

# GEOLOGIA DA REGIÃO ENTRE RESENDE E SÃO JOSÉ DO BARREIRO E IDADE $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DO GRANITO DO FUNIL, SEGMENTO CENTRAL DA FAIXA RIBEIRA (RJ-SP), BRASIL

Ronaldo Mello PEREIRA <sup>1</sup>, Ciro Alexandre ÁVILA <sup>2</sup>, Cândido Augusto Veloso MOURA <sup>3</sup>

(1) Departamento de Geologia Aplicada, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado Rio de Janeiro (UERJ). Rua São Francisco Xavier, 524/2019A, Maracanã. CEP 20.540-900. Rio de Janeiro, RJ. Endereço eletrônico: rmello@uerj.br. (2) Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Quinta da Boa Vista, s/n, São Cristóvão. CEP 20.940-040. Rio de Janeiro, RJ. Endereço eletrônico: avila@mn.ufrj.br. (3) Laboratório de Geologia Isotópica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará. CEP 66.075-110. Belém, PA. Endereço eletrônico: c\_moura@ufpa.br.

Introdução  
Contexto Tectônico  
Geologia Local  
Granito do Funil  
Geoquímica  
Idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por evaporação de zircão  
Interpretações  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências bibliográficas

**RESUMO** – A região entre Resende, Silveiras, Campos de Cunha e São José do Barreiro, no médio vale do Rio Paraíba do Sul, encontra-se inserida no segmento central da Faixa Ribeira. As unidades estudadas foram correlacionadas aos complexos Embu, Paraíba do Sul e Juiz de Fora. O Complexo Embu compreende diversos litotipos, representados por migmatitos, *augen* gnaisses, gnaisses bandados, granada-biotita gnaisses, diferentes tipos de xistos, anfíbolitos, lentes quartzíticas e níveis turmaliníticos. Associado ao Complexo Embu são encontrados diversos corpos plutônicos: granitos do Funil, Taquaral, São José do Barreiro, Quebra Cangalha e pelo Granitóide Rio Turvo. O Granito do Funil corresponde a um corpo Tipo-I com magnetita, variando de incipientemente deformado a não deformado, de composição monzogranítica e caráter peraluminoso, estando suas rochas alinhadas segundo o *trend* cálcio-alcálico de alto potássio. O contexto geotectônico e a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $584 \pm 5$  Ma (evaporação de zircão) correlacionam esse corpo à fase sincollisional 1 do segmento central da Faixa Ribeira. A proximidade espacial e contemporaneidade do Granito do Funil com o Granitóide Rio Turvo (de tipo S), com  $579 \pm 6$  Ma, sugere condições de *emplacement* simultaneamente em regime transtensivo (Granito do Funil) e transpressivo (Granitóide Rio Turvo), ao longo de zonas de cisalhamento transcorrente.

**Palavras-chave**: Faixa Ribeira, Complexo Embu, Granito do Funil, Geoquímica, Geocronologia Pb/Pb em zircão

**ABSTRACT** – *R.M. Pereira, A.A. Ávila, C.A.V. Moura - Geology of the Resende - São José do Barreiro area and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages of the Funil Granite, central segment of the Ribeira Belt (RJ/SP), Brazil.* The geology of the Resende, Silveiras, Campos de Cunha and São José do Barreiro areas, along the middle valley of Paraíba do Sul River, can be associated with the Embu, Paraíba do Sul and Juiz de Fora complexes within the Ribeira Belt. The Embu Complex comprises stromatic migmatites, augen and banded gneisses, garnet-biotite gneisses, schists, quartzites and turmalinite layers. The Taquaral, Funil, São José do Barreiro, Quebra Cangalha granitic plutons and the Rio Turvo Granitoid can also be associated to the Embu Complex. The Funil Granite is a slightly to non-deformed, I-type, high-K, calc-alkalic, peraluminous pluton.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon evaporation ages ( $584 \pm 5$  Ma) indicated that this body can be related to the syn-collisional episode 1 of the Ribeira Belt granitic magmatism. It is also coeval with the S-type, syn-collisional Rio Turvo granitoid ( $579 \pm 6$  Ma). This suggests simultaneous emplacement in transtensive and transpressive shear zones for the Funil and Rio Turvo granitoids, respectively.

**Keywords**: Ribeira Belt, Embu Complex, Funil Granite, Geochemistry, Pb/Pb geochronology in zircon.

## INTRODUÇÃO

A área de exposição do Granito do Funil encontra-se inserida no segmento central da Faixa Ribeira (Figura 1), que representa uma das várias unidades neoproterozóicas desenvolvidas ao redor do Cráton São Francisco, encontrando-se associada à Orogênese Brasileira (Almeida & Hasui, 1984).

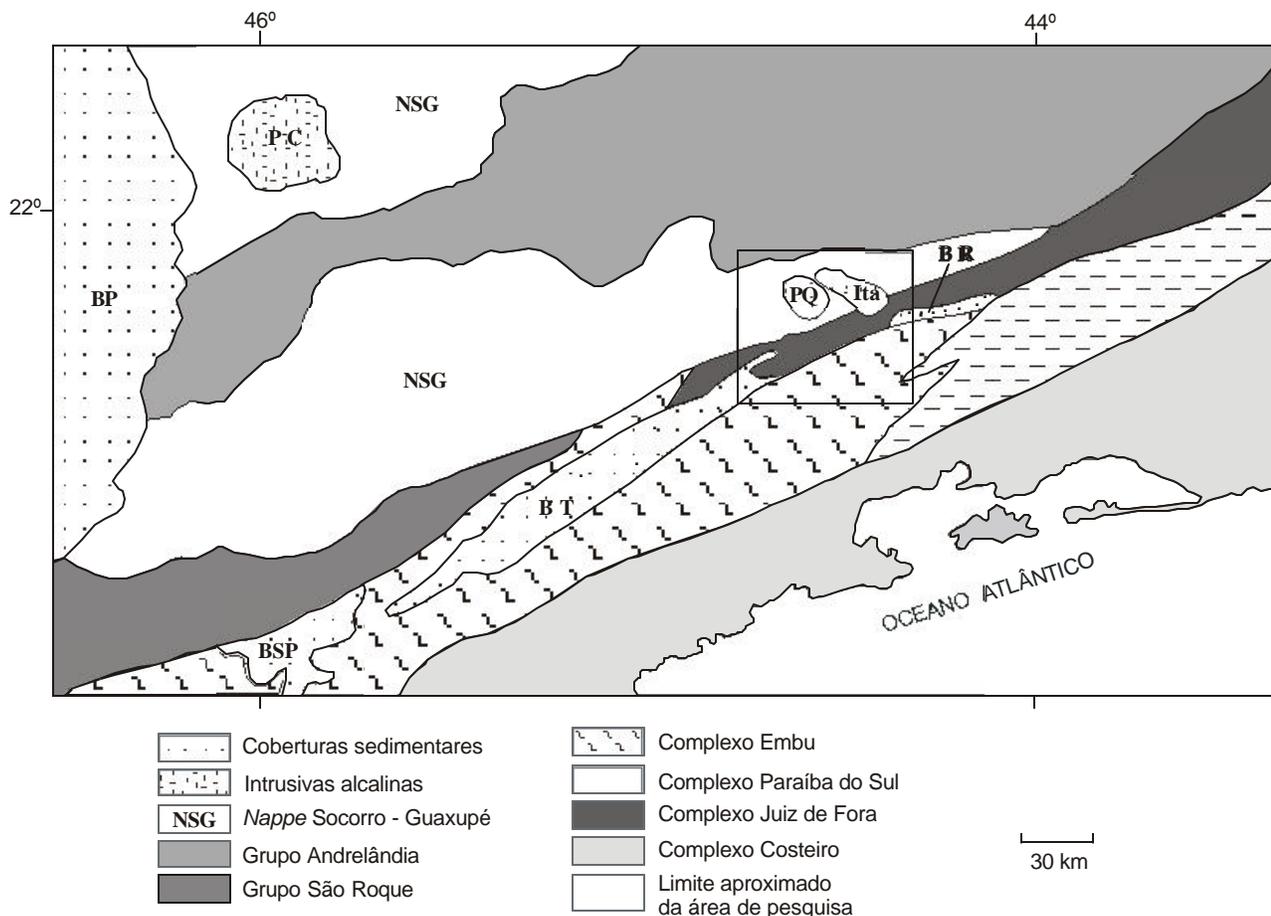
A região entre Resende, Silveiras, Campos de Cunha e São José do Barreiro apresenta evolução geológica alvo de diversas controvérsias, pois as unidades litológicas definidas por diferentes pesquisadores foram atribuídas ora ao Complexo Paraíba do Sul ora ao Complexo Embu (Ebert, 1968; Hasui, 1975;

Machado, 1986; Fernandes, 1991). Verifica-se, portanto, que a geologia da região não se encontra satisfatoriamente estabelecida, havendo dúvidas se ocorrem os dois complexos anteriormente mencionados, justapostos por zonas de cisalhamento, ou se uma mesma seqüência de rochas recebe as duas denominações indiscriminadamente.

Visando contribuir para o conhecimento geológico da região em questão e para o estudo dos corpos granitóides do segmento central da Faixa Ribeira, são apresentados neste trabalho dados referentes à principal unidade de mapeamento da área, o Complexo

Embu, bem como feições geológicas, geoquímicas e idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (evaporação do zircão) do Granito do Funil, buscando-se, na medida do possível, enqua-

drar o referido corpo em um dos estágios evolutivos da porção central da Faixa Ribeira.



**FIGURA 1.** Principais domínios geotectônicos da porção sudeste do Brasil (modificado de Campos Neto & Figueiredo, 1995). BP – Bacia do Paraná; BT – Bacia Taubaté; BR – Bacia Resende; BSP - Bacia de São Paulo; PC – Alcalina de Poços de Caldas; PQ – Alcalina de Passa Quatro; Itat – Alcalina de Itatiaia.

## CONTEXTO TECTÔNICO

Considera-se que os principais domínios tectônicos de parte da região sudeste do Brasil, abrangendo os Estados do Rio de Janeiro, São Paulo e a porção sul de Minas Gerais, são separados por falhas de empurrão ou por zonas de cisalhamento transcorrente. Cinematicamente, os empurrões estariam associados a movimentos compressivos com vergência para NNW a NNE e as transcorrências a importantes movimentações dextrais. Embora a geometria finita das estruturas seja consenso por parte dos geólogos que estudaram a região, o papel cinemático desempenhado por elas, em particular as zonas de cisalhamento dextrais, ainda seria alvo de controvérsias (Morais et al., 1998).

A importância das zonas de cisalhamentos transcorrente na evolução tectônica do segmento central da Faixa Ribeira manifesta-se, dentre outros aspectos, pelo mecanismo de posicionamento e pela forma final de uma série de maciços graníticos presentes no leste do Estado de São Paulo. Estes mecanismos seriam

controlados pelas zonas transcorrentes, que se iniciaram ou foram reativadas após o evento metamórfico regional, e teriam atuado até o fim do Ciclo Brasileiro (Godoy et al., 1996, 1999; Hackspacher et al., 1996). Trouw et al. (1986, 2000) e Campos Neto (1991), dentre outros, defendem o desenvolvimento tardio das transcorrências com relação à trama estrutural de baixo ângulo, enquanto Wernick & Töpfner (1997) sugerem que as falhas transcorrentes e de empurrão tiveram o seu desenvolvimento ligado a um mesmo processo deformacional e não representariam duas fases tectônicas distintas, com certa separação temporal.

Durante a evolução do conhecimento geológico da Faixa Ribeira foram elaboradas diversas propostas de compartimentação tectônica (Heilbron, 1993, 1995; Heilbron et al., 1995, 1999b; Machado & Demange, 1995; Campos Neto & Figueiredo, 1995), sendo reconhecidos, particularmente na porção do médio vale do Rio Paraíba do Sul, os domínios Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Embu.

## GEOLOGIA LOCAL

Na região estudada foram reconhecidos diversos tipos litológicos, que foram associados aos Complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Embu (Figura 2). A faixa presente a norte de Queluz, Areias e Itatiaia foi

atribuída ao Complexo Juiz de Fora (Campos Neto & Figueiredo, 1995) e é representada por gnaisses bandados e por *augen* gnaisses associados frequentemente a tipos charnockíticos de coloração esverdeada.

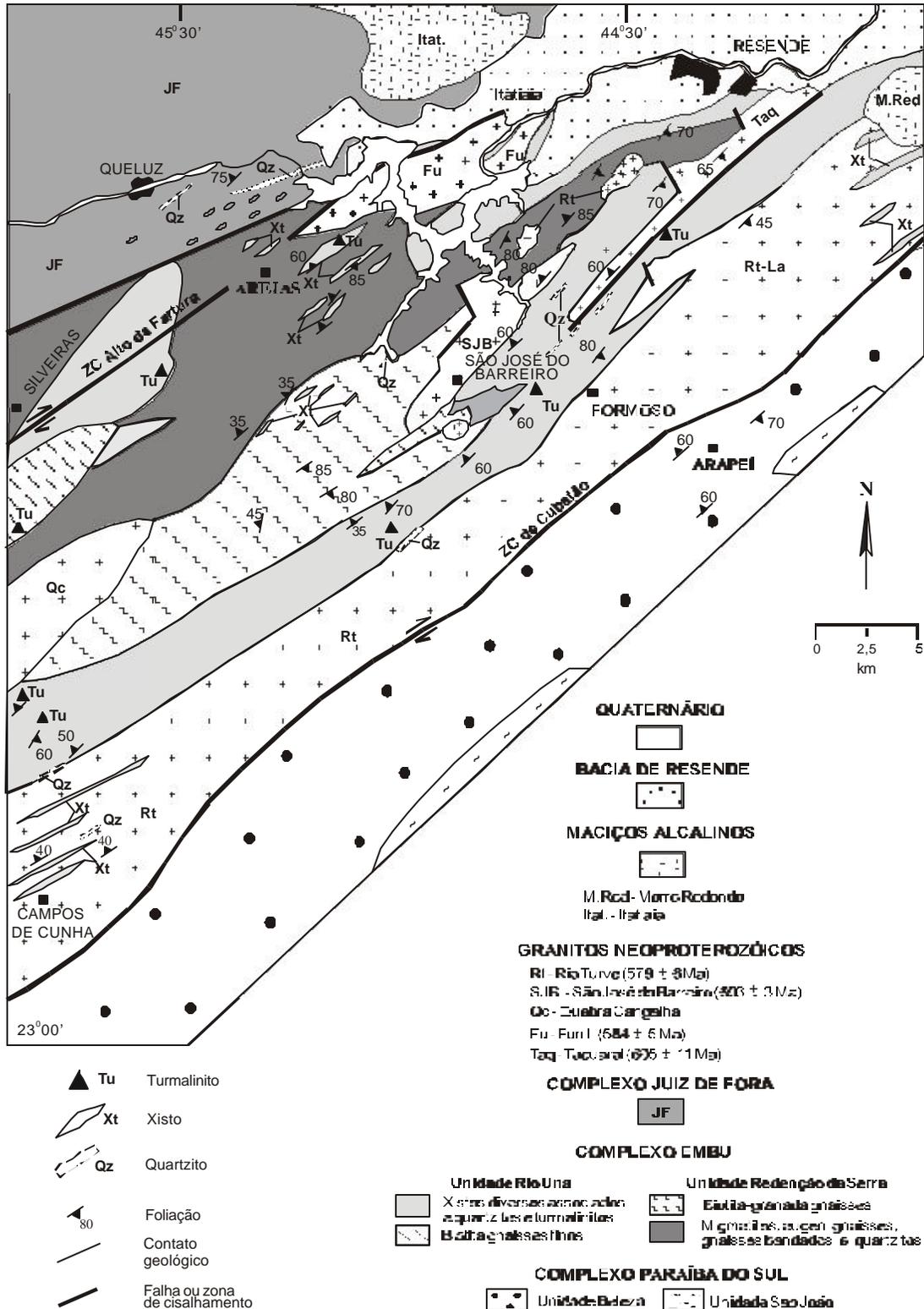


FIGURA 2. Mapa Geológico da região entre Resende, Arapé, Queluz, Silveiras e Campos de Cunha.

Na região de Arapeí, município de Bananal, as rochas presentes foram correlacionados às unidades São João e Beleza, ambas pertencentes à seqüência metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul, que abrange biotita gnaisses, xistos, rochas cálcio-silicáticas e mármore. Descrições mais detalhadas destas rochas podem ser encontradas em Almeida et al. (1993). Os litótipos cartografados entre Resende, Itatiaia, Areias e São José do Barreiro foram associados, por sua vez, às unidades Rio Una e Redenção da Serra, ambas pertencentes ao Complexo Embu, que serão descritas a seguir.

De Formoso para oeste ocorre um conjunto de rochas xistosas, pertencentes ao Complexo Embu, que foi correlacionado à Unidade Rio Una de Fernandes (1991). Estas rochas são representadas em mapa por três faixas com direção NE-SW, que foram cartografadas em contato direto com migmatitos e granada-biotita gnaisses correlacionados à Unidade Redenção da Serra, de Fernandes (1991), e com corpos plutônicos félsicos neoproterozóicos, representados pelos granitos São José do Barreiro, Funil, Taquaral, Quebra Cangalha e pelo Granitóide Rio Turvo (Figura 2). De modo geral, as rochas xistosas são bastante intemperizadas e com colorações que variam de castanho-avermelhado a vermelho-arroxeadado, sendo os principais litótipos presentes neste conjunto representados por xistos de granulação fina a média tipificados por quartzo-muscovita xistos, biotita-muscovita xistos, sillimanita xistos e xistos quartzo-feldspáticos. Intercalados com os xistos ocorrem diversas lentes quartzíticas, níveis turmaliníticos e rochas anfíbolíticas. Os quartzitos presentes na Unidade Rio Una afloram sempre como lentes e são bastante semelhantes aos encontrados na Unidade Redenção da Serra, diferindo destes pela associação com níveis e *boudins* decimétricos de rochas turmaliníticas.

Os *boudins* e os níveis turmaliníticos associados aos xistos da Unidade Rio Una apresentam variações nas proporções de turmalina e quartzo, sendo registradas razões percentuais de 95/5 a 75/25. Esses níveis foram identificados ao longo de diversos afloramentos (por cerca de 25 km de extensão) desde o Bairro de Macacos, em Silveiras, até as proximidades do Parque Nacional da Serra da Bocaina, em São José do Barreiro (Figura 2), sugerindo a possibilidade do mesmo corresponder a um nível estratigráfico de fácil identificação. Esses turmalinitos seriam os principais responsáveis pela formação dos *stone lines* quartzo-turmaliníticos encontrados nas proximidades dos sítios

onde essas rochas afloram. Destaca-se, ainda, a presença de veios (centimétricos) e vênulas (milimétricas) discordantes aos xistos, compostos de quartzo-turmalina e turmalina.

Na região entre Resende, Itatiaia, Areias e Formoso foram identificados dois conjuntos litológicos distintos, os quais foram correlacionados à Unidade Redenção da Serra, que pertence ao Complexo Embu (Figura 2). O primeiro conjunto encontra-se distribuído em uma ampla faixa direcionada segundo o *trend* regional NE-SW e é representado por uma grande variedade de litótipos, exemplificados por diferentes tipos de migmatitos, gnaisses bandados e lentes quartzíticas, que podem ocasionalmente estar intercalados com xistos e quartzitos da Unidade Rio Una. Este conjunto possui foliação variando entre N40-70E, com mergulhos entre 40° e 60° para NW e SE. Os migmatitos apresentam, em geral, estruturas estromática, dobrada e *schlieren*, onde o paleossoma possui composição anfíbolítica ou biotita-gnáissica, representada principalmente por hornblenda, biotita e plagioclásio, enquanto o neossoma apresenta composição granítica, granulometria variando de fina a média e é composto por quartzo, feldspato e rara biotita. Nota-se que em alguns afloramentos o neossoma predomina, enquanto que em outros locais observa-se o predomínio do paleossoma biotita-gnáissico sobre o neossoma granítico. Os migmatitos, por vezes, apresentam-se intercalados com bancos quartzíticos, de dimensões de várias centenas de metros e largura em torno de 200 m, que afloram como morros ou cristas, alinhados na mesma direção do *trend* regional. Alguns desses quartzitos apresentam-se bandados em função das intercalações de espessas camadas quartzosas de granulação fina a média, com níveis argilosos e/ou xistosos.

O segundo conjunto é representado por um biotita-granada gnaisse que apresenta comumente estrutura bandada, marcada por alternância de níveis máficos e félsicos, que variam de milimétricos a decimétricos. Nos níveis félsicos o quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita predominam sobre sillimanita, muscovita, granada e, mais raramente, anfíbólio, enquanto nos níveis máficos destaca-se a presença de anfíbólio, biotita e plagioclásio. Intercaladas com esses gnaisses podem ser encontradas lentes descontínuas de rochas cálcio-silicáticas, quartzitos e anfíbolitos, ou ainda, pacotes de rochas xistosas da Unidade Rio Una, incluindo estreitas faixas de xisto turmalinífero, como em Areias, São Paulo.

## GRANITO DO FUNIL

Diversos corpos de granitóides correlacionados ao Neoproterozóico podem ser encontrados na área estudada em contato tectônico com migmatitos,

granada-biotita gnaisses e xistos do Complexo Embu ou com os metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul. Esses corpos são representados pelos granitos do

Funil, São José do Barreiro, Taquaral, Quebra Cangalha e pelo Granitóide Rio Turvo (Figura 2).

O Granito do Funil possui cerca de 50 km<sup>2</sup> de área e corresponde, segundo a classificação de Chappel & White (1974), a um granito do Tipo-I, incipientemente deformado a não deformado, de composição monzogranítica. Sua classificação como um corpo do Tipo-I baseou-se nos seguintes parâmetros: titanita primária, presença de magnetita, pirita e molibdenita, conteúdo de coríndon normativo inferior a 1%, razão  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO) < 1,10$ , conteúdo de  $Na_2O$  superior a 3,0% em peso nas variedades félsicas, elevados valores de susceptibilidade magnética ( $\kappa$ ), e presença de até 1% em volume de magnetita. Propõe-se que a elevada susceptibilidade magnética do Granito do Funil ( $>12,56 \cdot 10^{-6}$  SI) estaria relacionada a este significativo volume de magnetita que, no entanto, parece estar concentrado em algumas partes do mesmo.

Os valores de susceptibilidade magnética maiores que  $12,56 \cdot 10^{-6}$  SI indicam que o corpo estudado, de acordo com a classificação proposta por Ishihara (1981), corresponde a um granito com magnetita. Admite-se, ainda, que a ampla variação entre os resultados obtidos para a susceptibilidade magnética está relacionada a flutuações internas da fugacidade de oxigênio ( $fO_2$ ) durante a cristalização magmática, onde a pirita estaria associada às rochas formadas sob condições oxidantes, pois elevados teores de  $SO_2$  no magma conduziriam à cristalização de magnetita e à perda de  $H_2S$ , o que segundo Lenharo (1998) resultaria na cristalização de pirita.

Em relação à sua distribuição em superfície, observou-se que na sua porção norte o Granito do Funil encontra-se recoberto pelos sedimentos da Bacia de Resende. Para noroeste este corpo encontra-se parcialmente balizado pela Zona de Cisalhamento Alto da Fatura, apresentando contato brusco e retilíneo com rochas xistosas da Unidade Rio Una e com os migmatitos e gnaisses da Unidade Redenção da Serra, ambas pertencentes ao Complexo Embu (Figura 2). Normalmente seus afloramentos são bastante localizados, sendo particularmente encontrados na zona urbana de Itatiaia e ao longo da estrada que leva à represa do Funil. Em geral, a área de exposição do Granito do Funil é evidenciada pela presença de grandes matacões nos topos e encostas das colinas, os quais apresentam formato arredondado, destacando-se nos mesmos a presença de fenocristais de feldspato.

O Granito do Funil é representado por duas fácies texturais-granulométricas distintas, denominadas respectivamente de porfirítica e equigranular fina. A primeira é predominante e compreende rochas leucocráticas, com cerca de 10% em volume de minerais máficos. Possui coloração desde cinza clara-escuro a

rosada, granulometria variando de média a grossa (1 mm a 1,5 cm), destacando-se a presença de fenocristais de microclínio e de feldspato perítico de até 7 cm de comprimento em meio a uma massa com tamanho médio de 2 mm, representada por plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita. Mais raramente, podem ser encontrados fenocristais de plagioclásio com até 6 mm. Agregados de quartzo e biotita, possivelmente orientados por fluxo magmático, podem ser observados em rochas desta fácies na borda leste do corpo, preferencialmente nas zonas de contato com os litotipos encaixantes. Os fenocristais de microclínio e de feldspato perítico mostram inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, enquanto grande parte dos cristais de plagioclásio encontra-se com zoneamento normal, destacando-se a presença de núcleos saussuritizados e bordas praticamente límpidas. A biotita ocorre na forma de pequenas lamelas, que podem apresentar inclusões de zircão e apatita. Nesta fácies os principais minerais acessórios são apatita, titanita, zircão, allanita e os minerais opacos, estes últimos tipificados por magnetita, pirita, molibdenita e, mais raramente, ilmenita.

As rochas da fácies equigranular fina são holo-leucocráticas e constituídas por microclínio, quartzo e plagioclásio, sendo rara a presença de biotita, muscovita, minerais opacos, clorita e granada. Estas rochas variam de esbranquiçadas a rosadas, possuem granulometria inferior a 1 mm e encontram-se associadas a diques pouco possantes ( $\leq 50$  cm), que cortam rochas da fácies porfirítica.

Processos deutéricos tardios, observados somente nas rochas da fácies porfirítica, promoveram a cloritização e muscovitização da biotita, a alteração do plagioclásio para saussurita e o crescimento de fluorita, esta última normalmente associada à biotita.

## GEOQUÍMICA

As análises químicas foram realizadas no laboratório ACTLABS (Ontário, Canadá) sendo os elementos maiores, menores e terras raras dosados por ICP-AES (fusão), enquanto os elementos-traço foram analisados por ICP-MS. Os resultados obtidos em 9 amostras do Granito do Funil (Tabela 1), sendo 8 rochas da fácies porfirítica e uma da fácies fina, foram utilizados para interpretações de cunho petrogenético evolutivo. Dentre as rochas analisadas da fácies porfirítica, destaca-se a presença de dois conjuntos distintos, onde o primeiro (amostras F-03, F-04, F-06) encontra-se enriquecido em  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$ , Ba, Sr e empobrecidos em  $SiO_2$ , Rb, Y e Li em relação ao segundo (amostras F-01, F-02, F-02E, F-15, F-P). A rocha da fácies fina é enriquecida em  $SiO_2$  e empobrecidas em  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $P_2O_5$  em relação as rochas da fácies porfirítica.

	F-01	F-02	F-02E	F-03	F-04	*F-05A	F-06	F-15	F-P
SiO <sub>2</sub>	74,57	74,69	74,40	71,21	72,65	76,70	72,30	75,79	74,80
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,18	0,18	0,37	0,25	0,08	0,34	0,10	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,34	13,50	13,40	14,07	13,68	12,30	14,50	12,73	13,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,42	0,32	1,18	0,91	0,34	1,30	0,01	0,71
FeO	1,47	1,83	1,10	1,84	1,42	0,43	0,57	0,93	1,00
MnO	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,02	0,04	0,03	0,05
MgO	0,17	0,24	0,27	0,51	0,40	0,14	0,54	0,10	0,29
CaO	0,83	0,88	0,84	1,61	1,37	0,64	1,30	0,94	0,83
Na <sub>2</sub> O	2,59	3,29	3,60	3,44	3,46	3,20	3,50	3,23	3,10
K <sub>2</sub> O	5,39	5,21	5,10	4,92	4,96	5,10	5,30	4,47	5,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,07	0,06	0,15	0,10	0,01	0,15	0,03	0,07
LOI	0,29	0,17	0,30	0,08	0,24	0,36	0,37	0,15	0,39
Total	98,33	100,50	99,60	99,44	99,49	99,32	100,21	98,50	99,95

Rb	339	438	499	210	268	281	257	375	473
Ba	183	256	357	1050	726	358	1304	95	346
Sr	41	64	85	306	266	161	497	40	91
Y	40	35	32	25	20	28	20	29	26
Nb	17	11	15	16	15	11	12	11	17
F	1.500	1.210	1.000	1.310	1.010	170	740	660	1.000
Li	66	89	-	37	40	-	-	50	-
B	6	4	-	9	ND	-	-	2	-
Be	8	6	-	4	4	-	-	6	-
Sn	10	7	-	3	3	-	-	5	-
U	9,71	17,50	-	9,60	12,70	-	-	23,70	-
Th	51,60	36,90	-	38,50	30,00	-	-	51,20	-
Hf	5,20	2,90	-	4,10	2,50	-	-	5,80	-
La	52,00	49,90	-	85,80	39,60	-	-	46,80	-
Ce	108,00	108,00	-	154,00	69,00	-	-	97,00	-
Pr	10,60	10,80	-	13,80	6,14	-	-	10,60	-
Nd	42,70	45,00	-	54,70	24,70	-	-	43,40	-
Sm	9,30	9,80	-	9,00	4,50	-	-	9,70	-
Eu	0,44	0,55	-	1,33	0,87	-	-	0,39	-
Gd	7,10	7,00	-	6,00	3,00	-	-	7,30	-
Tb	1,00	1,20	-	0,90	0,50	-	-	1,10	-
Dy	6,30	7,10	-	4,90	3,10	-	-	5,60	-
Ho	1,20	1,40	-	0,90	0,60	-	-	1,00	-
Er	3,80	4,10	-	2,90	2,00	-	-	3,20	-
Tm	0,59	0,66	-	0,40	0,30	-	-	0,47	-
Yb	3,90	4,40	-	2,50	2,50	-	-	2,90	-
Lu	0,59	0,70	-	0,41	0,45	-	-	0,45	-

Obs: Elementos maiores e menores em % peso; demais em ppm.

(-) = não analisado. ND: não detectado

TABELA 1 - Análises químicas das rochas do Granito Funil.

Os valores de SiO<sub>2</sub> determinados nas rochas do Granito do Funil variaram entre 71,21 e 76,70 % peso, sendo o valor mais elevado aquele da rocha da fácies fina, que poderia representar, assim, o magma mais evoluído num processo de diferenciação magmática a partir dos tipos mais porfíricos. Em geral, as rochas deste corpo são classificadas como monzogranitos (Figura 3) e granitos (Figura 4), apresentam caráter peraluminoso (Figura 5), são subalcalinas (Figura 6) e alinham-se paralelamente ao *trend* de evolução cálcio-alcalino (Figura 7), mais especificamente o cálcio-alcalino de alto K (Figura 8).

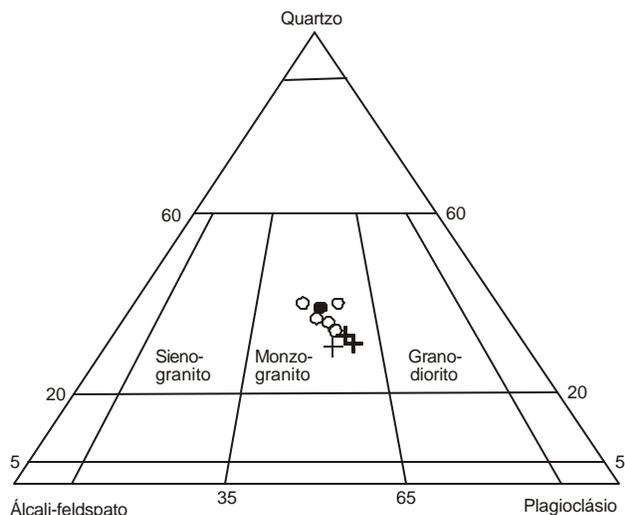


FIGURA 3. Diagrama P x Q (Debon & Le Fort, 1983) para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil.

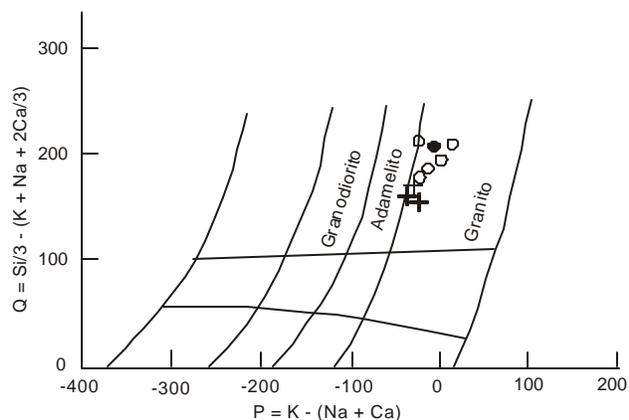


FIGURA 4. Diagrama discriminante para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil. QAP normativo (Le Maitre, 1989).

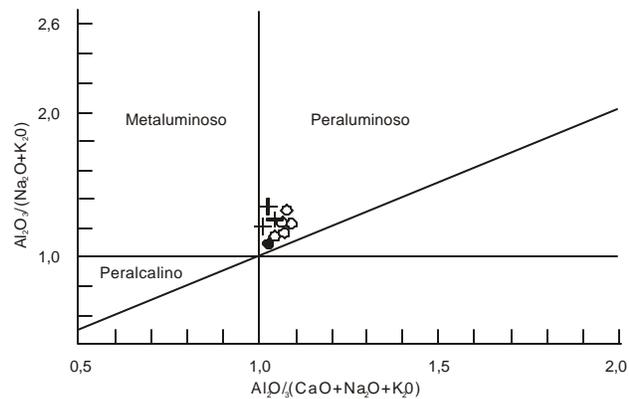
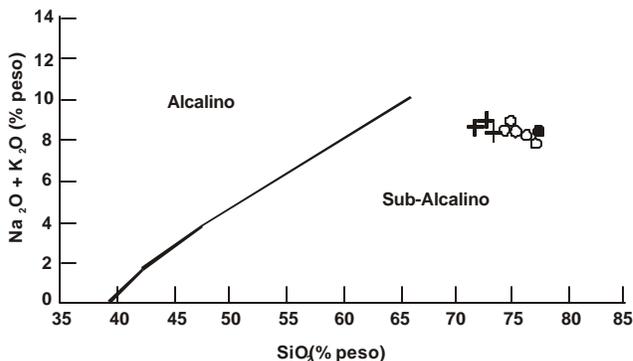
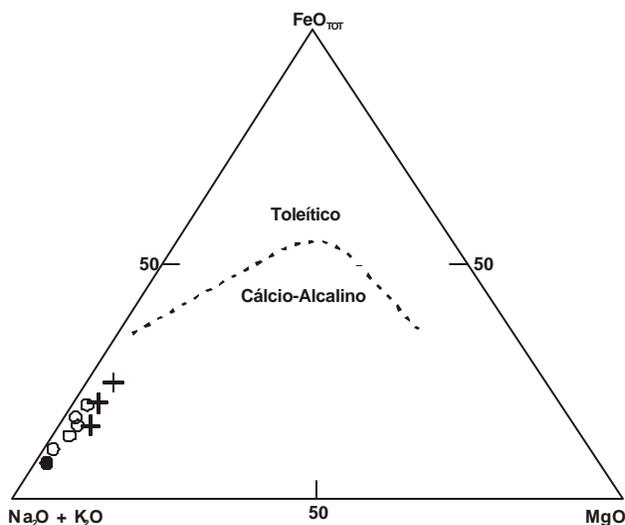


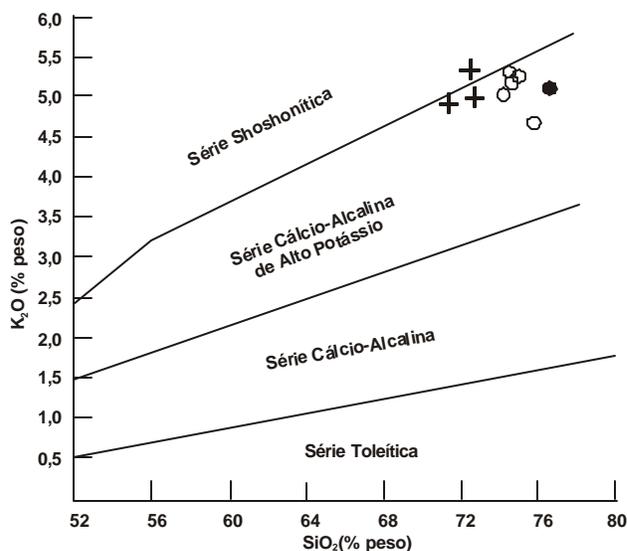
FIGURA 5. Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) x Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil.



**FIGURA 6.** Diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil.

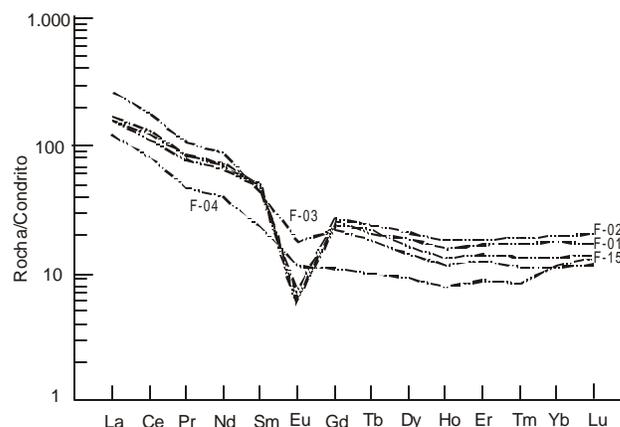


**FIGURA 7.** Diagrama  $\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil.



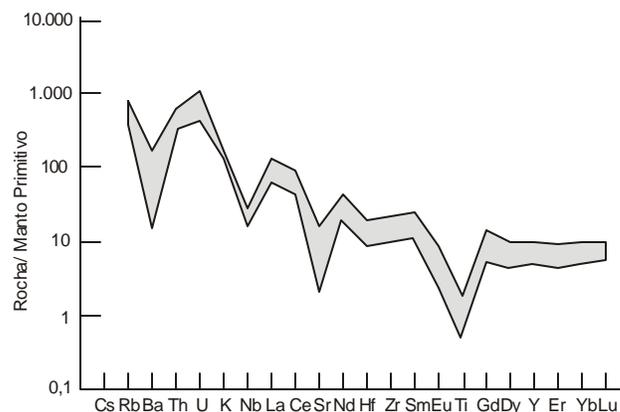
**FIGURA 8.** Diagrama  $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$  (Piccirillo & Taylor, 1976) para as rochas das fácies porfírica e fina do Granito do Funil. + = Fácies porfírica rica em Ba; o = Fácies porfírica pobre em Sr; • = fácies fina.

Em relação aos elementos de terras raras, define-se um padrão com elevado enriquecimento nos elementos de terras raras leves ( $\text{ETR}_L$ ), padrão subhorizontal para os elementos de terras raras pesados ( $\text{ETR}_P$ ) e acentuada anomalia negativa de Eu nos termos mais ricos em  $\text{SiO}_2$  (Figura 9), sugerindo o amplo fracionamento de plagioclásio durante a evolução magmática do corpo em questão. Essa feição é corroborada pelos valores muito baixos de Sr (40 a 64 ppm) nas amostras onde a anomalia negativa de Eu é mais acentuada. Observa-se ainda que as amostras com conteúdo de  $\text{SiO}_2$  superior a 74,5% em peso são mais enriquecidas nos  $\text{ETR}_P$  (desde o Gd até o Lu) do que as amostras com  $\text{SiO}_2$  inferior a 74,5% em peso, apontando a presença de minerais retentores de  $\text{ETR}_P$  nas fases finais de cristalização.



**FIGURA 9.** Distribuição dos elementos terras raras das rochas do Granito do Funil (normalizado pelo condrito de Nakamura, 1974).

Em relação ao diagrama multielementar, definiu-se a presença de acentuadas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, Eu, Ti e positiva de U e Th, além do padrão horizontalizado do Gd até Lu (Figura 10). Em relação ao ambiente tectônico, as amostras do Granito do Funil posicionam-se nos diagramas  $R_1 \times R_2$  (Figura 11) e  $Y + \text{Nb} \times \text{Rb}$  (Figura 12) no campo dos granitos sincolisionais.



**FIGURA 10.** Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985) para as rochas do Granito do Funil.

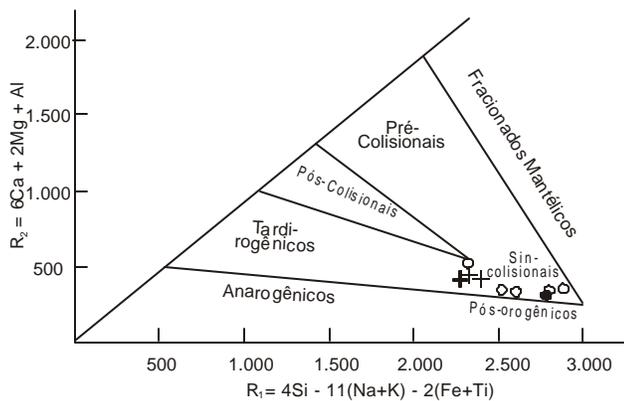


FIGURA 11. Diagrama  $R_1$  x  $R_2$  (Batchelor & Bowden, 1985) para as rochas do Granito do Funil

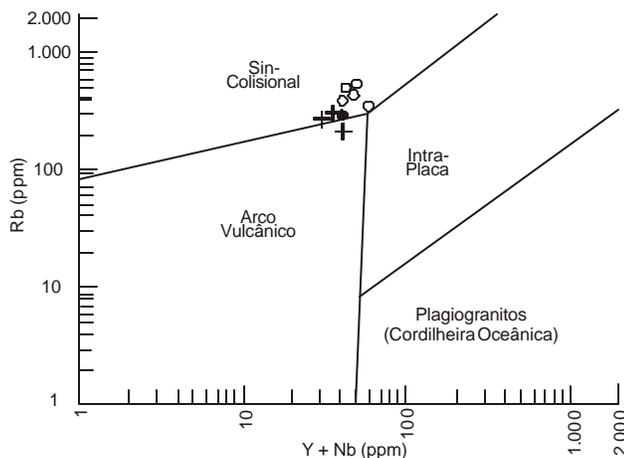


FIGURA 12. Diagrama  $Y + Nb$  x  $Rb$  (Pearce et al., 1984) para as rochas do Granito do Funil. + = Fácies porfírica rica em Ba; o = Fácies porfírica pobre em Sr; • = Fácies fina.

## IDADE $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ POR EVAPORAÇÃO DE ZIRCÃO

A idade mínima de cristalização  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  do Granito do Funil foi obtida a partir do estudo por evaporação de Pb em monocristais de zircão. A aquisição dos dados foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (PARA-ISO), utilizando-se um espectrômetro de massa termo-ionizador Finnigan MAT 262. O procedimento utilizado seguiu a metodologia desenvolvida por Kober (1986 e 1987) e a seqüência de leitura e aquisição dos isótopos de Pb foi:  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{204}\text{Pb}$ .

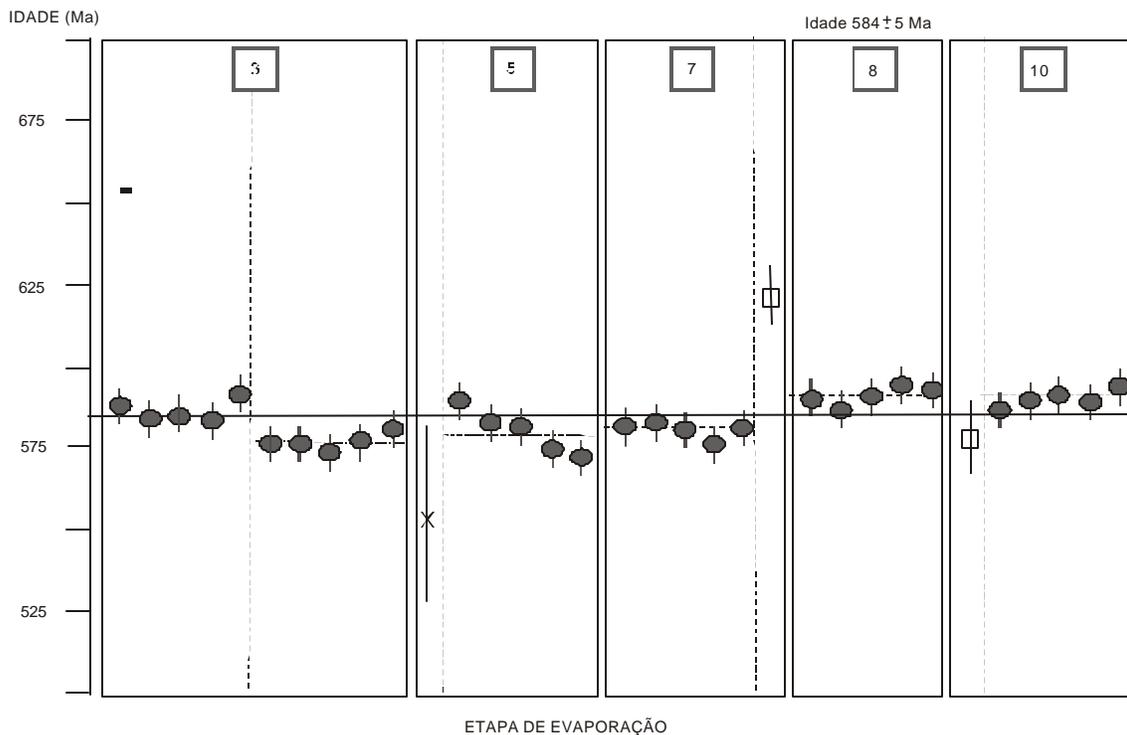
A intensidade dos sinais de massa dos diferentes isótopos de Pb foi medida a partir da utilização do contador de íons. As idades foram calculadas com uma incerteza de  $2\sigma$  e as correções do Pb comum foram realizadas mediante a utilização do modelo de evolução do Pb na Terra em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

Os zircões utilizados no cálculo da idade do Granito do Funil apresentavam-se em prismas biterminados, curtos ou alongados (proporções entre largura e comprimento variando de 1x2 a 1x4), transparentes a translúcidos e correspondiam a cristais aparentemente sem inclusões ou fraturas. Foram analisados dez cristais de zircão, tendo sido cinco utilizados para o cálculo da idade final, fornecendo um total de 524 razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e uma idade mínima de cristalização de  $584 \pm 5$  Ma (Tabela 2 e Figura 13). Os demais grãos não foram utilizados, pois não apresentaram isótopos de Pb em quantidade suficiente para a leitura no espectrômetro.

nº do Zircão	Descrição Óptica	Temp. de evaporação (°C)	nº de razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ +	Idade (Ma)
3	Euh, lgpr, tr	1450	86	0.000236	0.16728	0.06304	0.05952	586±4
		1500	86	0.000490	0.16034	0.06000	0.05926	577±4
5	Euh, lgpr, tr	#1450	18	0.000554	0.18205	0.06671	0.05867	555±27
		1500	90	0.000205	0.19790	0.06671	0.05932	579±6
7	Euh, lgpr, tr	1500	84	0.000115	0.48667	0.06106	0.05936	580±4
		*1550	18	0.000019	0.58504	0.06082	0.05963	623±8
8	Euh, lgpr, tr	1500	88	0.000073	0.16888	0.06075	0.05963	590±4
10	Euh, lgpr, tr	*1450	18	0.000168	0.12685	0.06175	0.05931	579±9
		1500	90	0.000061	0.17563	0.06055	0.05963	590±4
média								584±5

Euh= euhedral; lgpr= prismático longo; tr= transparente; # etapa eliminada por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; \* etapa eliminada subjetivamente do cálculo da idade; + razão  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  corrigida para Pb de contaminação.

TABELA 2. Descrição, temperatura de evaporação, razões isotópicas e idade dos grãos de zircões analisados do Granito Funil (erro a  $2\sigma$ )



**FIGURA 13.** Diagrama Idade x Etapa de Evaporação dos cristais de zircão utilizados no cálculo da idade do Granito do Funil. • - Bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade; ÿ - Bloco eliminado subjetivamente; X - Bloco eliminado por apresentar razão  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  superior a 0,0004; Desvio analítico a  $2\sigma$ .

## INTERPRETAÇÃO

Os intervalos de tempo determinados para o magmatismo plutônico félsico sincolisional ou sin- $D_{1+2}$  do segmento central da Faixa Ribeira variam segundo Heilbron et al. (1995) de 595 a 565 Ma e segundo Machado (1997) de 600 a 570 Ma. Heilbron et al. (1999a) sugeriram que o estágio Sincolisional 1 seria o responsável pela geração dos plutonitos Tipo-I e Tipo S sin- $D_1+D_2$  e que o auge do metamorfismo  $M_1$  (em torno de 579 Ma) estaria associado com a deformação principal ( $D_1+D_2$ ). Para Machado & Demange (1995) e Machado et al. (2000) o Granito do Funil corresponderia a um corpo tipo pós-F2. Entretanto, a idade  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de  $584\pm 5$  Ma, obtida no presente trabalho para o referido granito, reportaria o mesmo à fase Sincolisional 1 do segmento central da Faixa Ribeira, sugerindo sua contemporaneidade ao Granitóide Rio Turvo cuja idade de cristalização U-Pb (em monazita) é de  $579\pm 6$  Ma (Valladares, 1996; Machado et al., 1996).

Na região estudada, as disposições dos corpos graníticos segundo faixas lineares, ao longo do *trend* regional NE-SW, aliado ao modelamento gravimétrico que permitiu verificar as posições verticalizadas dos granitos São José do Barreiro, Taquaral e Granitóide Rio Turvo (Pereira & Meneses, inédito), remeteriam à hipótese do posicionamento de alguns desses corpos ao longo de zonas de cisalhamentos. A importância das zonas de cisalhamento na estruturação desse

segmento da Faixa Ribeira pode ser ainda verificada pelo balizamento dos principais domínios tectono-stratigráficos por algumas zonas de cisalhamento dextrais, como por exemplo a Zona de Cisalhamento Alto da Fartura, que separa os domínios Embu e Juiz de Fora e pela Zona de Cisalhamento Cubatão que, a grosso modo, limita os domínios Embu e Paraíba do Sul.

Como já foi indicado anteriormente, a proximidade e contemporaneidade do Granito do Funil (Tipo-I) com o Granitóide Rio Turvo (Tipo S), sugere condições de *emplacement* simultâneo para esses corpos (em regime transtensivo e transpressivo) ao longo de zonas de cisalhamentos. Essa condição tectônica seria favorecida em orógenos transpressivos resultantes de convergência oblíqua de placas (D'Lemos et al., 1992; Machado & Demange, 1998), que seria compatível com o modelo tectônico do Cinturão Paraíba do Sul (Machado & Endo, 1993). Verifica-se, portanto, que dentro de tais orógenos as zonas de cisalhamento poderiam representar um mecanismo bastante plausível para explicar o *emplacement* dos corpos graníticos, dentre eles o do Granito do Funil. Convém mencionar que a associação de granitos Tipo-I e S em estreita relação temporal e espacial, foi registrada na província orogênica da Austrália Oriental, nas faixas New England e Lachlan. Lá, o regime orogênico sugerido - considerado, por sinal, como bastante

controverso - para a formação desses corpos corresponde a um cenário de margem continental com acreção de microcontinentes, arcos e retroarcos (Föster et al., 1997). Analogamente, pode-se esperar, então, que essa parte do segmento central da Faixa

Ribeira também tenha representado um cenário tão complexo quanto o citado e onde as zonas de cisalhamento teriam tido um importante papel na configuração atual, ajudando na justaposição dos diversos blocos tectônicos envolvidos.

## CONCLUSÕES

O levantamento geológico efetuado entre Resende, Itatiaia, Areias, São José do Barreiro, Formoso e Arapeí revelou a presença de três associações litológicas distintas, consideradas no presente trabalho como integrantes dos complexos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Embu. O Complexo Juiz de Fora é tipificado por gnaisses bandados e por *augen* gnaisses associados freqüentemente a tipos charnockíticos de coloração esverdeada, enquanto o Complexo Paraíba do Sul é representado pelas unidades São João e Beleza, que abrangem principalmente biotita gnaisses, xistos, rochas cálcio-silicáticas e mármore. O Complexo Embu predomina na área em questão e é representado pelas unidades Rio Una e Redenção da Serra, que são compostas basicamente por migmatitos, diversos tipos de gnaisses, xistos, rochas anfíbolíticas, lentes quartzíticas e níveis turmalínicos. Associados aos litotipos do Complexo Embu, podem ser encontrados diversos corpos plutônicos félsicos, representados pelos granitos do Funil, São José do Barreiro, Taquaral, Quebra Cangalha e pelo Granitóide Rio Turvo.

O Granito do Funil, um corpo Tipo-I, possui cerca de 50 km<sup>2</sup> de área, compreende rochas monzograníticas

e foi observado em duas fácies texturais-granulométricas distintas, denominadas, respectivamente de porfirítica e equigranular fina. Suas rochas são peraluminosas, alinham-se segundo o *trend* cálcio-alcálico, mais especificamente o cálcio-alcálico de alto potássio, possuem acentuada anomalia negativa de Eu e marcante enriquecimento nos ETRp conforme a elevação do conteúdo de SiO<sub>2</sub>. A idade <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb de 584±5 Ma e seu ambiente tectônico permitem o enquadramento do Granito do Funil como um corpo Tipo-I, que estaria correlacionado à fase sincolisional 1 do segmento central da Faixa Ribeira conforme proposta de Heilbron et al. (1999a). A sua proximidade espacial e temporal com o Granitóide Rio Turvo (tipo S) sugere condições de *emplacement* simultâneo em regime transtensivo (Granito do Funil) e transpressivo (Granitóide Rio Turvo) para alguns dos corpos plutônicos félsicos do segmento central da Faixa Ribeira.

A relação temporal e espacial entre granitos dos Tipos I e S na porção central da Faixa Ribeira, assemelha-se ao cenário geológico encontrado nas faixas New England e Lachlan na Austrália, e tal como lá, também pode refletir um regime orogênico bastante complexo.

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Sérgio Valente, da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), pela leitura, discussões e sugestões referentes aos dados geológicos e geoquímicos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 1984. 378 p.
2. ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.E.; VALLADARES, C.S. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal - SP e Rio Claro - RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira Geologia/Núcleo Rio de Janeiro-Espírito Santo, 1993, p. 155-160.
3. BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1, p. 43-55, 1985.
4. CAMPOS NETO, M.C. **A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica**. São Paulo, 1991. 210 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
5. CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.
6. CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, n. 2, p. 173-174, 1974.
7. D'LEMOES, R.S.; BROWN, M.; STRACHAN, R.A. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. London, **Journal of the Geological Society**, v. 149, n. 5, p. 487-490, 1992.
8. DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. **Earth Sciences**, v. 73, n. 2, p. 135-149, 1983.
9. EBERT, H. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, Suplemento, p. 215-229, 1968.
10. FERNANDES, A.J. **O complexo Embu no leste do estado de São Paulo: Contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica**. São Paulo, 1991. 120 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

11. FÖRSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, v. 40, n. 3-4, p. 261-293, 1997.
12. GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; GOMES, A.B., MALAGUTTI FILHO, W. Integração dos dados gravimétricos e geológicos das folhas Sorocaba, São Roque, Cabreúva e Itu – SP. *Geociências*, v. 18, n. 1, p. 179-193, 1999.
13. GODOY, A.M.; HACKSPACHER, P.C.; OLIVEIRA, M.A.F. Geologia da região de Sorocaba – SP. *Geociências*, v. 15, n. 1, p. 89-110, 1996.
14. HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; ARTUR, A.C. A tectônica transcorrente-transpressiva brasileira da Folha São Roque, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37, 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996, v. 1, p.348-349.
15. HASUI, Y. Evolução polifásica do pré-cambriano a leste de São Paulo. *Boletim, Instituto de Geociências, USP, Série Científica*, v. 6, p. 95-108, 1975.
16. HEILBRON, M. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas – MG-Barra do Piraí – RJ, setor central da Faixa Ribeira**. São Paulo, 1993. 268 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo,
17. HEILBRON, M. **O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica**. Rio de Janeiro, 1995. 110 p. Tese (Livro Docência) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
18. HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U Mohriak & M. Talvani (Eds.). **Geology and geophysics of continental margins**. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 1999a. p. 1-31.
19. HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.; VALLADARES, C.; DUARTE, B.; PALERMO, N.; SILVA, L.G.E.; RAGATKY, D.; NETO, A.M. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 6, 1999, Águas de São Pedro. **Boletim de Resumos...** Águas de São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo São Paulo, 1999b, p. 6.
20. HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. A Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
21. IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Science**, v. 8, n. 5, p. 523-548, 1971.
22. ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. **Economic Geology**, (75<sup>th</sup> Anniversary v.), p. 458-484, 1981.
23. KOBER, B. Whole-grain evaporation for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 93, n. 4, p. 482-490, 1986.
24. KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb<sup>+</sup> emitter bedding for <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 96, n. 1, p. 63-71, 1987.
25. LE MAITRE, R.W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford: Blackwell, 1989. 193p.
26. LENHARO, S.L.R. **Evolução magmática e modelo metalogênico dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. São Paulo, 1998. 290p. Tese (Doutorado) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
27. MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, v. 79, n. 3-4, p. 347-361, 1996.
28. MACHADO, R. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 1088-1095.
29. MACHADO, R. **Litogeoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1997. 215 p. Tese (Livro-Docência - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
30. MACHADO, R. & DEMANGE, M. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. In: H. Conceição, M. Cruz, H. Sá, P. Sabaté. (Eds.). **Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Bahia-Sergipe. Publicação Especial, v. 5, n. 1, p. 21-39, 1998.
31. MACHADO, R. & DEMANGE, M. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. **Boletim, Instituto de Geociências, USP, Série Científica**, v. 25, p. 81-96, 1995.
32. MACHADO, R.; DEMANGE, M.; McCREATH, I.; MOUTE, J. Crustal zoning of Neoproterozoic pre-collisional granitoids in the Paraíba do Sul Belt, Rio de Janeiro, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 1-5, 2000.
33. MACHADO, R. & ENDO, I. Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton de São Francisco: uma interpretação. In: SIMPÓSIO CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2, 1993, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Bahia, 1993, p.269-271.
34. MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of American Bulletin**, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.
35. MORAIS, S.M.; DEHLER, N.M.; SACHS, L.L.B.; RODRIGUES, J.B. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Folha SF.23-Y-B Guaratinguetá, Escala 1:250.000. Ministério Minas Energia – Companhia Pesquisa Recursos Minerais. 1998.
36. NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, n. 5, p. 757-775, 1974.
37. PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.
38. PICCIRILLO, R. & TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, v. 58, n. 1, p. 63-81, 1976.
39. STACEY, J.S. & KRAMER, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope by a two-stage model. **Earth Planetary Science Letter**, v. 26, n. 2, p. 207-221, 1975.
40. TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.
41. TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R. The central segment of the Ribeira Belt. In: U. Cordani; E. Milani; A. Thomaz Filho; D. Campos (Eds.) **Tectonic Evolution of South America**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. p. 287-310.

42. TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. Contribuição à Geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 2, p. 974-986.
43. VALLADARES, C.S. **Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb.** São Paulo, 1996. 147 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
44. WERNICK, E. & TÖPFNER, C. Idades do magmatismo brasileiro nos estados de São Paulo e Minas Gerais: implicações na caracterização temporal da evolução do Cinturão Ribeira. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA SUDESTE, 5, 1997, Itatiaia. **Atas...** Itatiaia: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro - Espírito Santo, 1997, v. 1, p. 159-161.