

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO GRANITO MENDANHA E DO GRANITÓIDE MARINS E IDADE $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DO GRANITO MENDANHA, FAIXA RIBEIRA, SÃO PAULO

Ronaldo Mello PEREIRA ¹, Ciro Alexandre ÁVILA ²,
Cândido Augusto Veloso MOURA ³, Henrique Llacer ROIG ¹

(1) Departamento de Geologia Aplicada, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 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. 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
Geologia Local
Corpos Plutônicos Félsicos
Geoquímica
Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Granito Mendanha
Interpretação
Conclusões
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – A região entre Piquete e Cruzeiro no Estado de São Paulo insere-se na Faixa Ribeira e compreende diversos litotipos pertencentes ao Complexo Piracaia, representados por ortognaisses, paragnaisses, rochas cálcio-silicáticas e quartzitos. Dois corpos plutônicos félsicos ocorrem na área: o Granito Mendanha, de composição monzogranítica-sienogranítica, com cerca de 40 km², e o Granitóide Marins, com 20 km², composicionalmente mais diversificado, compreendendo rochas granodioríticas, monzograníticas, sienograníticas e álcali-feldspato graníticas. A caracterização geoquímica dos magmas formadores do Granito Mendanha e do Granitóide Marins indica que os dois corpos são cálcio-alcálicos, peraluminosos, e muito subordinadamente metaluminosos. Os teores mais elevados de SiO₂, Rb e mais baixos de Ba, Sr e Eu do Granito Mendanha, em relação ao Granitóide Marins, indicam que o primeiro representa um corpo mais fracionado. O contexto geotectônico dos dois corpos sugere que estes granitóides são sincolisionais. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação de zircão) de 592 ± 5 Ma do Granito Mendanha relaciona esse corpo à fase Sincolisional 1 do segmento central da Faixa Ribeira. A participação de rochas mais antigas na evolução do Granito Mendanha é evidenciada pela presença de zircões herdados com idades entre 793 e 644 Ma.

Palavras-chave: Granito Mendanha, Granitóide Marins, geoquímica, idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Faixa Ribeira.

ABSTRACT – R.M. Pereira, C.A. Ávila, C.A.V. Moura, H.L. Roig - *Geology, geochemistry of the Mendanha Granite and Marins Granitoid and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of the Marins Granitoid, Ribeira Belt, São Paulo.* The region between Piquete and Cruzeiro in the middle valley of the Paraíba do Sul River, State of São Paulo, is part of the Ribeira Belt and is formed of various rock types (orthogneiss, paragneiss, calc-silicate rocks and quartzite) of the Piracaia Complex. Two main granitoid plutons cut the metamorphic domain: the Mendanha Granite, a medium body (40 km²), represented by monzogranite-syenogranite, and the Marins Granitoid, a small body (20 km²), formed of granodiorite, monzogranite, syenogranite and alkali-feldspar granite. The geochemical characteristics of both granitic magmas point to the calc-alkalic series, with a peraluminous (slight subordinate metaluminous) character. The lower Ba, Sr and Eu values of the Mendanha granite relative to the Marins granitoid indicate a more fractionated body. The geotectonic context of both rocks points to the syn-colisional type, with a late-tectonic trend for the Mendanha granite. The 592 ± 5 Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age (Pb-evaporation method) of the Mendanha granite and their geochemical characteristics point to the association of this body with the Syn-colisional 1 phase (600 - 565 Ma) of the central segment of the Ribeira Belt. Inherited zircons with ages between 655 and 787 Ma indicate ancient protolith of the Mendanha granite generation.

Keywords: Mendanha Granite, Marins Granitoid, geochemistry, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age, Ribeira Belt.

INTRODUÇÃO

A área de exposição do Granito Mendanha e do Granitóide Marins está inserida na Faixa Ribeira (Figura 1), uma das várias unidades proterozóicas que envolvem o Cráton do São Francisco (Almeida & Hasui, 1984).

A geologia dessa faixa, na região situada entre as cidades de Piquete e Cruzeiro, é considerada como constituída ora por rochas do Complexo Paraíba do Sul (Machado Filho et al., 1983) ora por litotipos do

Complexo Piracaia, do Domínio Socorro-Guaxupé (Moraes et al., 1998). Para estes últimos autores, o Complexo Piracaia seria representado, predominantemente, por biotita gnaisses, xistos feldspáticos e biotíticos e, subordinadamente, por quartzitos, rochas cálcio-silicáticas e gonditos.

Visando contribuir para um melhor conhecimento do modelo de evolução dos corpos granitóides encontrados ao longo deste segmento da Faixa Ribeira,

são apresentados neste trabalho dados referentes à geologia e geoquímica dos maciços do Mendanha e

Marins, além da idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (evaporação de zircão) do primeiro corpo.

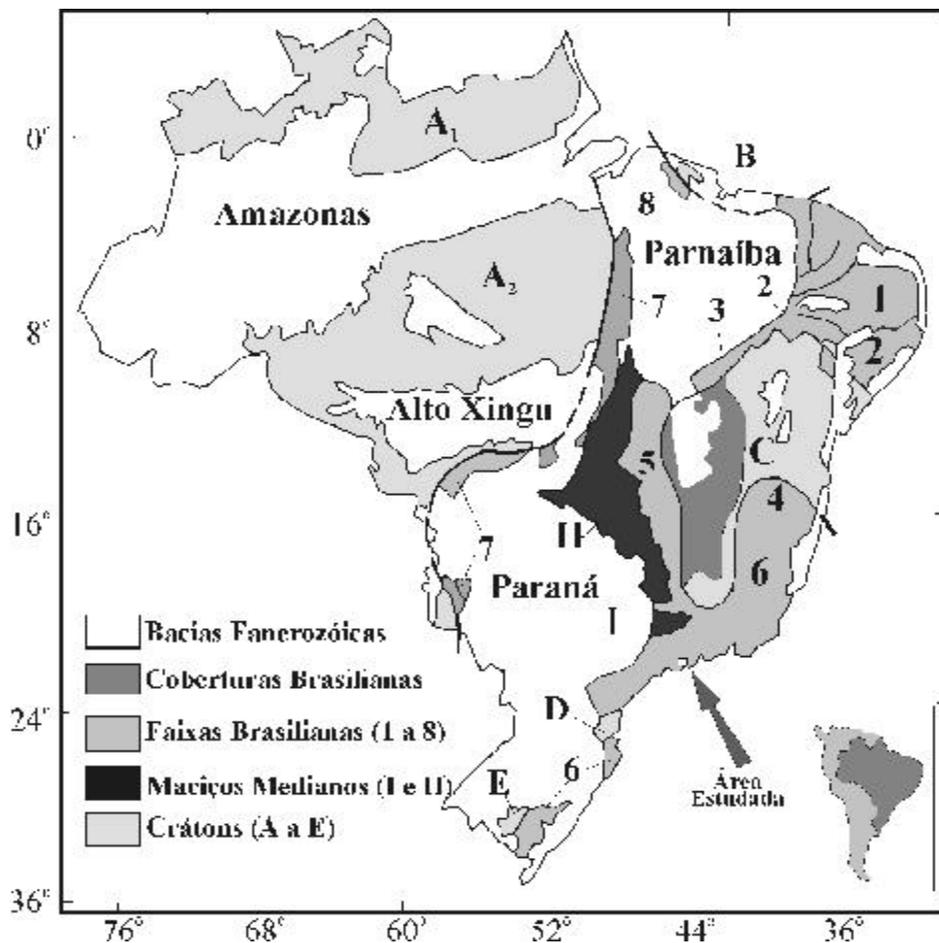


FIGURA 1. Principais domínios geotectônicos do Brasil. Modificado de Schobbenhaus et al. (1984). (1) Nordeste, (2) Sergipana, (3) Rio Preto, (4) Araçuaí, (5) Brasília, (6) Ribeira, (7) Paraguai-Araguaia, (8) Gurupi. (I) Guaxupé, (II) Goiás, (A1) e (A2) Amazônico, (B) São Luiz, (C) São Francisco, (D) Luiz Alves, (E) Rio da Prata.

GEOLOGIA LOCAL

O mapeamento geológico efetuado no entorno do Granito Mendanha e do Granitóide Marins permitiu definir a presença de dois tipos de gnaisses associados ao Complexo Piracaia (Figuras 2 e 3).

O primeiro tipo, predominante na área, corresponde a biotita gnaisse de granulação fina, composto por quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita, microclínio, zircão e minerais opacos, destacando-se a presença de porfiroblastos de até 7 mm de comprimento de quartzo e de plagioclásio. Este gnaisse encontra-se finamente laminado e cisalhado, e apresenta intercalações de níveis quartzíticos e horizontes de rochas cálcio-silicáticas (Figura 3), apontando claramente para a sua origem paraderivada. Próximo ao contato com os níveis cálcio-silicáticos, o biotita

gnaisse grada para um muscovita-biotita gnaisse de granulação inferior a 0,5 mm, tipificado pela alternância de níveis claros compostos por quartzo e feldspato e níveis escuros com biotita e muscovita, onde esses dois minerais encontram-se intimamente associados. Os quartzitos possuem espessuras decimétricas quando intercalados com os níveis cálcio-silicáticos e um pouco mais possantes (até 4 m de espessura) quando interestratificados com os gnaisses. Já as rochas cálcio-silicáticas afloram em níveis contínuos ou budinados, com espessuras variando de 0,1 m até cerca de 1 m e podem apresentar concentrações subeconômicas de scheelita (Pereira et al., 1994). Essas rochas também ocorrem como enclaves xenolíticos no Granitóide Marins.

O segundo tipo de gnaiss corresponde a um biotita-hornblenda gnaiss de granulaco mdia, tendo composico tonalítica e provável origem ortoderivada em virtude da presença de enclaves máficos a ele associados (Figura 3). Esse gnaiss apresenta alternância de níveis máficos, com biotita e hornblenda, e félsicos, com plagioclásio, quartzo e rara biotita, destacando-se ainda a presença de porfiroblastos de plagioclásio e hornblenda verde, que podem atingir até 5 mm de tamanho. O biotita-hornblenda gnaiss encontra-se cisalhado e compõe-se predominantemente

de plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e, mais restritamente, de microclínio, apatita, zircão, epidoto, allanita, titanita, sericita e clorita. Os enclaves máficos possuem forma predominantemente ovalada e tamanho máximo de 50 cm, e são constituídos quase que exclusivamente de hornblenda verde parcialmente transformada para actinolita e biotita e, mais raramente, de epidoto e apatita.

Diques de lamprofiros, representados por espessartitos e monchiquitos também foram observados na rea (Figura 3).

CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS

Na rea afloram dois corpos plutônicos félsicos (Figura 2), representados pelo Granito Mendanha (Melfi et al., 1976) e pelo Granitóide Marins (Oliveira, 1996).

O Granito Mendanha corresponde a um corpo com cerca de 40 km² de área, alongado segundo a direo NE-SW, delimitado por falhas de direo NE-SW. Apresenta-se cortado por diversas zonas de cisalhamento que formam faixas de espessuras centimétricas a decimétricas, e por falhas e fraturas, que podem ou não estar preenchidas por veios de quartzo leitoso. Este corpo granítico é formado por rochas leucocráticas de tonalidade rósea-acinzentada, foliadas, destacando-se a presença de pórfiros irregulares de microclínio. Petrograficamente compreende rochas monzograníticas e sienograníticas representadas por duas fácies texturais-granulométricas, denominadas, respectivamente, de fácies porfirítica e fácies equigranular fina.

As rochas da fácies porfirítica apresentam tonalidade variando de cinza a rosa, onde se destacam cristais de microclínio, com até 1,5 cm de comprimento, imersos em uma matriz equigranular com grãos em torno de 1 mm. Em direo ao interior do corpo, observa-se a diminuo da porcentagem de pórfiros. As rochas desta fácies são compostas principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita, tendo como minerais acessórios zircão, apatita, titanita, allanita, magnetita, pirita e molibdenita, e como minerais secundários epidoto, muscovita, clorita, sericita e fluorita. A foliao destas rochas é definida pela orientao da biotita segundo a direo NE.

As rochas da fácies fina ocorrem em diques com 0,5 m de espessura, os quais cortam rochas da fácies porfirítica. Possuem colorao esbranquiçada, granulaco inferior a 1 mm e são compostas por quartzo, microclínio, plagioclásio e rara biotita.

O Granitóide Marins constitui um maciço de cerca de 20 km² que ocorre separado do Granito Mendanha por uma faixa de biotita gnaisses (Figura 2). Sua forma é aproximadamente circular, tem constituo petrográfica heterognea e pode ser subdividido em pelo

menos três fácies texturais-mineralógicas distintas, utilizando-se como referência o ndice de cor: uma hololeucocrtica (com menos de 2%) e duas leucocráticas (uma com 5 e 9% e outra com cerca de 15% de minerais máficos). Associado a essas fácies definiu-se a presença de quatro diferentes tipos litológicos, representados por rochas granodioríticas, monzograníticas, sienograníticas e álcali-feldspato graníticas (Figuras 3 e 4).

As rochas granodioríticas apresentam colorao cinza-clara e afloram como grandes lajedos nos leitos do Ribeirão Passa Quatro e do Córrego dos Marins. Esse litotipo apresenta textura equigranular mdia e é composto por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e muscovita, tendo, como minerais acessórios, zircão, apatita, allanita, granada e, como minerais secundários, fluorita, epidoto, clorita e sericita. Nessas rochas o plagioclásio possui forma hipidiomórfica, encontra-se orientado, possivelmente por fluxo magmático, apresenta faces truncadas pelo microclínio e mostra-se alterado para sericita. A biotita é rara, possui inclusões de zircão e transforma-se para muscovita e clorita. Granada, apatita e allanita são os minerais acessórios comuns, sendo que o primeiro possui forma xenomórfica e os dois últimos euédrica, destacando-se o sobrecrecimento de epidoto ao redor da allanita. Como minerais secundários registrou-se a presença de fluorita, sericita e clorita.

As rochas monzograníticas apresentam colorao rosa-esbranquiçada e afloram principalmente em bolsões, interdigitando-se com rochas granodioríticas e sienograníticas. Estas possuem textura inequigranular xenomórfica, granulaco variando de mdia a fina (entre 2,5 e 0,5 mm) e são compostas por quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita, tendo, como minerais acessórios, zircão, allanita e, como minerais secundários, fluorita, epidoto, clorita e sericita.

As rochas sienograníticas possuem colorao desde esbranquiçada a amarelada, granulaco variando de mdia a fina (entre 2 e 0,8 mm) e são composta por

microclínio, quartzo, plagioclásio e biotita. O plagioclásio encontra-se levemente sericitizado e envolvido parcialmente pelo microclínio, que apresenta forma xenomórfica. A biotita ocorre cloritizada e associada a muscovita, ambas definindo incipiente foliação da rocha. Zircão, apatita, allanita e granada correspondem a minerais acessórios, e fluorita, muscovita, epidoto e sericita, a minerais secundários.

As rochas álcali-feldspato graníticas apresentam coloração rosa-esbranquiçada, textura variando de inequigranular xenomórfica até porfirítica, granulação entre 1 e 4 mm e são compostas de microclínio, quartzo, plagioclásio, biotita, tendo, como minerais acessórios, zircão, allanita, apatita, minerais opacos, titanita e, como secundários, epidoto, muscovita, clorita e sericita. Estas rochas afloram em apófises com cerca de 20 m de diâmetro ou em diques com largura de até 0,3 m e atitude próxima a N60W/vertical. Nestas rochas o microclínio apresenta-se em cristais xenomórficos, que variam em tamanho desde 0,5 até 4 mm, encontra-se localmente recristalizado formando um mosaico de pequenos grãos e inclui plagioclásio (sericitizado ou não), quartzo e biotita. O plagioclásio apresenta forma desde

hipidiomórfica até xenomórfica e encontra-se sericitizado, enquanto o intercrescimento mirmequítico desenvolve-se amplamente, principalmente nas proximidades do seu contato com o microclínio.

O contato do álcali-feldspato granito com as rochas encaixantes é irregular (Figuras 3 e 4), podendo-se notar localmente o desenvolvimento de bordas de reação com textura pegmatítica. Destaca-se nas rochas desta fácies a presença de diversos enclaves desde centimétricos até métricos de gnaisses, quartzitos e principalmente de rochas cálcio-silicáticas (Figura 4).

Além dessas fácies, encontra-se ainda uma rocha que ocorre como pequenas apófises, com até 4 m de diâmetro e que foi considerada como produto de alteração metassomática potássica. Esse litotipo, de coloração rosa, denominado informalmente de microclinito (Figura 4), apresenta granulação fina (<2 mm) e textura primária completamente substituída. Esta rocha é constituída quase que exclusivamente por microclínio (97%), que possui forma xenomórfica e encontra-se com bordas bastante corroídas e recristalizadas. O quartzo é observado ocupando os espaços entre os grãos de microclínio (em cristais com 0,1 mm),

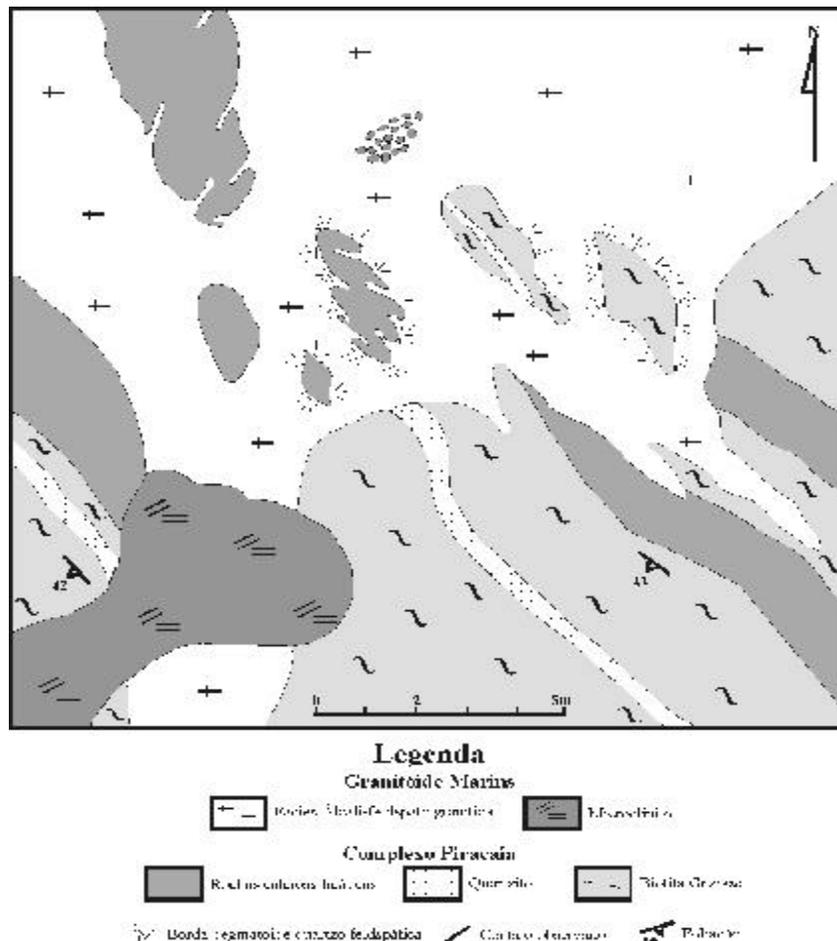


FIGURA 4. Detalhe de um afloramento do Granitóide Marins mostrando a relação deste com suas rochas encaixantes.

apresenta formato arredondado ou aparece como inclusões também arredondadas no microclínio. Os minerais acessórios correspondem a zircão, epidoto e minerais opacos.

GEOQUÍMICA

As análises químicas foram realizadas no laboratório ACTLABS (Ontário Canadá) por (1) ICP (fusão) para

os elementos maiores, menores e de terras raras, (2) ICP-MS para os elementos-traço, (3) titulação para FeO e (4) íon específico para F. Os resultados obtidos em quatro amostras do Granito Mendanha e em quatro do Granitóide do Marins (Tabela 1) foram utilizados visando estabelecer correlações entre os dois litotipos graníticos, de modo a possibilitar interpretações de cunho petrogenético e evolutivo.

	Ma-13a	Ma-13c	Ma-13a	Ma-13b	Média	Me-08	Me-10	Me-18	Me-19	Média
SiO ₂	71,43	72,29	73,11	71,97	72,20	77,18	74,95	72,10	72,82	75,72
TiO ₂	0,19	0,07	0,14	0,27	0,17	0,17	0,19	0,11	0,23	0,18
Al ₂ O ₃	13,64	15,22	14,27	14,51	14,41	11,63	12,95	10,50	13,20	12,17
Fe ₂ O ₃	0,18	0,32	0,37	0,16	0,26	0,33	0,30	0,95	1,92	0,88
FeO	1,24	NA	0,85	1,40	1,21	0,84	1,29	NA	NA	---
MnO	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,01	0,05	0,02
MgO	0,24	0,09	0,25	0,37	0,26	0,09	0,14	0,06	0,24	0,13
CaO	1,15	1,25	0,88	1,32	1,15	0,51	0,57	0,87	0,82	0,63
Na ₂ O	2,82	3,21	2,05	2,52	2,91	2,71	3,14	2,67	2,90	2,82
K ₂ O	6,90	8,81	7,93	4,31	6,41	4,64	5,38	4,97	6,22	5,93
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,07	0,10	0,07	0,04	0,04	0,03	0,10	0,05
LOI	0,68	1,01	0,88	0,51	0,79	0,28	0,40	0,28	0,41	0,35
Total	108,17	110,0	100,6	95,37	---	108,25	104,47	98,85	98,66	---
Rb	254	251	367	187	260	333	457	226	373	345
Ba	736	703	567	555	720	111	205	132	395	211
Sr	181	289	202	373	252	30	41	37	75	46
Zr	127	151	73	145	124	137	159	143	155	148
Y	14	11	14	12	13	27	41	25	35	32
Nb	13,7	4,1	12,7	15,4	11,50	14	23	6	7	13
Ta	2,1	0,9	2,1	2,2	1,53	1,5	2,3	1,1	1,3	1,20
F	410	270	NA	NA	340	320	420	810	1.010	640
Hf	4,9	5,7	2,7	4,8	4,38	4,5	6,0	5,2	3,0	4,70
La	31,2	83,9	42,7	48,1	60,3	62,3	25,1	103,9	79,3	---
Ce	118,2	158	60,3	104,1	134	134	78,3	190,5	181	---
Pr	9,7	13,5	8,0	9,2	10,0	10,0	5,0	20,4	14,8	---
Nd	24,5	48,0	20,6	32,8	47,5	47,5	21,5	71,0	57,4	---
Sr	4,7	8,2	3,8	5,7	6,0	8,0	3,5	11,4	10,8	---
Eu	0,30	0,98	0,76	0,86	0,74	0,34	0,31	0,60	0,82	---
Gd	2,3	4,8	3,7	2,9	3,4	2,3	4,9	3,7	3,0	---
Tb	0,5	0,6	0,3	0,5	0,5	0,5	0,9	1,0	1,2	---
Dy	2,8	2,3	3,0	2,6	2,7	4,8	6,8	5,0	6,2	---
Hf	0,5	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	1,5	0,5	1,2	---
Fr	1,5	0,7	1,4	1,3	1,3	0,9	4,9	0,5	3,4	---
Th	0,21	0,10	0,18	0,17	0,17	0,41	0,76	0,38	0,47	---
U	1,4	0,6	1,2	1,1	1,1	ND	ND	2,4	2,9	---
Lu	0,2	0,10	0,17	0,15	0,15	0,27	0,77	0,38	ND	---

Obs.: Elementos maiores e menores em % peso; demais em ppm. NA = não analisado; ND = não detectado

TABELA 1. Análises químicas das rochas do Granitóide Marins (Ma) e do Granito Mendanha (Me).

Os valores de SiO₂ do Granito Mendanha variaram entre 72,62 e 78,1%, enquanto os do Granitóide Marins ficaram entre 71,43 e 73,11%. Os valores mais elevados de SiO₂ determinados em amostras do Granito Mendanha, caracterizam esse corpo como um tipo altamente diferenciado, refletindo a natureza mais evoluída do mesmo em relação ao Granitóide Marins. Estes dois corpos também diferem em relação ao conteúdo de Al₂O₃, CaO, Ba, Sr, Y e Rb, onde os valores do Granitóide Marins são superiores aos do Granito Mendanha, excetuando-se o Y e o Rb.

As rochas dos dois maciços posicionam-se, no diagrama Ab-An-Or (Figura 5) no campo dos granitos, enquanto no diagrama QAP caem no campo dos monzogranitos. A única exceção corresponde à amostra Ma-13a (Granitóide Marins), que fica no campo dos sienogranitos (Figura 6), em virtude do seu elevado conteúdo em K₂O. Estas rochas apresentam caráter peraluminoso (Figura 7) e mais restritamente metaluminoso, são subalcalinas (Figura 8) e posicionam-se ao longo do *trend* admitido para as rochas cálcio-alcalinas (Figura 9).

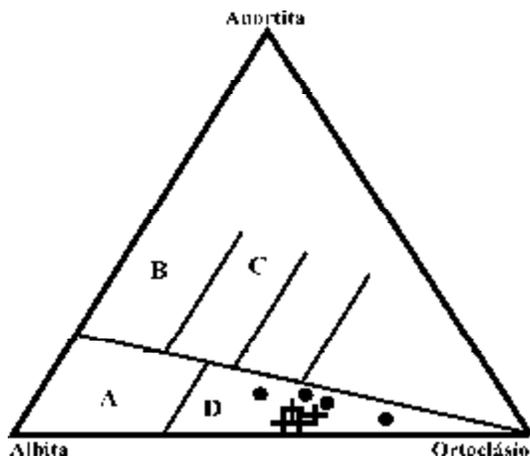


FIGURA 5. Diagrama discriminante Na-Ab-Or normativo (O'Connor, 1965) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●). Campos: (A) trondhjemito, (B) tonalito, (C) granodiorito, (D) granito.

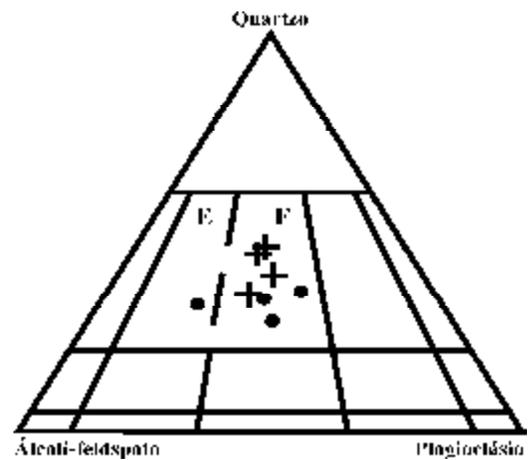


FIGURA 6. Diagrama discriminante QAP normativo (Le Maitre, 1989) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●). Campos: (E) sienogranito, (F) monzogranito.

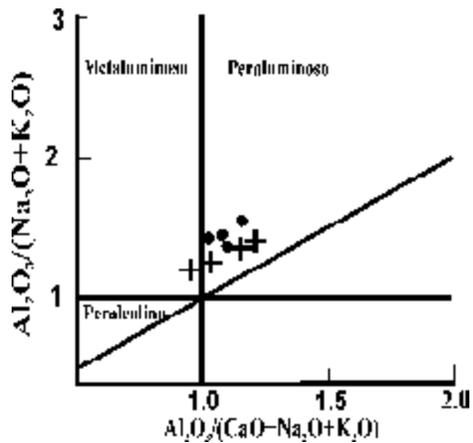


FIGURA 7. Diagrama discriminante $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ x $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Maniar & Piccoli, 1989) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●).

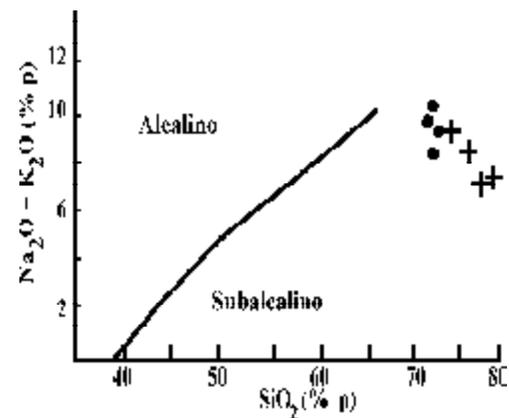


FIGURA 8. Diagrama discriminante SiO_2 x Na_2O+K_2O (Irvine & Barangar, 1971) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●).

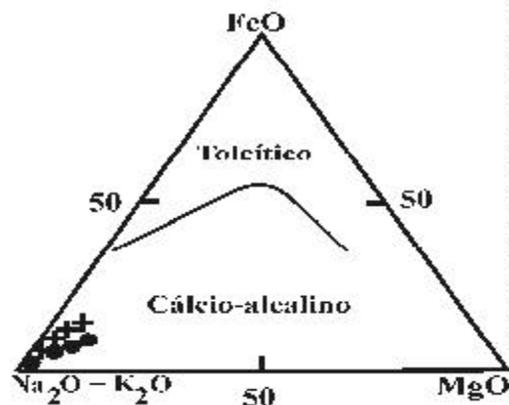


FIGURA 9. Diagrama discriminante $MgO-FeO^*-Na_2O+K_2O$ (Irvine & Barangar, 1971) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●).

O Granito Mendanha e o Granitóide Marins mostram forte enriquecimento nos elementos de terras raras leves (ETR_L), padrão côncavo dos elementos de terras raras pesadas (ETR_P) e acentuada anomalia negativa de Eu (Figura 10), sendo esta última feição indicativa da evolução por fracionamento de plagioclásio. Destaca-se que o Granito Mendanha apresenta-se mais enriquecido nos elementos de terras raras do que o Granitóide Marins, com exceção da amostra Me-10, apontando com isso um caráter mais diferenciado para o mesmo.

Comparando-se o padrão de distribuição dos elementos do Granito Mendanha e do Granitóide

Marins em aranhogramas (Figura 11), observa-se grande semelhança entre os mesmos, com a presença de acentuadas anomalias negativas de Ba, Sr, Nb e Ti e positiva de Th. Destaca-se que as anomalias negativas de Ba e Sr são mais pronunciadas no Granito Mendanha, apontando para o fracionamento de plagioclásio com enriquecimento dos termos mais diferenciados nos feldspatos potássicos. O conteúdo médio mais elevado em Rb das amostras do Granito Mendanha (345 ppm), em relação as do Granitóide Marins (260 ppm), também seria um indicativo de um processo de diferenciação mais evoluído para o mesmo.

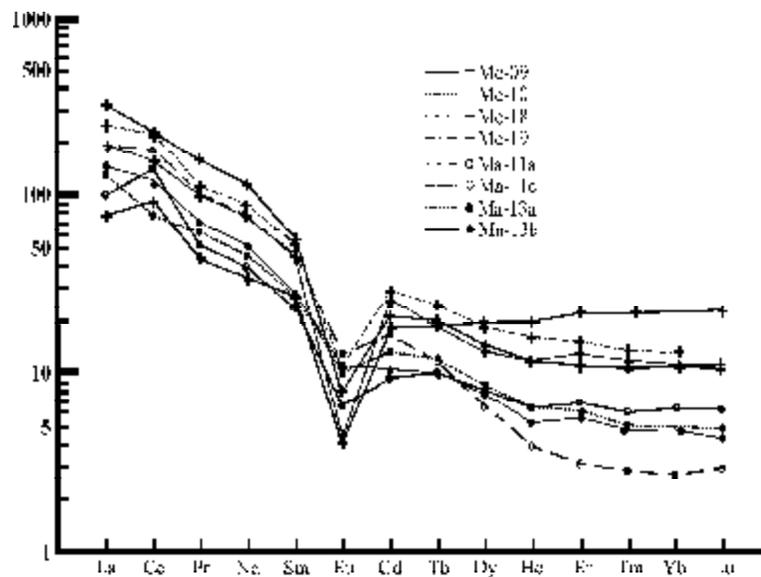


FIGURA 10. Distribuição dos elementos de terras raras das rochas do Granito Mendanha e do Granitóide Marins, normalizada pelo condrito, conforme proposto por Nakamura (1974).

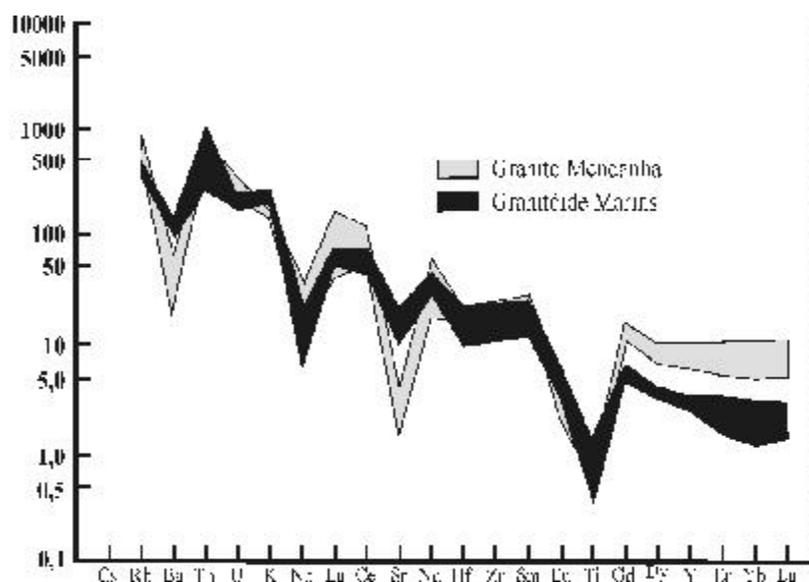


FIGURA 11. Aranhograma normalizado pelo manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985) para as rochas do Granito Mendanha e do Granitóide Marins.

Em relação ao ambiente tectônico, as rochas do Granitóide Marins e do Granito Mendanha posicionam-se no campo dos granitos sincolisionais (Figura 12) ou dos granitos colisionais (Förster et al., 1997). No diagrama R_1 vs R_2 essas amostras caem no campo dos granitos sincolisionais (Figura 13).

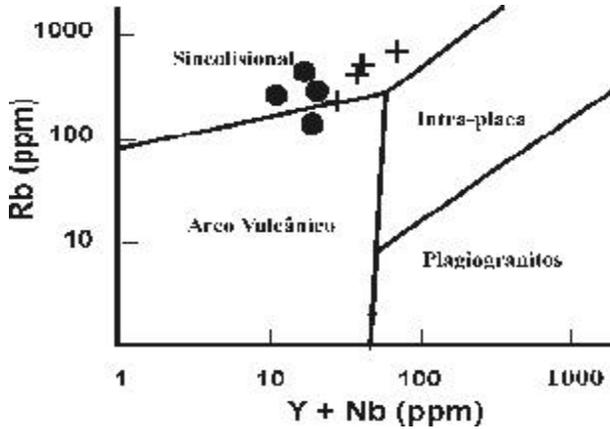


FIGURA 12. Diagrama discriminante tectônico R_1 x R_2 (Batchelor & Bowden, 1985) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●).

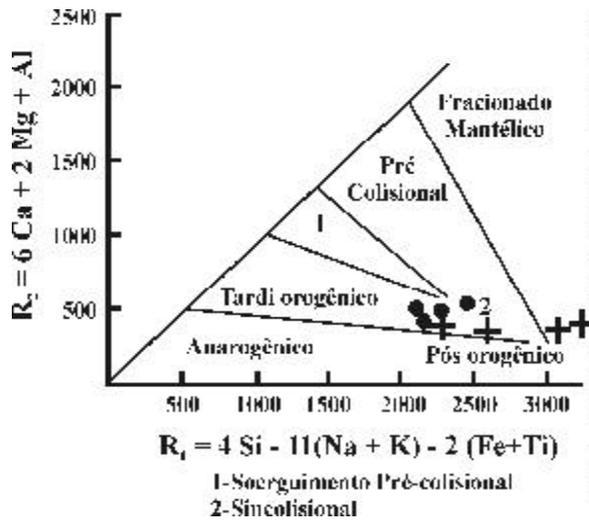


FIGURA 13. Diagrama discriminante tectônico $Y + Nb$ x Rb (Pearce et al., 1984) para as rochas do Granito Mendanha (+) e do Granitóide Marins (●).

GEOCRONOLOGIA $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ DO GRANITO MENDANHA

Os dados geocronológicos para o Granito Mendanha foram obtidos pela determinação da idade de cristalização de um cristal de zircão, com base na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida pelo método de evaporação de Pb. A aquisição dos dados foi realizada no

Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARA-ISO), utilizando um espectrômetro de massa de termoionização Finnigan MAT 262. O procedimento utilizado seguiu a metodologia desenvolvida por Kober (1986, 1987) e a seqüência de leitura e aquisição dos isótopos de Pb foi: ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{204}Pb .

A intensidade dos sinais de massa dos diferentes isótopos de Pb foi normalmente medida a partir da utilização do contador de íons e mais raramente em copos de Faraday quando a intensidade do sinal da massa ^{206}Pb era superior a 10 mV. As idades foram calculadas com uma incerteza de 2σ 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 Mendanha têm formas prismáticas alongadas ou curtas (proporções entre largura e comprimento variando de 1x2 a 1x4), biterminadas, esbranquiçadas, transparentes a translúcidas, aparentemente sem inclusões ou fraturas. Foram analisados 23 cristais de zircão, dos quais 8 não apresentaram isótopos de Pb em quantidade suficiente para a leitura no espectrômetro e 3 foram eliminados do cálculo da idade por terem sido considerados como cristais herdados (Me-5, 8, 14). Além disso, 2 cristais foram eliminados do cálculo subjetivamente (Me-10, 20) e 4 não foram considerados por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004 (Me-3, 7, 16, 21). Para o cálculo da idade final foram utilizados 6 cristais (Me-11, 12, 17, 18, 19, 22), que forneceram um total de 466 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e uma idade mínima de cristalização de 592 ± 5 Ma (Figura 14, Tabela 2).

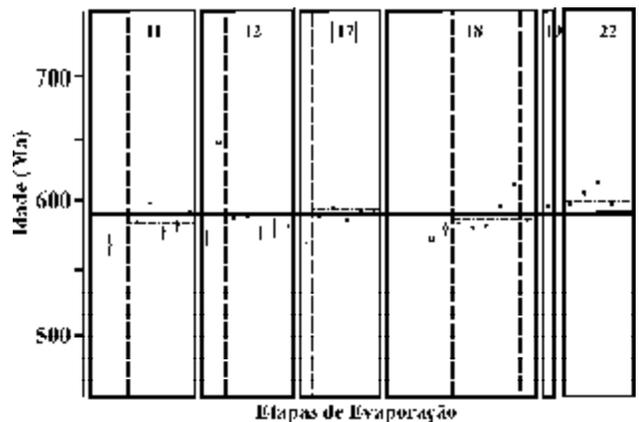


FIGURA 14. Diagrama Idade x Etapa de Evaporação dos cristais de zircão utilizados no cálculo da idade do Granito Mendanha. ● - Bloco de razões isotópicas utilizado para o cálculo da idade. - Bloco eliminado subjetivamente. X - Bloco eliminado por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. Desvio analítico 2σ .

Nº Zircão	Descrição	Tema de evaporação	nº razões	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (+)	Idade (Ma)
Me-5	Euh, org tr	1.500	76	0,000163	0,06218	0,06618	0,06372	733±22
		1.450	80	0,000267	0,06541	0,06807	0,06538	787±28
Me-6	Euh p/q, l	# 500	82	0,000746	0,06851	0,07527	0,06441	766±17
		# 550	88	0,000642	0,06518	0,07461	0,06545	789±27
Me-4	Euh p/q, l	1.550	86	0,000229	0,06208	0,06477	0,06145	655±11
		# 300	30	0,000871	0,06211	0,07622	0,06396	710±27
		# 350	18	0,000811	0,06117	0,06816	0,06261	727±174
Me-3	Euh p/q, l	# 450	80	0,001179	0,06807	0,07566	0,06663	555±44
Me-10	Euh, org tr	# 450	70	0,000782	0,06519	0,07118	0,06374	594±10
		1.500	46	0,000104	0,06109	0,06152	0,06007	606±23
Me-11	Euh, org li	1.450	52	0,000172	0,06286	0,06136	0,06363	693±27
		1.500	50	0,000078	0,06111	0,06268	0,06267	686±27
Me-12	Euh p/q, l	1.450	32	0,000339	0,06119	0,06816	0,06116	648±40
		1.500	26	0,000097	0,06709	0,06262	0,06372	684±28
Me-13	Euh p/q, l	# 450	26	0,001047	0,06251	0,07523	0,06807	599±20
		# 300	36	0,000016	0,06163	0,06702	0,06363	686±13
Me-17	Euh p/q, l	# 450	16	0,000342	0,06219	0,06886	0,06310	671±17
		1.500	86	0,000064	0,06876	0,06394	0,06370	693±24
		1.450	26	0,000342	0,06457	0,06416	0,06313	674±25
Me-18	Euh p/q, l	1.500	76	0,000065	0,06720	0,06303	0,06367	686±10
		1.550	18	0,000189	0,06340	0,06704	0,06398	689±18
Me-19	Euh p/q, l	1.500	18	0,000008	0,06290	0,06501	0,06363	697±13
Me-20	Euh p/q, l	1.450	18	0,000346	0,06112	0,06417	0,06314	673±13
Me-21	Euh p/q, l	# 450	50	0,000019	0,06399	0,06375	0,06310	682±13
Me-22	Euh p/q, l	1.500	86	0,000114	0,06377	0,06182	0,06392	691±23
Média								692±06

Obs: Me - Granito Mendanha; Zircão herdado; Euh - Euhedra; p/q - Prismático longo; p/q - Prismático curto; Tr - transparente; + = Translúcido; # Elata eliminada sujeitivamente do cálculo da idade; # Elata eliminada por apresentar razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,002; + 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 Mendanha (erro a 2σ).

No caso dos zircões considerados como herdados, não foi possível obter-se uma idade platô para os

mesmos, pois o intervalo das idades variou entre 793 e 644 Ma (787±6 Ma, 733±22 Ma e 655±11 Ma).

INTERPRETAÇÃO

De acordo com a nova divisão proposta para o intervalo temporal do magmatismo plutônico félsico sincolisional do segmento central da Faixa Ribeira (Heilbron et al., 1999), a idade de 592±5 Ma obtida para o Granito Mendanha permite o seu enquadramento na fase Sincolisional 1.

Apesar do Granito Mendanha estar localizado em terreno pertencente ao Domínio Socorro-Guaxupé, onde deveriam pontificar rochas relacionadas ao metamorfismo da Faixa Brasília com idades em torno de 625 Ma (Janasi, 1999), as idades determinadas em rochas da porção sul desse domínio encontram-se melhor associadas ao período de desenvolvimento do evento Sincolisional 1, estabelecido por Heilbron et al. (1999) para os corpos plutônicos da Faixa Ribeira. Isso pode ser corroborado pelas idades de 587±5 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporação de zircão) de um granito de característica tarditectônica e 585±5 Ma / 591±8 Ma em charnoquitos obtidas por Negri & Oliveira (1999) na área de São

Francisco Xavier, borda sul da Nappe Socorro-Guaxupé.

Os zircões com idades entre 787 e 655 Ma encontrados no Granito Mendanha corresponderiam a cristais herdados a partir da contribuição de rochas mais antigas. Essas idades podem estar relacionadas a perda significativa de Pb radiogênico ocorrida durante os processos de geração desse corpo e, neste caso, os valores considerados para os zircões poderiam ser bem mais antigos do que os encontrados. Por outro lado, valores próximos a esses foram registrados em amostras de metamorfitos de localidades vizinhas a Piquete-Cruzeiro, como por exemplo nos terrenos gnássicos-migmatíticos da área de São Francisco Xavier (SP) cuja idade de metamorfismo situa-se entre 612 e 780 Ma (Negri & Oliveira, 1999); e em migmatitos bandados (U/Pb em zircão de 655±2 Ma) do Complexo Piracaia (Ebert et al., 1996; Moraes et al., 1998). Pode-se, por conseguinte, admitir que o Granito Mendanha seja derivado, no todo ou em parte, dessas rochas.

CONCLUSÕES

Na área situada entre Piquete e Cruzeiro ocorrem duas associações litológicas distintas do Complexo Piracaia, do Domínio Socorro-Guaxupé, representadas por gnaisses ortoderivados (biotita-hornblenda gnaisses de composição tonalítica) e paraderivados (biotita gnaisses associados a rochas cálcio-silicáticas e quartzitos).

Os corpos plutônicos félsicos da área são representados pelo Granito Mendanha e pelo Granitóide Marins. O primeiro corpo encerra rochas monzograníticas-sienograníticas e é constituído por duas fácies texturais-granulométricas: uma porfirítica e outra equigranular fina. O Granitóide Marins apresenta três fácies que variam em relação ao índice de cor e compreendem litotipos granodioríticos, monzograníticos, sienograníticos e álcali-feldspato graníticos.

As rochas do Granito Mendanha e do Granitóide Marins diferem amplamente em relação aos conteúdos de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Ba , Sr , Y e Rb , onde as anomalias negativas mais pronunciadas de Ba , Sr e Eu sugerem um fracionamento mais elevado para as rochas do Granito Mendanha. Essas rochas são predominantemente peraluminosas, posicionam-se ao longo do *trend* cálcio-alcálico e apresentam acentuada anomalia negativa de Eu e marcante fracionamento dos elementos ETR_p.

Em relação ao contexto geotectônico, os dois corpos correspondem a granitóides sincolisionais. A idade de 592 ± 5 Ma do Granito Mendanha indica que o mesmo estaria associado à fase Sincolisional 1 do segmento central da Faixa Ribeira.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Miguel Tupinambá, da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, ao Prof. André Ribeiro, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela leitura crítica e discussões referentes à geologia, e a dois revisores anônimos pelas correções e sugestões apresentadas para o texto, os autores externam agradecimentos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. Editora Edgar Blücher, 1984, 378 p.
2. BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1, p. 43-55, 1985.
3. EBERT, H.D.; CHEMALE, F.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C.; VAN SCHMUS, W.R. Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul Shear Belt, SE Brazil. **Tectonics**, v. 15, n. 2, p. 688-699, 1996.
4. 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, p. 261-293, 1997.
5. 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, 1999, p. 1-3.
6. 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.
7. JANASI, V.A. A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro. **Boletim de Resumos...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 7.
8. KOBER, B. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 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.
9. KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 96, n. 1, p. 63-71, 1987.
10. LE MAITRE, R.W. **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford: Blackwell, 1989, 193 p.
11. MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.G.B.; PIRES J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, **Folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória**. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, 1983, v. 32, p. 1-304.
12. MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of American Bulletin**, v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.
13. MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; CARVALHO, A.; MINIOLI, B.; PENALVA, F.; BASEI, M.A.S.; COUTINHO, J.M.V. **Projeto Paraíba. Geologia das Folhas Lorena e Cruzeiro**. São Paulo: Convênio Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo / Departamento Nacional de Produção Mineral, Relatório, 1976, 74 p.
14. 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 de Minas e Energia, Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, 1998, 20 p.
15. 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.
16. NEGRI, F.A. & OLIVEIRA, M.A.F. Litogeoquímica da associação plutônica charnockito-granítica de São Francisco Xavier, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro. **Boletim de Resumos...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 33.

17. O'CONNOR, J.T. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey, **Professional Paper**, n. 525-B, p. 9-84, 1965.
18. OLIVEIRA, A. **Caracterização do Granitóide Marins (Piquete, SP) e seu potencial para as mineralizações de estanho e tungstênio**. Rio de Janeiro, 1996. 60 p. Monografia (Graduação em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
19. 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.
20. PEREIRA, R.M.; SANTOS, R.A.; NEVES, J.L.P. Prospecção a batéia na borda oriental da região Sudeste do Brasil: Primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário de Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos...** Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 197-198.
21. SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000**. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, p. 307-314.
22. STACEY, J.S. & KRAMER, J.D. Approximation of terrestrial lead isotope by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 26, n. 2, p. 207-221, 1975.
23. TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. **The continental crust: its composition and evolution**. Oxford: Blackwell, 1985, 312 p.