

A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do estado de São Paulo: petrologia e geoquímica

Fernando Pelegrini Spinelli¹ & Celso de Barros Gomes²

Resumo O maciço de Cananéia (Ar-Ar, $83,6 \pm 0,9$ Ma), SE do Brasil, é representado por dois pequenos corpos - Morro de São João, 1,8 km², e Morrete, 0,4 km². A intrusão é coberta por sedimentos quaternários, tem como encaixante rochas do Grupo Açungui e está tectonicamente associada ao Arco de Ponta Grossa (Lineamento de Guapiara). Rochas sieníticas reunidas em dois grupos, álcali feldspato sienitos e quartzo-álcali feldspato sienitos, são dominantes e microssienitos, subordinados. Feldspato alcalino (mesoperitita), quartzo, clinopiroxênio, anfibólio e biotita são os minerais mais comuns, enquanto que plagioclásio e olivina ocorrem raramente. Como acessórios estão presentes minerais opacos, apatita, titanita e zircão. As rochas de Cananéia são saturadas a supersaturadas em sílica, apresentam afinidade potássica e alto grau de evolução ($mg\# < 0,33$, baixa concentração em Cr e Ni). A distribuição normalizada dos elementos incompatíveis indica anomalias negativas pronunciadas em Sr, P e Ti e evidentes anomalias positivas em Zr e Nd. O comportamento das terras raras exibe alta concentração desses elementos, fracionamento das TRL em relação às TRP e acentuada anomalia negativa em Eu. Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_o) variam de 0,7065 a 0,70700 e de 0,7054 a 0,7078, respectivamente, para os litotipos menos e mais evoluídos. A correlação positiva entre R_o e SiO_2 é evidência indicativa que essas rochas foram submetidas a processos de assimilação e contaminação crustal. A assinatura isotópica (Sr-Nd) similar à de outras ocorrências sieníticas da região sudeste do país possibilita sugerir para essas rochas uma origem a partir de magma parental basanítico, tendo sido a fonte mantélica, litosférica subcontinental e composicionalmente heterogênea, sujeita a processos de enriquecimento metassomático no Proterozóico.

Palavras-chave: magmatismo alcalino, petrologia, geoquímica, Cananéia.

Abstract *The alkaline occurrence of Cananéia, southern coast of São Paulo state: petrology and geochemistry.* The Cananéia massif (Ar-Ar, $83,6 \pm 0,9$ Ma) in SE Brazil is represented by two small bodies - Morro de São João, 1.8 km², and Morrete, 0.4 km². The intrusion is covered by Quaternary sediments, has as country rocks the Açungui Group and it is tectonically associated with the Ponta Grossa Arch (Guapiara Lineament). Syenitic rocks clustered into two groups, alkali feldspar syenites and quartz-alkali feldspar syenites, are dominant and microsyenites, subordinate. Alkali feldspar (mesoperthite), quartz, clinopyroxene, amphibole and biotite are common minerals, whereas plagioclase and olivine occur rarely. Accessory phases include opaques, apatite, titanite and zircon. The Cananéia rocks are silica-saturated to oversaturated in composition, have potassic affinity and are highly evolved ($mg\# < 0.33$, low Cr and Ni contents). The normalized distribution for the incompatible elements indicate pronounced Sr, P and Ti negative anomalies and evident Zr and Nd positive anomalies. The earth rare elements behaviour displays high concentration, LREE to HREE fractionation and strong Eu negative spike. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_o) initial ratios vary from 0.7065 to 0.70700 and from 0.7054 to 0.7078 for the less and more evolved rocks types, respectively. The positive correlation between R_o and SiO_2 is a clear evidence that these syenites were subjected to assimilation-crustal contamination processes. Sr-Nd isotopic signature similar to other syenitic occurrences of southern Brazil allow to suggest for these rocks an origin from a basanitic parental magma, the mantelic source, subcontinental lithospheric and heterogeneous in composition, being submitted to metassomatic enrichment processes in Proterozoic times.

Keywords: alkaline magmatism, petrology, geochemistry, Cananéia.

INTRODUÇÃO O maciço de Cananéia, no Vale do Ribeira, é um dos muitos centros alcalinos da região e tem sido objeto de investigação minuciosa nos últimos anos (Spinelli inédito, 2003, 2007; Spinelli & Gomes 2008, 2009; Spinelli *et al.* 2001), ainda que as primeiras notícias sobre a sua geologia e petrografia remontem a

Freitas (1947). Geomorfologicamente, ele encontra-se inserido na Planície Costeira Cananéia-Iguape (Suguio & Tessler 1992), sendo recoberto por sedimentos quaternários arenosos de origem continental e marinha. Tem como encaixante o embasamento cristalino precambriano do Grupo Açungui (Hasui *et al.* 1981), representado

1 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: fernando.spinelli@yahoo.com.br

2 - Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: cgomes@usp.br

na área por rochas metamórficas (filitos, mica xistos e gnaisses) recortadas por intrusões graníticas diversas.

A semelhança dos corpos alcalinos vizinhos de Jacupiranga, Juquiá e Pariquera-Açu, o de Cananéia é também controlado tectonicamente pelo Alinhamento Guapiara (Riccomini 1995), uma das feições associadas do Arco de Ponta Grossa (Almeida 1971), de orientação geral NW, e que demarca o limite norte dessa grande estrutura soerguida. Investigando mais detidamente o maciço do ponto de vista estrutural, Riccomini (1995) concluiu que ele foi submetido a duas fases distintas de deformação, uma de natureza extensional e outra de natureza transcorrente sinistral. A primeira, de direção NE-SW e idade cretácica, está ligada à extensão do Alinhamento Guapiara; a segunda, de direção NW-SE e idade paleogênica, acha-se relacionada à reativação de antigas zonas de cisalhamento do rifte continental do Sudeste Brasileiro (cf. Riccomini 1989).

A ocorrência integra a Província do Arco de Ponta Grossa (Almeida 1983), que contém numerosos centros alcalinos de idade Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior. Mais recentemente, Ruberti *et al.* (2005), ao revisar o condicionamento tectônico desses corpos, distinguiram um grupo associado ao Alinhamento Guapiara, que inclui, além de Cananéia, os complexos alcalino-carbonatíticos de Jacupiranga e Juquiá e o maciço de Pariquera-Açu, e um outro ligado ao Alinhamento São Jerônimo-Curiúva. Este último engloba as intrusões de Banhadão, Barra do Itapirapuã, Itapirapuã, Mato Preto e Tunas, juntamente com *plugs* e diques aflorando em especial ao longo da divisa dos estados do Paraná e São Paulo.

O maciço é formado por dois pequenos corpos, Morro de São João e Morrete, localizados, respectivamen-

te, nas ilhas de Cananéia e na vizinha Comprida (Fig. 1). O primeiro, maior (1,8 km²), aflora na área urbana da cidade de Cananéia, na forma de um pequeno morro de contorno subcircular e altitude máxima de 137 m, coberto por densa vegetação e, parcialmente, terminando na região costeira. O segundo, de menor expressão (0,4 km², altitude de 47 m), não é muito distante do anterior, porém, encontra-se separado desse último pelo Mar de Cananéia, com os estudos geofísicos conduzidos por Suguio *et al.* (1987) indicando a existência de uma superfície de rocha contínua (Laje do Argolão) que interliga os dois corpos.

O presente trabalho complementa os anteriores (Spinelli & Gomes 2008, 2009), mais direcionados para a descrição geológica e petrográfica do maciço, composição química dos seus minerais e geocronologia. Com base em dados químicos e isotópicos das rochas, ele visa a contribuir para o melhor conhecimento das condições de formação e evolução petrogenética da intrusão.

PETROGRAFIA Na sua quase totalidade, a ocorrência de Cananéia é constituída por rochas de natureza sienítica, faneríticas de granulação média a grossa, cortadas esporadicamente por pequenos diques e veios de microssienito e traquito, de granulação muito fina ou mesmo afanítica. As intrusivas estão reunidas em dois grupos principais, álcali feldspato sienitos e quartzo-álcali feldspato sienitos, que exibem similaridades do ponto de vista textural, com destaque para o caráter hipidiomórfico equigranular a inequigranular. Ocasionalmente, são porfiríticas, como no corpo de Morrete, ou ainda, de aspecto pegmatóide. Por sua vez, as rochas hipoabissais, em função de sua textura variada, são classificadas como microssienitos com textura em

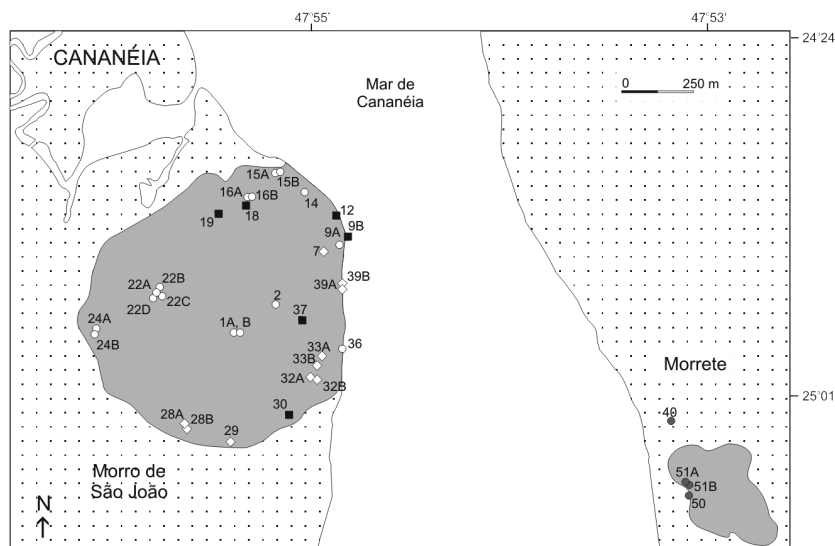


Figura 1 - Mapa de localização das amostras coletadas nos corpos alcalinos do Morro de São João e Morrete, separados pelo Mar de Cananéia, e encaixados em sedimentos quaternários (extraído e simplificado de Spinelli 2007). Símbolos: **Morro de São João** - losângulos vazios, álcali feldspato sienitos; círculos vazios, quartzo-álcali feldspato sienitos; quadrados cheios, microssienitos; **Morrete** - círculos em cinza, quartzo-álcali feldspato sienitos.

mosaico e traquítica, além de quartzo-álcali feldspato sienitos porfiríticos com matriz fina.

Mineralogicamente, feldspatos são a fase mais abundante, aparecendo de modo subordinado quartzo e constituintes máficos, em especial clinopiroxênio e anfíbólio. Acidentalmente, estão presentes biotita e olivina, enquanto os acessórios mais comuns incluem apatita, minerais opacos, titanita e zircão. Feldspato alcalino é o principal mineral dessas rochas e acha-se representado por mesoperititas de textura complexa, resultantes de processos de demisturação, e típicas de suítes sieníticas. Plagioclásio, na forma de cristais isolados, ocorre raramente, sendo na maior parte das vezes de natureza sódica. Clinopiroxênio e anfíbólio pertencem aos grupos cálcico, cálcico-sódico e mais raramente sódico, tendo como fases mais representativas, respectivamente, hedenbergita-augita e magnésio-hornblenda-katoforita. A biotita corresponde a uma ferro-biotita e a olivina é de composição faialítica (Fa_{97-98}). Os minerais opacos correspondem a magnetita com lamelas exsolvidas de ilmenita, e a apatita é uma flúor-apatita com teor variável de F (1,03 a 1,73%).

Evidências texturais demonstram que o anfíbólio foi originado a partir da transformação do clinopiroxênio e que a cristalização da biotita é posterior à do anfíbólio. Por outro lado, não há elementos para esclarecer o comportamento das olivina, pois os poucos grãos remanescentes do mineral nada informam a respeito de suas relações texturais. Contudo, a composição faialítica leva a supor que a sua formação tenha se dado mais tardiamente. Atividades de alteração tardimagmáticas a pós-magmáticas foram responsáveis pelas texturas de substituição presentes nos principais minerais primários, assim como pelas estruturas de exsolução encontradas nos feldspatos e opacos.

GEOQUÍMICA Os resultados químicos para amostras representativas do maciço de Cananéia estão reunidos na tabela 1. Eles demonstram que essas rochas são pobres em

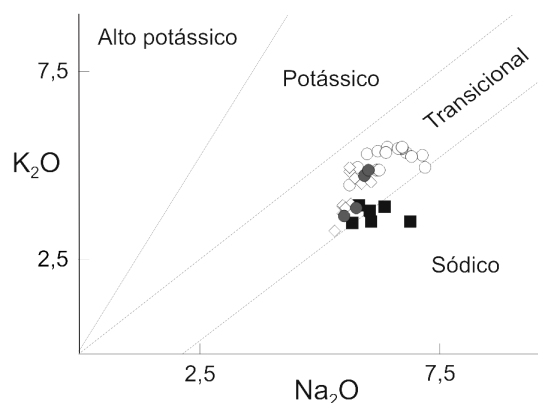


Figura 2 - Índice de alcalinidade para as rochas de Cananéia segundo os campos definidos por Comin-Chiaramonti & Gomes (1996). Símbolos como na figura 1.

Mg, Mn, Cr e Ni, contêm altos teores em Al e álcalis, além de concentrações variadas em Ti, Fe e outros elementos. O exame dos dados normativos permite realçar a sua natureza saturada a supersaturada e a sua afinidade alcalina.

No esquema classificatório de Comin-Chiaramonti & Gomes (1996), que relaciona os teores de Na_2O e K_2O (Fig. 2), nota-se que a quase totalidade das rochas está concentrada no campo correspondente às variedades transicionais, com apenas algumas delas situadas na zona limite com o campo das sódicas. Os valores obtidos para o índice agpático (I.A.) são sempre inferiores a 1, variando entre 0,74 e 1,00 (Tab. 1), o que possibilita incluí-las na série miasquítica (Sørensen 1960), como também sugerido pela sua associação mineralógica.

O diagrama classificatório R1-R2 segundo De La Roche *et al.* (1986) (Fig. 3) situa as amostras analisadas mormente no campo dos sienitos, com pequena incursão no campo dos quartzo sienitos, notadamente

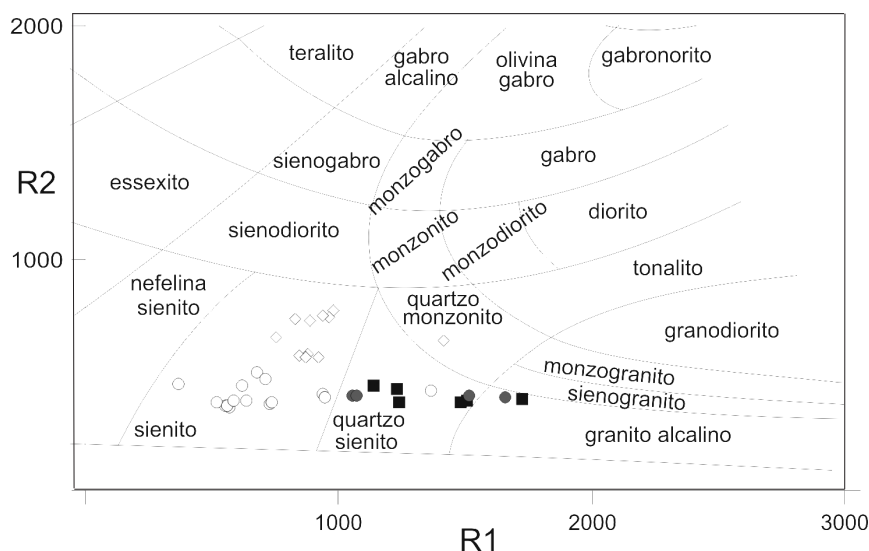


Figura 3 - Diagrama R1-R2 [$R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R2=6Ca-2Mg+Al$] para as rochas de Cananéia. Símbolos como na figura 1.

Tabela 1 - Análises químicas de elementos maiores (%) e traços (ppm), juntamente com os valores para a norma CIPW e diagrama R1-R2 (cf. De La Roche 1986); mg# [(Mg/Mg+Fe) assumindo $Fe^{3+}/Fe^{2+}=0,18$]; índice agpaitico (I.A. = Na_2O+K_2O/Al_2O_3 , proporção molecular; cf. Sørensen 1960); índice de cor (I.C.); índice de diferenciação (I.D. = $Q+Or+Ab+Ne+Ks+Lc$, cf. Thornton & Tuttle 1960) e razões interelementares para as rochas de Cananéia; n.d., não detectado.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Amostra	12	18	30	37	19	9B	2	16B	22A	36	9A	22C	24A
	Tq	Tq	Tq	mS	mS	Tq	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs
SiO ₂	69,83	68,92	68,76	68,52	66,31	66,16	67,43	66,65	66,46	66,22	66,12	66,02	65,23
TiO ₂	0,15	0,09	0,11	0,17	0,23	0,23	0,18	0,21	0,25	0,33	0,33	0,09	0,19
Al ₂ O ₃	16,16	16,56	16,87	16,2	17,57	16,78	17,71	17,8	17,74	15,91	15,76	18,24	17,55
FeO _T	3,24	3,16	2,77	3,56	3,93	4,99	2,85	2,1	2,25	3,66	4,43	2,26	3,58
MnO	0,08	0,15	0,1	0,05	0,12	0,18	0,1	0,03	0,03	0,08	0,16	0,04	0,03
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,06	0,06	0,1	0,01	0,03	0,13	0,18	n.d.	0,04
CaO	0,76	0,57	0,46	0,59	0,97	0,98	0,76	0,26	0,28	0,81	0,91	0,05	0,38
Na ₂ O	5,68	5,81	6,86	6,05	6,34	6,02	5,61	6,69	6,61	6,23	6,18	7,11	6,7
K ₂ O	3,48	3,95	3,51	3,53	3,9	3,8	4,47	5,45	5,46	4,89	4,89	5,28	5,47
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,07	0,01	0,01
P.F.	0,61	0,79	0,58	1,33	0,54	0,77	0,79	0,81	0,88	0,37	0,51	0,89	0,82
Total	99,99	100	100,02	100	100	99,99	100,01	100,02	100	98,7	99,54	99,99	100
Cr	6,7	4	26,18	1	16,1	5	0	1	2	10	10,35	0	2
Ni	7,65	0	14,01	5	12,01	4	2	2	3	10	10,84	7	3
Rb	126,53	146	71,83	117	113,28	101	109	138	141	126	131	156	97
Sr	703,58	9	358,87	14	257,2	16	29	13	13	69	76	13	10
Zr	1048	698	866	1037	851	784	726	766	730	692	727	540	181
Y	89	71	89	110	52	65	29	66	73	76	79	47	34
Nb	91,08	120	44,75	119	79,88	102	32	122	138	49	59	66	34
Ba	89	66	43	77	306	203	315	138	141	552,9	503,1	176	289
La	118,65	114	43,36	194	84,3	146	54	120	136	173,11	135,59	121	63
Ce	224,37	201	82	326	167,21	258	95	216	239	281,57	245,47	151	62
Nd	193,76	95	49,79	143	113,44	120	45	81	92	102,87	86,14	74	45
Sm	18,26		9,01		14,55					8,69	16,02		
Eu	2,03		2,79		1,64					2	2,04		
Gd	19,95		10,1		15,09					5,98	13,24		
Tb	3,18		1,5		2,18					0,83	2,39		
Dy	18,97		6,71		11,93					3,9	11,64		
Ho	3,42		1,69		2,27					0,63	2,56		
Er	9,92		3,82		5,84					1,84	6,53		
Tm	2,09		0,79		1,16					0,33	1,27		
Yb	10,7		3,76		6,12					2	5,87		
Lu	1,49		0,5		0,99					0,3	1,17		
Pb	32,55		171,47		324,81								
Th	30,35		7,46		11,55					11,47	13,44		
U	7,85		2,19		2,85					1,65	1,73		
Sc	1,7		11,33		3,72								
V	11,65		56,64		24,47					8,96	8,11		
Co	1,7		8,5		5,01								
Cu	28,26		72,08		152,5					50,09	32,44		
Zn	40,27		179,92		1043,7					121,24	227,34		
Pr	22,51		9,82		18,38					19,68	25,39		
Q	19,87	16,78	12,68	16,5	9,95	11,28	14,22	5,12	5,22	7,98	7,4	2,94	2,28
C	1,67	1,7	0,95	1,37	1,23	1,03	2,3	0,44	0,47	-	-	0,76	-
or	20,68	23,52	20,85	21,13	23,16	22,62	26,61	32,46	32,54	29,37	29,16	31,48	32,58
ab	48,34	49,53	58,35	51,86	53,91	51,3	47,83	57,05	56,41	53,58	52,77	60,69	57,13
an	3,79	2,85	2,29	2,97	4,64	4,77	3,73	1,23	1,34	1	0,81	0,18	1,65
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di (Wo)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,09	1,37	-	0,08
di (En)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,1	-	0
di (Fs)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,14	1,42	-	0,08
hi (En)	-	-	-	-	0,15	0,15	0,25	0,02	0,08	0,25	0,35	-	0,1
hi (Fs)	4,62	4,71	4,02	5,05	5,55	7,21	4,03	2,78	2,93	3,85	4,78	3,23	4,9

Tabela 1 - Continuação

ol (Fo)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ol (Fa)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	0,73	0,72	0,63	0,8	0,89	1,14	0,64	0,46	0,5	0,83	1,01	0,5	0,79
ilm	0,29	0,17	0,21	0,33	0,44	0,44	0,34	0,4	0,48	0,64	0,63	0,17	0,36
ap	-	-	-	-	0,07	0,04	0,02	0,02	0,02	0,16	0,15	0,02	0,02
R1	1726	1513	1243	1486	1138	1241	1370	726	734	945	939	578	587
R2	398	386	380	381	451	437	434	377	379	405	416	363	387
mg#	0	0	0	0	0,03	0,02	0,07	0,01	0,03	0,07	0,08	0	0,02
I.A.	0,81	0,84	0,89	0,85	0,83	0,84	0,79	0,95	0,95	0,98	0,98	0,95	0,97
I.C.	5,63	5,61	4,86	6,17	7,03	8,96	5,27	3,67	3,98	7,87	9,67	3,9	6,34
I.D.	88,89	89,83	91,89	89,49	87,02	85,16	88,66	94,62	94,17	90,93	89,33	95,11	92,02
Eu/Eu*	0,32		0,89		0,34					0,85	0,43		
(La/Sm) _N	4,06		3		3,62					12,44	9,57		
(Gd/Yb) _N	1,51		2,18		1,99					2,42	1,82		
(La/Yb) _N	7,53		7,84		9,36					58,8	28,41		

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Amostra	22D	22B	16A	15B	1B	24B	14	39B	33B	1A	33A	39A
	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs	Qs	As	As	Qs	As	As
SiO ₂	65	64,9	64,75	64,55	64,5	64,42	63,71	63,59	63,46	63,21	62,77	62,45
TiO ₂	0,15	0,13	0,14	0,26	0,37	0,28	0,71	0,43	0,65	0,49	0,67	0,69
Al ₂ O ₃	17,93	17,55	17,47	16,96	17,16	16,91	16,48	17,1	16,6	16,26	16,42	19,37
FeO _T	3,52	3,44	3,71	4,14	4,07	5,07	5,79	5,1	5,07	5,68	5,68	6,29
MnO	0,07	0,13	0,12	0,22	0,1	0,07	0,14	0,18	0,1	0,19	0,16	0,22
MgO	0,04	0,03	0,05	0,11	0,3	0,06	1,28	0,36	0,9	0,52	0,9	0,5
CaO	0,13	0,33	0,19	1,08	1,2	0,5	2,45	2,05	1,94	1,53	2,1	2,22
Na ₂ O	6,89	7,18	6,78	6,4	6,21	6,36	5,31	6,05	5,61	5,97	5,61	5,73
K ₂ O	5,23	4,95	5,33	5,5	5,37	5,35	3,27	4,55	4,95	5,31	4,85	4,66
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,03	0,06	0,03	0,14	0,12	0,15	0,07	0,13	0,17
P.F.	1,01	1,33	1,44	0,76	0,66	0,95	0,71	0,49	0,58	0,78	0,69	0,71
Total	99,99	99,98	100	100,01	100	100	99,99	100,02	100,01	100,01	99,98	103,01
Cr	0	13,3	3	7,58	11,28	0	7	12,93	7	5	4	10
Ni	6	12,04	2	6,66	6,48	5	5	16,53	5	1	9	9
Rb	150	170,25	170	100,94	116,82	133	100	78,58	115	114	115	72
Sr	14	395,28	25	388,16	208,79	10	165	297,13	124	58	144	156
Zr	577	717	708	210	1343	557	383	207	504	1165	472	330
Y	59	77	69	28	193	62	38	26	39	79	53	42
Nb	67	91,94	96	34,34	114,78	92	52	27,76	42	77	65	56
Ba	202	198	268	59	637	263	1155	2242	1179	666	1310	1995
La	207	133,17	169	31,27	162,93	162	54	21,5	45	120	46	39
Ce	358	237,7	270	60,22	254,63	215	105	44,73	78	194	92	68
Nd	133	132,57	103	34,75	97,34	120	53	39,19	33	70	45	31
Sm		16,22		6,66	21,79			5,81				
Eu		1		1,03	2,73			0,72				
Gd		14,77		8,3	26,15			7,25				
Tb		2,33		1,12	4,16			1,1				
Dy		10,18		4,49	21,87			4,52				
Ho		2,36		0,68	5,3			1,28				
Er		5,32		2,3	13,72			2,34				
Tm		0,96		0,47	2,92			0,51				
Yb		4,85		2,79	14,02			2,77				
Lu		0,63		0,5	2,19			0,39				
Pb		270,22		67,1	125,89			129,96				
Th		16,74		4,71	13,81			5,97				
U		5,23		3,22	3,86			1,63				
Sc		1,73		4,07	4,98			7,81				
V		18,67		18	17,03			25,58				
Co		1,25		2,12	2,05			1,62				

Tabela 1 - Continuação

Cu		46,3		8,45	8,66			60,93				
Zn		299,19		205,27	133,23			50,81				
Pr		23,71		7,5	27,01			5,78				
Q	2,37	1,33	2,08	2,03	3,04	2,8	10,2	3,95	4,57	1,92	3,67	3,5
C	0,75	-	0,25	-	-	-	0,08	-	-	-	-	-
or	31,21	29,64	31,94	32,73	31,93	31,9	19,45	27	29,4	31,6	28,84	27,71
ab	58,87	61,56	58,18	54,53	52,87	54,29	45,22	51,4	47,71	50,87	47,77	48,78
an	0,52	1,03	0,82	1,3	3,09	1,79	11,31	6,07	5,5	1,88	5,31	5,2
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di (Wo)	-	0,23	-	1,63	1,05	0,21	-	1,4	1,33	2,21	1,8	1,99
di (En)	-	0	-	0,08	0,14	0,01	-	0,17	0,36	0,34	0,44	0,28
di (Fs)	-	0,26	-	1,75	1,01	0,24	-	1,36	1,04	2,06	1,47	1,89
hi (En)	0,1	0,07	0,13	0,19	0,61	0,15	3,2	0,72	1,89	0,96	1,81	0,97
hi (Fs)	5,04	4,8	5,43	4,23	4,5	6,86	7,53	5,66	5,46	5,75	5,99	6,52
ol (Fo)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ol (Fa)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
mt	0,79	0,79	0,85	0,96	0,91	1,13	1,3	1,16	1,13	1,29	1,28	1,43
ilm	0,29	0,25	0,27	0,5	0,71	0,54	1,36	0,82	1,24	0,94	1,28	1,32
ap	0,04	0,02	0,04	0,07	0,13	0,07	0,31	0,26	0,33	0,15	0,29	0,37
R1	563	522	557	624	717	638	1419	875	924	683	884	847
R2	367	381	365	454	480	388	650	573	578	509	592	643
mg#	0,02	0,02	0,03	0,05	0,13	0,02	0,31	0,13	0,27	0,16	0,25	0,14
I.A.	0,95	0,98	0,97	0,97	0,93	0,96	0,74	0,87	0,88	0,96	0,88	0,75
I.C.	6,22	6,45	6,69	9,45	9,11	9,23	13,74	11,68	12,91	13,8	14,48	14,93
I.D.	92,44	92,54	92,18	89,28	87,82	89,01	74,73	82,28	81,6	84,35	80,21	79,88
Eu/Eu*		0,2		0,42	0,35			0,34				
(La/Sm) _N		5,13		2,93	4,67			2,31				
(Gd/Yb) _N		2,46		2,4	1,51			2,12				
(La/Yb) _N		18,64		7,61	7,9			5,27				
		27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
Amostra		32A	28B	32B	28A	15A	29	40	50	51B	51A	
		As	As	As	As	Qs	As	Qs	Qs	Qs	Qs	
SiO ₂		60,71	60,55	60,54	60,25	59,07	58,98	68,73	68,54	67,04	66,22	
TiO ₂		0,92	0,92	0,96	0,93	0,32	0,08	0,28	0,3	0,29	0,33	
Al ₂ O ₃		16,41	16,5	16,39	16,41	14,91	16,8	16,6	16,73	15,91	16,09	
FeO _T		6,83	6,8	7,01	6,95	12,61	7,32	3,64	3,45	4,14	4,78	
MnO		0,16	0,15	0,16	0,15	0,47	0,15	0,09	0,08	0,08	0,08	
MgO		1,54	1,47	1,56	1,55	0,23	1,72	0,17	0,15	0,15	0,21	
CaO		3,11	3,26	3,33	3,54	1,45	3,06	0,64	0,71	0,82	0,78	
Na ₂ O		5,65	5,48	5,54	5,46	5,77	5,46	5,51	5,76	6	5,92	
K ₂ O		3,99	3,91	3,87	3,74	4,96	3,96	3,65	3,86	4,88	4,74	
P ₂ O ₅		0,24	0,2	0,24	0,24	0,09	0,29	0,04	0,04	0,05	0,07	
P.F.		0,45	0,75	0,4	0,78	0,11	0,38	0,67	0,38	0,63	0,78	
Total		100,01	99,99	100	100	99,99	98,2	100,02	100	99,99	100	
Cr		16	8	15,86	6,38	9,42	12,93	3	2	5	8	
Ni		10	13	12,02	5,36	27,17	16,53	6	1	4	3	
Rb		104	87	88,03	235,52	111,55	78,58	120	124	149	140	
Sr		222	245	309,18	202,13	173,95	297,13	74	73	83	89	
Zr		581	358	337	322	269	291	627	756	912	820	
Y		73	147	53	46	39	42	62	56	76	83	
Nb		70	45	43,63	88,4	51,8	27,76	77	87	100	96	
Ba		1334	1461	1429	1434	64	474,3	1019	825	897	980	
La		59	63	47,35	95,37	44,83	21,5	168	114	119	132	
Ce		94	87	82,84	170,69	90,94	44,73	256	206	214	203	
Nd		45	46	71,16	185,87	56,66	39,19	144	99	92	106	

Tabela 1 - Continuação

Sm				8,95	16,77	9,47	8,48				
Eu				2,87	2,41	1,86	2,03				
Gd				10,77	16,64	9,71	7,43				
Tb				1,74	2,83	1,52	1,18				
Dy				8,94	14,52	4,43	6,28				
Ho				1,56	2,84	1,37	1,25				
Er				4,72	8,6	3,47	3,38				
Tm				0,98	1,79	0,84	0,5				
Yb				4,86	9,36	4,97	2,92				
Lu				0,61	1,36	0,8	0,67				
Pb				115,32	122,4	84,97					
Th				9,99	18,55	6,13	7,57				
U				2,41	5,24	43	0,85				
Sc				9,67	1,34	4,73					
V				50,27	18,05	21,34	69,99				
Co				7,36	5,47	0,69					
Cu				30,54	42,66	86,52	77,15				
Zn				83,02	140,29	137,02	186,86				
Pr				10,34	21,39	11,38	11,83				
Q		1,69	2,48	2,1	2,42	-	0,41	19,05	16,57	9,46	8,96
C		-	-	-	-	-	-	2,53	1,88	-	-
or		23,66	23,26	22,94	22,25	29,29	23,66	21,7	22,89	29,01	28,21
ab		47,97	46,68	47,02	46,52	44,7	46,7	46,91	48,9	51,07	50,45
an		7,64	8,92	8,43	9,27	0,12	9,72	2,93	3,27	2,06	3,34
ne		-	-	-	-	2,21	-	-	-	-	-
di (Wo)		2,61	2,52	2,74	2,85	2,7	1,55	-	-	0,71	0,04
di (En)		0,83	0,78	0,86	0,9	0,09	0,51	-	-	0,05	0
di (Fs)		1,88	1,84	1,98	2,06	2,96	1,09	-	-	0,74	0,04
hi (En)		3	2,89	3,02	2,97	-	3,8	0,42	0,37	0,33	0,52
hi (Fs)		6,83	6,84	6,92	6,82	-	8,13	5,01	4,67	4,97	6,55
ol (Fo)		-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-
ol (Fa)		-	-	-	-	12,05	-	-	-	-	-
mt		1,54	1,53	1,57	1,56	2,87	1,65	0,82	0,77	0,92	1,07
ilm		1,75	1,76	1,83	1,78	0,61	2,07	0,54	0,57	0,55	0,63
ap		0,53	0,44	0,53	0,53	0,2	0,64	0,09	0,09	0,11	0,15
R1		896	965	946	988	371	862	1659	1513	1071	1058
R2		732	746	756	779	459	743	403	412	407	409
mg#		0,32	0,31	0,32	0,32	0,04	0,33	0,09	0,08	0,07	0,08
I.A.		0,83	0,8	0,81	0,79	1	0,79	0,78	0,82	0,95	0,92
I.C.		19,21	18,8	19,68	19,71	21,97	18,8	6,78	6,38	8,27	9,06
I.D.		73,17	72,28	71,89	71,02	77,94	70,77	87,65	88,36	89,53	87,61
Eu/Eu*				0,89	0,44	0,59	0,78				
(La/Sm) _N				3,3	3,55	2,96	1,58				
(Gd/Yb) _N				1,8	1,44	1,58	2,06				
(La/Yb) _N				6,62	6,92	6,13	5				

para as variedades hipoabissais. Quando projetadas no diagrama TAS de Le Maitre (2003) (não apresentado), elas ocupam os campos dos traquitos e traquiandesitos, evidenciando, a exemplo do gráfico anterior, a sua natureza fortemente alcalina e riqueza em sílica.

As análises químicas indicam também o alto grau de evolução dessas rochas, com os valores para o índice de diferenciação compreendidos no intervalo de 72-95%. Esse caráter evoluído é ainda demonstrado pelos valores muito baixos da razão Mg/Mg+Fe (mg# infe-

rrior a 0,33) e pelas baixas concentrações de Cr e Ni. As variações químicas presentes nos elementos maiores e traços são mostradas nos diagramas de Harker. No geral, as rochas de Cananéia apresentam correlações positivas para Al_2O_3 , Na_2O e K_2O em relação à proporção de SiO_2 , a despeito da dispersão dos teores de álcalis em algumas análises, e negativas para TiO_2 , FeO , MnO , CaO e P_2O_5 (Fig. 4). Relações positivas são também mostradas para Rb e Zr, além de sugeridas para Nb, Y, La, Ce e Nd; já as negativas são visíveis para Cr e Ni, e, de forma menos

evidente, para Sr e Ba (Figs. 5 e 6).

O comportamento dos elementos incompatíveis normalizado para o manto primitivo (McDonough &

Sun 1995) (Fig. 7) é similar para as rochas dos dois corpos e microssienitos. Ele tem como feição característica a pronunciada anomalia negativa em Sr, P e Ti.

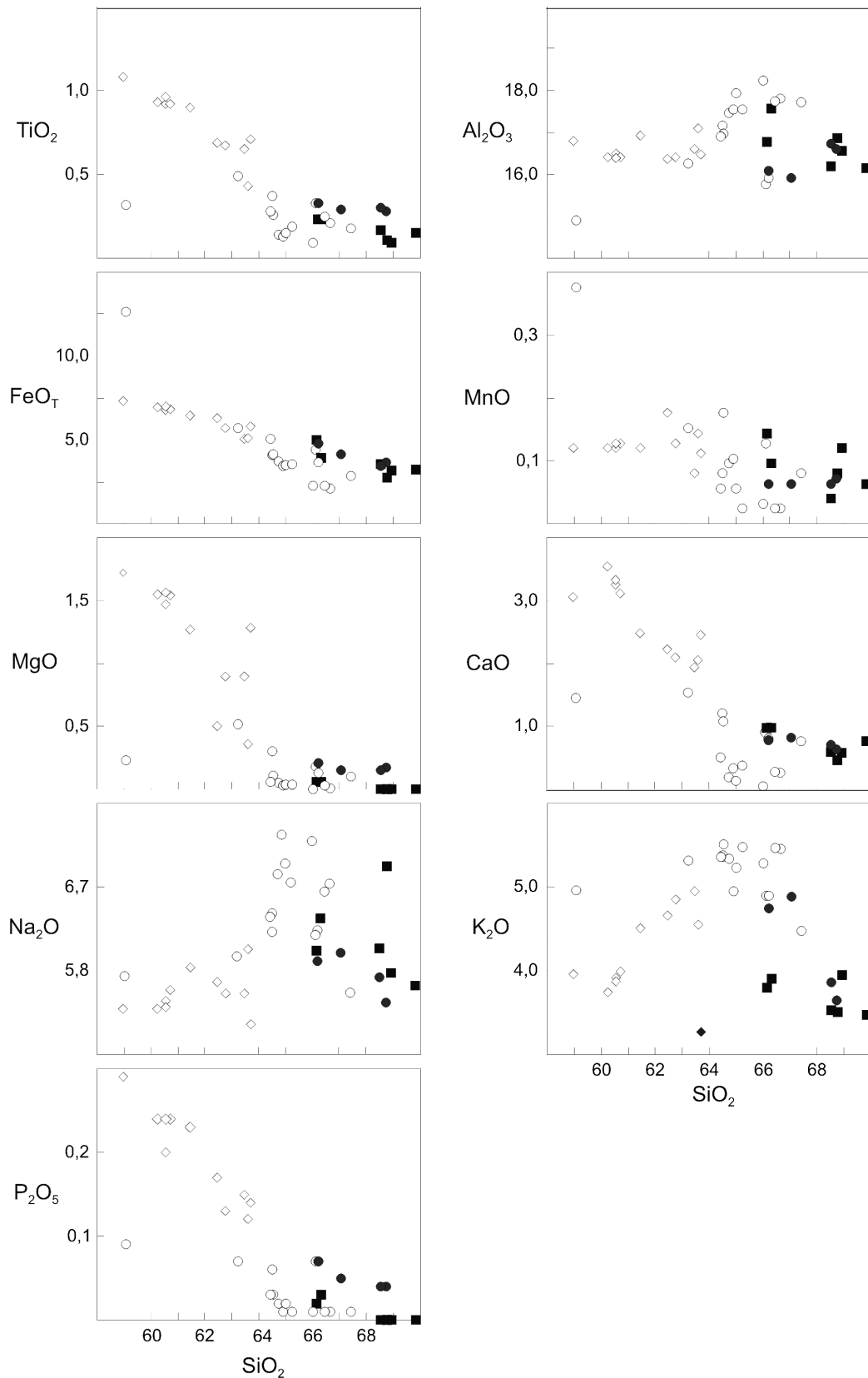


Figura 4 - Diagramas relacionando elementos maiores e sílica nas rochas de Cananéia. Símbolos como na figura 1.

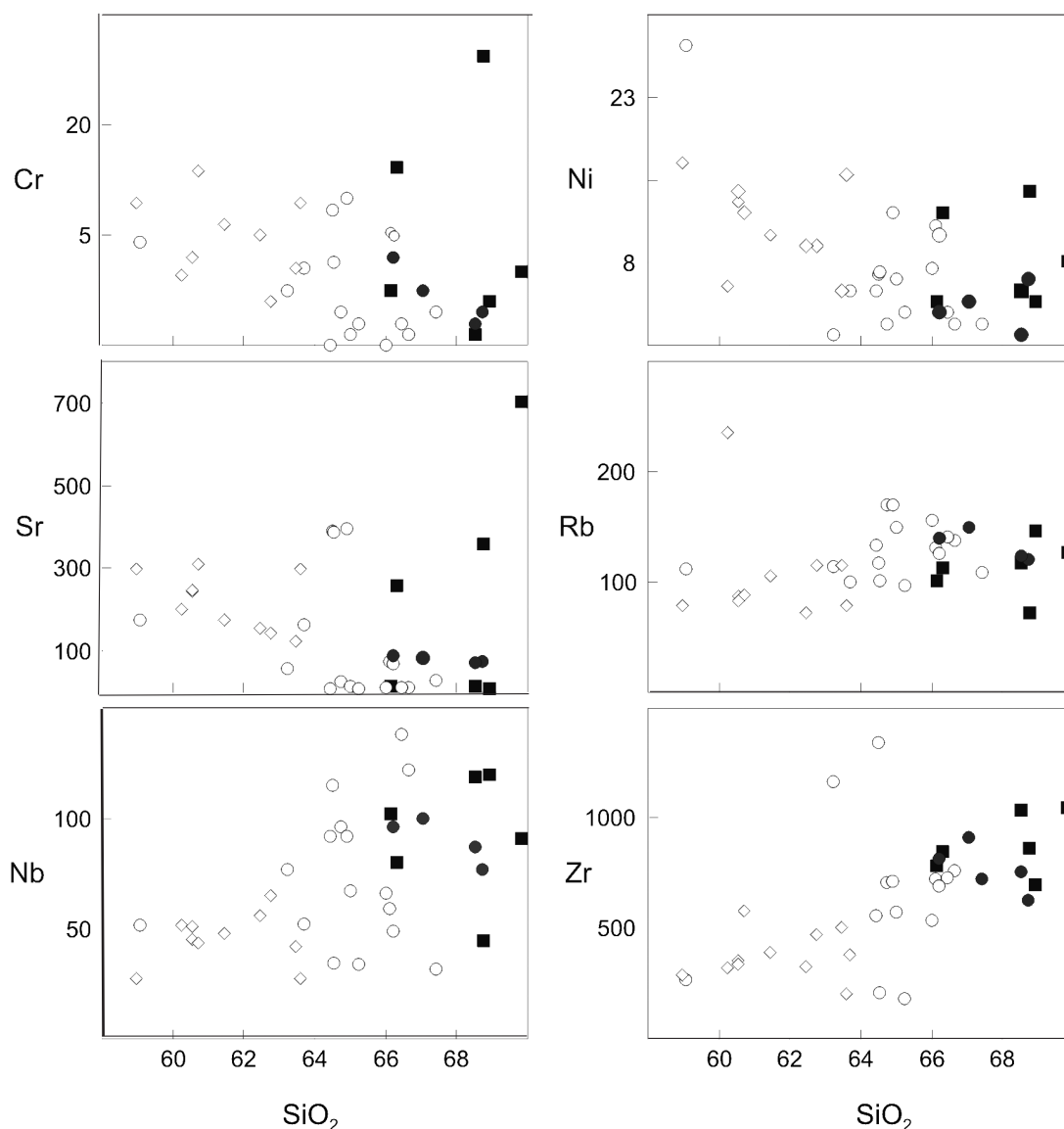


Figura 5 - Diagramas relacionando elementos menores e sílica nas rochas de Cananéia. Símbolos como na figura 1.

Por sua vez, Zr e Nd exibem anomalia positiva, o mesmo ocorrendo, ainda que mais discretamente, com La e Y. A concentração em Ba é extremamente variável (43 a 2242 ppm), tendendo a ser maior nos álcali feldspato sienitos, menor nos quartzo-álcali feldspato sienitos e menor ainda nas amostras de diques. A existência de duas suítes, uma mais rica em Ba (>500 ppm) e outra mais pobre (200±84 ppm), como já apontado por Ruberti *et al.* (2005), é também sugerida na figura 6.

No geral, a distribuição dos elementos incompatíveis nas rochas de Cananéia mostra grandes similaridades com aquela observada em outras intrusões alcalinas brasileiras, sem carbonatitos e reunindo rochas evoluídas, como, por exemplo, as da Província da Serra do Mar (Morbideilli *et al.* 1995; Enrich *et al.* 2005).

A distribuição dos elementos terras raras normalizada para os condritos (McDonough & Sun 1995) apresenta, ao lado da sua alta concentração, o fracionamento das TRL em relação às TRP, uma feição típica de séries alcalinas em geral (Fig. 8). A salientar ainda

a mudança de comportamento das TRM e TRP, que se torna mais uniforme, devido à remoção do líquido de uma ou mais fases com alto coeficiente de partição cristal/líquido, como apatita e titanita, durante o processo de diferenciação magmática (cf. Gomes *et al.* 1987). Esse padrão, onde a curva de distribuição assume forma caracteristicamente côncava junto às TRM e TRP, está também presente em várias associações sieníticas de ocorrências alcalinas brasileiras (p.ex. Piratini, Barbieri *et al.* 1987; Tunas, Gomes *et al.* 1987; Morro Redondo, Brotzu *et al.* 1989; Passa Quatro, Brotzu *et al.* 1992, entre outras). O enriquecimento em TRL é ligeiramente maior nos quartzo-álcali feldspato sienitos (La_N/Sm_N : 1,58-12,44; Ga_N/Yb_N : 1,51-2,46) quando comparado ao dos álcali feldspato sienitos (La_N/Sm_N : 1,58-6,60; Ga_N/Yb_N : 1,44-2,06), contudo, a curva de distribuição dos ETR para as duas litologias é, no geral, muito similar, notando-se apenas maior dispersão nos valores das razões La_N/Yb_N (5,00-28,41) e La_N/Sm_N (1,58-12,44) e menor nos de Ga_N/Yb_N (1,44-2,66). Já o padrão para

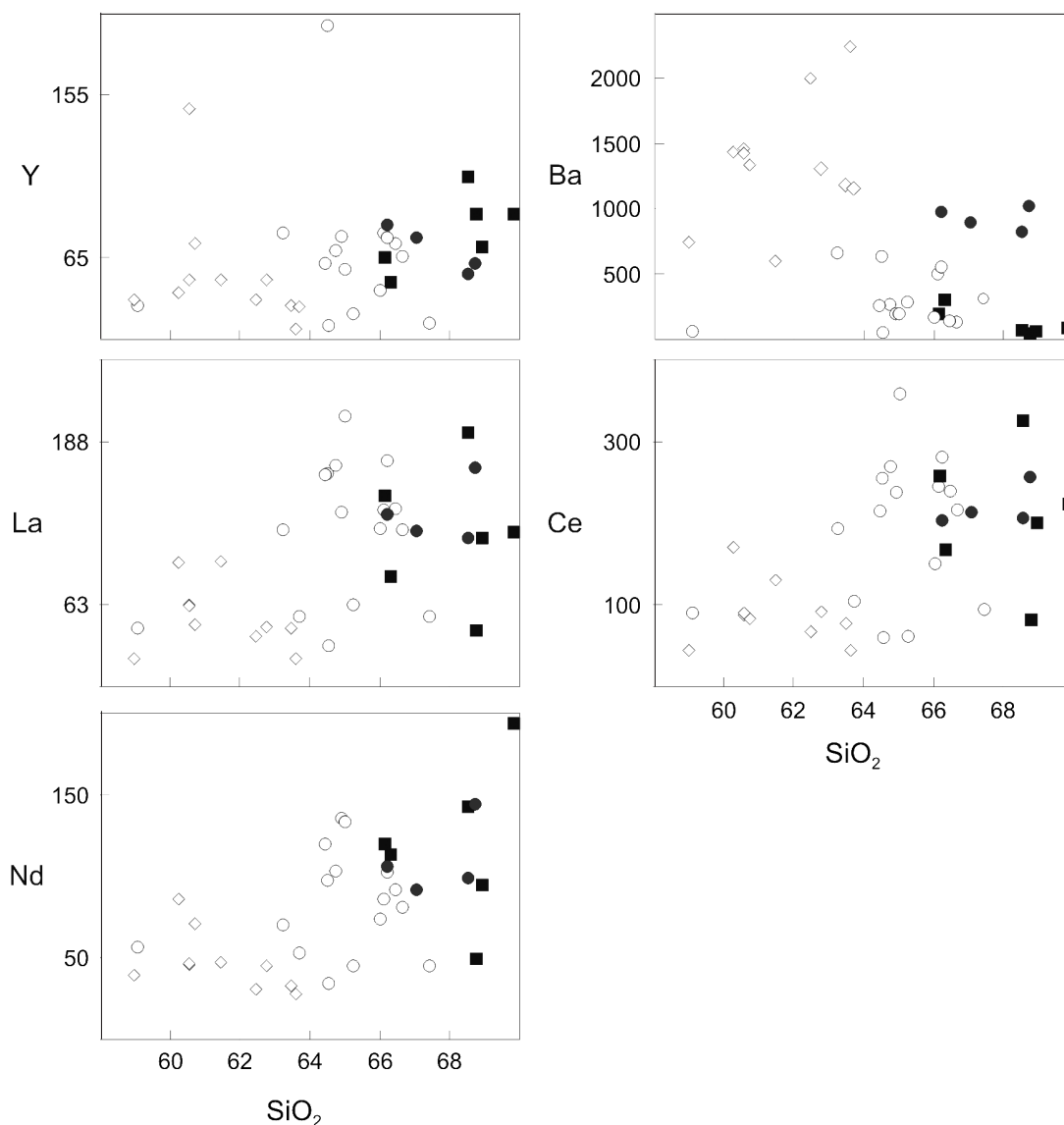


Figura 6 - Diagramas relacionando elementos menores e sílica nas rochas de Cananéia. Símbolos como na figura 1.

as hipoabissais não difere de modo acentuado daquele relativo aos tipos intrusivos, exibindo as mesmas características gerais e razões La_N/Yb_N (7,53-9,36), La_N/Sm_N (3,00-4,06) e Ga_N/Yb_N (1,51-2,18) próximas às definidas acima. Ainda merece realce na figura 8, a pronunciada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*=0,20$ a $0,89$), possivelmente devida à remoção de feldspato, como admitido previamente por Ruberti *et al.* (2005).

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Determinações das razões isotópicas iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{144}Nd/^{143}Nd$, calculadas com base no valor de 83,6 Ma para a idade do maciço de Cananéia, foram efetuadas em amostras provenientes dos dois corpos (Tab. 2).

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtidas para os álcali feldspato sienitos variam de 0,7065 a 0,70700 e para os quartzo-álcali feldspato sienitos de 0,7054 a 0,7078. Da tabela constam também os teores variáveis de Sr (5,46 a 246,25 ppm), cujas baixas concentrações poderiam res-

ponder por algumas das diferenças encontradas nos valores da razão inicial. Já os valores da razão $^{144}Nd/^{143}Nd$ para as duas litologias são, respectivamente, de 0,51221 a 0,51241 e de 0,51206 a 0,51207, sendo, portanto, ligeiramente inferiores na segunda.

Examinando o conjunto de dados isotópicos disponíveis para as ocorrências alcalinas associadas ao Lineamento Guapiara, Ruberti *et al.* (2005) forneceram valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ dentro do intervalo 0,70452-0,70489 para Jacupiranga, Juquiá e Pariqueira-Açu, e de 0,70709 ($\pm 0,00070$) para Cananéia. À exceção de duas das amostras investigadas, ambas com baixo teor de Sr (cf. Tab. 2), as demais apresentaram valores para a razão inicial compatíveis com os daqueles autores.

Os valores de ϵ_{Sr} para os álcali feldspato sienitos são de +27 a +32, e para os quartzo-álcali feldspato sienitos de +11 a +45. Por outro lado, os valores de ϵ_{Nd} mostram intervalos de variação bem menores, de -2 a -6 para as primeiras rochas, sendo praticamente constantes,

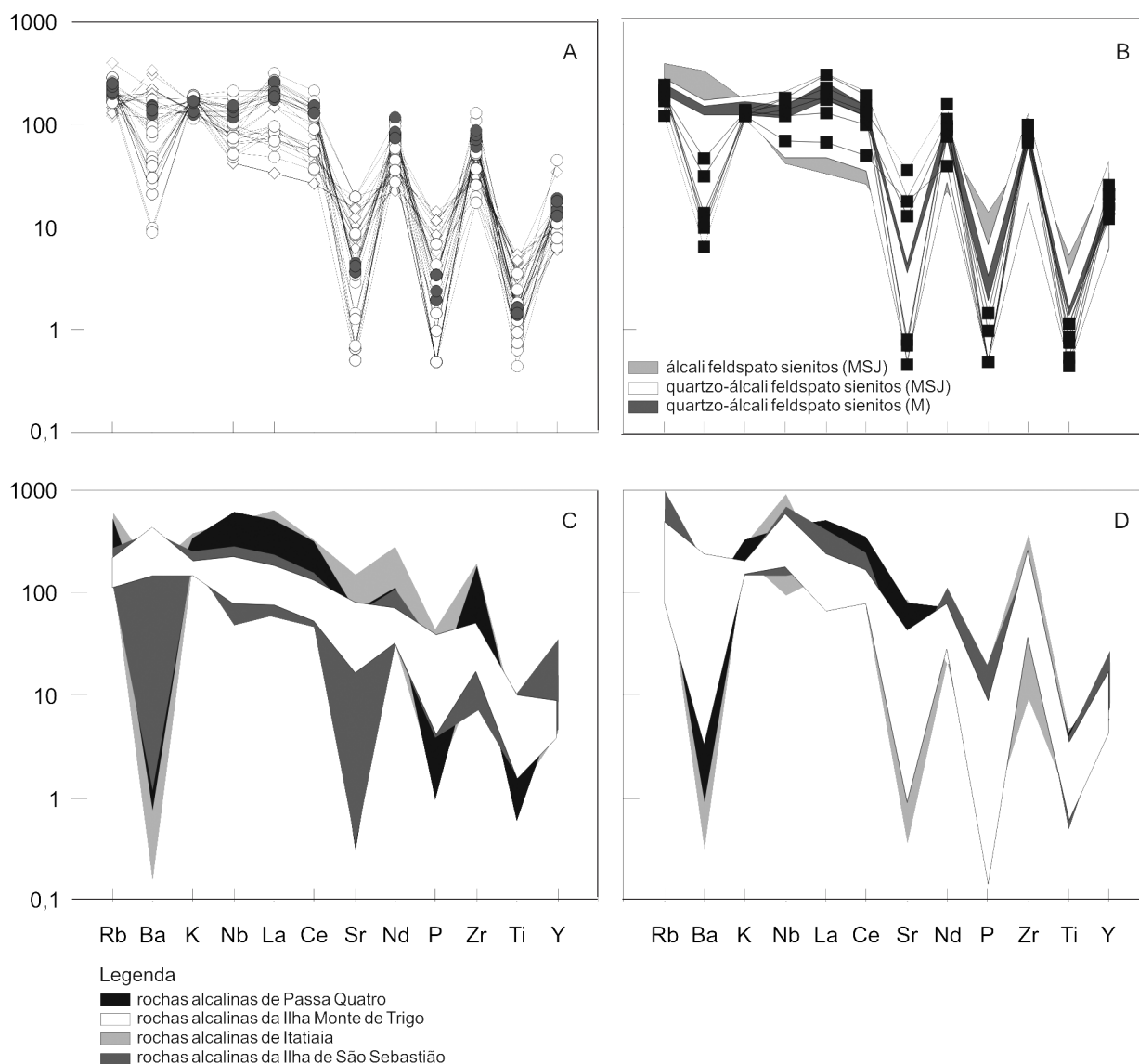


Figura 7 - Diagramas de elementos incompatíveis normalizados segundo o manto primitivo (McDonough & Sun 1995) para as rochas de Cananéia. O gráfico A reúne intrusivas do Morro de São João e de Morrete. Já o B traz os microssienitos do Morro de São João, ao lado dos campos correspondentes aos tipos intrusivos. Símbolos como na figura 1. Os gráficos C e D representam ocorrências sieníticas da região sudeste do país. Fonte de dados: Spinelli (2007).

em torno de -9, para as segundas. No diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} (Fig. 9), as análises projetam-se no quadrante enriquecido e, à exceção de uma única amostra (53), estão alinhadas paralelamente à extensão do “low-Nd mantle array” de Hart *et al.* (1986) (Paraguay array de Comin-Chiaramonti *et al.* 2007), incluindo material não-contaminado associado ao magmatismo toleítico e alcalino (rochas silicáticas e carbonatíticas) da Província Paraná-Angola-Etendeka (Comin-Chiaramonti *et al.* 1999).

O gráfico possibilita também notar que essas rochas parecem constituir um campo à parte daquele correspondente às ocorrências alcalinas relacionadas com a Província do Arco de Ponta Grossa, aí incluídos os corpos do Cretáceo Inferior e Superior.

Cálculos da idade modelo (T_{DM} , manto em-

pobrecido), feitos com base na equação de De Paolo (1988), deram números variáveis entre 1,0 e 1,6 Ga para as rochas de Cananéia, com valores médios de $1,2 \pm 0,2$ Ga ($f=4$) para os álcali feldspato sienitos e de $1,5 \pm 0,1$ Ga ($f=4$) para os quartzo-álcali feldspato sienitos (Tab. 2). Esses valores são superiores aos fornecidos por Ruberti *et al.* (2005) para outros corpos alcalinos da Província do Arco de Ponta Grossa (Jacupiranga, 744-979 Ma; Juquiá, 889-1001 Ma; Mato Preto, 668-735 Ma; Tunas, 863 Ma, juntamente com os diques e *plugs* associados, 731-742 Ma) e também por Siga Jr. *et al.* (2007), de 1019 Ma, para o último maciço. A vista dos dados disponíveis na ocasião, Ruberti *et al.* (2005) definiram dois aparentes episódios de enriquecimento metassomático do manto subcontinental associados aos li-

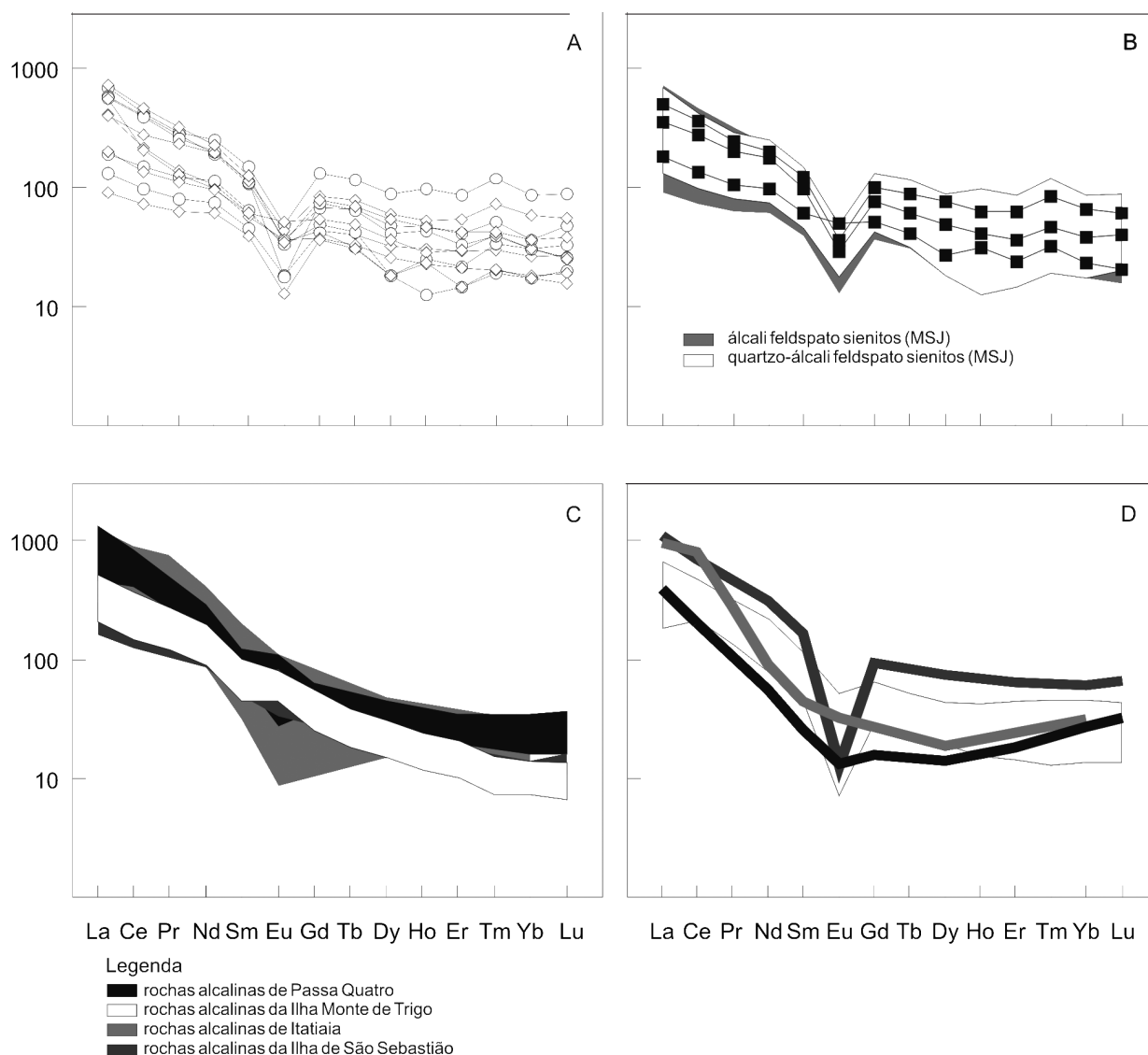


Figura 8 - Diagramas de elementos terras raras normalizados segundo os condritos (McDonough & Sun 1995) para as rochas de Cananéia. O gráfico A reúne intrusivas do Morro de São João. Por sua vez, o B contém os campos de distribuição dessas rochas e os pontos referentes às hipoabissais do Morro de São João. Símbolos como na figura 1. Os gráficos C e D representam ocorrências sieníticas da região sudeste do país. Fonte de dados: Spinelli (2007).

neamentos do Arco de Ponta Grossa: 0,9 Ga (Guapiara) e 0,7 Ga (São Jerônimo-Curiúva). Da mesma forma, os dados obtidos para as rochas de Cananéia são maiores que os reunidos por Enrich *et al.* (2005) para as grandes intrusões sieníticas da Província da Serra do Mar (Ilha de São Sebastião, 619-819 Ma; Itatiaia, 838-928 Ma; Passa Quatro, 872-899 Ma), e outros corpos dessa região (800±50 Ma, cf. Thompson *et al.* 1998), que os do maciço máfico-ultramáfico de Ponte Nova (945±115 Ma, cf. Azzone 2008) e, ainda, os das ocorrências da Ilha Monte de Trigo (650±100 Ma, cf. Enrich 2005) e Poços de Caldas (692±54 Ma, cf. Ulbrich *et al.* 2003).

No confronto das idades modelo disponíveis para ocorrências alcalinas da porção sudeste do território brasileiro, é importante assinalar a maior similaridade entre os valores obtidos para Cananéia com aqueles

relativos aos dois complexos alcalino-carbonatíticos de Santa Catarina, Anitápolis e Lages, respectivamente, do Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior. Scheibe *et al.* (2005) listam valores de 1300±100 Ma para o primeiro e de 1200±200 Ma para o segundo, sendo esse caráter bimodal interpretado por Traversa *et al.* (1996) como sugestivo da presença de fontes mantélicas submetidas a processos metassomáticos em épocas distintas.

Por outro lado, o exame das ocorrências alcalinas da borda ocidental da Bacia do Paraná possibilita verificar a existência de idades modelo mais antigas para as intrusões potássicas do Cretáceo Inferior encontradas nas regiões norte-nordeste do Paraguai (Comin-Chiaromonte *et al.* 1997). Estes autores caracterizaram um segundo grupo de ocorrências com idades mais jovens, aí também incluídas as lavas basálticas da Forma-

Tabela 2 - Composições isotópicas de Sr e Nd e concentrações de Rb, Sr, Sm e Nd para as rochas de Cananéia. Razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_0) calculada para 83,6 Ma; (*) dados de Rb e Sr extraídos de Spinelli (2000); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51344$ e $\text{Sm}/\text{Nd}=0,222$ (cf. Michard et al. 1985), $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}=0,1967$ (cf. Faure 1986).

Amostra	Material	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	R_0	ϵ_0	ϵ_{Sr}	$\Sigma\mu$	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	R_{th}	ϵ_0	T_{DM} (Ga)	ϵ_{Nd}
7*	rocha total	129	178,06	2,097	0,70936	0,00005	0,70687	69,02	32,17	11,74	58,12	0,1221	0,51221	0,00001	-0,38	0,51222	-6,91	1,3	-6,19
7*	feld, alcalino	82,69	186,62	1,283	0,70882	0,00008	0,70729	61,32	38,23										
7*	clinop+anfi	26,39	15,76	4,85	0,71276	0,00006	0,707	117,25	34,05										
29*	rocha total	98,52	246,25	1,158	0,70788	0,0001	0,70673	47,98	26,99	9,57	48,59	0,1191	0,51241	0,00005	-0,39	0,51241	-3,22	1	-2,32
29	biotita	315,9	8,68	106,593	0,82818	0,00009	0,70163	1755,57	-42,17										
32A	rocha total	82,25	236,51	1,007	0,70793	0,00014	0,70673	48,69	30,25	10,04	49,02	0,1238	0,51227	0,00002	-0,37	0,51228	-5,75	1,3	-5,04
32A*	feld, alcalino	93,26	245,66	1,099	0,70784	0,00007	0,70654	47,41	27,42										
32A	biotita	312,88	7,07	130,101	0,86673	0,00013	0,71228	2302,77	109										
22A*	rocha total	168,29	13,86	35,29	0,74949	0,00007	0,70759	638,61	42,41										
34	rocha total	123,97	63,51	5,654	0,71352	0,00007	0,70681	128,03	31,29										
38	rocha total	138,76	36,08	11,146	0,72056	0,00007	0,70733	227,96	38,65										
40*	rocha total	146	95,65	4,42	0,71195	0,0001	0,7067	105,75	29,79	22,34	113	0,1195	0,51206	0,00002	-0,39	0,51206	-10,01	1,6	-9,09
49*	rocha total	119,29	74,97	4,608	0,71324	0,00009	0,70777	124,06	44,93	17,07	89,51	0,1153	0,51206	0,00002	-0,41	0,51206	-10,07	1,5	-9,24
50*	rocha total	137,31	100,53	3,955	0,7115	0,00009	0,7068	99,36	31,24	15,55	80,99	0,1161	0,51207	0,00002	-0,41	0,51207	-9,91	1,5	-9,05
52	rocha total	122,51	5,46	65,437	0,78408	0,00006	0,70639	1129,6	25,4										
53*	rocha total	183,89	74,67	7,132	0,71385	0,00012	0,70538	132,72	11,05	18,93	98,99	0,1156	0,51206	0,00001	-0,41	0,51206	-9,97	1,5	-9,04

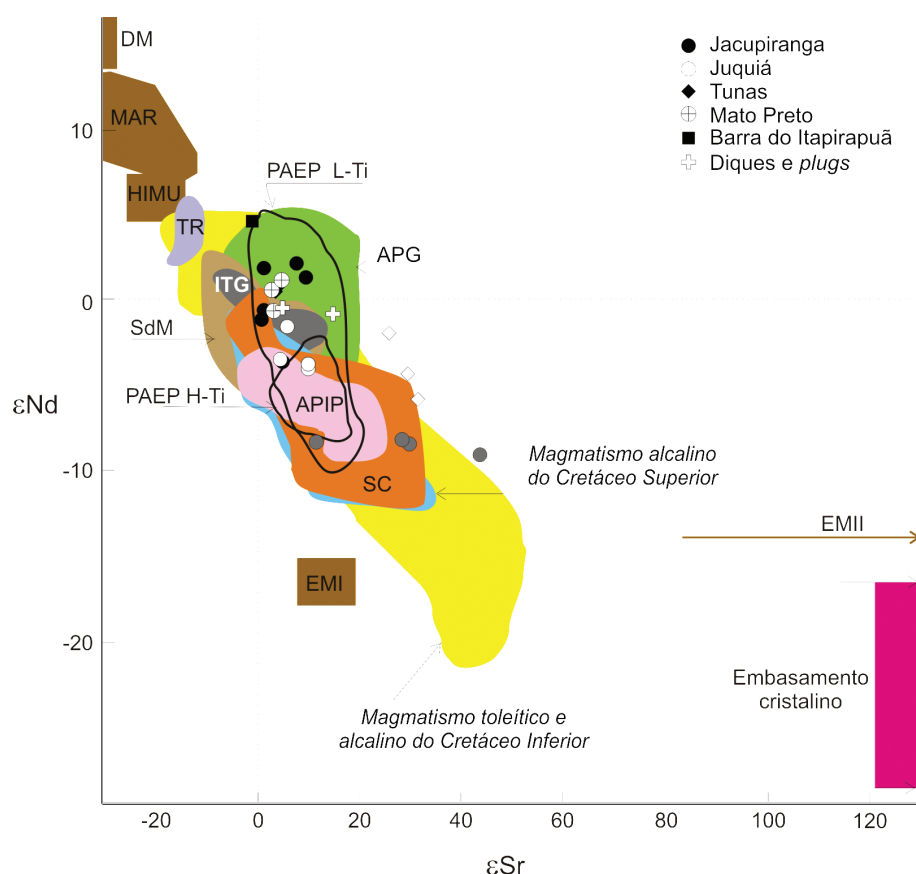


Figura 9 - Diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} para as rochas de Cananéia. Abreviações: PAEP, Província Paraná-Angola-Etendeka; H-Ti e L-Ti, toleitos com alto e baixo Ti; APG, Arco de Ponta Grossa; APiP, Alto Paranaíba; SC, Anitápolis e Lages; SdM, Serra do Mar; TR, Ilhas Trindade e Martim Vaz; ITG, Ilhas Inaccessibles, Tristan e Gough; MAR, Dorsal Meso-Atlântica. DM, EMI, EMII e HIMU, respectivamente, manto empobrecido, mantos enriquecidos e manto de alto μ (alto $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$). Fonte de dados: Ruberti et al. (2005 e referências) e Enrich et al. (2005 e referências). Símbolos para as rochas de Cananéia: losângulos vazios, álcali feldspato sienitos do Morro de São João; círculos em cinza, quartzo-álcali feldspato sienitos de Morrete.

ção Serra Geral presentes no território paraguaio, juntamente com os enxames de diques toleíticos do Arco de Ponta Grossa e da região litorânea de São Paulo-Rio de Janeiro. Dele também fazem parte as várias ocorrências das Províncias do Arco de Ponta Grossa e Serra do Mar, como também os numerosos corpos alcalinos da Província Alto Paranaíba (990 ± 100 Ma, cf. Gomes & Comin-Chiaramonti 2005).

Os histogramas da figura 10 mostram a distribuição geral das idades modelo das rochas alcalinas de Cananéia, do Paraguai Oriental e basálticas da Formação Serra Geral. Com base nos valores das ocorrências paraguaias e toleíticas, Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) propuseram que dois eventos distintos de metassomatismo ocorridos no Proterozóico (Paleo a Meso: 2000-1400 Ma; Neo: 1000-500 Ma), levando principalmente ao enriquecimento do manto superior subcontinental em elementos incompatíveis, foram os agentes precursores das rochas basálticas e alcalinas da Bacia do Paraná.

Contaminação crustal Os dados isotópicos disponíveis são sugestivos que a grande totalidade das rochas alcalinas e carbonatíticas brasileiras foi originada a partir de fonte mantélica que sofreu pouca ou nenhuma interação crustal (Morbidelli *et al.* 1995; Brotzu *et al.* 1997), conclusão também endossada por Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) para as litologias congêneres paraguaias. Exceções a esse quadro estão representadas por pequenos corpos, em geral na forma de diques, presentes em algumas ocorrências, como, por exemplo, em Juquiá (Beccaluva *et al.* 1992), Tunas (Gomes *et al.* 1987) ou ainda na região de Cerro Azul (Vasconcellos & Gomes 1988). Para os corpos alcalinos da Província do Arco de Ponta Grossa, Ruberti *et al.* (2005) interpretaram as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores a 0,706 como resultantes de processos de contaminação crustal ou de assimilação-cristalização fracionada, como parece ser o caso de Cananéia.

Uma possível ação desses processos nas rochas de Cananéia foi investigada com o auxílio do diagrama R_o versus SiO_2 , mostrando nítida correlação positiva (Fig. 11), com as maiores razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ encontradas nas variedades mais ricas em SiO_2 , tendência essa admitida na literatura como indicativa da ação de um agente contaminante enriquecido em sílica. Considerando apenas a simples mistura de material, Ruberti *et al.* (2005) chegaram a resultados de até 30% para uma possível contribuição do contaminante (embasamento cristalino), valores tidos por eles como pouco realísticos e que os levou a propor para essas rochas uma ação conjunta envolvendo processos de cristalização fracionada e assimilação crustal. Correlações positivas, como indicado na figura 11B, são também exibidas pelas rochas alcalinas vizinhas do complexo de Tunas e de alguns diques e *plugs* aflorando na área de Cerro Azul, no Paraná.

PETROGÊNESE A investigação de diversas intrusões alcalinas da região sul-sudeste do país tem levado à sugestão que as rochas “sieníticas” ali encontradas poderiam resultar da cristalização de magmas basaníticos. Essa hipótese é sustentada pela presença, na for-

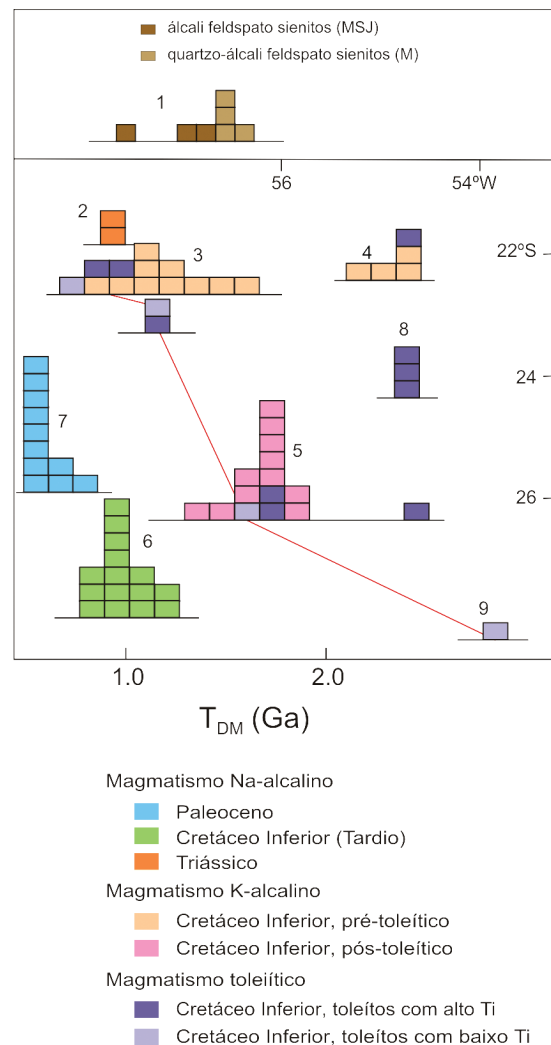


Figura 10 - Distribuição de idades modelo T_{DM} (Ga) para as rochas alcalinas de Cananéia (1) e do Paraguai Oriental (Províncias: 2, Alto Paraguai; 3, Rio Apa; 4, Amambay; 5, Central; 6, Misiones; 7, Assunção; classificação segundo Comin-Chiaramonti *et al.* 2007), e para as toleíticas da Formação Serra Geral (5, Sapucaí; 8, Carayó; 9, Encarnación). Fonte de dados: Comin-Chiaramonti & Gomes (2005), Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) e Spinelli (2007). A linha em vermelho liga toleitos com baixo teor em Ti.

ma de pequenos diques, de basanita em algumas delas (p.ex. Piratini, Barbieri *et al.* 1987; Ilha de São Sebastião, Bellieni *et al.* 1990; Juquiá, Beccaluva *et al.* 1992; Ilha dos Búzios, Alves 1996; Lages, Traversa *et al.* 1996; Ponte Nova, Azzone 2008), ao lado da possibilidade de, empregando-se modelamento geoquímico por balanço de massas, derivar as demais rochas associadas a partir desse material, admitido como sendo o tipo petrográfico mais primitivo dessas ocorrências. Sugestões indicativas de um magma parental de afinidade basanítica foram também feitas por Brotzu *et al.* (1989) para Morro Redondo, por Enrich (2005) para a suíte da Ilha

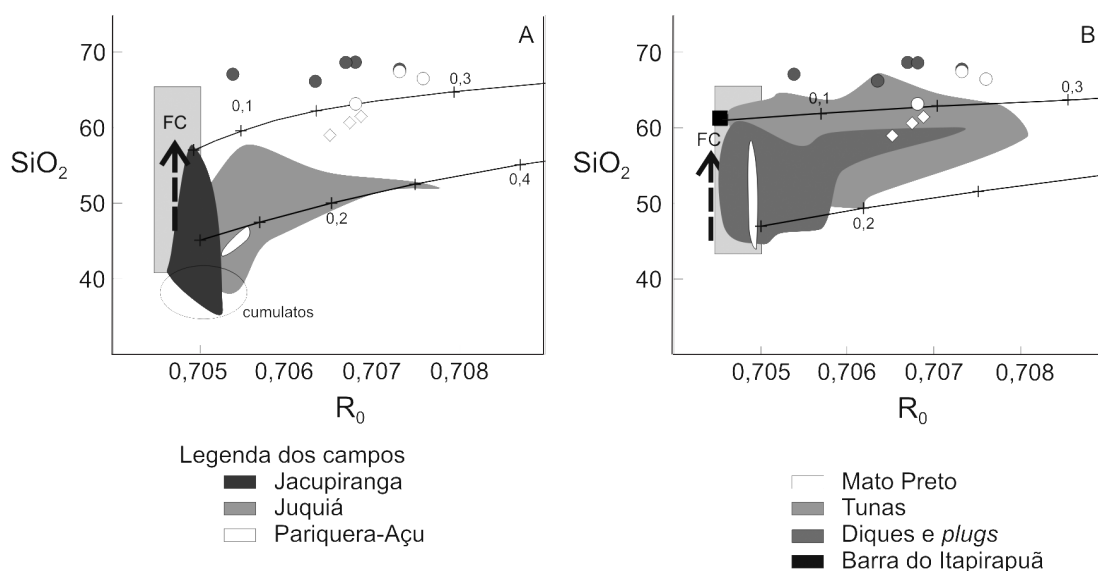


Figura 11 - Diagrama relacionando a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_0) e o teor de SiO_2 para as rochas de Cananéia e ocorrências associadas aos lineamentos do Arco de Ponta Grossa (Guapiara, A; São Jerônimo-Curiúva, B). Símbolos como na figura 1. Vetor FC indica cristalização fracionada em sistema fechado. Fonte de dados: Ruberti *et al.* (2005) e Spinelli (2007).

Monte de Trigo e, ainda, por Macciotta *et al.* (1990) para os corpos da Província Alcalina Terciária de Fortaleza. Por outro lado, magmas parentais de composição basáltica alcalina ou teralítica, ou mesmo ankaratrítica, foram também propostos, respectivamente, para os complexos de Tunas (Gomes *et al.* 1987), Pariquera-Açu (Morbideilli *et al.* 2000) e alcalino-carbonatítico de Jacupiranga (Morbideilli *et al.* 1995).

No maciço de Cananéia, as ausências de litologias menos evoluídas ($\text{mg\#} < 0,33$) e de feições indicativas da presença de material mais primitivo (xenocristais e/ou resstos) limitam em muito qualquer consideração a respeito da natureza do magma gerador da intrusão. Disso resulta, que ilações são feitas levando em conta tão-somente as características gerais das rochas, quando comparadas às congêneres de outras ocorrências, além do contexto geológico em que elas estão inseridas. Analisando conjuntamente os diversos corpos alcalinos da Província do Arco de Ponta Grossa, Ruberti *et al.* (2005) sugeriram para aqueles associados ao Lineamento de Guapiara, onde se enquadra Cananéia, uma origem a partir de magmas de afinidade basanítica (Juquiá) ou basáltica (Pariquera-Açu); já os do Lineamento São Jerônimo-Curiúva de natureza gábrica alcalina (Tunas). Por sua vez, o magmatismo alcalino da Província da Serra do Mar tem no basanito o seu principal magma gerador (Morbideilli *et al.* 1995; Alves 1996; Brotzu *et al.* 1997; Enrich 2005; Azzone 2008).

A atividade magmática em Cananéia desenvolveu-se em ambiente de baixa pressão, como também sugerido para outras ocorrências sieníticas do Cretáceo Superior da região sudeste do país, com base na exposição de brechas magmáticas (p.ex. Itatiaia, Lages, Passa Quatro) e presença de estruturas e rochas vulcânicas (p.ex. Piratini, Poços de Caldas, Tunas). A falta de geotermômetros e geobarômetros mais confiáveis e

aplicáveis à sua associação mineralógica faz com que a determinação dos parâmetros indicativos das condições de formação do maciço apresente grandes incertezas. Não obstante, temperaturas de cristalização magmática foram calculadas por Spinelli (2007) a partir do termômetro de Watson & Harrison (1984), que relaciona as concentrações de P_2O_5 e SiO_2 presentes nas rochas. Os dados coligidos sugerem que a temperatura necessária para que todo o P_2O_5 dos álcali feldspato sienitos fosse dissolvido no magma é em torno de 950°C ; para os quartzo-álcali feldspato sienitos a temperatura de dissolução situa-se ao redor de 800°C , enquanto nos microssienitos ela é inferior a esse valor.

As condições da fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) foram calculadas com base no diagrama clássico de Anderson & Lindsley (1988) para a composição química de fases opacas coexistentes. Os dados obtidos para os pares magnetita-ilmenita (Fig. 12) indicam para as rochas menos evoluídas valores acima ou próximos ao *buffer* NNO, refletindo, assim, um ambiente relativamente oxidado, consistente com a ausência de faialita nessas rochas (cf. Brotzu *et al.* 1997). Por sua vez, aqueles relativos às mais evoluídas colocam-se predominantemente entre os *buffers* NNO e QFM, apontando para um ambiente menos oxidado que o anterior, a permitir a eventual formação de faialita, como de fato é observado em uma amostra do Morro de São João.

Com base em evidências colhidas em alguns complexos investigados, Morbideilli *et al.* (1995) generalizaram o entendimento que processos de cristalização fracionada teriam sido responsáveis pela formação e evolução das rochas sieníticas da região sudeste do país. Especificamente no caso de Cananéia, as evidências aqui reunidas, tanto petrográficas quanto químicas, são fortemente sugestivas da ação daqueles processos. A

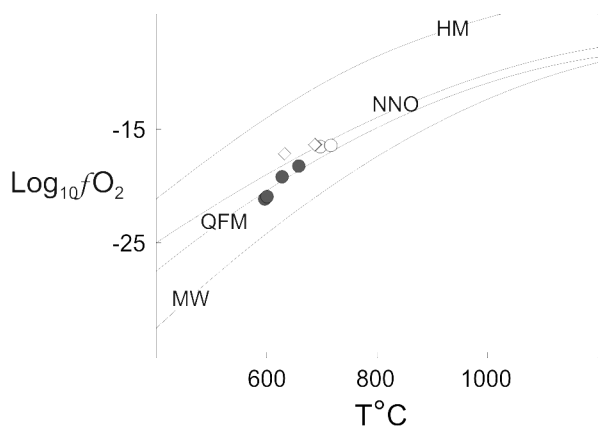


Figura 12 - Diagrama $\text{Log } f\text{O}_2$ versus $T^\circ\text{C}$ (cf. Andersen & Lindsley 1988) para os pares magnetita-ilmenita das rochas de Cananéia. Buffers: HM, hematita-magnetita; NNO, níquel-óxido de níquel; QFM, quartzo-faialita-magnetita; MW, magnetita-wüstita. Símbolos como na figura 1.

seqüência de cristalização mineral inicial (plagioclásio + clinopiroxênio + anfibólio + minerais opacos + titanita + apatita) definida texturalmente guarda concordância com as variações químicas presentes nos minerais, e mostradas nos gráficos de Harker para rochas (Figs. 4 a 6).

A seqüência evolutiva das rochas de Cananéia é ilustrada na figura 13 (sistema petrogenético residual de Hamilton & MacKenzie 1965), reunindo as concentrações dos minerais normativos quartzo, nefelina e kalsilita. No diagrama, observa-se que todas as rochas estão projetadas no seu campo superior, o saturado a supersaturado em sílica, e que se dispõem concordante-

mente à tendência geral no sentido do mínimo riolítico, sugerida para processos de assimilação-cristalização fracionada (AFC). Essa tendência é compatível com o acentuado fracionamento de feldspato alcalino, principalmente nos estágios finais da evolução magmática, bem como consistente com o baixo teor em K, Sr e Ba (Figs. 4 a 6), natureza mais sódica do clinopiroxênio e anfibólio, e maior riqueza em Fe^{3+} da mica das rochas mais diferenciadas, os microssienitos, com valores de $\text{mg}\# < 0,03$. E ainda indicada pela característica e pronunciada anomalia negativa em Eu para todas as rochas da intrusão (Fig. 8B). Essa evolução é também coerente com as variações exibidas nos diagramas de Harker, onde os teores de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, Nb e Zr crescem de modo contínuo relativamente à concentração de SiO_2 , enquanto os de TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , Cr e Ni decrescem, quando passando dos álcali feldspato sienitos para os quartzo-álcali feldspato sienitos.

Estudos petrológicos mais recentes sobre as rochas alcalinas e alcalino-carbonatíticas da Plataforma Sul-Americana (p.ex. Traversa *et al.* 1996; Comin-Chiaramonti *et al.* 1997, 2002, 2005, 2007; Ruberti *et al.* 2005; Enrich 2005; Enrich *et al.* 2005; Velázquez *et al.* 2006; Spinelli 2007; Azzone 2008) têm convergido em atribuir a sua enorme diversidade composicional e variação cronológica a uma fonte mantélica vertical e lateralmente heterogênea, em pequena e grande escala, representativa de diferentes graus de enriquecimento do manto litosférico. Além disso, eles têm também enfatizado que as assinaturas isotópicas Sr-Nd-Pb dessas rochas são indicativas que os componentes EMI e HIMU desempenharam papel importante no processo de sua formação (Fig. 9). Especificamente para as ocorrências do Paraguai Oriental, Comin-Chiaramonti *et al.* (2007) associaram o magmatismo alcalino potássico do Cretá-

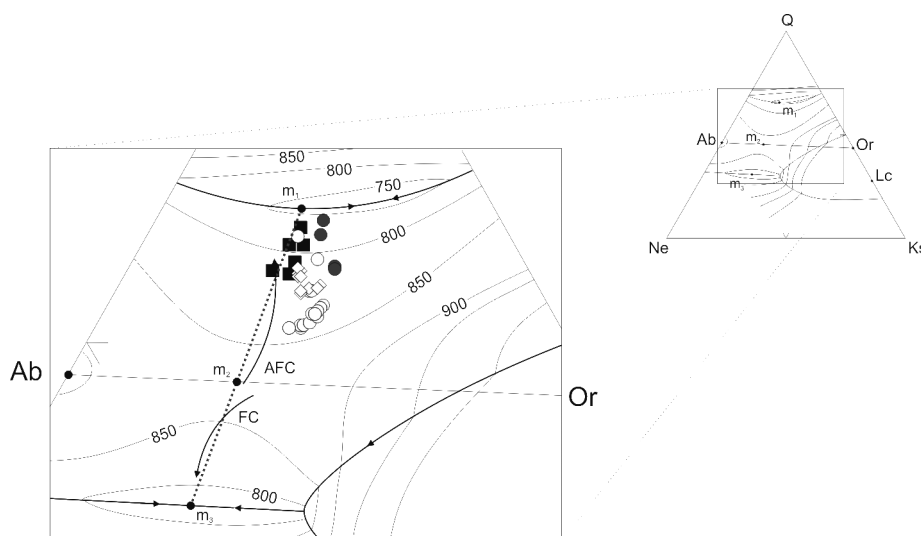


Figura 13 - Diagrama normativo quartzo-nefelina-kalsilita das rochas de Cananéia no sistema petrogenético residual de Hamilton & MacKenzie (1965) para pressão de água de 1 kbar. Mínimos: m_1 , riolítico; m_2 , magma inicial; m_3 , fonolítico. Símbolos como na figura 1.

ceo a um extremo e heterogêneo componente mantélico do tipo EMI, enquanto o sódico, que se estende do Triássico ao Paleogeno, a um manto empobrecido. Por outro lado, o cálculo de modelos de fusão para algumas das ocorrências tem sugerido que elas se originaram a partir de uma fonte primária do tipo granada peridotito ou flogopita-granada peridotito, submetida a baixo grau de fusão parcial, e enriquecida não só em elementos incompatíveis, como também em H_2O , CO_2 e F, a julgar pela presença de carbonatitos associados.

A fonte térmica responsável pela fusão e formação do magmatismo alcalino do Cretáceo Superior, especificamente o da Província da Serra do Mar, é atribuída à pluma de Trindade por Gibson *et al.* (1995, 1999) e Thompson *et al.* (1998). Estes últimos autores propuseram que o seu desenvolvimento teria se dado pela migração por distâncias consideráveis da pluma para o sul, ao tempo em que a Plataforma Continental se deslocava para o oeste, onde a espessura da litosfera era menor quando comparada àquela do norte, sob o Cráton de São Francisco. Conquanto atraente, o modelo é objeto de contestação na literatura, uma vez que não consegue explicar a gênese e distribuição de algumas ocorrências alcalinas, igualmente do Cretáceo Superior, muito distantes geograficamente do hipotético centro da pluma por ocasião da sua formação, como o são, por exemplo, o complexo alcalino-carbonatítico de Lages, em Santa Catarina, e os numerosos corpos fonolíticos da região de Piratini, no Rio Grande do Sul. Além disso, tem ainda como elementos contestatórios as assinaturas isotópicas tipicamente litosféricas das rochas alcalinas, o visível controle tectônico das numerosas intrusões, associadas à reativação das principais zonas de fraqueza regionais, e a correspondência entre os eventos tectônicos neoproterozóicos que afetaram a região sudeste do país e as idades modelo determinadas para aquelas rochas, refletindo antigas heterogeneidades preservadas no manto subcontinental litosférico.

Outra fonte alternativa de calor para o magmatismo teria sido a gerada pela passagem da pluma de Tristão de Cunha, admitida como agente responsável por uma das maiores áreas de exposição de rochas vulcânicas toleíticas do mundo, a Província Magmática do Paraná, de idade Cretáceo Inferior. Van Decar *et al.* (1995) mapeou uma zona de baixa velocidade no manto abaixo da Bacia do Paraná e interpretou-a como uma anomalia térmica residual associada a essa pluma, que se deslocava com a placa litosférica. A hipótese é contestada (p.ex. Ernesto 2005; Riccomini *et al.* 2005) no entendimento, à vista da grande variação cronológica do magmatismo alcalino, que o calor de uma pluma que atingiu a base da litosfera há 130 Ma atrás dificilmente teria condições de ser mantido por tão longo período de tempo.

Mais recentemente vários autores têm se posicionado contra o modelo de plumas mantélicas como fonte de calor para as grandes províncias magmáticas (p.ex. Sheth 1999) e hipóteses alternativas foram propostas (p.ex. Holbrook & Kelemen 1993; Smith & Lewis 1999; Ernesto *et al.* 2002). Estes últimos autores advogam que anomalias térmicas mantélicas de longa duração, re-

veladas por anomalias de geóide, teriam condições de fornecer o calor necessário para a geração dos magmas alcalinos. No sudeste do Brasil, as rochas alcalinas e alcalino-carbonatíticas acham-se concentradas em regiões apresentando anomalias positivas do geóide (cf. Molina & Ussami 1999), que podem estar associadas a material denso e quente de grandes profundidades.

O modelo de Smith & Lewis (1999) vem sendo também invocado na literatura (p.ex. Comin-Chiaramonti *et al.* 2002, 2005) para explicar a origem do magmatismo alcalino e alcalino-carbonatítico do Atlântico Sul. Ele pressupõe a ação de forças atuando sobre as placas Sul-Americana e Africana, que se movem a diferentes velocidades angulares, e a existência de zonas do manto ricas em voláteis (wetspot) que forçariam o rifteamento a ocorrer paralelamente a suturas N-S preexistentes, correspondendo ao Oceano Adamastor, que separou o cráton do Rio de La Plata, na América do Sul, dos crátons do Kalahari e Congo, no sudeste da África, há 580-550 Ma atrás. O magmatismo alcalino e alcalino-carbonatítico intraplaca teria ocorrido onde os limites das placas de “segunda ordem” (p.ex. Alto Paranaíba, Arco de Ponta Grossa, Arco de Moçamedes) intersectam os eixos de maior rifteamento, possivelmente relacionados à erosão e circulação do manto continental em direção ao eixo do rifte.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Álcali feldspato sienitos e quartzo-álcali feldspato são as principais rochas do maciço de Cananéia, ocorrendo subordinadamente microssienitos com textura variável de mosaica a traquítica. Os sienitos têm feldspato alcalino (mesopertita, predominantemente do tipo *hipersolvus*) como fase mais abundante e clinopiroxênio+anfibólio, com ampla variação composicional, como minerais ferromagnesianos mais importantes. Biotita, olivina, opacos, apatita, titanita e zircão completam a mineralogia primária.

A seqüência de cristalização dos minerais teve início com os acessórios, seguindo-se plagioclásio cálcico, raramente encontrado como fase isolada, e clinopiroxênio. O aumento da pressão de água levou à formação de anfibólio em substituição ao clinopiroxênio cálcico e, na seqüência, de biotita, feldspato alcalino e quartzo, o último visivelmente de cristalização mais tardia. Os grãos remanescentes de olivina (faialita) pouco informam sobre as suas relações texturais, ainda que o quimismo aponte para uma cristalização mais tardia do mineral. Atividades tardimagmática a pós-magmática e hidrotermal foram responsáveis por diversas alterações mineralógicas, como sericitização e saussuritização dos feldspatos, uralitização do clinopiroxênio, iddingitização(?) parcial ou total da olivina, aliada à formação de estruturas de exsolução nos feldspatos e opacos.

A associação mineralógica e o teor de P_2O_5 das rochas permitem inferir temperaturas de cristalização em torno de 950°C para os álcali feldspato sienitos e próximas ou inferiores a 850°C para os quartzo-álcali feldspato sienitos e microssienitos. Valores da fugacidade de oxigênio obtidos a partir do quimismo das fases opacas coexistentes apontam para um ambiente de formação relativamente oxidado para as primeiras e menos oxidado

para as segundas, consistente, respectivamente, com a ausência ou presença de faialita na associação.

Os dados geoquímicos demonstram que as rochas de Cananéia são altamente evoluídas e que a sua formação, com base nas evidências texturais e nos diagramas de variação química para minerais e rochas, se deu por cristalização magmática conjugada à ação de processos de assimilação e contaminação crustal. A sequência evolutiva álcali feldspato sienitos→quartzo-álcali feldspato sienitos+microsienitos é consistente com as variações mostradas no gráfico do sistema petrogenético residual e também concordante com o que se observa nos diagramas de Harker, reunindo SiO_2 e os elementos maiores, menores e traços. Nesses diagramas, as concentrações de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Rb, Nb e Zr correlacionam-se positivamente com a sílica, enquanto as de TiO_2 , FeO , MgO , CaO , P_2O_5 , Cr e Ni, negativamente.

A distribuição normalizada dos elementos incompatíveis é uniforme para as variedades intrusivas e hipobassais e tem como feição mais característica a pronunciada anomalia negativa em Sr, P e Ti, ao lado da bem evidente anomalia positiva em Zr e Nd. A realçar também o comportamento similar das rochas do maciço quando comparadas às de diversas outras ocorrências sieníticas cretácicas da região sudeste do país (p.ex. Ilhas de Búzios, Monte de Trigo e São Sebastião, Itatiaia, Passa Quatro,

Tunas e Ponta do Morro). Já o comportamento do Ba é muito irregular, mostrando picos discretos, positivos e/ou negativos, como também reconhecido nessas ocorrências.

A distribuição normalizada das terras raras, igualmente uniforme para os dois tipos petrográficos acima, apresenta alta concentração desses elementos, fracionamento das TRL relativamente às TRP e significativa anomalia negativa em Eu.

Valores para a idade modelo (T_{DM}) das rochas de Cananéia ($1,2 \pm 0,2$ Ga para os álcali feldspato sienitos e $1,5 \pm 0,1$ Ga para os quartzo-álcali feldspato sienitos) são muito superiores aos obtidos para as demais ocorrências alcalinas da Província do Arco de Ponta Grossa.

A análise comparativa com outras ocorrências sieníticas cretácicas da região leva a sugerir para as rochas alcalinas de Cananéia uma derivação a partir de um magma parental de composição basanítica, cuja evolução se deu por cristalização fracionada, conjugada à ação de processos de assimilação e contaminação crustal. No diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} , elas estão projetadas no quadrante enriquecido e se distribuem paralelamente ao *trend* de “low-Nd mantle array” de Hart *et al.* (1986).

Agradecimentos Estes são devidos à Fapesp (Procs. 01-10714-3 e 07-57461-9, beneficiário CBG) pelo apoio financeiro à realização do trabalho.

Referências

- Almeida F.F.M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**:835-836.
- Almeida F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Rev. Brasileira de Geociências*, **3**:139-158.
- Alves F.R. 1986. *Contribuição ao conhecimento geológico e petrológico da Ilha de Búzios, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 274p.
- Andersen D.J. & Lindsley D.H. 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, **73**:714-726.
- Azzone R.G. 2008. *Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (MG-SP)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 372p.
- Barbieri M., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Loss E.I., Macciotta G., Morbidelli L., Scheibe L.F., Tamura R.M., Traversa G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil; 1, The phonolite suite from Piratini, RS. *Geochimica Brasiliensis*, **1**:109-138.
- Beccaluva L., Barbieri M., Born H., Brotzu P., Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G. 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility process in the alkaline carbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. *Journal of Petrology*, **33**:1371-1404.
- Bellieni G., Montes-Lauar C.B., De Min A., Piccirillo E.M., Cavazzini G., Melfi A.J., Pacca I.G. 1990. Early and Late Cretaceous magmatism from São Sebastião Island (SE-Brazil): geochemistry and petrology. *Geochimica Brasiliensis*, **4**:59-83.
- Brotzu, P., Barbieri M., Beccaluva L., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Melluso L., Morbidelli L., Ruberti E., Sígolo J.B., Traversa G. 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**:237-252.
- Brotzu P., Beccaluva L., Conte A., Fonseca M., Garbarino C., Gomes C.B., Leong R., Macciotta, G., Mansur R.L., Melluso L., Morbidelli L., Ruberti E., Sígolo J.B., Traversa G., Valença J.G. 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 8. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, **3**:63-80.
- Brotzu, P., Gomes, C.B., Melluso, L., Morbidelli L., Morra V., Ruberti E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO_2 -undersaturated to SiO_2 -oversaturated felsic igneous rocks: the alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos*, **40**:133-156.
- Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. 1996. *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay - Relationships with coeval magmatism in Brazil*. São Paulo, Edusp-Fapesp, 464p.
- Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. 2005. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, 752p.
- Comin-Chiaramonti P., Cundari A., Piccirillo E.M., Gomes C.B., Castorina F., Censi P., De Min A., Marzoli A., Spe-

- ziale S., Velázquez V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná tholeiites. *Journal of Petrology*, **38**:495-528.
- Comin-Chiaramonti P., Cundari A., DeGraff J.M., Gomes C.B., Piccirillo E.M. 1999. Early Cretaceous-Paleogene magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná Basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *Journal of Geodynamics*, **28**:375-391.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Castorina F., Censi P., Antonini P., Furtado S., Ruberti E., Scheibe L.F. 2002. Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil: geochemistry and geodynamic implications. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:639-653.
- Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B., Marques L.S., Censi P., Ruberti E., Antonini P. 2005. Carbonatites from south-eastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola-Namibia Province. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp/Fapesp, p.657-688.
- Comin-Chiaramonti P., Marzoli A., Gomes C.B., De Min A., Milan A., Velázquez V.F., Riccomini C., Mantovani M.M.S., Renne P., Tassinari C.C.G., Vasconcelos P.M. 2007. The origin of the post-Paleozoic magmatism in Eastern Paraguay. In: Foulger G.R. & Jurdy D.M. (eds.) *Plates, plumes, and planetary processes*. Geological Society of America, Special Paper 430, p.603-633.
- De La Roche H.C. 1986. Classification et nomenclature des roches ignées: un essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modélisation génétique. *Bulletin Société géologique de France*, **2**:237-313.
- De Paolo D.J. 1988. Age dependence of the composition of continental crust: evidence from Nd isotopic variations in granitic rocks. *Earth Planetary Science Letters*, **90**:263-271.
- Enrich G.A.R. 2005. *Petrogênese da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 229p.
- Enrich G.A.R., Azzone R.G., Ruberti E., Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P. 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p.419-441.
- Ernesto M. 2005. Paleomagnetism of the post-Paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform: questioning the mantle plume model. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p.689-706.
- Ernesto M., Marques L.M., Piccirillo E.M., Molina E., Ussami N., Comin-Chiaramonti P., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **118**:15-36.
- Faure G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2nd ed., New York, Wiley, 589p.
- Freitas R.O. 1947. Eruptivas alcalinas de Cananéia, Estado de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, Geologia*, **3**:4-35.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, **36**:189-229.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Weska R.K., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**:303-314.
- Gomes C.B. & Comin-Chiaramonti P. 2005. Some notes on the Alto Paranaíba Igneous Province. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p.317-340.
- Gomes C.B., Barbieri M., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A., Garbarino C., Macciotta G., Melluso L., Morbidelli L., Ruberti E., Scheibe L.F., Tamura R.M., Traversa G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil: 2, The Tunas massif, State of Paraná. *Geochimica Brasiliensis*, **1**:201-234.
- Hamilton D.L. & MacKenzie W.S. 1965. Phase equilibria studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂. *Journal of Petrology*, **1**:56-72.
- Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M. 1986. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**:1551-1557.
- Hasui Y., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Bistrichi C.A. 1981. Embasamento Pré-Cambriano em São Paulo. In: Almeida F.M.F., Hasui Y., Poçano W.L., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Melo M.S., Bistrichi C.A. (coords.) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000. Nota explicativa*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Publicação, **1184**:12-45.
- Holbrook W.S. & Kelemen P.B. 1993. Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental break-up. *Nature*, **364**:433-436.
- Le Maitre R.W. 2003. *A classification of igneous rocks and glossary terms*. Blackwell Science Publishers., Oxford, 193p.
- Macciotta G., Almeida A., Barbieri M., Beccaluva L., Brotzu P., Coltorti M., Conte A., Garbarino C., Gomes C.B., Morbidelli L., Ruberti E., Siena F., Traversa G. 1990. Petrology of the tephrite-phonolite suit and cognate xenoliths of the Fortaleza district (Ceará, Brazil). *European Journal of Mineralogy*, **2**:687-709.
- McDonough W.F. & Sun S. 1995. The composition of Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albared F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**:601-610.
- Molina E.C. & Ussami N. 1999. The geoid in the southern

- Brazil and adjacent regions: new constraints on the density distribution and thermal state of lithosphere. *Journal of Geodynamics*, **28**:321-340.
- Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A.M., Ruberti, E., Traversa G. 1995. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. *Earth-Science Reviews*, **39**:135-168.
- Morbidelli L., Gomes C.B., Beccaluva L., Brotzu P., Conte A.M., Ruberti E., Traversa G. 2000. The Paríquera-Açu K-alkaline complex and Southeastern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences*, **18**:129-150.
- Riccomini C. 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, USP, 256p.
- Riccomini C. 1995. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:79-84.
- Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p.31-56.
- Ruberti E., Gomes C.B., Comin-Chiaramonti P. 2005. The alkaline magmatism from the Ponta Grossa Arch. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p.473-522.
- Scheibe L.F., Furtado S.M., Comin-Chiaramonti P., Gomes C.B. 2005. Cretaceous alkaline magmatism from Santa Catarina state southern Brazil. In: Comin-Chiaramonti P. & Gomes C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, p. 523-571.
- Sheth H.C. 1999. Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction and fallacy. *Tectonophysics*, **311**:1-29.
- Siga Jr. O., Gomes C.B., Sato K., Passarelli C.R. 2007. O maciço alcalino de Tunas, PR: novos dados geocronológicos. *Geologia USP: Série Científica*, **7**:71-80.
- Smith A.D. & Lewis C. 1999. The planet beyond the plume hypothesis. *Earth Science Reviews*, **48**:135-182.
- Sørensen H. 1960. On the agpaitic rocks. In: International Geological Congress, 21, Norway, XXI Session, Part XIII, p.319-327.
- Spinelli F.P. 2003. *As rochas alcalinas de Cananéia, Litoral Sul do Estado de São Paulo: características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 134p.
- Spinelli F.P. 2007. *As rochas alcalinas de Cananéia, Litoral Sul do Estado de São Paulo: estudos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139p.
- Spinelli F.P. & Gomes C.B. 2008. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: 1. Geologia e Geocronologia. *Geologia USP: Série Científica*, **8**:53-64.
- Spinelli F.P. & Gomes C.B. 2009. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: 2. Química mineral. *Geologia USP: Série Científica*, **9**:1-13.
- Spinelli F.P., Gomes C.B., Velázquez V.F., Riccomini C., Comin-Chiaramonti P. 2001. Considerações petrográficas e geoquímicas sobre a intrusão alcalina de Cananéia, litoral sul de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 8 e Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, 1, Curitiba, *Anais* (CD-ROM).
- Suguio K. & Tessler M.G. 1992. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). *Publicação Especial do IO-USP*, **9**:1-33.
- Suguio K., Tessler M.G., Furtado V.V., Esteves C.A., Souza L.A.P. 1987. Perfilagens geofísicas e sedimentação na área submersa entre Cananéia e Barra de Cananéia. In: Simpósio sobre Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, 1, Cananéia. *ACIESP Publicação*, **54-II (2)**:234-241.
- Thompson R.N., Gibson S.A., Mitchell J.G., Dickin A.P., Leonardos O.H., Brod J.A., Greenwood J.C. 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts form the deflected Trindade mantle plume? *Journal of Petrology*, **39**:1493-1526.
- Thornton C.P. & Tuttle O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks differentiation index. *American Journal of Science*, **258**:664-684.
- Traversa G., Barbieri M., Beccaluva L., Coltorti M., Conte A.M., Garbarino C., Gomes C.B., Macciotta G., Morbidelli L., Ronca S., Scheibe L.F. 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *European Journal of Mineralogy*, **8**:193-208.
- Ulbrich H.H.G.J., Demaiffe D., Vlach S.R., Ulbrich N.M.C. 2003. Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from the Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. In: South American Symposium of Isotope Geology, 4, Salvador, *Extended Abstracts*, p.698-701.
- Van Decar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, **378**:25-31.
- Vasconcellos E.M.G. & Gomes C.B. 1998. Diques e plugs alcalinos da região do Vale do Ribeira, divisa dos Estados do Paraná e São Paulo: características petrográficas e geoquímicas. *Geochimica Brasiliensis*, **12**:123-143.
- Velázquez V.F., Comin-Chiaramonti P., Cundari, A., Gomes C.B., Riccomini C. 2006. Cretaceous Na-alkaline magmatism from Misiones province (Paraguay): relationships with the Paleogene Na-alkaline analogue from Asunción and geodynamic significance. *Journal of Geology*, **114**:593-614.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1984. Zircon saturation revisited temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.

Manuscrito ID 11849

Submetido em 23 de julho de 2008

Aceito em 24 de junho de 2009