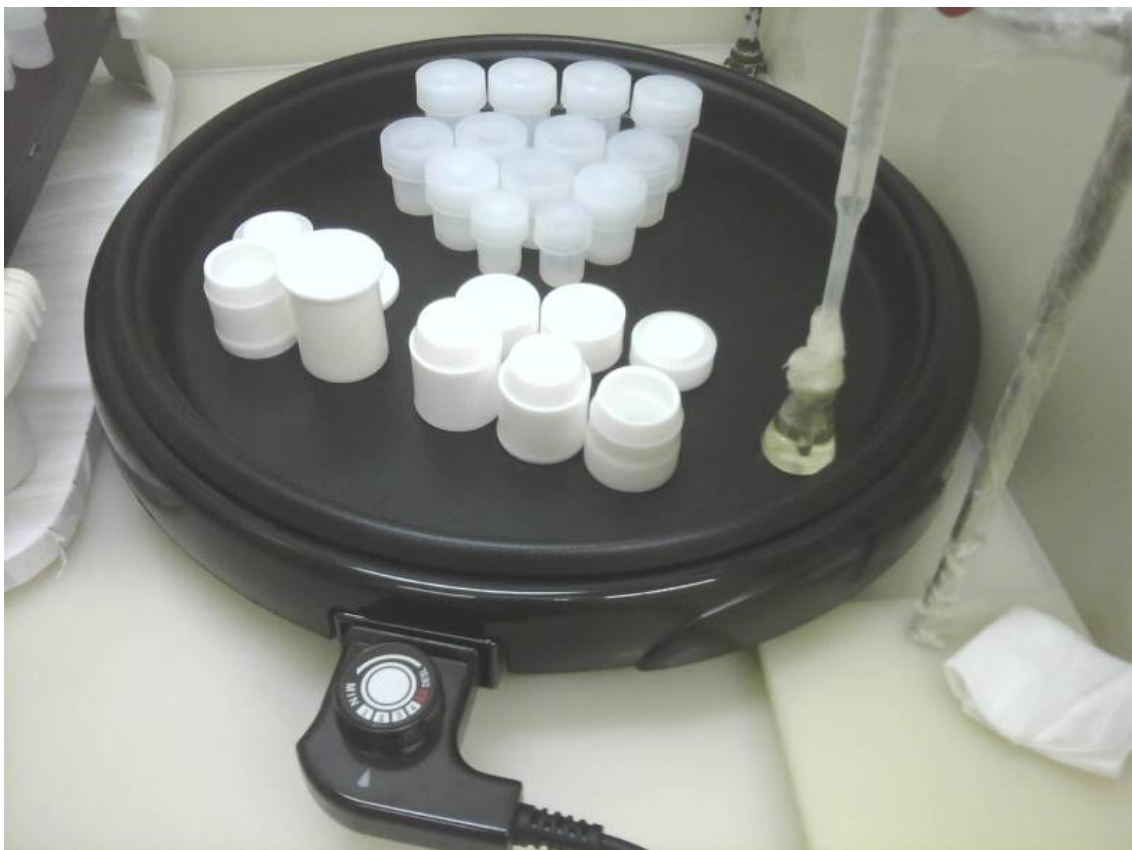


Figura 6 - Chapa aquecida entre 80° e 90°C com amostras para evaporação.

Segundo Ataque

Após a completa secura da solução na chapa ocorre a adição 3 mL de HF (concentrado) e 0,25 mL de HNO₃ 6M. Em seguida colocar em estufa a 180-190°C, durante dois dias. Ao final das 48 horas a bomba deve ser retirada da estufa, resfriada e, novamente, evaporada em chapa quente (80-90°C) até a secura.

Em seguida deve-se adicionar 1 mL de HNO₃ 6M, com posterior evaporação até a secura em chapa quente (80-90°C), para eliminar o excesso de HF.

Terceiro Ataque

O terceiro ataque químico é feito com a adição 6 mL de HCl 6M com posterior aquecimento por 2 dias em estufa (180-190°C). Ao final das 48 horas a

bomba deve ser retirada da estufa, resfriada e, novamente, evaporada em chapa quente (80-90°C) até a secura.

Ao término dos três ataques químicos a amostra tem que ser inspecionada para verificar se foi completamente dissolvida, ou seja, observar se todo resíduo sólido foi dissolvido.

Se a dissolução da amostra não estiver completa, deve-se repetir todos os passos a partir do ataque II. Caso a dissolução esteja completa deve-se seguir com a evaporação em chapa quente (80-90°C) até a secura. Em seguida, adicionar 2 mL de HCl 2.5M e reservar para que seja feita a separação dos elementos de interesse na coluna primária.

2.4.3 Separação Isotópica de Sm, Nd e Sr

Após a completa dissolução isotópica descrita no tópico anterior as amostras são então levadas para a bancada. Na etapa de bancada ocorrem as separações que resultam na coleta dos elementos químicos de interesse.

Separação dos ETR's e Sr

Na primeira coluna, na amostra previamente dissolvida, dá-se a separação dos elementos terras raras e do Sr.

Então, 1mL de amostra é transferida para um tubo de ensaio (dentro os 2 mL separados na coluna secundária) e equilibrada com a adição de uma solução de 10mL de HCl 2,5M (Figura 7).

Em seguida, com o auxílio de uma pipeta de precisão, 1 mL de amostra são depositados em coluna de troca catiônica, previamente equilibrada com HCl 2,5M (Figura 8).

O passo seguinte é a limpeza da coluna de troca catiônica com a adição de 1mL de HCl por três vezes, a fim de se retirar possíveis contaminantes. Após a esta limpeza são adicionados 7mL de HCl por 3 vezes, que por sua vez são descartados.

Neste momento acontece a retirada do Sr para a análise isotópica. Esta etapa consiste na coleta de 8 mL de solução da coluna catiônica com um novo Savilex identificado. Esta amostra irá então para chapa aquecida entre 80 e 90° para a secura.



Figura 7 - Adição de 10mL de HCl 2,5M na coluna primária.

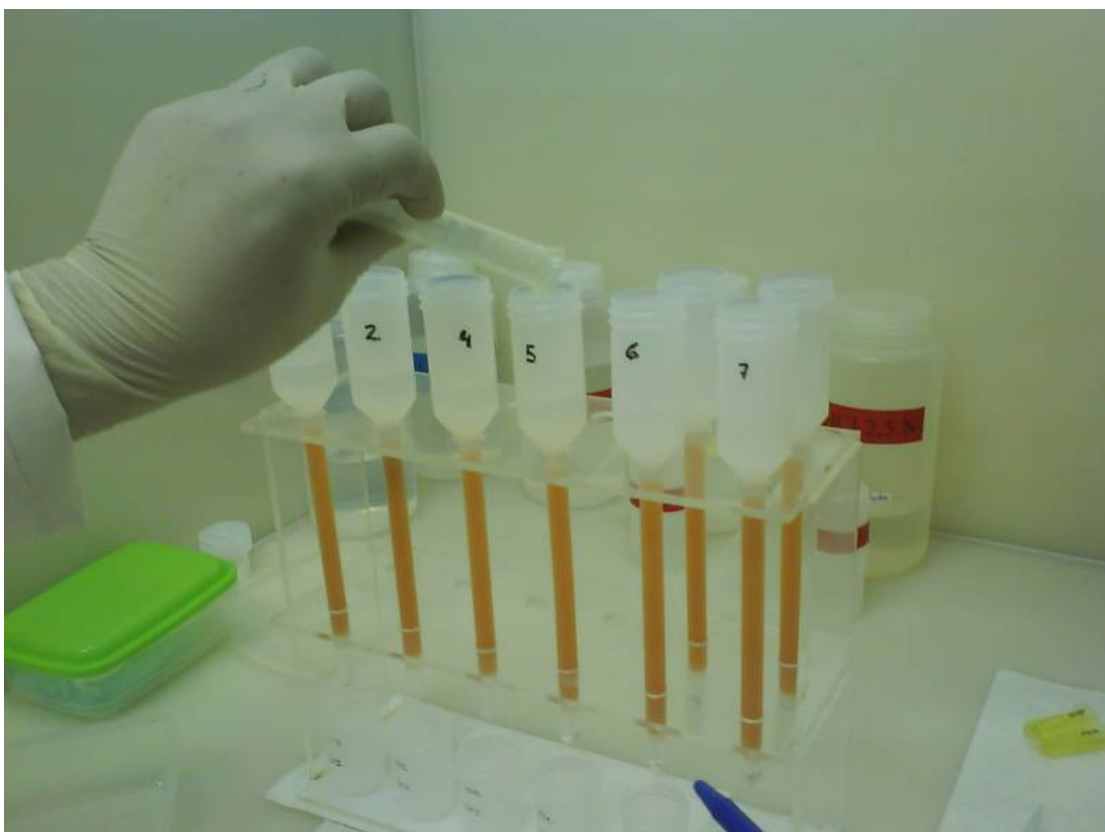


Figura 8 - Adição de 1mL de HCl 2,5M na coluna primária.

Após a retirada do Sr ocorre o início da retirada dos elementos de ETR's da amostra. Isto é feito com a introdução de 15 mL de HCl 6M e coleta em um novo savilex do Sm e Nd (figura 9).

A mistura extraída deverá ainda passar pela coluna secundária que é responsável pela separação do Sm e Nd dentre os ETR's.

Separação do Sm e Nd

Os 15mL de amostras retirados anteriormente necessitam ser totalmente secos antes da coleta do Sm e Nd. Após a secagem, a amostra é então diluída em 1 mL de HCl 0,18M. Iniciaram-se então as seguintes etapas:

O primeiro passo para a separação dos elementos de Sm e Nd é a lavagem da coluna secundária com água (H₂O MilliQ).

O passo seguinte é a adição de 3,0 mL de HCl 0,18M através da coluna secundária com a finalidade de se equilibrar a solução (Figura 10).

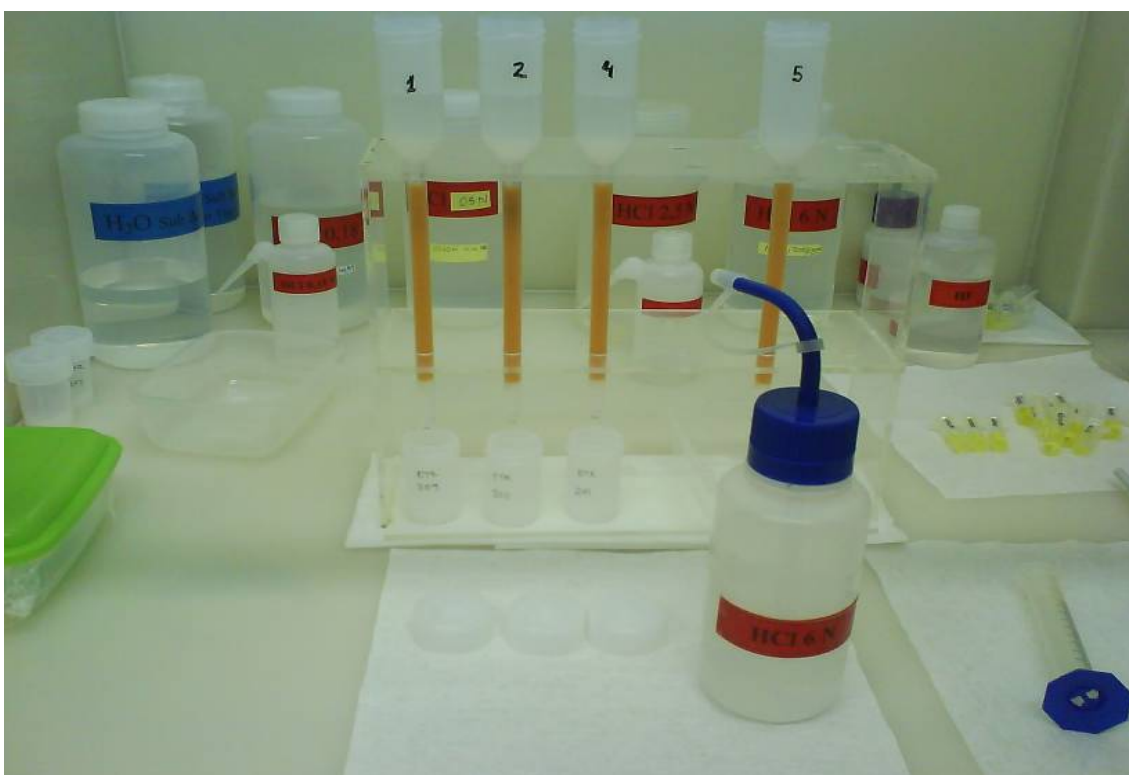


Figura 9 - HCl a 6M a ser adicionado para coleta do Sm e Nd.



Figura 10 - Medição de 3mL de HCl 0,18M para ser colocado na coluna secundária.

Nesse ponto deve-se adicionar 0,2 mL de amostra na coluna com o auxílio de uma pipeta de precisão.

Em seguida será necessário a lavagem do bulbo da coluna que é feita com a adição de 0,2mL de HCl 0,18M por três vezes.

O próximo passo é a adição de 7mL de HCl 0,18M (Figura 11), na coluna secundária e seu posterior descarte.

Nesse ponto é realizada a coleta do Nd que será analisado no espectrômetro de massa. Para a coleta do Nd é necessário a utilização de um novo Savilex e a adição de 4,5 mL de HCl 0,18M na coluna.

Adiciona-se 1mL de HCl 0,5M para limpeza da Coluna.

Neste estágio é necessária a troca do savilex por um novo, pois este savilex receberá o elemento Sm. Deve-se então adicionar 3mL HCl 0,5M na coluna e coletar essa solução.

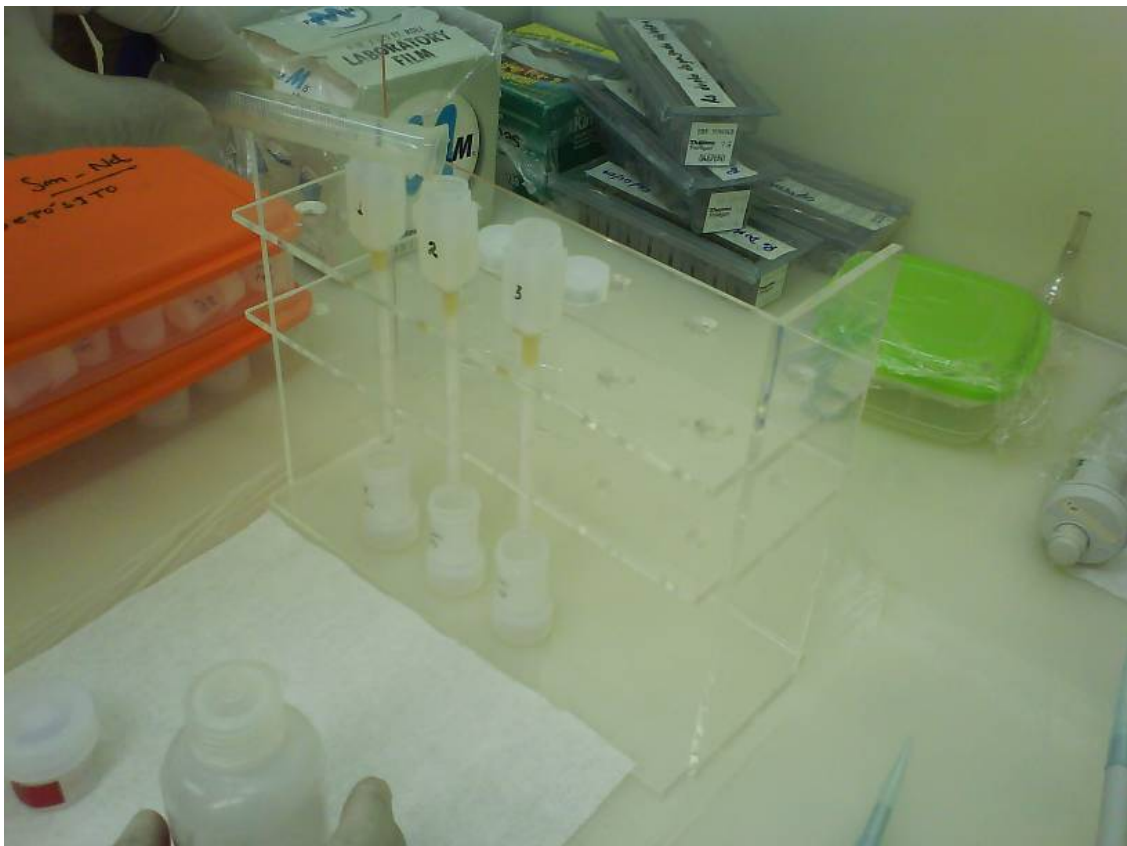


Figura 11 - Descarte 7mL de HCl 0,18M.

2.4.4 Espectometria de massa

Esta etapa é composta basicamente por dois estágios, onde o primeiro é a deposição do material nos filamentos e o segundo é a leitura dos filamentos no espectrômetro de massa.

As amostras de Sm, Nd e Sr são depositadas sobre filamentos ultra limpos. Portanto, antes de iniciar a deposição de uma amostra é necessário ter em mente que estes necessitam estar limpos, desgaseificados e com as suas hastes descontaminadas com HNO_3 .

A montagem das amostras nos filamentos é feita a partir dos passos a seguir:

1. Montar os filamentos desgaseificados no aparelho para depósito (Figura 12);
2. Fazer barras com parafilme no filamento, aquecendo lentamente até 1A;
3. Colocar 1 mL de HCl 1 M e aquecer lentamente até 1,5A, tendo o cuidado de secar totalmente;
4. Colocar mais 1 mL de HCl 1M, repetir o procedimento do item 3;
5. Colocar 1 μ L de HCl 1M para dissolver a amostra e depositar no filamento;

6. Elevar a tensão lentamente até 2A;
7. Elevar a 2.5A; quando o filamento começar a ficar rubro desligar imediatamente.



Figura 12 - Colocação dos filamentos no aparelho para depósito das amostras.

Em seguida os filamentos são colocados no carrossel (Figura 13) e levados ao espectrômetro de massa para ser realizada leitura (Figura 14).



Figura 13 - Colocação dos filamentos no carrossel para análise no espectrômetro de massas.



Figura 14 - Espectrômetro de massa modelo Triton, LAGIR – UERJ.

2.5 Resumo dos trabalhos metodológicos

A tabela 3 tem por objetivo exibir as etapas realizadas em cada amostra de modo individualizado durante esta dissertação.

Tabela 3: Resumo das atividades realizadas nas amostras dessa dissertação.

Amostra	Grupo	Preparação				Análise	
		Campo	Laminação	Moagem	Análise petrográfica	Litogeo-química	Nd e Sr
PS-PM-66 HA	Enclaves	Sim	Sim*	Sim	Anfibolito	Sim	Sim
PS-PM-66 HB	Enclaves	Sim	Sim	Sim	Piroxenito	Sim	Sim
PS-PM-66 HC	Enclaves	Sim	Sim	Sim	Anfibolito	Sim	Sim
PS-PM-66 HD	Enclaves	Sim	Sim	Sim	Piroxenito	Sim	Sim
PS-PM-66	Ortognaisses do Complexo Quirino	Sim	Sim	Sim	Bt-Gnaisse	Não	Sim
TR-MM-71A	Ortognaisses do Complexo Quirino	Sim	Sim	Sim	Bt-Gnaisse	Sim	Sim
EC-II-2002-6	Ortognaisses do Complexo Quirino	Não	Não	Não	Px-Hbl-Bt-gnaisse	Não	Sim
BP-IV-53	Ortognaisses do Complexo Quirino	Sim	Não	Não	Hbl-Bt-Gnaisse	Não	Sim
BAN-437	Ortognaisses do Complexo Quirino	Não	Não	Não	Bt-Gnaisse	Não	Não
VR-150B	Ortognaisses do Complexo Quirino	Sim	Não	Não	Hbl-Bt-Gnaisse	Não	Não
VAS-786B	Ortognaisses do Complexo Quirino	Não	Não	Não	Hbl-Bt-Gnaisse	Não	Sim
BP-I-40	Ortognaisses do Complexo Quirino	Sim	Não	Não	Hbl-Bt-Gnaisse	Não	Sim
LE-CM-12B	Ortognaisses do Complexo Quirino	Não	Não	Não	Hbt-Bt-Gnaisse	Não	Sim
CB-SV-01	Granitóides	Sim	Não	Não	Bt-Gnaisse	Não	Sim
EC-129	Granitóides	Não	Não	Não	Hbt-Bt-Gnaisse	Não	Sim

* Não foi possível realizar Lâminas.

3 METODOLOGIA Sm-Nd e Sr

3.1 Método Sm-Nd

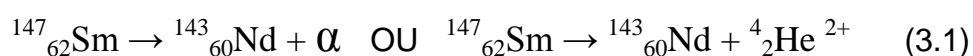
3.1.1 Introdução

A geologia isotópica tem sido amplamente utilizada como indicador petrogenético na identificação da origem magmática e na identificação dos processos geológicos evolutivos. Nesse tópico, abordaremos apenas o método isotópico de Sm-Nd.

Descrições detalhadas sobre o método Sm-Nd e suas aplicações podem ser encontradas em Faure (1986), DePaolo (1988) e Sato (1998). Deste modo serão descritos apenas alguns aspectos gerais, mas importantes na discussão dos resultados subsequentes.

Sob o ponto de vista químico os elementos Samário (Sm) e Neodímio (Nd) pertencem ao grupo das Terras Raras, formando íons com carga +3 com uma configuração $4f^3$ e $4f^6$ e apresentando números atômicos próximos, 62 e 60, e raios iônicos parecidos de 1.04 Å e 1.08 Å, respectivamente. Isto implica em similaridade de propriedades químicas e tem uma consequência geológica importante: ambos os elementos apresentam a mesma mobilidade nos diversos ambientes geológicos. Deste modo, embora suas quantidades originais possam se modificar com o passar do tempo, suas razões não se alteram.

Tanto o Nd como o Sm possuem 7 isótopos naturais estáveis. Entre vários outros isótopos de Sm, o $^{147}_{62}\text{Sm}$ decai para o $^{143}_{60}\text{Nd}$ eliminando uma partícula α (equação 3.1), que tem meia vida de 106 Ga. A partícula α liberada é um núcleo atômico de hélio em cujo interior coexistem dois prótons e dois neutrons e da eletrosfera foram retirados dois elétrons. Portanto, a partícula alfa tem carga positiva, +2 em unidades atômicas de carga, e 4 unidades de massa atômica.



O fato de ter uma meia vida dessa magnitude faz com que as variações do par Sm/Nd sejam muito pequenas e por isso a sua utilização inicial tenha sido para datação de meteoritos acondríticos.

A alternativa encontrada para superar a dificuldade no estudo das razões de Sm/Nd ocorreu com a introdução do cálculo da razão do Sm e Nd pelo isótopo

¹⁴⁴Nd. As características que levaram a escolha desse isótopo foram:

- Possuir uma meia vida elevada $2,29 \times 10^{15}$ anos.
- Não ser gerado por decaimento radioativo. Assim, em função da pouca mobilidade desse isótopo, admite-se que a quantidade existente hoje seja muito próxima daquela no momento da extração geológica inicial do material.
- Ter amplitude de razões superiores às aquelas encontradas diretamente na razão do par Sm-Nd.

Embora o par Sm-Nd tenha sido sugerido em Wahl no ano de 1942 como um possível geocronômetro, o desenvolvimento do método só se iniciou no início da década de 70 com a introdução de métodos analíticos mais precisos. O primeiro trabalho realizado utilizando o par Sm-Nd foi realizado por Notsu et al., (1973) para o acondrito Juvinas, mas com baixa precisão analítica. Lugmair et al., (1975) obtiveram idades mais precisas para o mesmo meteorito, datado em 4560 ± 80 Ma. Outros numerosos acondritos basálticos foram datados pelo método Sm-Nd e obtiveram o mesmo intervalo, entretanto o acondrito de Stannern (Lugmair & Sheinin, 1975) foi datado no intervalo de 4550-4600 Ma.

3.1.2 Comportamento Geológico do par Sm/Nd

A modificação mais significativa da razão Sm-Nd ocorre durante os processos de fusão de materiais do manto superior. O Nd é mais leve que o Sm e, portanto, mais incompatível. Assim um líquido resultante de fusão parcial terá mais Nd que Sm e a razão Sm-Nd será menor que a razão inicial da fonte. Uma vez alojado na crosta, o magma e seus produtos dificilmente apresentarão modificação significativa nas razões Sm-Nd, mesmo sendo afetados por metamorfismo, fusões secundárias, hidrotermalismo e intemperismo.

Sendo elementos incompatíveis como os demais Terras Raras, Sm e Nd entram nas fases minerais mais tardias durante a cristalização de um magma, aumentando a concentração dos mesmos durante a sequência de cristalização. Rochas derivadas por fusão do manto têm razões Sm-Nd mais elevadas do que

rochas geradas por fusão de material crustal. Baixas razões Sm-Nd indicam padrões de enriquecimento em Terras Raras Leves, enquanto altas razões Sm-Nd indicam padrões de depleção em Terras Raras Leves em relação às pesadas. Segundo DePaolo (1988) isto é importante porque o estudo dos isótopos de Nd fornece informação sobre a química de todas as Terras Raras dos reservatórios dos quais as rochas são derivadas.

Ao longo da história da Terra, a contínua extração de magmas por fusão parcial do manto superior permitiu a incorporação de elementos com raios iônicos grandes como o K, Rb, U, Th, Ba e os Terras Raras na crosta oceânica. Houve empobrecimento do manto superior nestes elementos, gerando-se um "manto empobrecido" (DM- "depleted mantle"), em relação a um manto primordial uniforme, cuja razão Sm/Nd é igual à dos meteoritos condriticos (CHUR- "chondritic uniform reservoir") (DePaolo, 1988). Neste modelo admite-se uma evolução uniforme para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Através de um parâmetro conhecido por ϵ_{Nd} pode-se ter uma idéia sobre o a origem e o tempo de residência crustal do material estudado, verificando-se se a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é maior ou menor do que o CHUR para determinada rocha em determinado tempo. O tempo de residência crustal será tanto maior quanto mais negativo for o parâmetro ϵ_{Nd} . Idades modelo (T_{DM}) podem ser calculadas com base no modelo de evolução acima descrito e interpretadas como o tempo de residência crustal dos materiais que a compõem.

A datação através do método Sm-Nd baseia-se no decaimento radioativo do ^{147}Sm para o isótopo ^{143}Nd , e é realizada a partir de análises em minerais individuais e em rocha total permitindo a obtenção de diagramas isocrônicos. Como premissa, necessita-se que os minerais tenham variadas razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. A idéia básica do método é a de que todos os minerais de uma rocha tinham valores iguais para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em um momento passado, e razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ diferentes. Com o decaimento do ^{147}Sm para ^{143}Nd , ocorre um aumento na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com o passar do tempo. No tempo presente é possível determinar estas razões e construir isócronas que fornecem a idade de cristalização das paragêneses minerais de uma rocha. Faure (1986) analisou as concentrações médias de Sm e Nd para diversos tipos de rochas (Tabela 4).

Tabela 4 - Concentrações médias de Samário (Sm) e Neodímio (Nd) em materiais geológicos (Faure, 1986).

Rochas e/ ou minerais	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
<i>Rochas Plutônicas</i>			
Gabro	1,78	7,53	0,236
Eclogito	2,61	8,64	0,302
Tonalito	4,01	16,80	0,238
Granodiorito	6,48	29,90	0,216
Granito	8,22	43,50	0,188
Granulito	4,96	31,80	0,156
Carbonatito	38,70	178,80	0,216
Piroxenito	0,0025	0,0085	0,290
Lherzolito, Peridotito	0,582	2,28	0,255
Sienito	9,5	86,00	0,110
<i>Rochas Vulcânicas</i>			
Komatiito, Picrito	1,14	3,59	0,317
Toleíto (arqueano)	1,96	6,67	0,293
Toleíto (MORB)	3,30	10,30	0,320
Toleítos continentais	5,32	24,20	0,220
Basalto calcioalcalino	6,07	32,60	0,186
Basalto alcalino	8,07	41,50	0,194
Traquito	14,10	73,20	0,192
Leucita basáltica	15,10	81,40	0,185
Andesito	3,90	20,60	0,189
Dacito, Riodacito	5,05	24,90	0,202
Riolito	4,65	21,60	0,215
<i>Rochas Sedimentares</i>			
Folhelho	10,4	49,80	0,209
Grauvaca	5,03	25,50	0,197
Arenito	8,93	39,40	0,227
Calcário	2,03	8,75	0,232
Fosfato	341,00	1228,00	0,266
Carvão Mineral	1,60	4,70	0,340
<i>Minerais</i>			
Olivina	0,07	0,36	0,190
Clinopiroxênio	3,34	9,09	0,367
Anfibólio	6,03	17,30	0,347
Biotita	37,00	171,50	0,215
Plagioclásio	0,541	1,85	0,292
Feldspato potássico	3,77	26,00	0,140
Granada	1,17	2,17	0,529
Apatita	223,00	718,00	0,311
Monazita	15.000,00	88000,00	0,170
<i>Rochas e Minerais extra terrestres</i>			
Basalto lunar	8,27	24,00	0,344
Acondrito cálcico	1,37	4,41	0,310
Condrito	0,199	0,62	0,320
Piroxênio (acondrito)	0,691	1,91	0,360
Plagioclásio (acondrito)	0,507	1,92	0,263
Tektito terrestre	4,81	26,60	0,180

3.1.3 Método Analítico (CHUR)

O método baseia-se na premissa que do ponto de vista geoquímico a Terra, como um todo, pode ser comparada a um enorme reservatório condritico uniforme (*Condrític Uniform Reservoir* ou CHUR, em inglês). Esta comparação é feita pelo fato dos meteoros condriticos serem tidos como objetos primitivos formados a partir de uma nebulosa primordial e sofreram pouca ou nenhuma alteração com o passar do tempo por não serem afetados pelos processos observados na Terra como erosão, intemperismo, processos magmáticos e metamorfismo. Essa premissa permite que seja traçada uma curva de evolução do Nd na Terra tendo como base a evolução do CHUR.

Na datação pelo método Sm-Nd, para o cálculo da idade é utilizada a equação fundamental da geocronologia.

$$F = F_0 + P (e^{\lambda t} - 1), \text{ onde;} \quad (3.2)$$

F = número de átomos no momento da coleta de dados;

F₀ = número de átomos do isótopo pai no momento da cristalização;

P = número de isótopos filhos

λ = é a constante de decaimento, de valor igual a $6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1978);

t = tempo de decaimento;

A substituição das incógnitas da equação fundamental da geocronologia pelos isótopos de Sm e Nd gera a seguinte equação:

$${}^{143}\text{Nd} = {}^{143}\text{Nd} + {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.3)$$

Em função da dificuldade de obtenção de dados absolutos de cada isótopo, devido a sua similaridade de raio atômico, o método analítico para aquisição dos dados é a razão entre o isótopo estável ${}^{144}\text{Nd}$, obtendo:

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_0 + \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.4)$$

Assim como no método Rb-Sr a razão inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ não é conhecida, sendo construídas isócronas para sua determinação. Devido a pouca variação da razão Sm/Nd nas rochas, normalmente as isócronas são obtidas a partir de análises de diferentes minerais cogenéticos.

Os valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ podem variar de geocronológico para geocronológico, mas felizmente há um grande consenso na utilização dos valores sugeridos por (Jacobsen & Wasserburg, 1980). A partir da análise de diversos meteoritos, estes autores sugeriram valores médios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1967 e para valor de correção de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. Isócronas internas de meteoritos forneceram idades de ~4,5 Ga, sendo esta considerada também a idade da Terra.

Admite-se que as composições químicas e isotópicas dos condritos representam a média da nebulosa que deu origem à Terra. Estes valores são utilizados como parâmetros na geocronologia, sendo considerado como reservatório condritico uniforme (CHUR). Ao longo do tempo geológico o ^{143}Nd tem se acumulado, e uma vez conhecidas as razões atuais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR, é possível determinar sua evolução, a qualquer tempo t:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0_{\text{CHUR}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.5)$$

Substituindo os as razões iniciais do CHUR na equação obtemos:

$$0,512638 = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_0_{\text{CHUR}} + 0,1963_{\text{CHUR}} (2,718^{6,54 \times 10^{-12} \times T} - 1) \quad (3.6)$$

Reorganizando a equação temos:

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{DM}} = 0,512638 - 0,1963 \times (2,718^{6,54 \times 10^{-12} \times T} - 1) \quad (3.7)$$

Desta maneira para se obter a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do manto em um determinado período do tempo é necessário apenas inserir a idade na incógnita T da equação.

A idade Modelo T_{CHUR} proposta por DePaolo & Wasserburg (1976,b), assume que o magma se derivou predominantemente de um manto não diferenciado, ou seja com características similares às aquelas encontradas nos meteoritos condríticos (CHUR), assim os valores iniciais seriam próximos a 0,31.

A idade T_{CHUR} pode ser obtida com base na resolução de duas equações (3.8 e 3.9). A primeira fórmula representa a equação que descreve a evolução do CHUR, enquanto a segunda descreve a evolução da amostra.

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Hoje} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Hoje} CHUR(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.8)$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Rocha(t)} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Hoje} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{Hoje} Rocha(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.9)$$

Com a combinação de ambas as equações em função do tempo, obtemos a seguinte equação:

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}^{Hoje} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{ROCHA}^{Hoje}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{CHUR}^{Hoje} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{ROCHA}^{Hoje}} \right) \quad (3.10)$$

A idade modelo CHUR (T_{CHUR}) pode ser também obtida graficamente, interceptando a reta de evolução da amostra com a sua correspondente ao reservatório condrítico, com o auxílio do parâmetro Epsilon Nd (ϵ_{Nd}) que será descrito a seguir.

3.1.4 Fator de Fracionamento f e notação Epsilon Nd (ϵ_{Nd})

Como mencionado anteriormente a razão Sm-Nd, não varia de forma significativa durante os processos que ocorrem em ambiente crustal. O principal evento que poderia modificar a razão Sm-Nd seria um processo de diferenciação do tipo manto-crosta.

DePaolo (1981a) estudou de modo sistemático a razão Sm/Nd e distinguiu os tipos de materiais geológicos com base no fator de fracionamento designado de $f_{Sm/Nd}$ relativo aos meteoritos condríticos, conforme a equação 3.11.

A partir da análise dos valores obtidos com base na equação 3.11 poderemos deduzir que os materiais diferenciados com razão maior que 0,1967 terão f positivo, enquanto serão negativos os de razão menor que este valor médio admitido para os condritos. Em um processo de diferenciação magmática do tipo manto-crosta, o material siálico se manifesta da seguinte forma:

- $f_{Sm/Nd} > 0$: Indica que o material é menos enriquecido em Nd do que em relação ao elemento Sm, ou seja a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{Amostra}}$ é maior que a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ (0,1967), sendo em geral da ordem de 0,42. Isto ocorre geralmente no magma mantélico residual.
- $f_{Sm/Nd} < 0$: Indica que o material siálico ou crustal é mais enriquecido em Nd do que em relação ao elemento Sm, ou seja a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{Amostra}}$ é menor que a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$ (0,1967), sendo em geral da ordem de 0,115.

$$f_{Sm/Nd} = \left(\frac{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{Amostra}}}{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \quad (3.11)$$

DePaolo & Wasseburg (1976) introduziram o parâmetro ϵ_{Nd} para facilitar os estudos analíticos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra em relação a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}$. Isso se deve ao fato das razões isotópicas finais serem muito pequenas.

Este método expressa as diferenças entre as razões iniciais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de suítes de rochas e o valor correspondente desta razão CHUR ao longo do tempo de cristalização das rochas (equação 3.12).

$$\epsilon_{\text{CHUR}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{amostra}}}{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4 \quad (3.12)$$

Segundo Faure (1986), podemos obter as seguintes conclusões a partir do parâmetro ϵ_{Nd} :

- $\epsilon_{Nd} = 0$ Indica que a composição isotópica do Nd da rocha é indistinguível do reservatório condrítico (CHUR) e que a rochas poderiam ter sido formado por um magma extraído diretamente de um reservatório que não teve diferenciação, ou seja, possuindo as mesmas características do condrito. Isso pode ocorrer em derrames basálticos (Figura 15).
- $\epsilon_{Nd} > 0$ Indica que as rochas foram derivadas a partir de sólido residual do reservatório condrítico (CHUR) depois de vários episódios pretéritos e sucessivos de fusão parcial. Assim essas rochas foram geradas a partir de um manto empobrecido em Nd, pois este elemento foi, proporcionalmente, retirado da mistura inicial por ser mais incompatível que o Sm em uma fusão anterior. Isto acontece com frequência em ambientes do tipo Arcos de Ilha, em ilhas oceânicas e basaltos do tipo MORB - *Middle Ocean Ridge Basalt* (Basalto de Crista Meso-Oceânica) (Figura 15)
- $\epsilon_{Nd} < 0$ Indica que as rochas foram derivadas a partir de uma fonte enriquecida no elemento Nd em relação ao reservatório condrítico (CHUR). Assim essas rochas foram geradas a partir de uma possível crosta que já tinha uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ superior a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR. O material original tende a ser rochas que se encontram ao nível crustal, como ocorrem nos magmas gerados a partir da crosta continental (Figura 15).

As Figuras 15 e 16 mostram, de modo simplificado o comportamento e as principais características em relação as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre o CHUR e a rocha investigada.

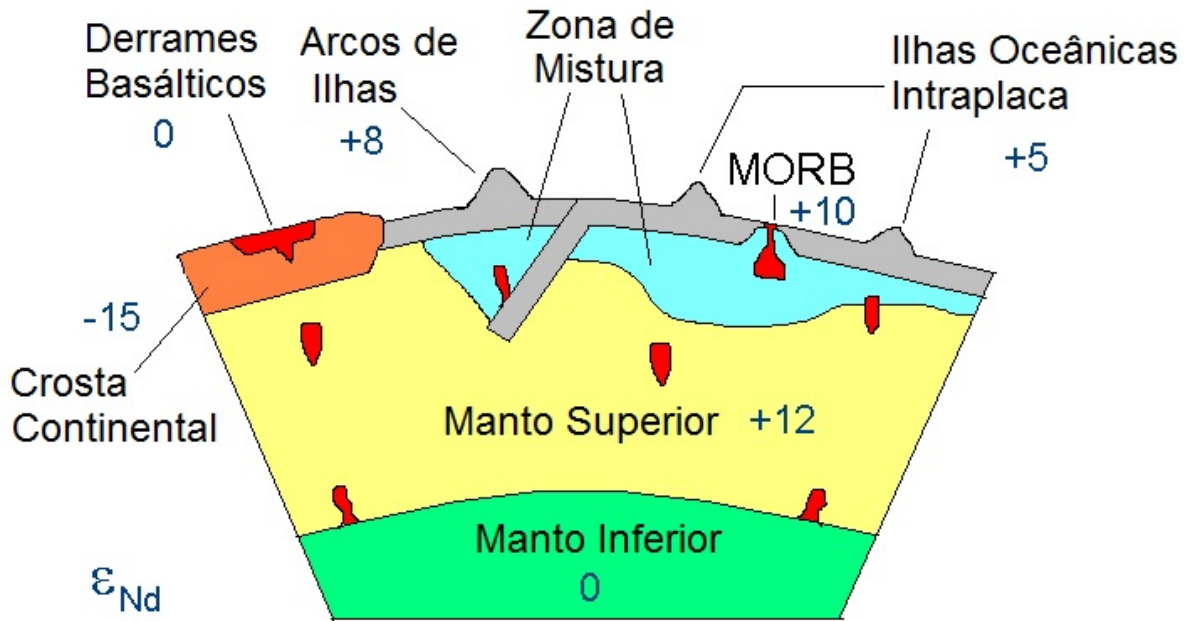


Figura 15 - Perfil esquemático com os principais ambientes geradores de magmas e suas razões ϵ_{Nd} .

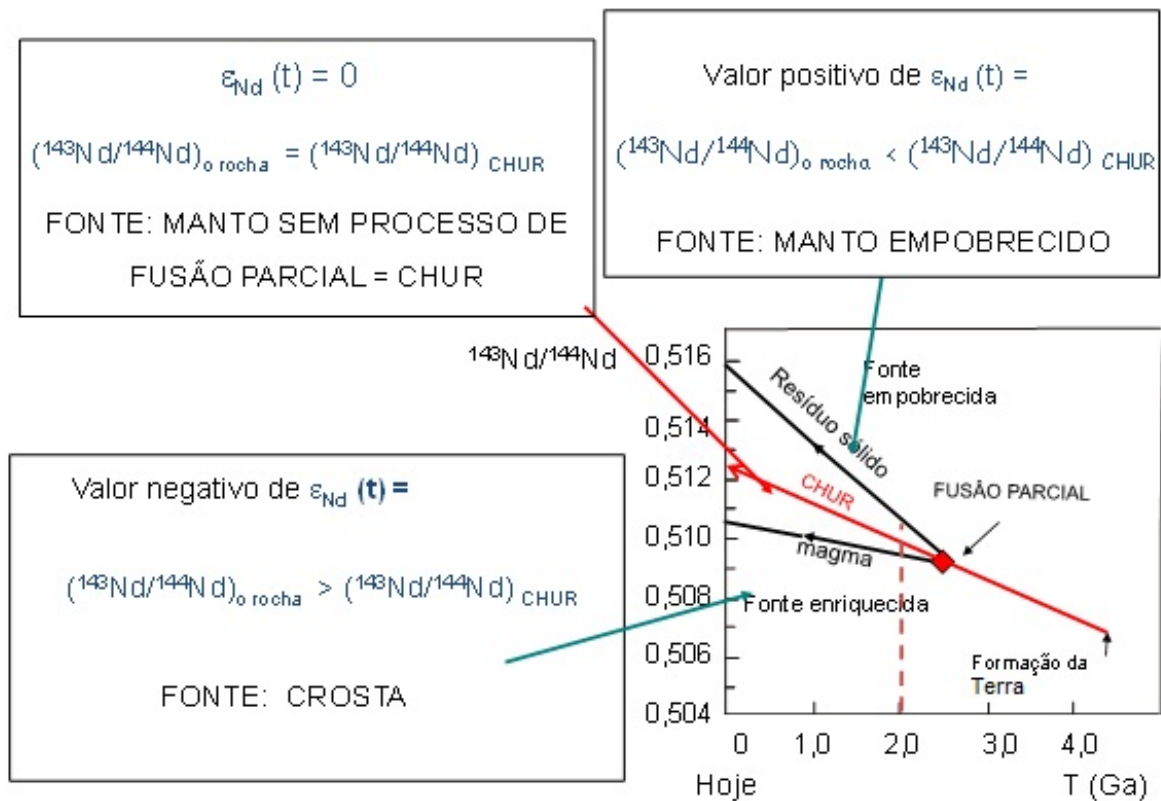


Figura 16 - Diagrama esquemático com os principais ambientes geradores de magmas e suas razões ϵ_{Nd} .

3.1.5 Método Analítico do Manto Depletado (DM)

A geração de uma crosta continental a partir de um reservatório mantélico gera um empobrecimento gradativo nos elementos leves (LILE), bem como das terras raras (ETR) neste reservatório, resultando na geração de um manto empobrecido ou em inglês *depleted Mante* (DM).

Ao se aplicar o conceito de idade modelo CHUR (T_{CHUR}), as amostras da crosta originadas deste manto empobrecido não forneciam certamente uma idade real de formação de crosta. A idade mais razoável, no caso, deve ser calculada em relação à possível curva de evolução do manto empobrecido (DM) (Figura 17).

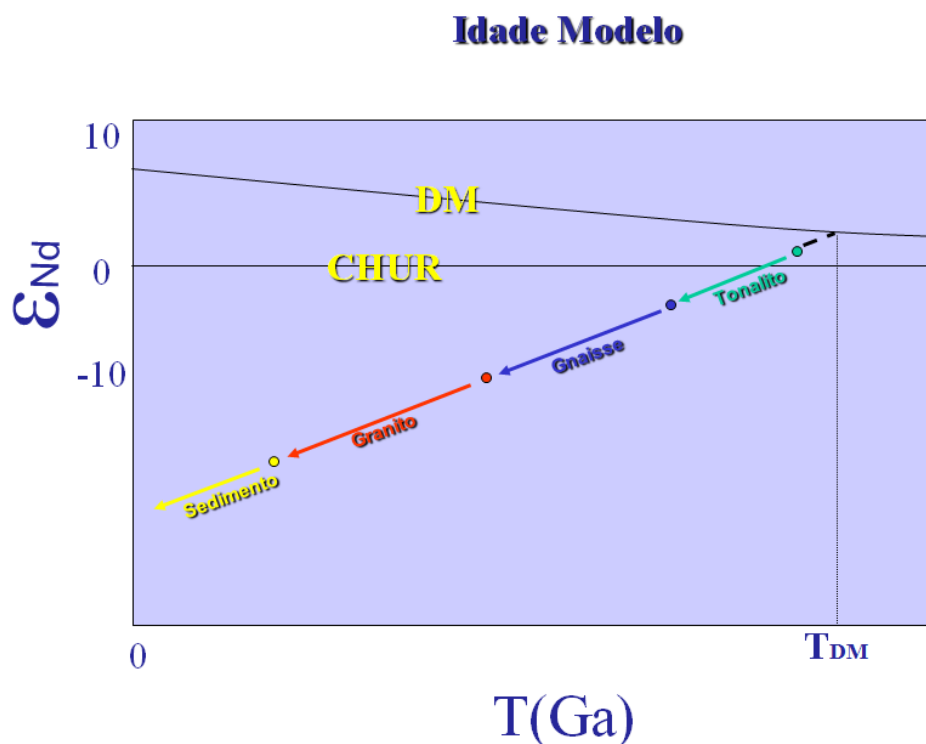


Figura 17 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as diversas fases de extração.

Diversos autores, como Goldstein et al., (1984), DePaolo (1981), Ben Othman et al., (1984) escreveram trabalhos ilustrando curvas que expressavam o decaimento do parâmetro ϵ_{Nd} ao longo do tempo geológico. Entretanto, hoje o trabalho mais citado que descreve a curva de decaimento radioativo foi proposto por DePaolo (1988).

O cálculo destas idades modelo é possível conhecendo-se as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ atuais da amostra e os valores no t da cristalização, e

calculando-se uma regressão até interceptar com a curva do CHUR ou do manto empobrecido

A evolução do ϵ_{Nd} pode ser calculada através da fórmula (3.13), DePaolo (1988).

$$\epsilon_{Nd}(t) = 0,25 t^2 - 3t + 8,5 \quad (3.13)$$

Para todos estes cálculos, é necessário estimar a composição do manto empobrecido (DM). Para isto, existem vários modelos que dependem de fatores como: a idade considerada para a formação da crosta; se a formação da crosta foi contínua ou episódica, ou se deve ser considerada ou não a existência de uma heterogeneidade no manto primordial. A idade modelo T_{DM} é calculada a partir da fórmula 3.14.

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{Amostra} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{Amostra} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} \right)_{DM}} \right) \quad (3.14)$$

3.2 Geoquímica isotópica de Sr e Nd

As razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ em conjunto com a interpretação litogeoquímica permitem inferir algumas características das fontes que geraram os protólitos dos litotipos estudados.

A geoquímica isotópica de Sr e Nd fornece parâmetros importantes na determinação de reservatórios mantélicos. Assim, seu estudo será relativamente simples, pois não envolve contaminação crustal ou a mistura de fontes mantélicas, que necessitariam de estudos de geoquímica isotópica do Pb e por modelamento quantitativo.

A razão isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$, assim como as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$, são utilizadas como uma importante ferramenta para estudo petrogenético na determinação do tipo de fonte. As razões isotópicas de um magma apresentam as mesmas características da fonte da qual foi diferenciado. Tais razões isotópicas não são modificadas durante o processo de cristalização

fracionada (equilíbrio cristal-líquido). Uma vez partindo deste princípio, podem-se determinar as fontes mantélicas e crustais no processo de geração mantélica (Rollinson, 1993; Wilson, 1991).

As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 3 tipos de fontes mantélicas (Zindler & Hart, 1986 e Hart, 1988) são apresentadas: DM = manto empobrecido; EM1 e EM2 = manto enriquecido 1 e 2. As características principais de cada reservatório mantélico são sumarizadas abaixo e na tabela 5.

- Manto empobrecido (DM) – é caracterizado por altas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Este é o componente mais importante na geração do MORB.
- Manto enriquecido EM1 consiste da subducção da crosta oceânica e sedimentos marinhos pelágicos, em alguns casos, reside nas cabeças de plumas tais como, Tristão da Cunha e Hawaii.
- Manto enriquecido EM2 é caracterizado por altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($>0,707$), e baixas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($<0,5127$)

Tabela 5 - Principais Razões isotópicas para determinação de fonte mantélica.

Fonte	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
DM	0,7026	0,51315
EM1	0,7055	0,51235
EM2	$>0,707$	$<0,5127$

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Introdução

No contexto geotectônico, a área estudada está inserida no Orógeno Ribeira, Segmento Central da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1973, 1977, 1981; ALMEIDA, 1977), que representa um cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neo-proterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1971, 1977; CORDANI et al., 1967, 1973; CORDANI & BRITO NEVES, 1982; TEIXEIRA & FIGUEIREDO, 1991).

4.2 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida et al., (1973, 1981), é paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NESW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai. Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, e é bordejada, a leste, pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Figura 18).

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico neoproterozóico situado no sul e sudeste do Brasil. Ela engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel, que se distribuem desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul.

A Província Mantiqueira desenvolveu-se durante a Orogenia Brasiliano-Panafricana a qual resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana Ocidental. A seguinte subdivisão tectono-estratigráfica foi adotada para a descrição do orógeno: a) rochas do Embasamento mais antigas que 1.7 Ga., b) sucessões intracrônicas Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas, c) sucessões de margem passiva Neoproterozóicas, d) arcos magmáticos associados a configurações de margem continental intraoceânica e ativa (790 Ma a 585 Ma), e) granitóides sincisionais relacionados a diferentes episódios colisionais, f) sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal relacionado (HEILBRON et al., 2004).

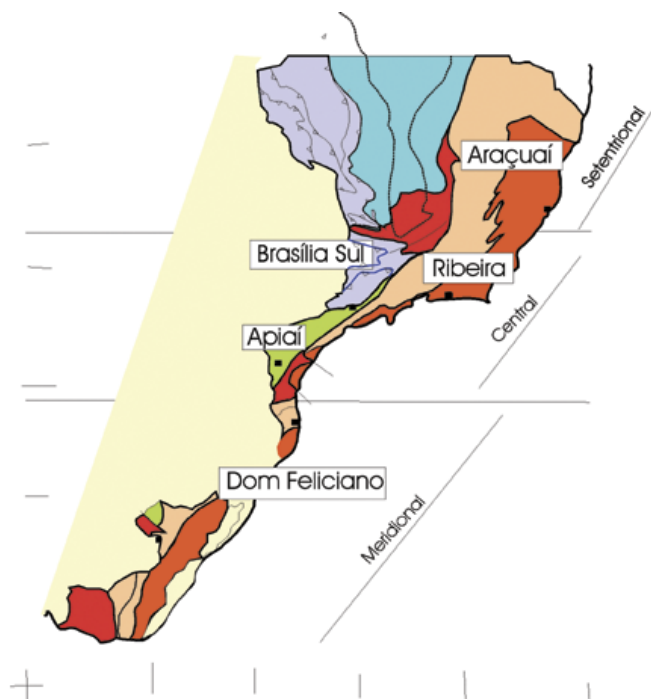


Figura 18 - Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxas e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos (Extraído de Heilbron et al. 2004).

4.3 Orógeno Ribeira

4.3.1 Limites do Orógeno Ribeira

A Faixa Ribeira (ALMEIDA et al., 1973, 1981) ou Orógeno Ribeira (HEILBRON et al., 2004), representada na Figura 19, é limitada ao sul pelo Cráton Luís Alves, a norte pela faixa Neoproterozóica Araçuaí, a noroeste possui uma Zona de interferência com a Faixa Brasília e a leste se limita com o Oceano Atlântico (TROUW et al., 1994; TROUW et al., 2000).

4.3.2 Contexto Geotectônico da Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira (ALMEIDA et al., 1973) representa um cinturão de dobramentos e empurrões, gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco. Segundo Heilbron et al. (1991) e Heilbron (1993, 1995), o segmento central da Faixa Ribeira é caracterizado por uma série de escamas de empurrão de baixo ângulo em escala crustal, imbricadas de SE para NW, em direção ao Cráton do São Francisco. A partir

das escamas tectônicas inferior para a superior, os seguintes domínios foram individualizados pelos autores: Domínio Tectônico Inferior ou Domínio Tectônico Andrelândia; Domínio Tectônico Médio ou Domínio Tectônico Juiz de Fora; e Domínio Tectônico Superior ou Domínio Tectônico Paraíba do Sul.

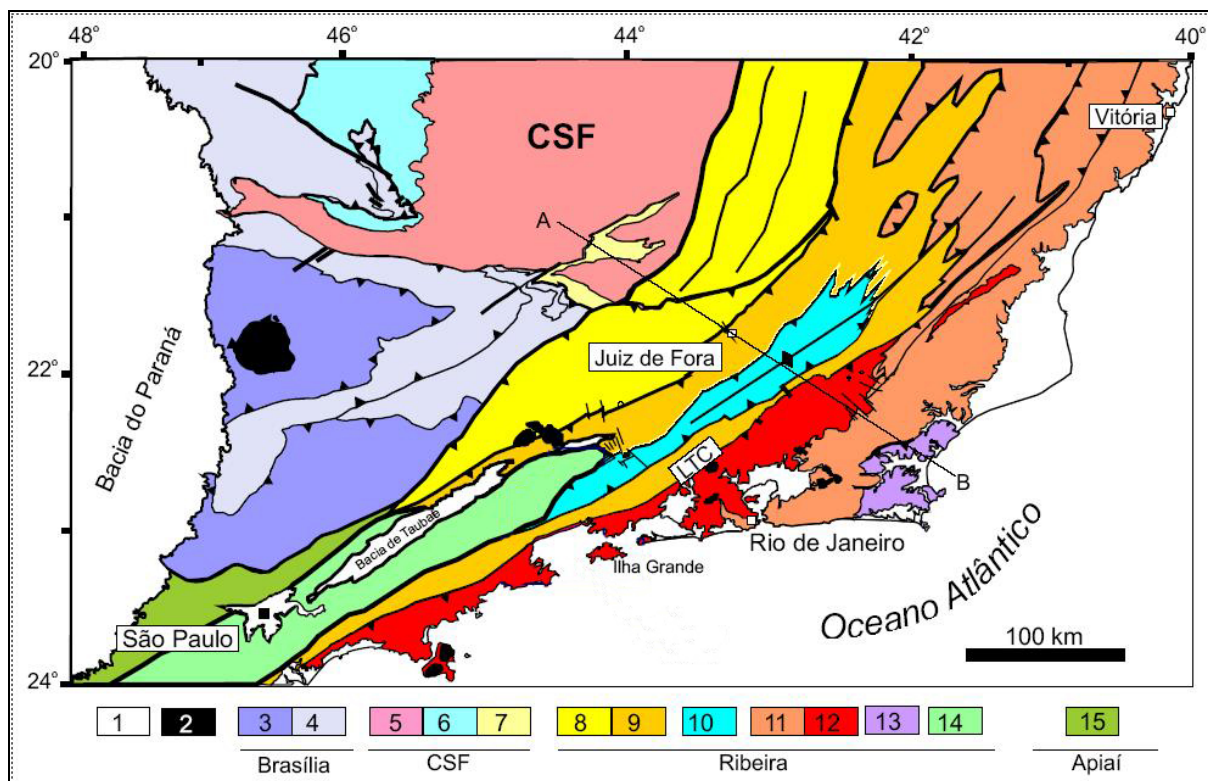


Figura 19 - Compartimentação tectônica da borda sul do Cráton de São Francisco (Heilbron et al., 2004).
 Legenda: 1 – Bacia do Paraná e riftes / sedimentos cenozóicos; 2 – Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília: 3 – *Nappes* Inferiores; 4 – *Nappes* Superiores; Cráton de São Francisco: 5 – Embasamento e Domínio Autóctone; 6 – Supergrupo São Francisco; 7 – Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira: 8 – Domínio Andrelândia e 9 – Domínio Juiz de Fora, do Terreno Ocidental; 10 – Terreno/Terreno Paraíba do Sul; 11 – Terreno Oriental, incluindo 12 – Arco Magmático Rio Negro; 13 – Terreno Cabo Frio; 14 – Terreno Embu; Orógeno Apiaí: 15 – Terreno São Roque. CSF = Cráton de São Francisco. (Extraído de Trouw et al., 2000).

Trabalhos mais recentes sugerem que a estrutura crustal do segmento central da Faixa Ribeira é constituída de diferentes terrenos tectono-estratigráficos (Heilbron et al, 1998, 2000a, 2000b): 1) o terreno denominado Ocidental é caracterizado pelo retrabalhamento da margem cratônica e é constituído de duas escamas de empurrão em escala crustal (Domínios Andrelândia e Juiz de Fora) imbricadas de SSE para NNW em direção às margens do Cráton do São Francisco. O Domínio Juiz de Fora é considerado um duplex crustal resultante do amalgamento dos terrenos Ocidental e Oriental; e 2) o terreno Oriental representa outro bloco cratônico ou microplaca (Campos Neto & Figueredo, 1995) e inclui os seguintes

compartimentos: a) o Arco Magmático Rio Negro (TUPINAMBÁ et al., 1998; TUPINAMBÁ, 1999); b) o Terreno Costeiro (ou Serra do Mar); c) o Terreno Cabo Frio, que ocupa pequena área no litoral do estado do Rio de Janeiro indica amalgamação relativamente tardia (SCHMITT et al., 1999; SCHMITT, 2000); e d) a Terreno Paraíba do Sul, que constitui-se na escama superior deste segmento da faixa. O contato entre os terrenos Oriental e Ocidental é marcado por uma zona de cisalhamento de mergulho NW, denominada *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central) por Almeida et al., (1998).

Em todos os terrenos do segmento central da Faixa Ribeira podem ser identificadas direta ou indiretamente, três unidades tectono-estratigráficas (HEILBRON et al., 1998; 2000a, 2000b): 1) unidades pré-1,7 Ga (ortognaisses e ortogranulitos do embasamento); 2) rochas supracrustais pós-1,7 Ga; e 3) granitóides/charnockitóides gerados durante a colagem Brasileira.

A compartimentação tectônica adotada neste trabalho é a mesma utilizada por (Heilbron et al., 2004) apresentada na Tabela 6. Essa compartimentação foi adotada por ser a mais atual e ter sido elaborado com novos dados (Figura 20).

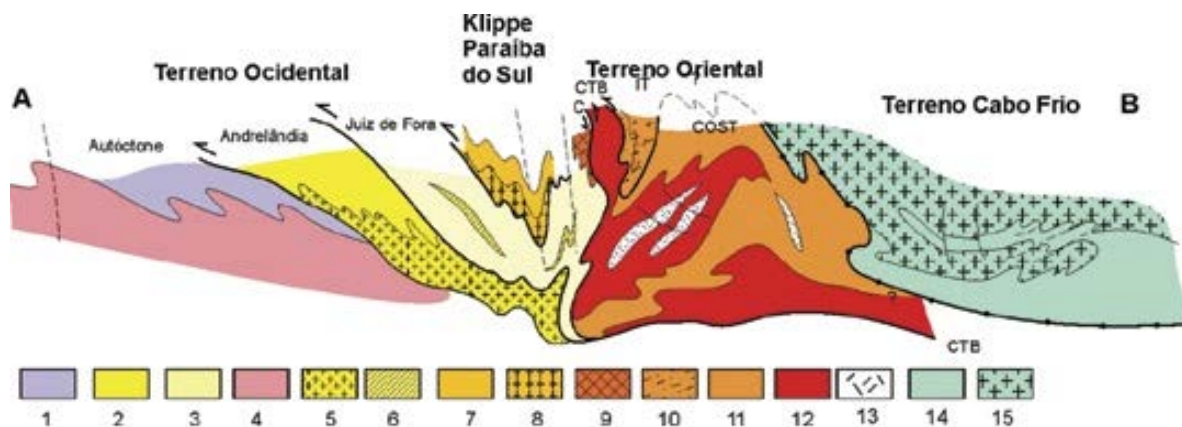


Figura 20 - Seção estrutural composta do Orógeno Ribeira com a relação entre os diferentes terrenos e domínios estruturais. Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (Complexos 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 Itávia; 11- Sequência Costeiro; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Sequências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região do Lagos, (extraído de Heilbron et al. 2004).

O Orógeno Ribeira segundo Heilbron et al., (2004), que apresenta *trend* estrutural NE-SW, resulta da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou micropalaca (s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como com a porção sudoeste do Cráton do Congo. Esta segunda etapa de colisão

continental (Colisão II, ca. 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exhibe clara partição entre zonas com predomínio de encurtamento frontal e zonas com componente transpressivo dextral. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ($>30^\circ$), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. O Orógeno Ribeira é subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de Howell, 1989) separados 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 (Tabela 6). A docagem destes terrenos é caracterizada pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção à margem do Cráton do São Francisco. Os quatro primeiros foram amalgamados há ca. 580 Ma, enquanto que o Terreno Cabo Frio somente foi colado aos demais em ca. 520 Ma (Heilbron et al. 2004).

Tabela 6 - Compartimentação tectônica para o Orógeno Ribeira (extraído de Heilbron et al., 2004).

	Terrenos	Domínios Estruturais	Principal período colisional
N-NW	Terreno Ocidental	Domínio autóctone Domínio Andrelândia Domínio Juiz de Fora	Colisão II ca. 580 Ma (605-560 Ma)
	Terreno Paraíba do Sul		
	Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar	Domínio Cambuci Domínio Costeiro Domínio Itáva	
S-SE	Terreno Cabo Frio		Colisão III ca. 520 Ma (535-510 Ma)

O Terreno Ocidental, uma das principais feições geotectônicas e é constituído de três diferentes domínios tectônicos: um domínio autóctone e dois domínios alóctones, denominados Domínio Andrelândia (HEILBRON et al., 2004) e Domínio Juiz de Fora (HEILBRON et al., 1998, 2000a, 2000b).

4.4 Terreno Paraíba do Sul

A região hoje entendida como Terreno Paraíba do Sul tem trabalhos que remontam a década de 1950 e foram realizados por diferentes autores no decorrer das décadas subseqüentes. Os limites e a nomenclatura das unidades por eles apresentadas variavam muito, apresentando assim, um extenso conjunto de denominações. É importante lembrar que nessa época não havia mapas de detalhe e semi-detalhe, bem como, a aquisição de dados geoquímicos e dados geocronológicos pelo menos até o final da década de 1980.

Durante a evolução dos conhecimentos sobre este terreno nota-se a grande dificuldade com relação ao estabelecimento de uma coluna estratigráfica e os limites das unidades geológicas mapeadas por esses autores. Os termos Paraíba e Paraíba do Sul foram usados como série, grupo, associação e complexo para a designação do conteúdo litológico, entretanto, os dados de mapeamento geológico usados por esses autores ainda eram imprecisos.

Os estudos pioneiros foram realizados por Ebert (1955), que, adotando uma proposta original de Rosier, substituiu o termo Série Paraibuna por Série Paraíba, constituída por gnaisses diversos (seqüência grauváquiana). Ebert (1968) incluiu na série Paraíba os charnockitos da Série Juiz de Fora e renominou este conjunto para Grupo Paraíba, que corresponderia a zona interna do Geossinclinal.

Rosier (1957) propôs um sistema de nappes superpostas para a região da Serra do Mar fluminense, subdividindo-a em três unidades: Nappe Paraíba (unidade superior), situada a NNW; Nappe Serra dos Orgãos; e a Nappe Desengano (unidade inferior) a SSE deste maciço. Posteriormente, Rosier (1965) agrupou as nappes da Faixa Paraíba e do Desengano, denominando o conjunto de Série Paraíba-Desengano, composta de gnaisses diversos, migmatitos, rochas granitóides, charnockitos e mármore intercalados.

Machado Filho et al., (1983) chamaram de Complexo Paraíba do Sul a um conjunto composto por gnaisses e migmatitos bandados e muito deformados, com intercalações de rochas granitóides charnockíticas, gnaisses kinziíticos, metabásicas e supra-crustais. Segundo estes autores este conjunto corresponderia a uma mistura tectônica submetida a eventos ao longo de praticamente todo o pré- cambriano.

Machado (1986) subdividiu o Complexo Paraíba do Sul em duas unidades: I- Unidade Inferior – Ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, que

provavelmente seriam o embasamento; II- Unidade Superior – biotita-gnaisses e sillimanita granada biotita gnaisses com intercalações de outras rochas crustais. Ainda segundo o autor a unidade superior seria subdividida em dois grupos: a) - Grupo Inferior, representada por biotita gnaisses granatíferos porfiroblásticos com sillimanita e biotita gnaisses b) – Grupo Superior, representado por mármore, quartzitos, calciossilicáticas e gonditos.

O Grupo Paraíba do Sul, segundo Grossi Sad & Dutra (1988), é posterior a seqüência granulítica Juiz de Fora. Esses autores subdividiram esse grupo em quatro formações: Desengano (base), Imbé, Itaocara e Euclidelândia. Neste trabalho foi sugerido para as rochas do Grupo Paraíba do Sul uma gênese a partir de um ambiente de colisão de arcos de ilha com as rochas do Complexo Juiz de Fora, com uma margem continental.

Campos Neto & Figueredo (1990) subdividiram o Domínio Paraíba do Sul no âmbito da Faixa Ribeira em uma seqüência gnáissico-migmatítica mais antiga e outra com características supracrustais.

Heilbron (1990), estudando uma seção geotransversal entre Bom Jardim (MG) e Barra do Piraí (RJ), individualizou três domínios tectônicos imbricados de SE para NW, limitados entre si por falhas de empurrão: I) Domínio Paraíba do Sul – unidade estruturalmente superior composta principalmente por um conjunto de rochas supracrustais e rochas granitóides. As rochas ortoderivadas desta unidade foram batizadas de Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia, sendo interpretadas como rochas de idade brasileira. II) Domínio Juiz de Fora intercalação tectônica entre as rochas granulíticas ortoderivadas (Complexo Juiz de Fora), de idade transamazônica, e supracrustais do Gr. Andrelândia. III) Domínio Andrelândia – Conjunto de unidade basais do Gr. Andrelândia e seu embasamento ortoderivado (Complexo Piedade).

Heilbron et al., (1991) confirmaram a existência de uma importante feição estrutural no setor central da Faixa Ribeira, denominada de Megassinforme do Paraíba do Sul, onde o Domínio Paraíba do Sul corresponderia à unidade tectônica superior.

Heilbron et al., (1995) faz uma compilação dos trabalhos de Heilbron (1990, 1993), que foram realizados na seção entre Bom Jardim (MG) e Barra do Piraí (RJ) com os trabalhos de Heilbron et al., (1991, 1994), que estende esse estudo até o litoral e mantém a denominação de Domínio Paraíba do Sul para designar a escama

tectônica superior da Faixa Ribeira. Neste trabalho há a separação entre um conjunto supracrustal de posicionamento temporal duvidoso, conhecido como Grupo Paraíba do Sul e ortognaisses transamazônicos da Suíte Quirino (antiga Unidade Quirino (HEILBRON, 1993)).

Com o auxílio de novos dados geocronológicos a partir de datação U-Pb em titanitas e zircões, Machado et al., (1996), sugerem para o Domínio Paraíba do Sul a ocorrência de um metamorfismo principal (590-565 Ma) e um metamorfismo mais recente (535 - 520 Ma), gerado durante o evento brasileiro.

Valladares (1996) atribui para as rochas ortognáissicas do Domínio Paraíba do Sul o nome de Unidade Quirino. Nesse trabalho a autora define, a partir de dados geocronológicos U-Pb em zircão, as idades de 2185 ± 3 e 2169 ± 3 . Estas idades foram obtidas pelo intercepto superior da discórdia de vários tipos de grãos de uma amostra de bt-gnaiss coletado próximo ao município de Bom Sucesso, Sudeste do Domínio Paraíba do Sul e de um hbl-gnaiss de uma pedreira em Valença (RJ) a nordeste do Domínio Paraíba do Sul respectivamente. Neste mesmo trabalho a autora sugere o termo Unidade Quirino como representante do embasamento paleoproterozóico retrabalhado durante o evento Brasileiro. Estes ortognaisses ocorrem como extensivos corpos de ortognaisses homogêneos com hornblenda e/ou biotita da fácies metamórfica anfíbolito superior e produz contatos tectônicos com as rochas supracrustais do Grupo Paraíba do Sul. Os ortognaisses variam em composição de tonalítico/granodiorítico a granítico, com enclaves ultramáficos, máficos e calciossilicásticos (ricas em tremolita).

Valladares et al., (1997) apresenta e discute novos dados de geoquímica das rochas ortognáissicas do Complexo Paraíba do Sul, aflorantes ao NW do Estado do Rio de Janeiro na Unidade Quirino. Foram também discutidos os dados de geocronologia U-Pb em zircão, da referida Unidade, apresentados em Valladares (1996) e em Machado et al., (1996). Neste trabalho foram separadas duas séries cálcio-alcálicas: uma de médio-K e outra de alto-K para os ortognaisses da Unidade Quirino.

Valladares et al., (2001) redefinem o embasamento formado por rochas ortognáissicas pré 1,7 Ga do Terreno Paraíba do Sul (anteriormente definida como Suíte Quirino-Dorândia de Heilbron et al., 1991), por uma nova denominação de Complexo Quirino.

Duarte et al., (2001) abordaram a petrogênese das rochas do embasamento do Terreno Ocidental e do Terreno Paraíba do Sul. Neste trabalho a autora definiu o Complexo Quirino como sendo uma unidade litológica completamente distinta quando comparada aos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira.

Valladares et al., (2002) obtiveram novos dados a partir do método isotópico Sm-Nd que, juntamente com os dados geocronológicos de U-Pb em zircão de trabalhos anteriores (Valladares (1996); Machado et al., (1996); Valladares et al., (1997)), sugeriram a existência de crosta juvenil paleoproterozóica com fusão de parte de crosta arqueana, que será melhor detalhada no tópico 4.5.3.

Tupinambá et al., (2007) propuseram uma correlação entre as unidades encontradas na Faixa Araçuaí e as unidades do Orógeno Ribeira, no seu segmento setentrional. Neste sentido, os autores buscaram correlacionar o Complexo Quirino (Valladares et al., 2002) com as Unidades Santo Eduardo e Itaocara. Este trabalho foi realizado na região de contato entre o Orógeno Ribeira e a Faixa Araçuaí, na região mais ao norte do Terreno Paraíba do Sul.

4.5 Complexo Quirino

Valladares, (1996); Valladares et al. (1997,2001, 2002) redefiniram os ortognaisses do embasamento paleoproterozóico pré-1,7 Ga, anteriormente nomeados de Suíte Quirino-Dorândia por Heilbron et al. (1991), pela designação do Complexo Quirino.

4.5.1 Petrografia e Geoquímica

Segundo Viana & Valladares (1997), os ortognaisses do Complexo Quirino, aflorantes nas proximidades de Barra do Piraí (RJ), constituem rochas leucocráticas a mesocráticas de granulometria média e textura gnáissica. Na análise microscópica são detectados plagioclásio do tipo oligoclásio (40-50%) e quartzo (15-30%). Os minerais máficos são biotita (10%) e hornblenda (8-20%) que tendem a se orientar segundo a foliação principal. O K-feldspato, quando presente, é representado com pouco volume de microclina. Assim, estes autores, classificaram essas rochas petrograficamente como variando entre tonalitos a granodioritos. Estes autores, com base na classificação do diagrama sílica x álcalis definem dois grupos distintos e

com características geoquímicas distintas. O primeiro formado por tonalitos com um *trend* cálcio-alcálico de médio-K e o segundo por rochas granodioríticas a qtz-monzoníticas com um *trend* cálcio-alcálico de alto-K.

Souza & Valladares (1999) demonstram que macroscopicamente as rochas do Complexo Quirino são compostas por quartzo, feldspato (K-feldspato e/ou plagioclásio), hornblenda e biotita, de granulometria média, uma textura gnáissica e uma foliação marcante, muitas vezes paralela ao bandamento gnáissico. Em lâmina delgada, as amostras possuíam como mineral máfico predominante a biotita e são enriquecidas em K-feldspato, enquanto a hornblenda era o máfico predominante naquelas enriquecidas em plagioclásio. Estes autores sugerem que estas rochas são representativas de granitóides do tipo I.

Souza & Valladares, (2001) fazem a integração dos dados de Valladares et al., (1997) e Viana & Valladares (1997). Os autores descreveram os ortognaisses do Complexo Quirino como rochas bandadas, leuco a mesocráticas, de granulometria variando de média a grossa e textura gnáissica. Os autores, a partir da análise modal, determinaram a existência de gnaisses de composição variando de tonalítica, granodiorítica e granítica. Os gnaisses de composição tonalítica apresentam porfiroblastos de plagioclásio e hornblenda como máfico principal, contrastando com os de composição granítica que apresentam porfiroblastos de K-feldspato e biotita predominante. Como acessórios deste conjunto foram observados zircão, titanita, apatita e epidoto. Os dados geoquímicos demonstram que os ortognaisses do Complexo Quirino são de natureza cálcio-alcálica e pertencem a duas séries distintas: uma de médio-K e outra de alto-K (Valladares, 1996). Estes gnaisses possuem características metaluminosas a fracamente peraluminosas, com índice Shand < 1,1 (Viana & Valladares (1997) e Souza & Valladares (1999)).

Segundo Souza & Valladares (2001) a suíte cálcio-alcálica de médio-K compreende tanto as rochas intermediárias (com cerca de 59 a 64% de SiO₂) quanto as rochas ácidas (com cerca de 67% de SiO₂) com composição predominante de gnaiss tonalítico e subordinada de gnaiss granodiorítico. Em termos de elementos incompatíveis esta suíte apresenta 30-195 ppm de Rb, 343-769 ppm de Ba, 111-127 ppm de Zr e 0,2-8,5 ppm de Th. A normalização dos ETR pelo condrito mostra um fracionamento moderado ($La_N/Yb_N = 20-8$), com um padrão de terras raras pesadas sub-horizontal ($Yb_N=13-4$) e anomalias de Eu tanto positivas quanto negativas ($Eu/Eu^* = 2-0,52$). O conteúdo de La é moderado com $La_N = 60-180$ vezes o

condrito. A suíte cálcio-alcálica de alto-K compreende tanto as rochas intermediárias (com cerca de 47 a 64% de SiO_2) quanto as rochas ácidas (com cerca de 65 a 71% de SiO_2) com composição predominante de gnaiss granítico. Em termos de elementos incompatíveis esta suíte é enriquecida e apresenta 59-285 ppm de Rb, 352-2090 ppm de Ba, 111-553 ppm de Zr e 2,2-72 ppm de Th. A normalização dos ETR pelo condrito mostra um fracionamento moderado ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 102-4$), com um padrão de terras raras pesadas sub-horizontal ($\text{Yb}_N = 3-30$). As anomalias negativas de Eu predominam ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1-0,32$). O conteúdo de La é moderado a alto com, $\text{La}_N = 80-400x$ o condrito.

Viana (2008) fez uma compilação de quarenta e uma amostras do Complexo Quirino que estavam no acervo do LGPA-UERJ e realizou estudo litogeoquímico, classificando-as em duas séries cálcio-alcálicas (alto e médio-K) para os ortognaisses do Complexo Quirino. Destas, trinta amostras seriam correspondentes à série alto-K, enquanto as de médio-K estariam representadas pelas onze restantes. A tabela 7 extraída de Viana (2008) traz um resumo das principais características geoquímicas para ambas as séries.

Para esta dissertação foi utilizado o critério proposto por Cox et al., (1979) de 1,5 vezes a variação das razões La_N/Yb_N para séries cogenéticas e alguns critérios petrológicos como por exemplo: petrografia, composição, padrão de ETR normalizados para o condrito, entre outros, e identificou alguns possíveis grupos/séries dentro de cada uma dessas séries (1 a 8 para a série de alto-K; e 1 a 3 para a série de médio-K).

Tabela 7 - Quadro comparativo entre as séries de alto-K e de médio-K do Complexo Quirino. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm (Viana, 2008).

	Série de alto K	Série de médio K
Teor de sílica	rochas intermediárias a ácidas	predomínio dos termos intermediários
Petrografia	predomínio de biotita gnaiss	predomínio de hbl-bt gnaiss
Composição	granítica a granodiorítica	tonalítica
Na ₂ O	2,3 a 4,9%	3,7 a 4,6%
K ₂ O	2,7 a 6,1%	1,0 a 2,4%
K ₂ O/Na ₂ O	predominantemente >1	<1
CaO	3,5% (média)	4,9% (média)
Rb	157 ppm (média)	59,9 ppm (média)
Nb	16 ppm (média)	7,6 ppm (média)
Th	20 ppm (média)	3,8 (média)
U	2,8 ppm (média)	0,3 ppm (média)
Zr	235 ppm (média)	148 ppm (média)
Eu/Eu*	0,33-1,31 (0,69, média)	0,73-2,00 (1,18, média)

Eu* = concentração teórica para ausência de anomalia de Eu = [(SmN).(GdN)]^{1/2}.

4.5.2 Arcabouço Tectônico

A reconstituição do ambiente tectônico de origem das rochas do Complexo Quirino foi realizada com base na distribuição dos elementos incompatíveis normalizados para o ORG (Granito de Crista Oceânica de Pearce et al., 1984). Ambas as séries (médio-K e alto-K) possuem enriquecimento em LILE (íons litófilos de raio grande) e um decréscimo nos valores dos elementos incompatíveis menores (Sm ao La), bem como, anomalias negativas de Nb e Ta. Essas características têm sido descritas para granitos de arcos vulcânicos com envolvimento de crosta oceânica na subducção (DUARTE et al., 2001; SOUZA; VALLADARES, 2001; VALLADARES et al., 1997; VALLADARES et al., 2002;).

A distribuição dos elementos incompatíveis sugere para ambas as séries semelhanças com margens continentais ativas. A suíte cálcio-alcálica de médio-K mostra similaridades com o Granodiorito da Jamaica de Pearce et al., (1984); in: Valladares et al., (2002), já a suíte cálcio-alcálica de alto-K com granito do Chile do mesmo autor. Assim as rochas do Complexo Quirino podem ter sido geradas em um

mesmo evento colisional de idade Transamazônica, conforme será explicado no item subsequente.

4.5.3 Geocronologia e geoquímica isotópica

Os ortognaisses do Complexo Quirino foram datados pelo método U-Pb em zircão e apresentaram idades de 2185 ± 3 Ma e 2169 ± 3 Ma (Valladares, 1996; Machado et al., 1996). Essas idades foram obtidas em vários tipos de cristais de zircão dos biotita-gnaisses coletados nas imediações do vilarejo de Bom Sucesso (entre Bananal e Getulândia a sudeste do Terreno Paraíba do Sul - RJ) e de hornblenda-gnaisses coletados numa Pedreira próximo a Valença-RJ (nordeste do Terreno Paraíba do Sul). Também foram encontradas idades mínimas em zircões herdados no intervalo de 2846 Ma e 2981 Ma. Grãos de titanita escura do biotita-gnaisse obtiveram idades em titanita máximas de 577 ± 1 Ma. Titanitas em leucossomas de rochas ortognáissicas do Complexo Quirino indicam fusão parcial em 584 ± 2 Ma. Idades foram obtidas em titanitas de hornblenda-gnaisse (535 ± 2 Ma), dos leucossomas do biotita-gnaisse (530 ± 4 Ma) e dos leucossomas dos hornblenda-gnaisses (521 ± 9 Ma) (VALLADARES et al., 1997).

Oliveira et al., (1999) dataram dois afloramentos de ortognaisses do Complexo Quirino pelo método Rb-Sr. O primeiro afloramento localiza-se ao longo da rodovia entre as Cidades de Sapucaia - RJ e Mar de Espanha (MG). A amostra coletada é um hbl-granodiorito gnaisse com foliação levemente sub-horizontal com numerosos enclaves máficos. A idade obtida foi de 2.213 ± 88 Ma e razão inicial $RI=0,70313$ (MSWD = 1,66). O segundo afloramento localiza-se ao lado da rodovia entre as cidades de Barra do Piraí (RJ) e Conservatória (RJ). A amostra é um hb-gnaisse com megacristais de hornblenda e forte foliação vertical com muitos enclaves alongados e zonas de cisalhamento verticais com foliação milonítica. A idade obtida foi de 1961 ± 79 Ma e razão inicial $RI= 0,70543$ (MSWD = 355,45).

Segundo Valladares et al., (2002), o estudo dessas rochas pelo método isotópico Sm-Nd demonstrou razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ tipicamente de rochas crustais: 0,1020 e 0,1292, sugerindo ausência de fracionamento durante a gênese do magma. Os valores de ϵ_{Nd} foram recalculados para $T=2,1$ Ga baseados na idade de cristalização pelo método U-Pb em zircão para estas rochas. Idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) de 2,2 Ga foram geradas para granito-gnaisses da suíte de alto-K. O valor de

$\epsilon_{Nd} 2,1 = -0,16$ sugeriram fonte paleoproterozóica juvenil. As idades modelo Sm-Nd T_{DM} de 3,2 Ga obtidas em amostras de tonalito-gnaisses da suíte cálcio-alcalina de médio-K com $\epsilon_{Nd} 2,1 = -9,08$, sugerem a pré-existência de crosta arqueana. Desta forma os autores interpretaram, com base nos dados geocronológicos e isotópicos dos granitóides do Complexo Quirino, que o orógeno Transamazônico gerou crosta juvenil e retrabalhou, em parte, crosta arqueana.

Viana (2008) demonstrou, com base em novos dados geocronológicos obtidos para os ortognaisses do Complexo Quirino, que estes possuem idades de cristalização paleoproterozóica relacionadas ao Evento Transamazônico, sendo a série de alto-K mais antiga ($2308 \pm 9,2$ Ma a 2185 ± 8 Ma) do que a série de médio-K (2169 ± 3 Ma a 2136 ± 14 Ma). As integrações dos dados geocronológicos obtidos, bem como as avaliações petrogenéticas, possibilitaram a interpretação de que quatro ou cinco grupos ocorram na série de alto-K. A série de médio-K seria representada por uma única suíte cogenética, evoluída por assimilação concomitante à cristalização fracionada, conseqüente de fusão de crosta arqueana pré-existente durante o mesmo evento que gerou crosta juvenil. A expressiva quantidade de grãos herdados e idade T_{DM} (Valladares et al., 2002) corroboram com esta hipótese. A tabela 8 exhibe os grupos separados por Viana (2008) e suas respectivas idades de cristalização obtidas pelo método U-Pb em zircão.

Machado et al., (2010) realizou um estudo geoquímico isotópico em enclaves máficos do Complexo Quirino. Estes enclaves foram coletados no mesmo afloramento da amostra PS-PM-66, na rodovia federal BR-040 a 15 km da cidade de Paraíba do Sul (MG). O estudo petrográfico dividiu-os em metapiroxenitos e anfibolitos. A partir do estudo de isótopos de Nd foi possível verificar que estes enclaves possuíam idades modelo T_{DM} arqueanas 2.8 a 3.9 Ga e ϵ_{Nd} negativo (tabela 9). As amostras não tinham idades de cristalização, contudo, por se tratarem de enclaves espera-se que as mesmas possuam idades superiores àquelas encontradas na encaixante. Dessa maneira entre o intervalo de 2,2 Ga e 4.6 Ga o parâmetro ϵ mantém se negativo para qualquer idade.

Tabela 8 - Relação dos grupos do Complexo Quirino com base em dados litogeoquímicos e suas respectivas idades de cristalização U/Pb (VIANA, 2008).

SÉRIE ALTO K – COMPLEXO QUIRINO					
Grupos	Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O	Idade U/Pb (cristalização)
Grupo 1			<i>não datado</i>		
Grupo 2	BP-IV-53A	64,42	14,36	2,92	2216 ± 10 Ma
Grupo 3	EC-II-2002-6	59,36	14,56	2,89	2197 ± 11 Ma
Grupo 4	TR-MM-71A	67,72	20,13	3,61	2308 ± 9,2Ma
Grupo 5	PS-PM-66	67,7	31,21	4	2204 ± 11 Ma
Grupo 6			<i>não datado</i>		
Grupo 7			<i>não datado</i>		
Grupo 8	VR-150B	66,24	101,82	5,4	2185 ± 8 Ma*
SÉRIE MÉDIO K – COMPLEXO QUIRINO					
Grupos	Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O	Idade U/Pb
Grupo 1	VAS-786B	59,92	10,56	2,21	2169 ± 3 Ma*
Grupo 2	BP-I-40	63,01	14,63	1,18	2155 ± 16 Ma
Grupo 3	LE-CM-12B	66,82	23,76	1,48	2136 ± 14 Ma

* Idades obtidas por ID-TIMS (VALLADARES, 1996)

Tabela 9 - Dados de Sm-Nd e Sr dos enclaves máficos/ultramáficos do Complexo Quirino (MACHADO et al., 2010).

Razão Isotópica	Encaixante	Enclaves			
	PS-PM-66	PS-PM-66-HA	PS-PM-66-HB	PS-PM-66-HC	PS-PM-66-HD
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd*	0.104044	0.163366	0.216649	0.144001	0.243387
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd*	0.511384	0.511625	0.511919	0.511627	0.511931
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd**	0.50986	-	-	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd***	0.50978	-	-	-	-
ε _{Nd} (t=2.20 Ga)	1.6	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr*	0.728633	0.747005	0.819602	0.720153	0.811375
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr**	0.69952	-	-	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr***	0.70201	-	-	-	-
T _{DM} (Ga)	2.19	3.87	-	2.83	-

* Medido

**IR (t=Ga)

*** CHUR