

LE-CM-12B

A amostra LE-CM-12 é um hornblenda-biotita gnaiss, que plota no diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) no campo do tonalito. A rocha tem coloração acinzentada, poucos minerais máficos (10%), sendo estes basicamente grãos de biotita e hornblenda e, podem ser observadas porções máficas centimétricas lenticulares (Figura 36). Em lâmina delgada a rocha tem textura granoblástica e granulação média. A hornblenda tem coloração verde pálida e é xenomórfica. Os minerais félsicos, representados por plagioclásio, quartzo e microclina, são idiomórficos e tem granulação média (Figuras 37 e 38).



Figura36 - Detalhe do afloramento do Complexo Quirino no ponto LE-CM-12, com “glômeros” de anfibólio (círculo azul) e repleto de enclaves anfibolíticos (círculo amarelo) (Viana, 2008).

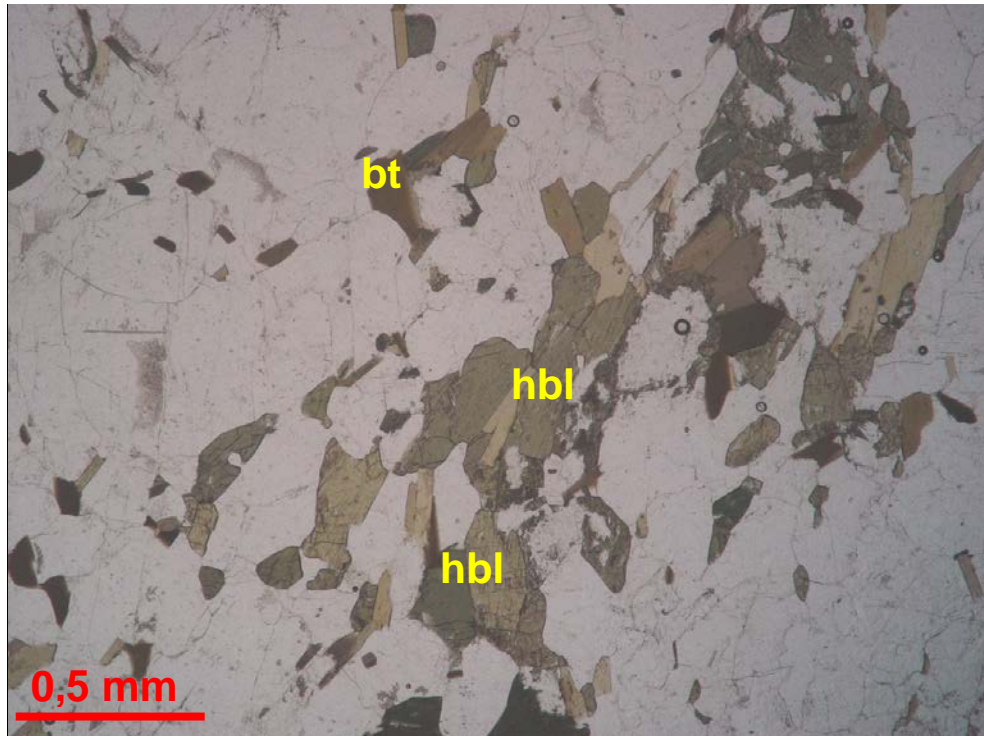


Figura 37 - Fotomicrografia de hornblenda-biotita gnaiss (LC-CM-12B) apresentando textura granoblástica e composta por poucos cristais de hornblenda e biotita - Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita.

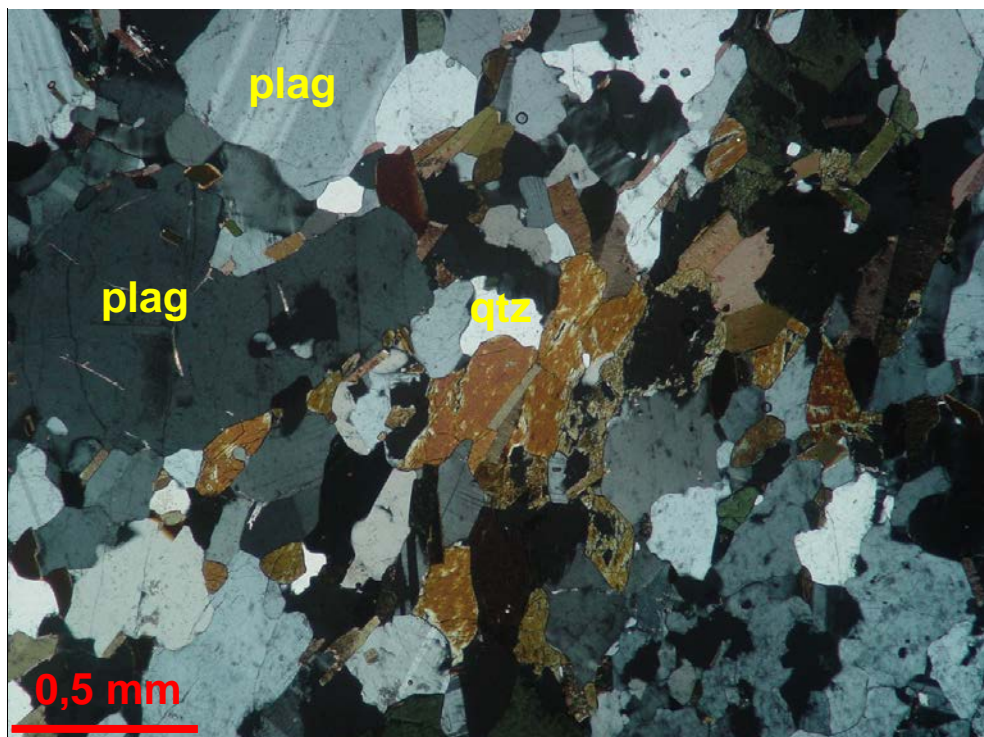


Figura 38 - Mesma visada da Figura 37 sob nicóis cruzados. Grãos de plagioclásio e quartzo. Plag= plagioclásio; Qtz= quartzo.

BP-I-40

A amostra BP-I-40 é um hornblenda-biotita gnaiss milonítico, mesocrático, que plota no diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) no campo do tonalito. Esta amostra tem bandas milimétricas alternadas de minerais máficos e félsicos, devido a proximidade de uma zona de cisalhamento (Figura 39). Essa amostra tem indícios de anatexia acentuada nas proximidades dos restitos.



Figura 39 - Ponto BP-I-40. Afloramento de ortognaiss do Complexo Quirino visto em corte perpendicular ao mergulho da foliação medida (N54E/83SE). Hornblenda e biotita como minerais máficos principais, pequenos enclaves anfibolíticos (círculo amarelo) e pórfiros feldspáticos (círculo azul) (Viana, 2008).

BP-IV-53A

A amostra BP-IV-53A é um hornblenda-biotita gnaiss mesocrático, que plota no diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) no campo do granodiorito. Esta amostra tem granulometria média a grossa. A rocha tem pouca deformação e possui foliação incipiente (Figura 40). Em lâmina delgada os grãos de biotita estão levemente orientados e possuem coloração esverdeada.



Figura 40 - Ponto BP-IV-53 na Fazenda Boa Liga em Barra do Pirai (RJ). Rocha amostrada no detalhe. Vê-se que o afloramento é repleto de enclaves máficos/ ultramáficos (círculo amarelo). Figura extraída de Viana, (2008).

Tabela 12 - Resumo da petrografia

Petrografia dos Hornblenda-Biotita-Gnaisses			
Nº de	Feições	Feições	Composição
Campo	Macroscópicas	Microscópicas	Mineralógicas
EC-2002-6	Gnaiss mesocrático, esverdeado.	<ul style="list-style-type: none"> - Cristais inequigranulares anédricos, qtz ondulante. - Hbl fraturados - Opx fraturados e oxidados - Bt vermelha anédrica. 	Plag (47%), qtz (22%), hbl (15%), kfd (6%) bt (6%), opx (4%), ap, zr, oxf.
BP-IV-53A	Rocha mesocrática, granulometria média a grossa, pouco deformada.	<ul style="list-style-type: none"> - Bt levemente orientada. - hbl fraturado, com 1 ou 2 direções de clivagem. - Qtz anaédrico e plag c/ polissintética incompleta 	Plag(48%), qtz(25%), Microocl (10%), bt (9%), hbl (6%), , ap (1%). Em traços: oxf, ser, tit, zr.
BP-I-40	Rocha leuco a mesocrática, com forte bandamento composicional, granulometria média	<ul style="list-style-type: none"> - Hbl fraturada. - Bt finas alongadas. - Plag c/geminação incompleta. 	Plag (45%), qtz (29,5%), hbl (15%), bt (10%), ap (0,5%). Em traços: zr.
VAS-786B	Rocha bandada, foliação marcante dada pela orientação dos minerais e porfiroblastos de hbl e bt	<ul style="list-style-type: none"> - Plag c/ geminação incompleta e geminação carlsbad. - Ortoclásio micropertítico. - Qtz c/ bandas de deformação. 	Plag (52%), qtz (15%), hbl (13%), bt (13%), microocl (3%), tit (1%), ap. Em traços: zr, op, carb, ms.
LE-CM-12B	Rocha leucocrática, granoblastica, granulção média, maciça.	<ul style="list-style-type: none"> - Hbl anédrica a subédrica, verde, 1 direção clivagem - Bt marrom a verde pálido em palhetas curtas. - Plag geminações polissintéticas completas, cruzadas, e carlsbad. 	Plag (53%), qtz (35%), microocl (2%), hbl (6%), bt (4%), ap.

5.3 Granitóides Neoproterozóicos

Este grupo está representado neste trabalho pelas amostras SA-129A e CB-SV-01. Estas rochas ocorrem associadas aos ortognaisses do Complexo Quirino, mas diferem destes por possuírem uma proporção de feldspato alcalino superior a quarenta por cento, são qtz-monzonito ou sieno-granitos (Figura 41) e possuem idade U-Pb neoproterozóicas variando entre 602 e 627 Ma (Viana, 2008).

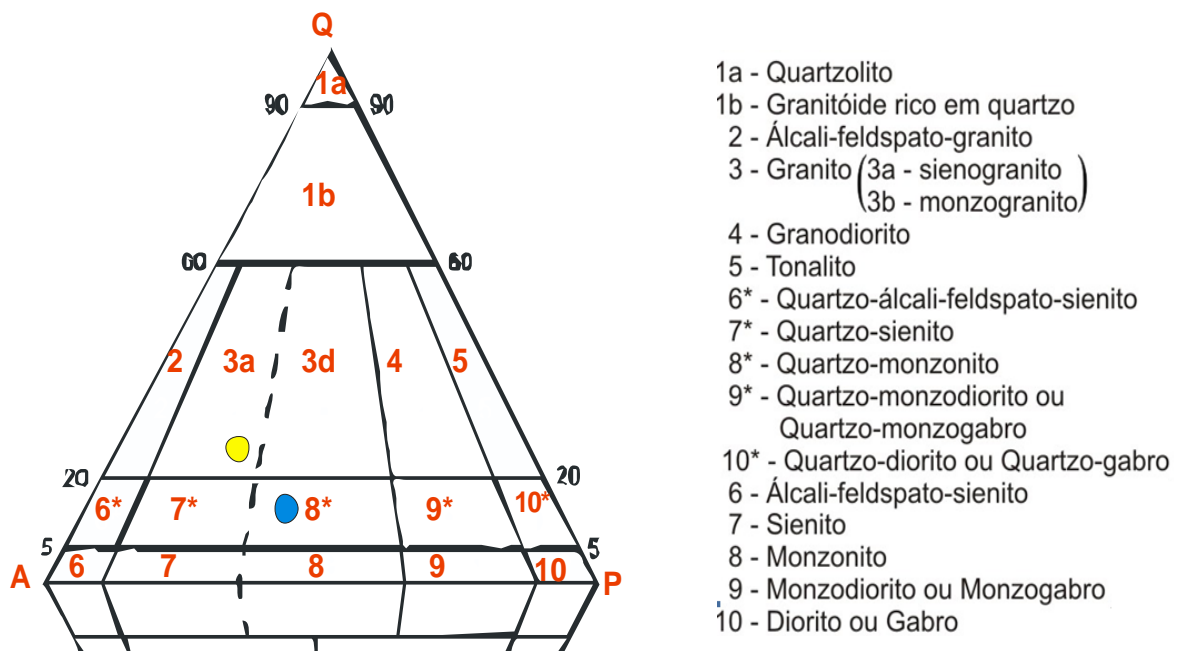


Figura 41 - Classificação modal do granitóide neoproterozóico do Complexo Quirino segundo o diagrama QAP de Streckeisen (1976). ● CB-SV-01; ● SA-129A.

Em escala de afloramento, o biotita gnaiss (SA-129A) ocorre como uma lente anatética. Este litotipo plota no diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) no campo do quartzo monzonito (Figura 41). A rocha é homogênea, com textura granoblástica e possui foliação incipiente evidenciada pela leve orientação dos grãos de biotita (Figura 42). Em lâmina delgada contém cristais subédricos de plagiocásio, quartzo e microclina anédricos, minerais máficos representados por biotitas (verde pálido), além de titanita, minerais opacos, apatita, allanita e zircão como minerais acessórios (Figuras 43 e 44).

SA-129A

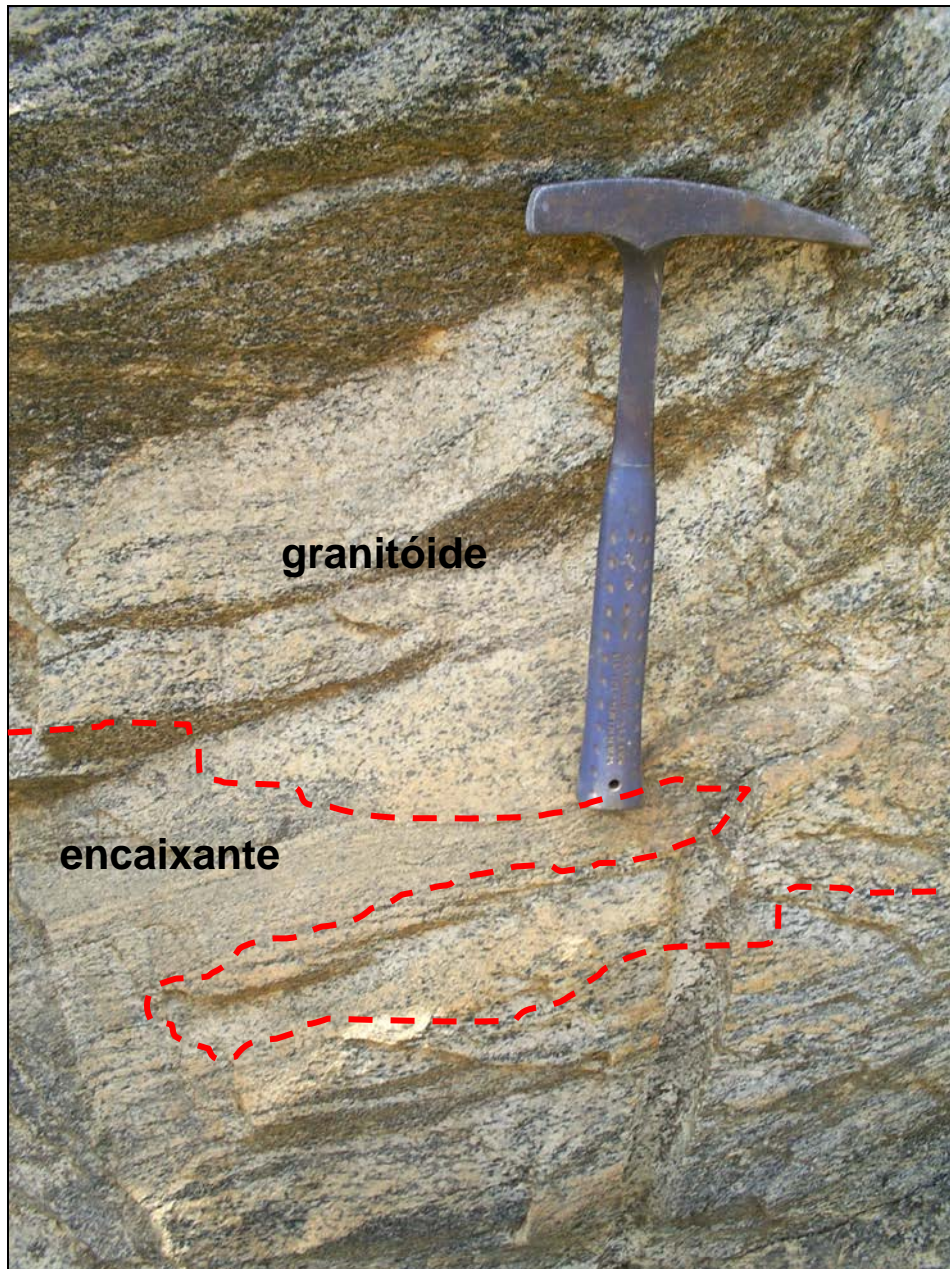


Figura 42 - Detalhe do afloramento (SA-129A) mostrando o contato da injeção félsica no gnaíse bandado do Complexo Quirino.

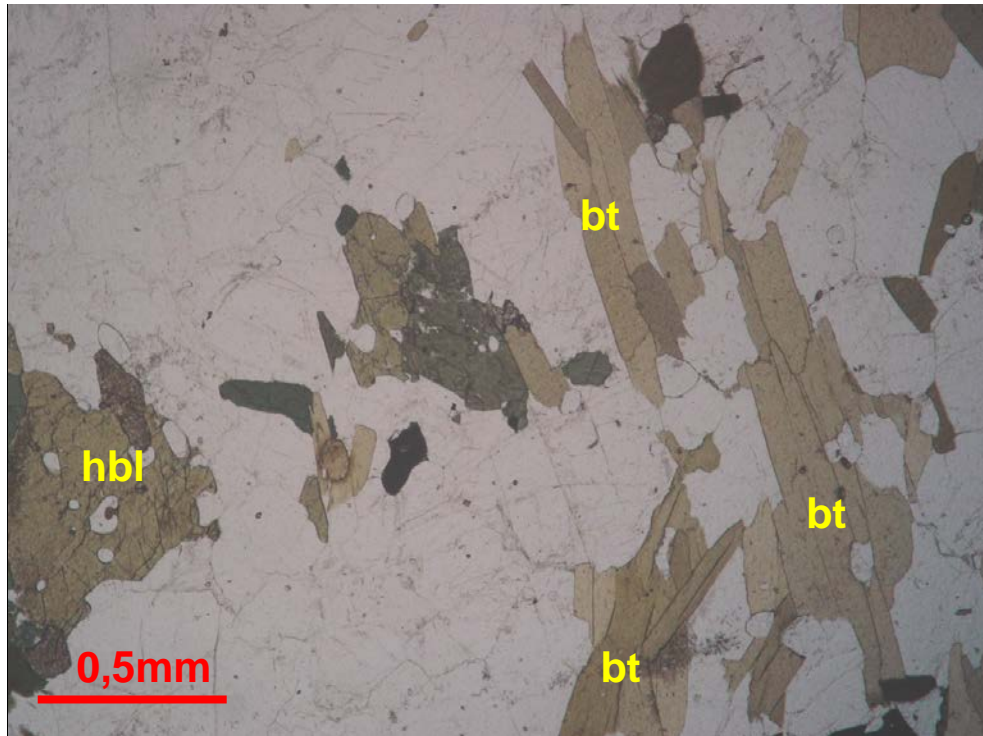


Figura 43 - Fotomicrografia de biotita gnaisse (SA-129A) apresentando textura granoblástica e composta predominantemente de cristais de biotita levemente orientados e raros grãos de hornblenda. Nicóis //. Bt= biotita; Hbl= hornblenda.

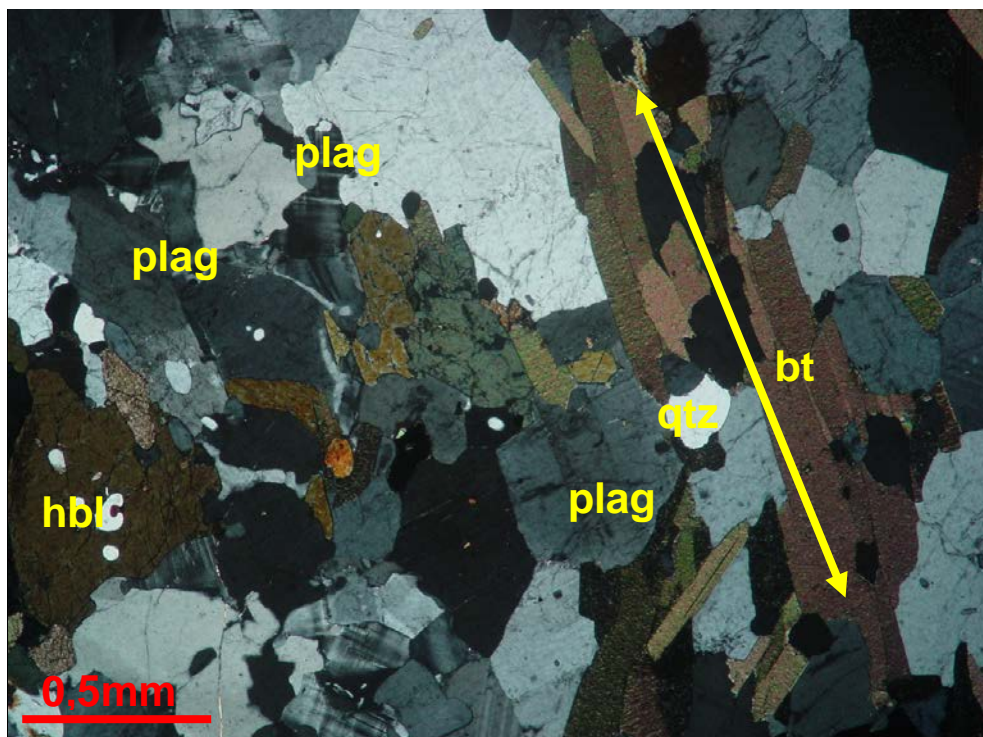


Figura 44 - Mesma visada da Figura 43 sob nicóis cruzados. Cristais de biotita levemente orientados (seta amarela). Plag= plagioclásio; Bt= biotita; Qtz= quartzo; Hbl= hornblenda.

CB-SV-01

A amostra CB-SV-01 é um biotita gnaisse que plota no diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) no campo do sienogranito. A rocha é bandada com alternância de bandas milimétricas de minerais félsicos e centimétricas de minerais máficos (Figura 45). Apesar de ocorrer afloramentos migmatíticos nas redondezas de onde foram mapeados como Complexo Quirino (Eiraldo Silva, 2006), o ponto amostrado aparentava ser mais homogêneo, passível de constituir um pequeno corpo plutônico não mapeável em escala regional (Viana, 2008). Em lâmina delgada a rocha é inequigranular com minerais anédricos de K-feldspato, quartzo e plagioclásio, e minerais máficos representados apenas pela biotita (14%) de coloração avermelhada, muito parecida com as descritas por Valladares (1996) para os biotita gnaisses de Volta Redonda, tendo ainda apatita, zircão e hornblenda como principais minerais acessórios.



Figura 45 - Amostra CB-SV-01. Afloramento de rocha mesocrática bandada, Bananal (SP). As bandas estão orientadas segundo a foliação principal. Foto extraída de Viana, (2008).

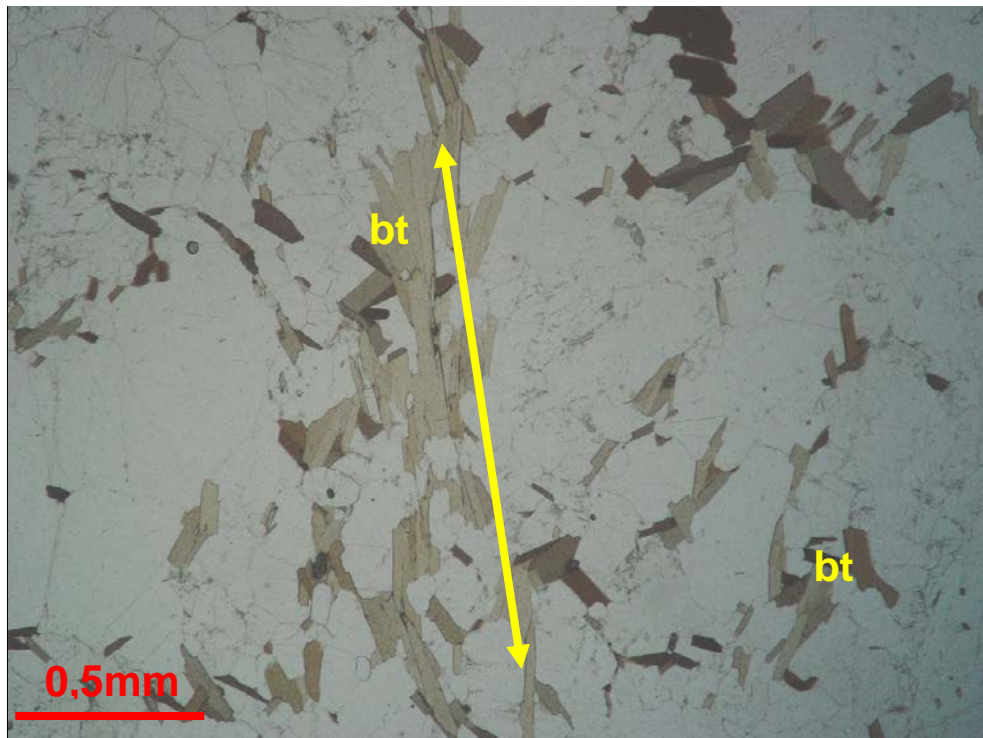


Figura 46 - Fotomicrografia de biotita gnaiss (CB-SV-01) apresentando textura granoblástica composta de grãos de biotita levemente orientados (seta amarela). Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita.

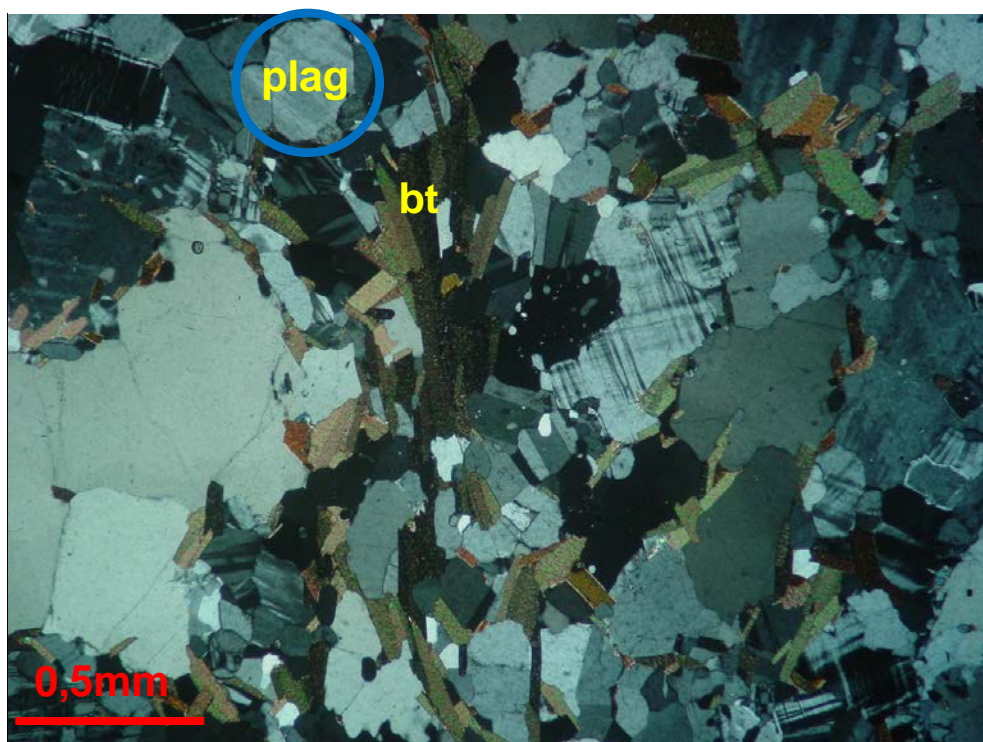


Figura 47 - Mesma visada da Figura 46 sob nicóis cruzados. Grãos de biotita levemente orientados; plagioclásio com geminação carlsbad (circulo azul). Bt= biotita; Plag= plagioclásio.

Tabela 13 - Resumo da petrografia.

Petrografia dos Granitóides Neoproterozóicos			
Nº de	Feições	Feições	Composição
Campo	Macroscópica	Microscópica	Mineralógicas
SA-129A	Rocha leucocrática, injetada em gnaiss bandado. Muitos glómeros de hbl.	<ul style="list-style-type: none"> - Qtz anédrico, ondulante. - Plag subédrico - kfd fraturado e sericitizado com textura mirmecítica. - bt marrom a verde pálido orientada. - tit anédrico com opacos. 	Microcl (40%), plag (30%), qtz (10%), bt (10%), hbl (9%), tit (1%). Em traços: op, ap, all, oxf, zr.
CB-SV-01	Porção homogênea de maciço migmatítico.	<ul style="list-style-type: none"> - Cristais inequigranulares. - bt avermelhada, com cloritização. 	Microcl (45%), plag (20%), qtz (20%), bt (14%). Em traços: ap, zr, chl, ser.

5.4 Enclaves máficos/ ultramáficos

Esta dissertação conta com os dados de quatro enclaves máficos/ ultramáficos coletados no mesmo afloramento da amostra PS-PM-66. Estes enclaves foram coletados nos pontos mais preservados da rocha. Os enclaves ocorrem de modo disseminado no afloramento e possuem forma elíptica e por vezes arredondada, variando de tamanho entre um e cinquenta centímetros.

Em função do caráter quebradiço da amostra PS-PM-66A não foi possível obter lâmina delgada, entretanto, a descrição desta amostra foi feita de modo macroscópico.

A amostra PS-PM-66A possui textura gnáissica com foliação incipiente realçada pela leve orientação dos minerais máficos. Em amostras de mão foi possível observar a presença de plagioclásio, hornblenda e biotita (Figura 48).

PS-PM-66A



Figura 48 - Ponto PS-PM-66. Enclave máfico anfibolítico em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66A).

As amostras PS-PM-66B e PS-PM-66D são piroxenitos e ocorrem sob a forma de corpos tabulares com foliação concordante com a foliação da encaixante. Os enclaves possuem bandas félsicas em seu interior e nas suas bordas ocorrem indícios de anatexia (Figura 49 e Figura 55).

PS-PM-66B

Em lâmina delgada a amostra PS-PM-66B possui duas porções distintas, sendo a primeira máfica composta por grãos de piroxênio e poucos grãos de plagioclásio e a segunda félsica, composta por plagioclásio, ortoclásio, quartzo e raros grãos de biotita. Nas bordas dos grãos de piroxênio ocorre um sobrecrescimento de hornblenda com coloração verde pálida, sugerindo metamorfismo retrógrado. Na porção da lâmina onde predominam cristais de piroxênio ocorre alteração hidrotermal pelo processo de saussuritização (Figura 51).



Figura 49 - Ponto PS-PM-66. Enclave piroxenítico em ortogneisse do Complexo Quirino (PS-PM-66B).

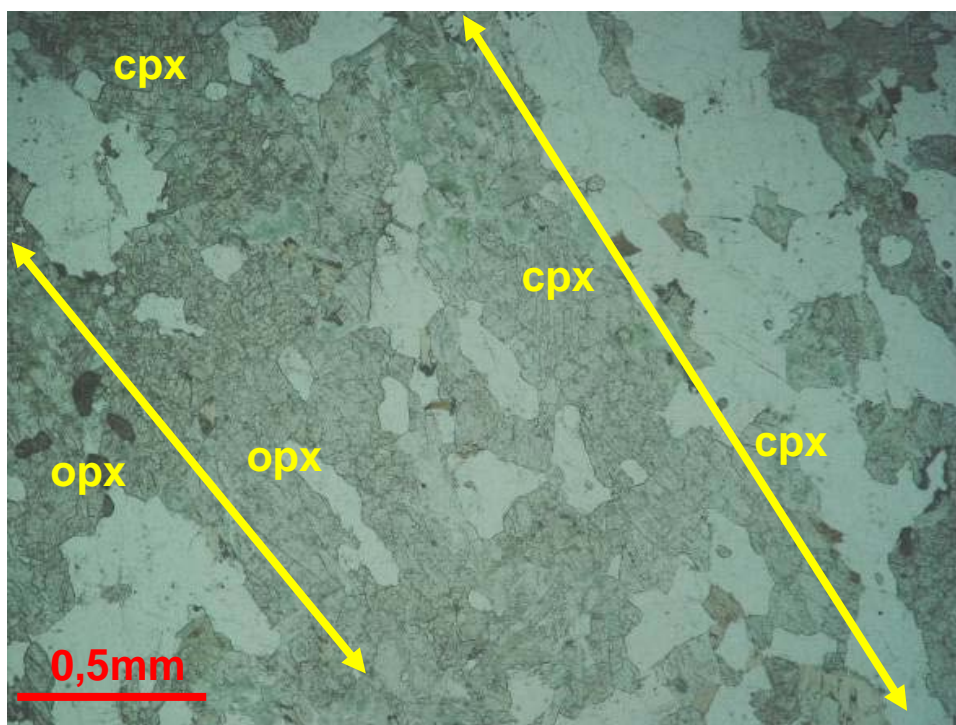


Figura 50 - Fotomicrografia de enclave ultramáfico (PS-PM-66B) apresentando textura granoblástica, composta de grãos de clinopiroxênios (augita) e minerais félsicos (quartzo e plagioclásio) bem orientados (seta amarela). Nicóis //. Cpx= clinopiroxênio; Opx= ortopiroxênio.

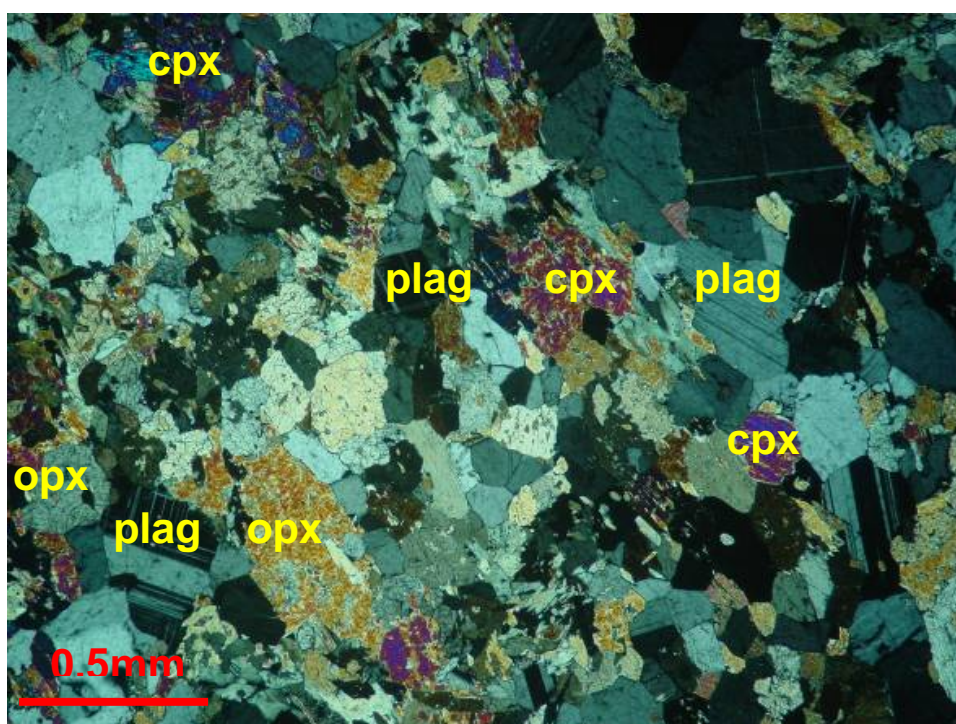


Figura 51 - Mesma visada da Figura 50 sob nicóis cruzados. Grãos de clinopiroxênio, plagioclásio e ortopiroxênio. Cpx= clinopiroxênio; Opx= ortopiroxênio; Plag= plagioclásio.

PS-PM-66C

A amostra PS-PM-66C tem coloração esverdeada, forma maciça e sem foliação (Figura 52). Em lâmina delgada, a amostra é inequigranular seriada composta predominantemente por hornblenda, microclina, plagioclásio, biotita, e raros grãos de clinopiroxênio. Em grãos de plagioclásio ocorre alteração hidrotermal. Os grãos de biotita ocorrem predominantemente sob a forma de bandas microscópicas. Como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão. (Figura 54).



Figura 52 - Ponto PS-PM-66. Enclave máfico anfibolítico (circulo amarelo) em ortogneisse do Complexo Quirino (PS-PM-66C).

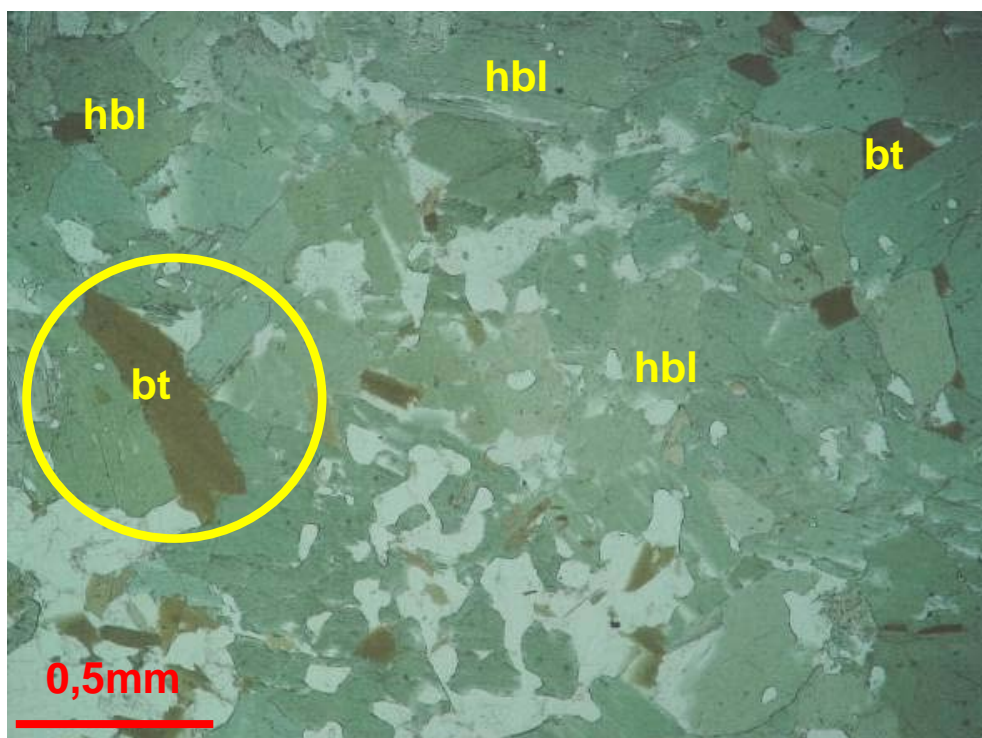


Figura 53 - Fotomicrografia de enclave anfibolítico (PS-PM-66C) apresentando textura granoblástica composta predominantemente por hornblenda e plagioclásio e com poucos grãos de biotita (circulo amarelo). Nicóis //. Hbl= hornblenda; Bt= biotita.

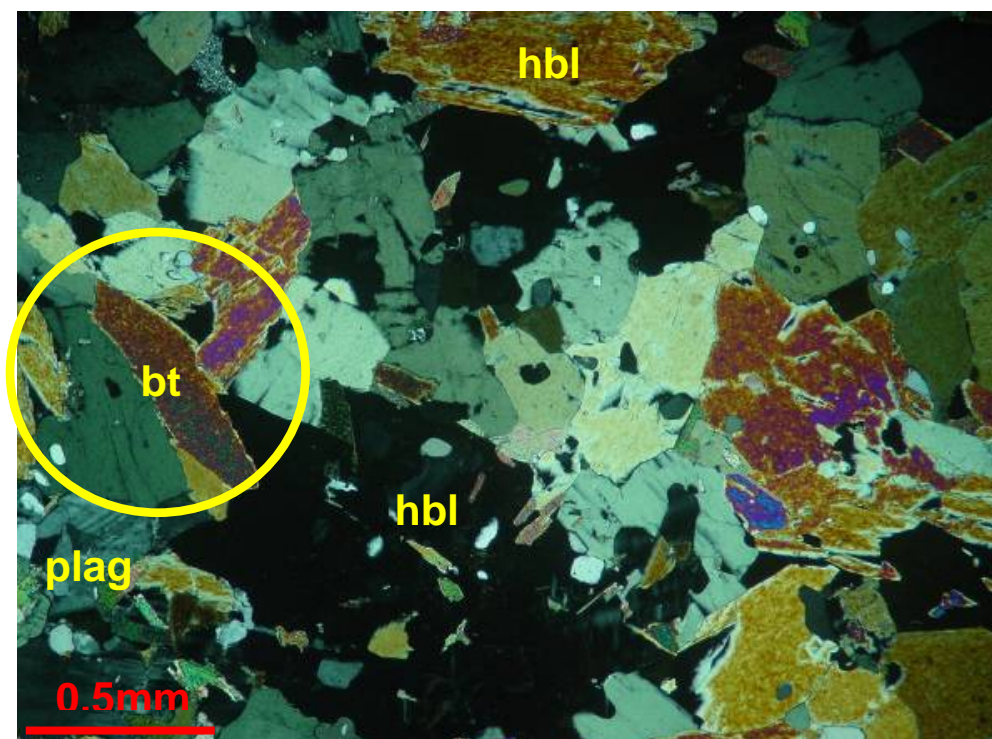


Figura 54 - Mesma visada da Figura 53 sob nicóis cruzados. Cristais de biotita com leve alteração (circulo amarelo). Hbl= hornblenda; Bt= biotita; Plag= plagioclásio.

PS-PM-66D

Na análise microscópica a amostra PS-PM-66D é granoblástica composta predominantemente por minerais máficos. Estes ocupam mais de 85% da contagem modal da amostra. Os principais minerais máficos são clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita e hornblenda. Os piroxênios estão fraturados e seus contatos são retilíneos em relação aos outros grãos de piroxênio e serrilhados nos contatos com grãos de hornblendas (Figura 5.27a,b).



Figura 55 - Ponto PS-PM-66. Enclave metapiroxenítico (circulo amarelo) em ortognaisse do Complexo Quirino (PS-PM-66D).

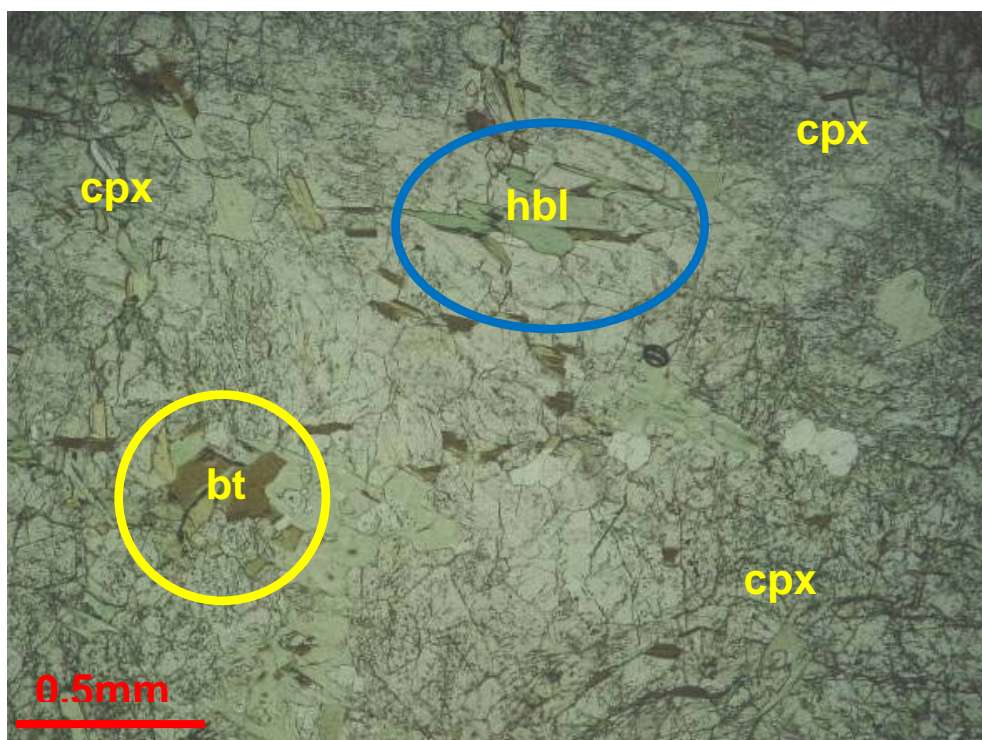


Figura 56 - Fotomicrografia de enclave metapiroxenítico (PS-PM-66D) com textura granoblástica, levemente orientada, composto predominantemente por clinopiroxênio (augita) e com raros grãos de biotita (círculo amarelo) e hornblenda (círculo azul). Nicóis //. Cpx= clinopiroxênio; Hbl= hornblenda; Bt= biotita.

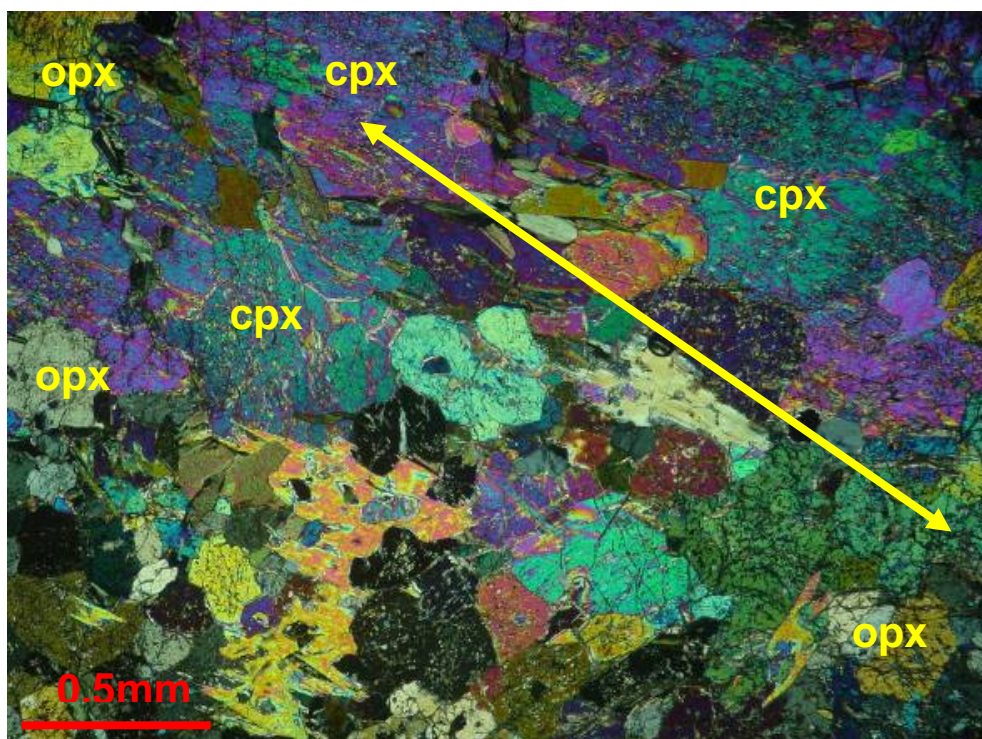


Figura 57 - Mesma visada da Figura 56 sob nicóis cruzados. A seta amarela ressalta a leve orientação observada na amostra. Cpx= clinopiroxênio; Opx= Ortopiroxênio.

Tabela 14 - Resumo da petrografia.

Petrografia dos Enclaves Máficos/ Ultramáficos			
Nº de	Feições	Feições	Composição
Campo	Macroscópicas	Microscópicas	Mineralógica
PS-PM-66A* (*Microscopia não Realizada)	Textura gnáissica, com foliação incipiente.	Não realizada	Feldspato, hornblenda e Biotita
PS-PM-66B	Corpos tabulares concordantes com a foliação. Possui porções félsicas e máficas. Presença de indícios de anatexia no contato com a encaixante.	Porção máfica predomina na amostra. Sobrecrescimento de Hornblenda nas bordas dos piroxênios. Alteração hidrotermal nos grãos de piroxênio	Cpx (32%), Opx (23%), Plag(18%), qtz(11%), orto (10%), bt (4%) tit (2%).
PS-PM-66C	Aspecto homogêneo sem foliação aparente, ocorre como corpo alongado.	Inequigranular seriada Os cristais de biotita ocorrem formando bandas milimétricas orientadas.	Hbl (64%), Micl (14%), Biot (8%), Plag (8%), qtz (2%), Cpx (2%), ap (2%). Em traços: Zr.
PS-PM-66D	Ocorre como corpo tabular concordante com a foliação. Presença de indícios de anatexia no contato com a encaixante.	Contatos retilíneos com grãos de piroxênio e serrilhado com grãos de hornblenda.	Cpx (43%), Opx (27%), Bt (8%), Hbl (6%), qtz(5%), Plag(4%), microc (4%), orto (3%).

6 LITOGEOQUÍMICA

6.1 Introdução

As quatorze amostras escolhidas foram divididas em quatro grupos distintos e eles são: 1) amostras da série alcalina de alto potássio (TR-MM-71A, PS-PM-66, EC-II-2002-6, BP-IV-53, VR-150B). 2) amostras da série alcalina de médio potássio (BP-I-40, LE-CM-12B, VAS-786B), 3) granitóides neoproterozóicos (CB-SV-01, EC-129) e 4) enclaves máficos (PS-PM-66 HA, PS-PM-66 HB, PS-PM-66 HC, PS-PM-66 HD) (Tabelas 15, 16 e 17).

As amostras dos três primeiros grupos estudados estão descritos em Viana (2008). Contudo, Viana (2008) estudou um grupo mais amplo de amostras totalizando 41 amostras. Assim este autor individualizou dez suítes geoquímicas para os ortognaisses do Complexo Quirino. Este trabalho conta com uma amostra de cada suíte individualizada por Viana (2008).

O foco do estudo geoquímico realizado nesta dissertação é obtenção do controle analítico de cada amostra no caso dos ortognaisses e granitóides. Para o estudo do grupo dos enclaves objetivou-se sua caracterização litogeoquímica. Com o controle individualizado das amostras estudadas pode-se obter um melhor refinamento da caracterização isotópica de Sm-Nd e Sr.

Os dados litogeoquímicos foram obtidos a partir do método de fusão dos elementos maiores por ICP e fusão dos elementos traços e elementos terras raras (ETR) por ICP/MS nos laboratórios da UNESP e ACTLABS (Canadá). Os dados dos enclaves máficos/ultramáficos foram obtidos exclusivamente no ACTLABS (Canadá).

Para todas as amostras, o fechamento das análises com totais entre 98,0 e 101,0% retrata a boa qualidade, enquanto que o percentual de perda ao fogo (PF), inferior a 2%, expressa amostras pouco alteradas.

O tratamento e interpretação dos dados litogeoquímicos foi realizado com o auxílio do software Newpet (CLARKE, 1991). Neste software as amostras foram classificadas nos respectivos diagramas discriminantes com base anidrica e sem recálculo de Fe, já que todo o ferro é representado como Fe_2O_3 . Entretanto para os diagramas normativos (QAP e Ab-An-Or) foi utilizado o recálculo de ferro a 0,5 %, conforme sugerido na literatura para rochas graníticas.

Tabela 15 - Teores dos Elementos Maiores em % de peso.

Óxidos	Série de Médio-K			Série de Alto-K			Granitóides			Enclaves				
	VAS-786B	BP-I40	LE-CM-12B	ECII-2002-6	BP-IV-53A	VR-150B	PS-PM-66	TR-MM-71A	CB-SV-01	SA-129A	PS-PM-66-HA	PS-PM-66-HB	PS-PM-66-HC	PS-PM-66-HD
SiO ₂	59,92	63,01	66,82	59,36	64,42	66,24	67,7	67,72	68,63	67,43	53,62	52,49	50,86	49,11
TiO ₂	0,75	0,62	0,46	0,694	0,59	0,61	0,5	0,53	0,44	0,49	0,209	0,456	0,374	0,337
Al ₂ O ₃	16,74	15,19	16,04	15,9	15,53	13,69	14,36	14,22	14,77	14,53	3,39	6,57	7,96	3,55
Fe ₂ O ₃ ^T	8,18	5,64	3,72	6,75	6,67	3,91	5	5,85	3,05	2,84	9,77	13,39	8,88	10,32
MnO	0,11	0,07	0,03	0,096	0,13	0,04	0,11	0,09	0,05	0,05	0,339	0,475	0,45	0,656
MgO	2,84	2,74	1,91	2,89	1,93	2,11	2,37	2,65	0,96	1,22	14,63	10,96	9,27	13
CaO	5,41	5,24	4,38	5,1	4,1	2	2,75	2,41	1,95	2,6	12,97	10,79	18,59	18,58
Na ₂ O	4,07	3,91	4,61	3,58	3,81	2,69	2,87	2,89	2,63	3,32	0,3	0,48	1,35	0,33
K ₂ O	2,21	1,18	1,48	2,89	2,92	5,4	4	3,61	5,66	5,82	0,97	1,82	0,56	1,61
P ₂ O ₅	0,29	0,2	0,11	0,27	0,22	0,1	0,13	0,12	0,15	0,26	0,03	0,04	0,09	0,14
PF	0,26	0,9	0,45	0,86	0,32	0,88	0,32	0,31	1,04	1,05	1,03	2,43	1,75	1,8
TOTAL	100,77	98,69	100,01	98,39	100,63	97,68	100,11	100,39	99,34	99,6	97,25	99,89	100,1	99,45

Fe₂O₃^T = ferro total sob a forma de ferro férrico.

PF = perda ao fogo.

Unidades: óxidos em % peso e elementos em ppm.

Tabela 16 - Teores dos Elementos Traços em ppm.

Elementos	Série de Médio-K		Série de Alto-K				Granitóides		Enclaves					
	VAS-786B	BP-I40	LE-CM-12B	ECIL-2002-6	BP-IV-53A	VR-150B	PS-PM66	TR-MM-71A	CB-SV-01	SA-129A	PS-PM66-HA	PS-PM66-HB	PS-PM66-HC	PS-PM66-HD
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	8	6	10	84	10	20
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	4	3	1	3	4	2
V	112	78	105	74	43	74	84	84	30	41	85	484	64	53
Ba	28139	558	521	671	1098	1147	579	2809	758	2809	39	96	92	114
Sr	421,3	444,4	490	408,4	307	351,5	177,2	1206	178	1206	26	20	167	23
Y	28	18	4	37	35	26	16	20	21	20	18	43	39	53
Zr	160,3	173,9	84	224,6	415	149,9	151,9	239	210	239	17	27	80	66
Cr	60	108	48	60	46	5	122	30	30	30	30	310	60	30
Co	23,6	21,2	-	21	15,6	19	18	20	20	21	28	44	20	21
Ni	16	63	25	20	nd	7	37	51	<20	20	30	50	40	30
Cu	49	56	31	<10	20	1	nd	19	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	110	41	-	100	129	61	80	80	60	60	150	60	480	550
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	22	22	9	18	14	12
Ge	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1	3	4	4	4
As	-	-	-	-	-	-	-	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	95,9	27,5	54	112	126,8	250	182,4	284,3	334	133	39	102	34	121
Nb	10	5	5	22	14	19,7	8	10	23	26	5	13	11	13
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
In	-	-	-	-	-	-	-	-	<0,2	<0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	5	2	10	11	5	4
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	25,5	3,1	1,6	5,2	3,4
Cs	1,8	nd	-	<0,5	2	12	7,3	15	22	1	<0,5	5,4	1	6,6
Pb	13	8	-	15	4	30	25	26	-	-	-	-	-	-
Ta	0,84	0,27	-	0,8	0,65	1,1	0,99	1,93	-	-	-	-	-	-
Hf	4,1	4,2	-	5,6	6,2	10	3,8	4,1	-	-	-	-	-	-
Th	7,1	0,8	-	6	16,8	72,2	8	14,4	-	-	-	-	-	-
U	0,4	0,2	-	0,5	0,9	6,6	1,8	4,7	-	-	-	-	-	-

Tabela 17 - Teores dos Elementos Terras Raras em ppm.

Óxidos	Série de Médio-K			Série de Alto-K					Granitíodes			Enclaves		
	VAS-786B	BP-I-40	LE-CM-12B	ECIL-2002-6	BP-IV-53A	VR-150B	PS-PM66	TR-MM-71A	CB-SV-01	SA-129A	PS-PM66-HA	PS-PM66-HB	PS-PM66-HC	PS-PM66-HD
La	37,5	34,6	13	64,6	68	137	41,5	38,7	54,3	59,8	7	7	28,6	6,9
Ce	77,6	69	30,2	142	132,9	276	80,6	77,7	120	139	15,1	19	55,6	18,3
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	14,1	17	1,97	2,95	6,53	2,72
Nd	38,6	31,2	12,7	54,1	53,1	115	29,8	34,2	46,9	49,9	8,7	16,6	27,6	16,8
Sm	8,8	5,8	2,17	11,3	9,7	21	4,8	6,5	9,8	9,5	2,3	5,6	7	6,4
Eu	4,61	1,87	0,94	1,77	1,56	1,5	1,55	1,11	1,31	2,15	0,51	1,29	1,37	0,79
Gd	6,7	4,8	1,88	9,9	8,4	0	4,1	5	8,2	7,1	2,6	6,9	6,9	7,8
Tb	1	0,7	-	1,4	1,2	1,7	0,5	0,7	1	0,9	0,5	1,3	1,1	1,6
Dy	5,5	3,7	0,92	7,5	6,7	0	2,5	3,5	4,7	3,9	2,9	7,9	7,1	10
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	0,7	0,7	0,6	1,6	1,5	2
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	1,8	1,8	1,9	4,7	4,4	6,1
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	0,23	0,26	0,27	0,68	0,67	0,92
Yb	2,4	1,6	0,37	3	3,2	0,91	0,9	1,3	1,3	1,6	1,7	4,1	4,4	6,2
Lu	0,36	0,24	0,062	0,43	1,48	1,15	1,14	1,2	0,18	0,23	0,25	0,61	0,65	1
Yb _N	2,4	7,63	1,77	14,31	15,27	4,34	4,29	6,2	6,2	7,63	8,11	19,56	20,99	29,58
La _N	0,36	111,6	41,94	208,38	219,3	441,9	133,9	124,8	175,16	192,9	22,58	22,58	92,26	22,26
La _N /Yb _N	11,45	14,63	23,76	14,56	14,36	101,8	31,21	20,13	28,24	25,27	2,78	1,15	4,39	0,75
La _N /Sm _N	121	7,5	3,77	3,59	4,41	4,1	5,44	3,74	3,49	3,96	1,91	0,79	2,57	0,68
Sm _N /Lu _N	10,45	1,99	5,78	4,34	3,34	23,11	5,66	5,37	8,99	6,82	1,52	1,52	1,78	1,06
Eu/Eu*	1,82	1,08	1,41	0,51	0,52	0,33	1,06	0,59	0,44	0,8	0,63	0,63	0,6	0,34

Fe₂O₃T = ferro total sob a forma de ferro férrico.

N = indicativo de elemento normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

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

6.2 Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Quirino e granitóides

6.2.1 Caracterização Geral

A tabela 18 apresenta as principais características litogeoquímicas dos três primeiros grupos estudados. Os enclaves por terem características distintas são estudados em separado.

Tabela 18 - Quadro comparativo entre as séries de alto-K, médio-K e Granitóides. Óxidos em % peso. Elementos-traço em ppm.

Parâmetros	Série de Médio K	Série de Alto K	Granitóides
Teor de sílica	63,25 (Média)	65,09 (Média)	68,03 (Média)
Petrografia	Hb-Bt-Gnaisses	Hb-Bt-Gnaisses a Bt-Gnaisses	Monzogranitos a qtz-monzonitos
Composição	(tonalitos a granodioritos)	(monzogranitos granodioritos)	Monzogranito e qtz-monzonito
Na ₂ O	4,20 (Média)	3,17 (Média)	2,96 (Média)
K ₂ O	1,62 (Média)	3,98 (Média)	5,74 (Média)
K ₂ O/Na ₂ O	0,39 (Média)	1,24 (Média)	1,95 (Média)
CaO	5,01 (Média)	3,27 (Média)	7,79 (Média)
Rb	59,13 (Média)	191,10 (Média)	233,50 (Média)
Nb	6,67 (Média)	12,93 (Média)	24,50 (Média)
Th	3,95 (Média)	27,85 (Média)	ND
U	0,3 (Média)	3,50 (Média)	ND
Zr	139,40 (Média)	235,35 (Média)	224,50 (Média)
Eu/Eu*	1,08 – 1,82 (1,44 Média)	0,51 – 1,06 (0,74 Média)	0,44 – 0,80 (0,62 Média)

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

ND = Não Disponível.

Os ortognaisses do Complexo Quirino plotados no diagrama TAS (sílica x álcalis) de Irvine & Baragar (1971), constituem uma série subalcalina (Figura 58) e plotam ao longo do *trend* das suítes calcio-alcalinas no diagrama AFM (Figura 59) destes mesmos autores. As amostras da série calcio-alcalina de alto-K são metaluminosas a fracamente peraluminosas, entretanto as amostras da série calcioalcalina de médio-K são metaluminosas. Todavia todas as amostras possuem índice de Shand inferior a 1,1 (Figura 60), sugerindo que são do tipo I (WHITE & CHAPPELL, 1977), o que está de acordo com os dados petrográficos (assembléia de minerais não aluminosos).

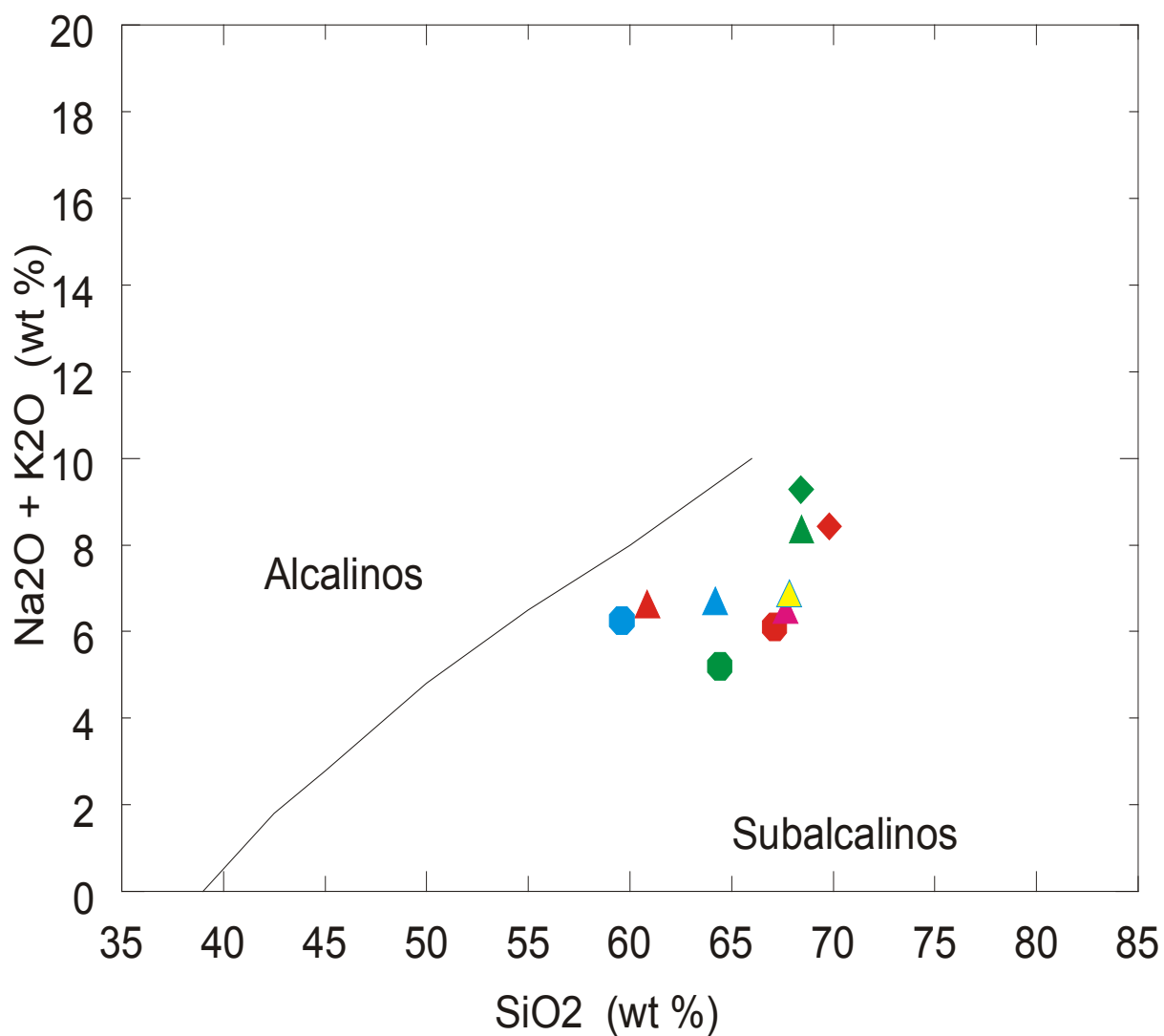


Figura 58 - Diagrama sílica x álcalis para os ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos, com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

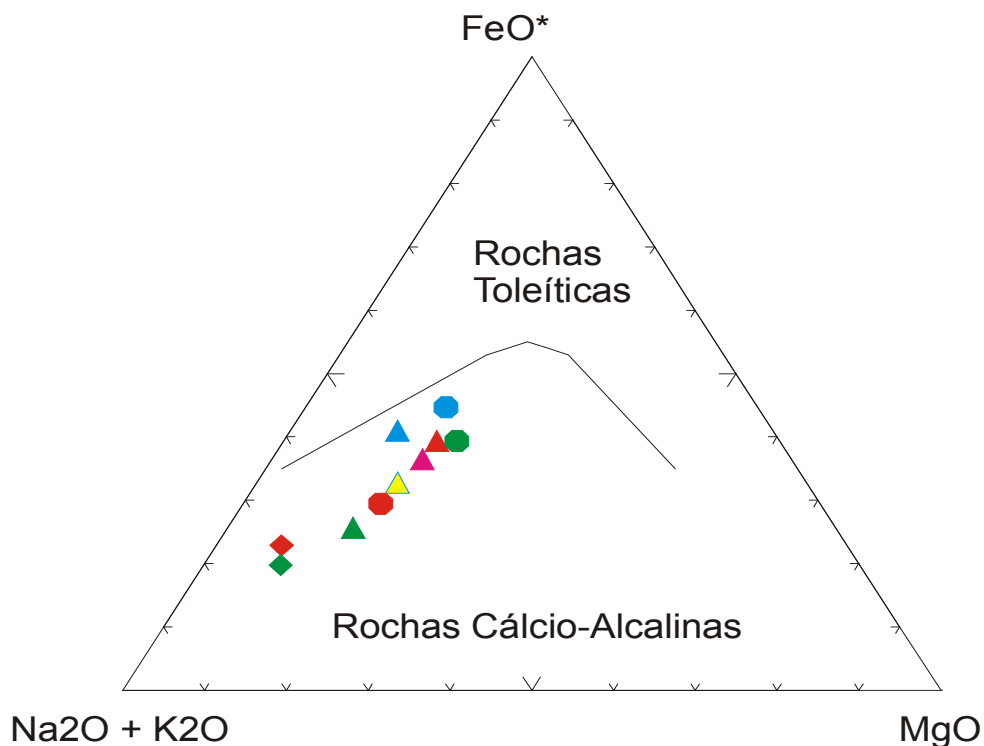


Figura 59 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino e as duas amostras de granitóides neoproterozóicos. Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

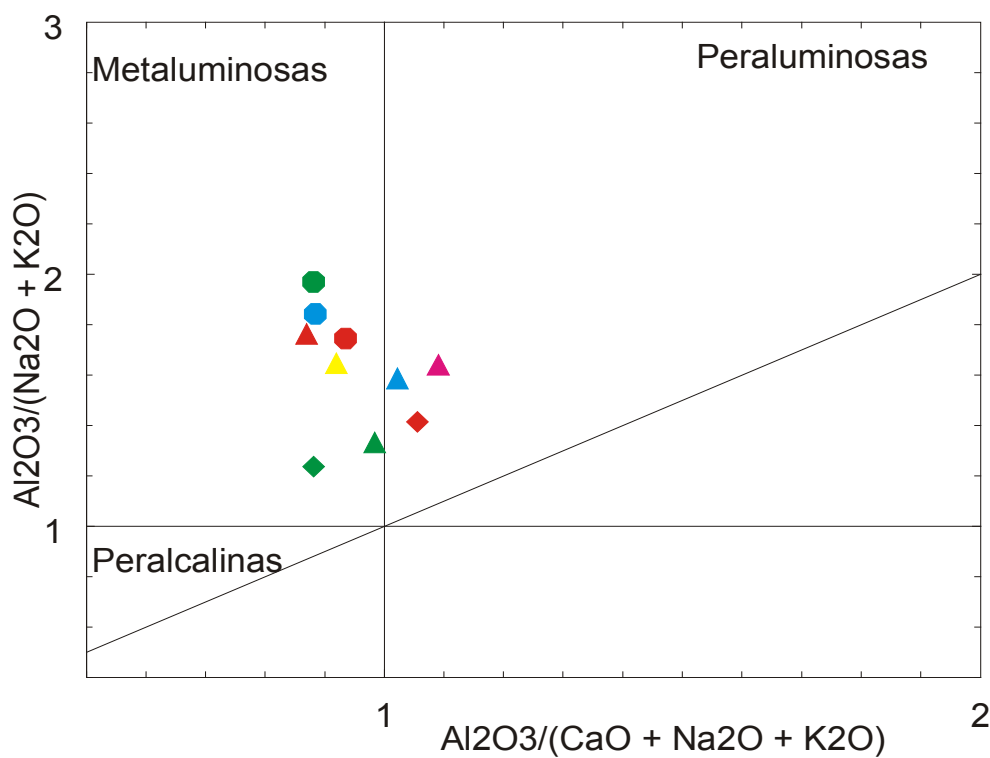


Figura 60 - Caráter metaluminoso dos ortognaisses do Complexo Quirino, juntamente com os granitóides amostrados (Maniari & Piccoli, 1989). Dados em proporção molecular. Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

A análise do diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 61) revela que estas rochas plotam nos campos das séries calcio-alcálicas de alto-K e médio-K, conforme já descrito na literatura (VALLADARES et al., 2002). A amostra VR-150 tem enriquecimento em K_2O comparativamente as outras amostras da série alto-K.

Com base na petrografia, descrita no capítulo 5, as rochas da série calcio-alcálica de alto-K variam de bt-gnaisses a hbl-bt-gnaisses e com classificação modal variando de monzogranitos a granodioritos. Enquanto as rochas estudadas da série calcio-alcálica de médio-K são exclusivamente tonalitos. Os granitóides neoproterozóicos são bt-gnaisses com classificação modal variando de sieno-granito a qtz-monzonitos. Estas classificações foram confirmadas nas análises dos dados normativos.

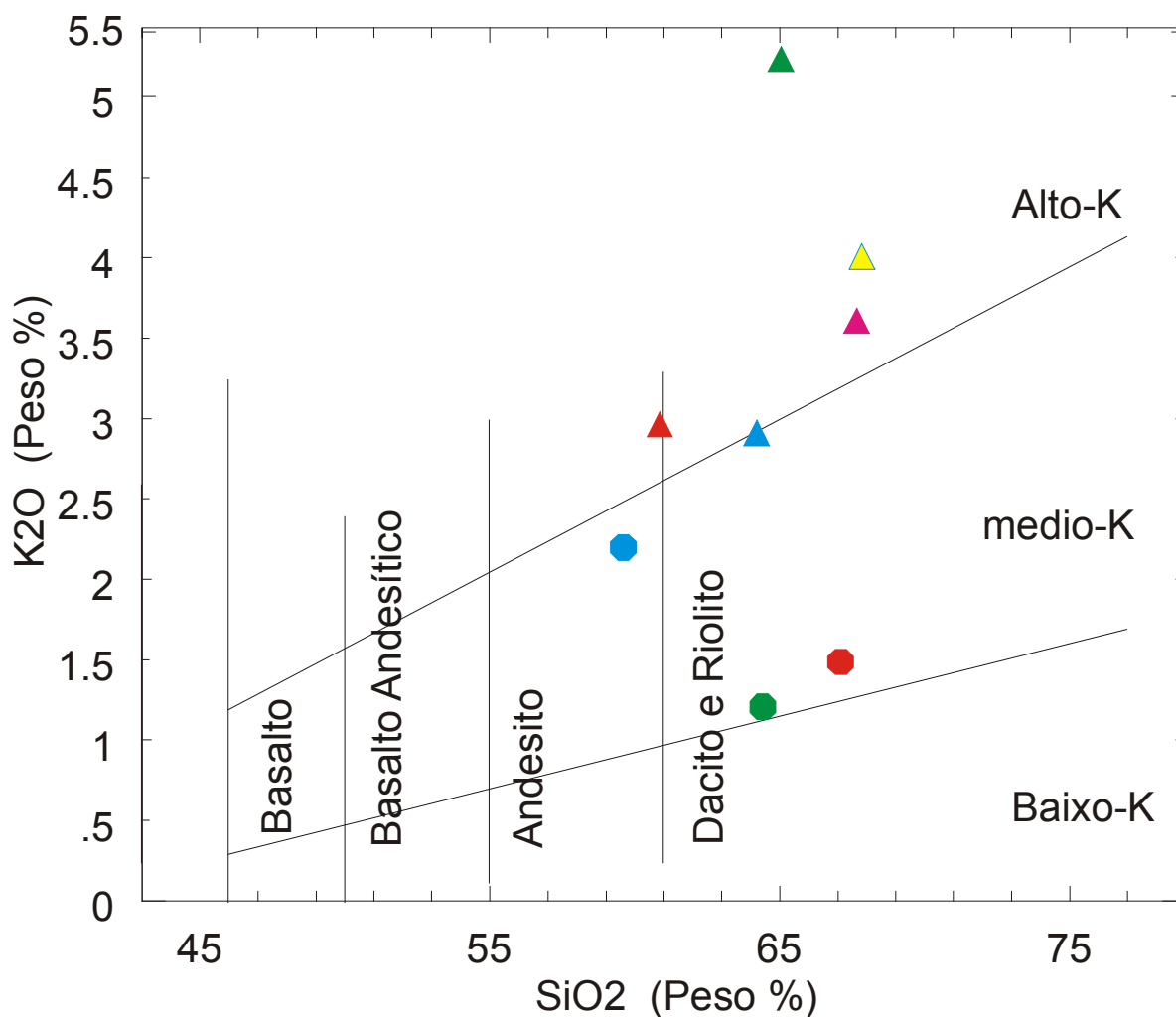


Figura 61 - Diagrama K_2O x SiO_2 , com limites extraídos de Le Maitre (1989), para os ortognaisses do Complexo Quirino. Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B;

Em geral, as rochas pertencentes à série de alto-K apresentam uma composição mais expandida, granítica-adamelítica/granodiorítica/tonalítica e são correlacionáveis aos biotita-gnaisses e hbl-bt-gnaisses com predominância em relação aos hbl-bt-gnaisses. A série médio-K apresenta composição exclusivamente tonalítica, sendo correlacionáveis à maioria dos hornblenda-biotita gnaisses. Os diagramas normativos An-Or-Ab (O'CONNOR, 1965) (Figura 62) e QAP (LÊ MAITRE, 1989) (Figura 63), confirmam essa tendência, também condizente com os diagramas QAP de Streckeisen (1976) do capítulo 5.

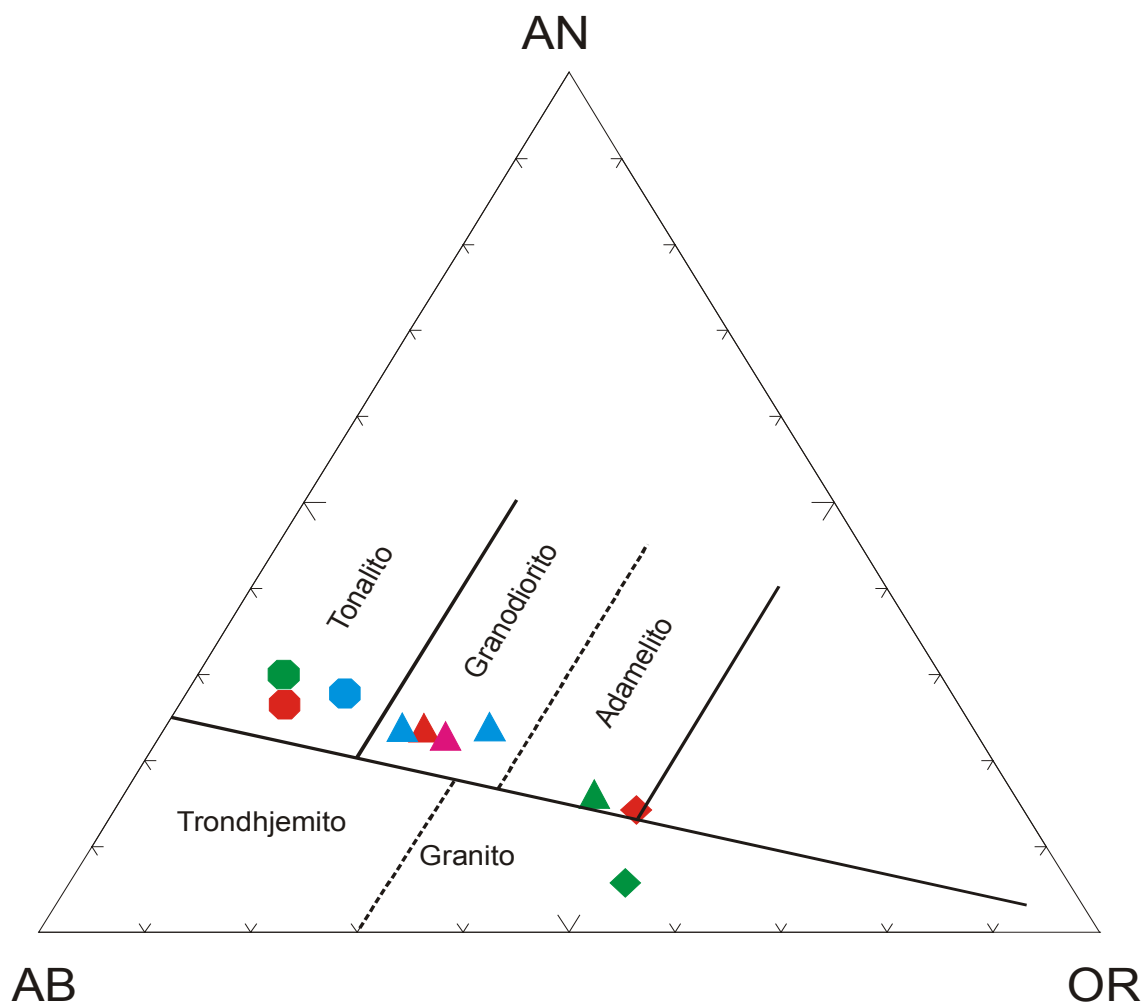


Figura 62 - Diagrama normativo Ab-Or-An (O'Connor, 1965) para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides. A série alto-K do Complexo Quirino apresenta-se mais expandida enquanto a médio-K está limitada ao campo do tonalito.). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

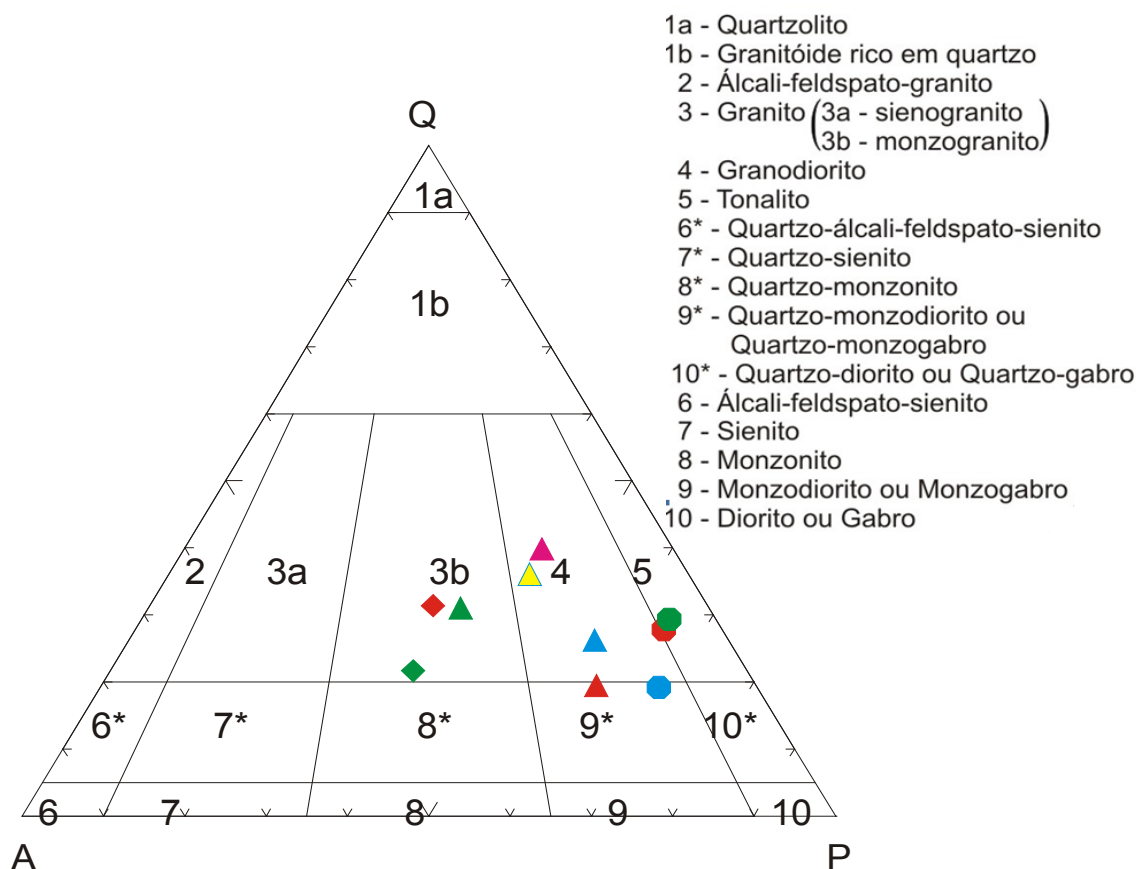


Figura 63 - Classificação química para as rochas amostradas do Complexo Quirino e granitóides, no diagrama QAP normativo de Le Maitre (1989). Q = quartzo, A = álcali feldspato, P = plagioclásio. Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

6.2.2 Características geoquímicas das séries alto-K e médio-K do Complexo Quirino

Série Cálcio-alcálica de Alto-K

A série cálcio-alcálica de alto-K apresenta teores (em % de peso) de Na_2O entre 2,69% e 4,61% com média de 3,17 e K_2O entre 2,89% e 5,4%, com média de 3,76. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ é predominantemente, maior que 1 quando se analisa as médias, entretanto, para as amostras EC-2002-6 e BP-IV-53A esse índice é menor que 1 e isso pode estar associado ao fato destas amostras serem hb-bt-gnaisses enquanto as amostras TR-TM-71A e PS-PM-66 e VR-150 são bt-gnaisses. O CaO varia entre 2,0% e 5,1%, com média a 3,27%. Os teores de sílica variam de 59,36% a 67,72%. O Al_2O_3 apresenta-se entre 13,69% e 15,90%.

A análise da distribuição de elementos traços mostra semelhança entre os hb-bt-gnaisses que tem assinatura química semelhante entre si. As amostras da série de alto-K e médio-K possuem enriquecimento em Sr e Zn e empobrecimento em Rb,

Cs e Pb. As amostras de bt-gnaissse possuem predominantemente empobrecimento em Sr e Zn e enriquecimento em Rb, Cs e Pb. A Amostra VR-150, embora um bt-gnaissse, possui assinatura distinta, com distribuição de elementos traços diferente dos dois primeiros grupos.

Em termos de elementos traços, as amostras tem o conteúdo de elementos U, Th, e Zr, com valores superiores aos da série de médio-K, ficando a média em torno de 0,3 ppm para U, 3,95 ppm para Th, e Zr com variação entre 84 ppm e 173 ppm. O Rb e o Nb também apresentam valores inferiores à série de alto-K, com variações entre 27,5 ppm e 95,9 ppm (média 59,9 ppm) para Rb e 5 ppm a 10 ppm (média 7,6 ppm) para Nb.

Os gnaisses da série calcio-alcalina de alto-K apresentam uma grande variação no padrão de fracionamento de ETR, normalizados para o condrito de Boynton (1984), com $(La/Yb)_N$ entre 14,36 e 101,8. O conteúdo total de ETR é elevado para as amostras analisadas variando em torno de $(La)_N$ entre 124 e 442 vezes o valor condritico). Anomalias negativas de Eu são comuns na maior parte das amostras com Eu/Eu^* a 0,60 em média (entre 0,33 e 1,06).

Série cálcio-alcalina de médio-K

A série cálcio-alcalina de médio-K apresenta valores de Na_2O entre 3,91 e 4,61% com média de 4,20%; e K_2O entre 1,18 e 2,21% com média de 1,62%, ficando a razão K_2O/Na_2O menor que 1 para todas as amostras. Os teores de sílica variam de 59% a 66,82%, com predomínio dos tipos intermediários. A alumina (Al_2O_3) varia entre 15,19 e 16,74%. O CaO é elevado, com valores entre 4,38% e 5,41% (média de 5,01%), isso pode estar associado ao fato de todos os litotipos possuírem hornblenda em sua composição mineralógica (hb-bt-gnaisses); o Fe_2O_3 varia de 3,7% a 8,16% (média de 5,84%).

Os gnaisses da série de médio-K apresentam uma grande variação no padrão de fracionamento moderado de ETR, normalizados para o condrito de Boynton (1984), com $(La/Yb)_N$ entre 10,56 e 23,70. O conteúdo total de ETR é também moderado, em média de 91 vezes o condrito (42,0 – 121,0) para as amostras analisadas. As anomalias positivas de Eu/Eu^* possuem valores superiores a série de alto-K e suas variações ficam entre 1,08 a 1,82 vezes o condrito.

6.2.3 Geoquímica dos granitóides neoproterozóicos

Os granitóides representativos deste grupo são as amostras CB-SV-01 (bt-gnaïsse) e SA-129, (hbl-bt-gnaïsse) que foram estudadas e caracterizadas no campo como sendo corpos intrusivos no Complexo Quirino (VIANA, 2008). Estes granitóides quando plotados no diagrama TAS (sílica x álcalis) de Irvine & Baragar (1971), constituem uma série subalcalina (Figura 58) e plotam ao longo do *trend* das suítes calcio-alcálicas no diagrama AFM (Figura 59) destes mesmos autores. Tem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, com índice de S hand inferior a 1,1 (Figura 60), que sugerem ter características de granitóides do tipo I. No diagrama QAP normativo (Figura 63) os granitóides plotam no campo do monzogranito.

Estes granitóides são rochas ácidas ($\text{SiO}_2 \sim 68\%$), de composição granítica assumindo um posicionamento bem destacado nos diagramas analisados, se comparado com as rochas do embasamento (Figuras 62 e 63). São ricos em potássio ($\text{K}_2\text{O} \sim 5,7\%$) e elementos incompatíveis como o Rb (334 e 133ppm), Nb (23 e 26ppm), Th (32 e 10,4ppm), U (3 e 2 ppm), entre outros, típicos desse tipo de litologia na área.

6.3 **Ambientes geotectônicos**

Pearce et al., (1984), com base em estudos sistemáticos da geoquímica de rochas graníticas, consideraram os elementos traços Rb, Y (ou Yb) e Nb (ou Ta) como os mais efetivos para a discriminação dos seus respectivos ambientes tectônicos (Figura 64). No diagrama 6.7 as amostras da série calcio-alcálica de alto-K plotam no campo dos granitos gerados em arco vulcânico e do tipo sin-colisional. Já as amostras da série calcio-alcálica de médio-K plotam no campo do granito de arco vulcânico.

Harris et al., (1986) também estabeleceram limites em diagrama triangular Hf, Rb e Ta, para ambientes tectônicos geradores de rochas graníticas (Figura 65). Nesse diagrama as amostras da série de alto-K estão predominantemente nos campos dos granitos gerados em ambiente de arco vulcânico, de modo semelhante ao que ocorre nas rochas da série de médio-K. Os granitóides plotam no campo dos granitos sin-colisionais e no campo do granito tardi e pós colisional.

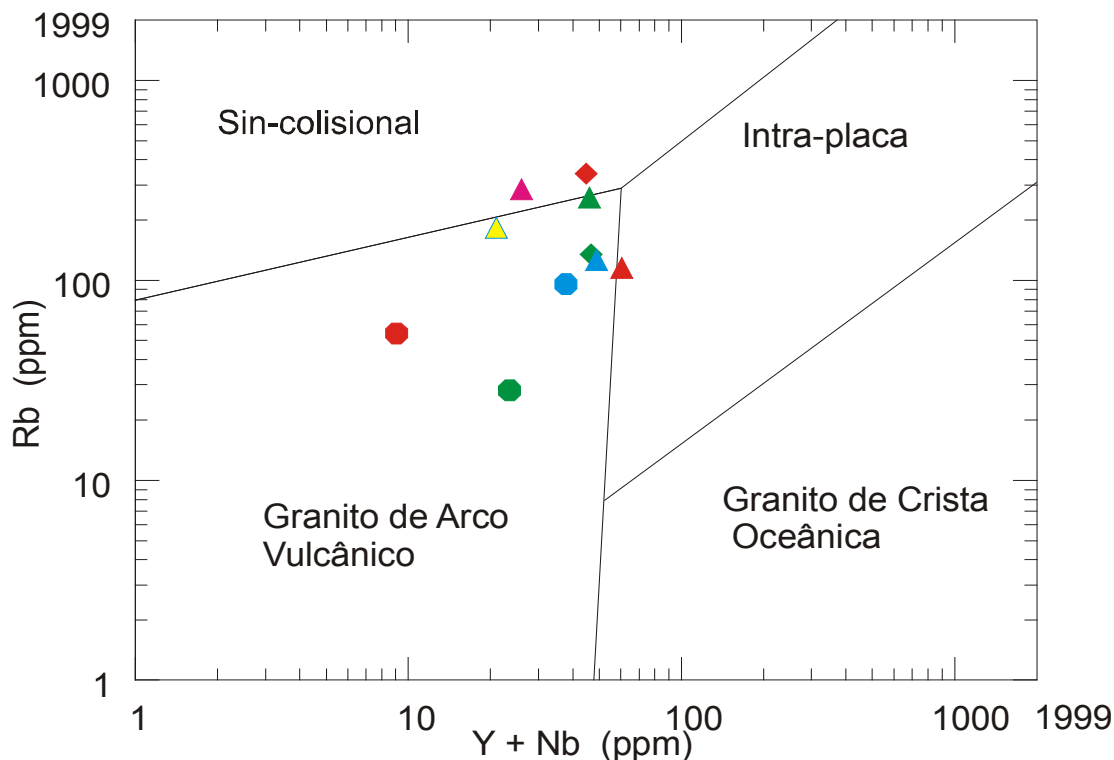


Figura 64 - Diagrama Rb x Nb+Y (Pearce et al., 1984), discriminante de ambientes tectônicos, aplicado aos ortognaisses do Complexo Quirino.). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

Batchelor & Bowden (1985) estabeleceram limites em diagrama R1-R2 discriminante para séries de evolução de rochas graníticas. Neste diagrama é possível observar que as rochas da série de alto-K tendem a ter características de granitos de pré-orogênicos a granitos tardi-orogênicos. As rochas da série de médio-K tendem a plotar nos campos dos granitos pré-orogênicos. Os granitóides tendem a plotar nos campos dos granitóides tardi-orogênicos (Figura 66).

Na análise dos diagramas discriminantes (Figuras 64, 65 e 66) o plote das amostras da série calcio-alcalina de médio-K e alto-K sugere que as mesmas podem ter sido geradas em um mesmo evento pré-colisional que gerou granitos de arcos vulcânicos.

Já os granitóides CB-SV-01 e SA-129, interpretados como relacionados ao evento de colagem no Brasiliano, apresentam características petrográficas e geoquímicas diferenciadas em relação às amostras do Complexo Quirino, e, aparentemente, estariam relacionados a eventos sin-colisionais a pós-colisionais conforme o diagrama triangular de Harris et al., (1986) (Figura 65).

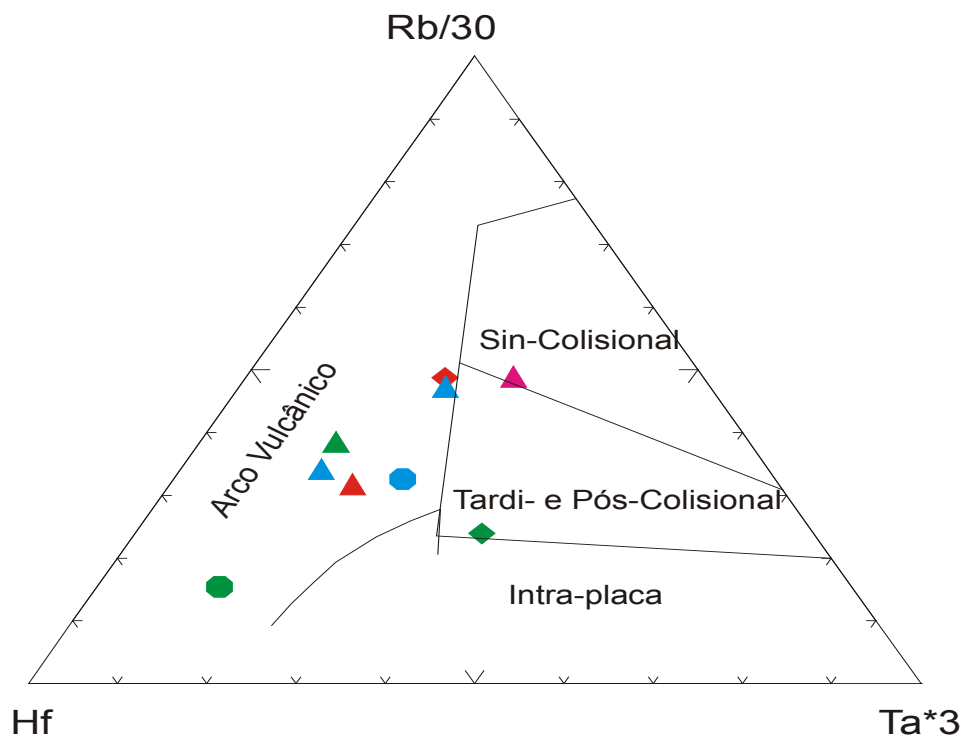


Figura 65 - Diagrama triangular Hf – Rb/10 – TaX3 discriminante de ambientes tectônicos (Harris et al., 1986) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos.). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

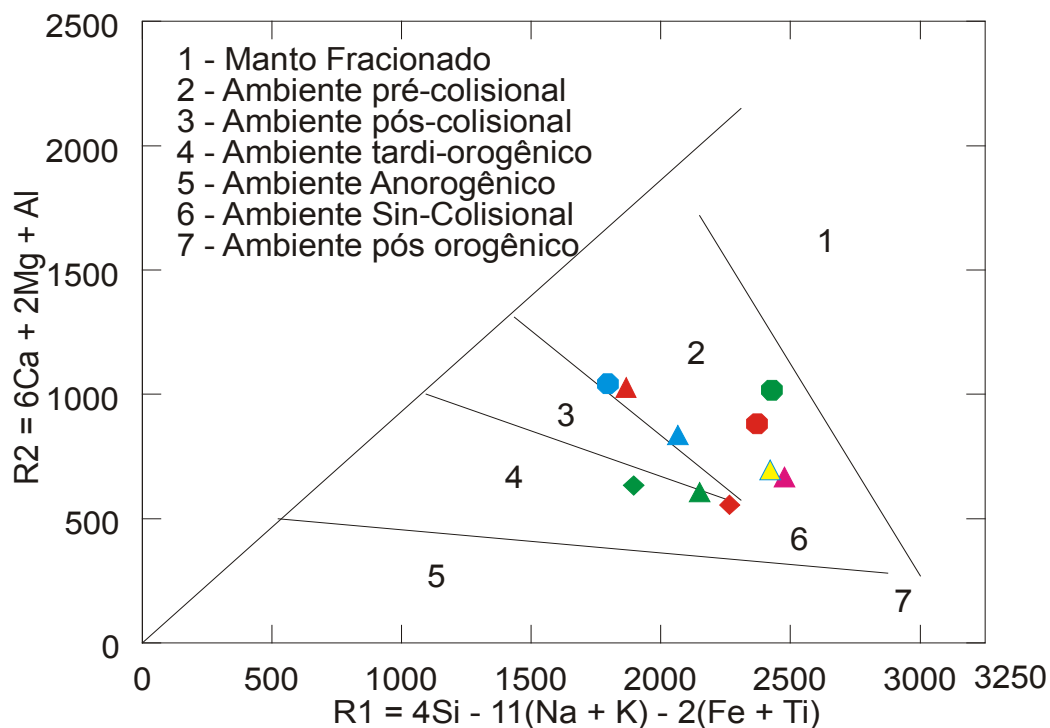


Figura 66 - Diagrama triangular R1-R2 discriminante de ambientes tectônicos Batchelor & bowden, (1985) para o Complexo Quirino e os dois granitóides neoproterozóicos.). Legenda: ▲ PS-PM-66; ▲ TR-TM-71A; ▲ VR-150; ▲ EC-2002-6; ▲ BP-IV-53A; ● BP-I-40; ● VAS-786B; ● LE-CM-12B; ◆ CB-SV-01; ◆ SA-129A.

6.4 Comparação com ambientes modernos

As assinaturas geoquímicas das amostras dos ortognaisses das séries cálcio-alcalinas de alto-K e médio-K do Complexo Quirino foram comparadas com as assinaturas de rochas de ambientes tectônicos de outros locais utilizando elementos incompatíveis normalizados para o granito de crista oceânica (ORG) de Pearce et al., (1984).

As rochas da série cálcio-alcalina de alto-K possuem assinaturas similares às aquelas encontradas no granito do Chile (Figura 67), enquanto as rochas da série de médio-K têm assinatura semelhante ao granito da Jamaica (Figura 68).

Segundo Pearce et al., (1984), granitos cálcio-alcalinos de alto-K de margem continental ativa, plotam, predominantemente, nos campos de quartzomonzonito, granodiorito e granito no diagrama de Streckisen (1976), tendo biotita e hornblenda como minerais ferromagnesianos dominantes. Logo, pressupõe-se que o regime tectônico atuante quando da geração dos ortognaisses do Complexo Quirino, no Paleoproterozóico, teria sido similar aos formadores destes arcos magmáticos fanerozóicos aqui citados. A amostra VAS-786B possui uma anomalia no valor de Ba (28139 ppm) e por isso o gráfico da Figura 67 apresenta um *trend* anômalo.

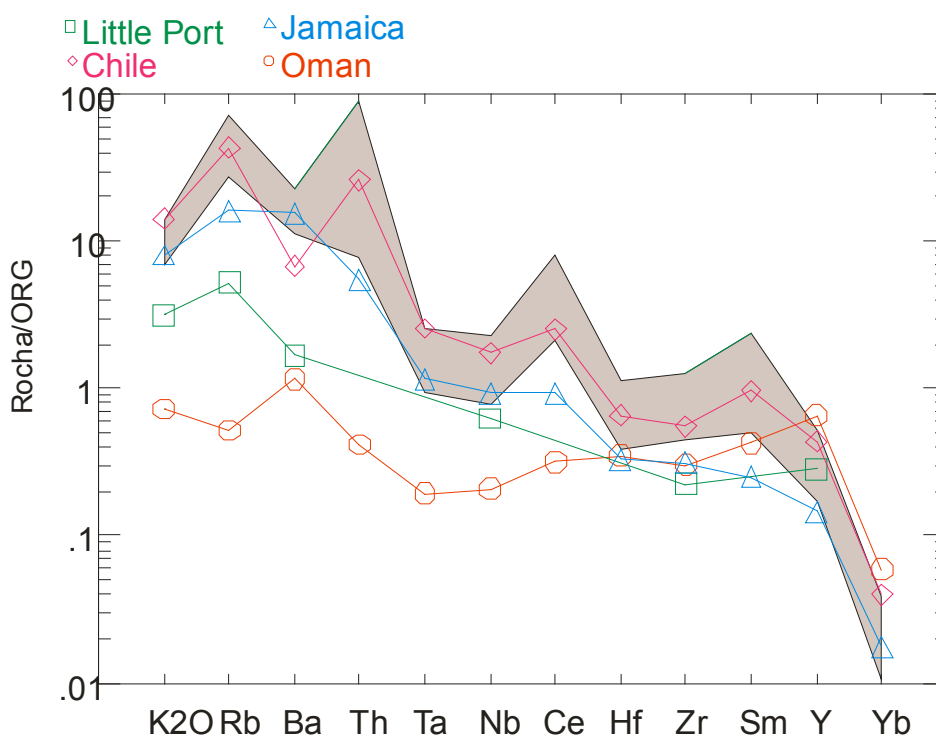


Figura 67 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (*Ocean Ridge Granite*) (Pearce et al., 1984) para os ortognaisses que compõem a série alto-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce, *op cit*.

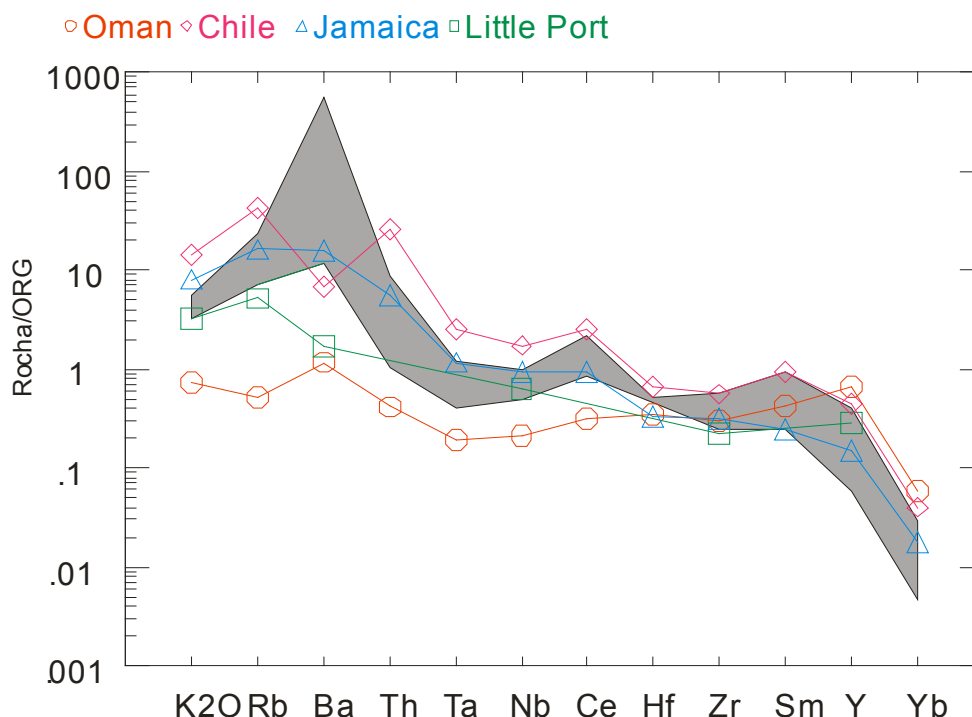


Figura 68 - Diagrama de variação multielementar normalizado por ORG (*Ocean Ridge Granite*) (Pearce et al., 1984) para os ortognaisses que compõem a série médio-K do Complexo Quirino (campo hachurado), comparados com dados de granitos de arcos vulcânicos modernos de Pearce et al (*op cit*).

6.5 Abordagem com base em ETR e abordagem de grupos

6.5.1 Introdução

O estudo das rochas com base nos Elementos de Terras Raras (ETR) tem sido amplamente utilizado por petrolólogos em todo o mundo para a realização de caracterizações petrogenéticas. Isto tem ocorrido devido ao fato dos ETR's serem excelentes indicadores de processos petrológicos caracterizando se as diferentes amostras são cogenéticas ou não.

De modo geral as rochas ígneas em processos de fusão parcial e de cristalização fracionada, tendem a ter um enriquecimento relativo dos elementos terras raras leves (TRL), na fase líquida, de sistemas silicáticos cristal-líquido. O líquido extraído de uma rocha tende a ter um enriquecimento de TRL's em relação a fonte geradora deste magma e isso ocorre principalmente em rochas crustais mais félsicas. Assim, a cada nova fusão, o material gerado tende a ter uma assinatura mais distinta da sua fonte. Entretanto, essas diferenças geram padrões que

permitem a realização do estudo petrogenético que ajudam na definição de ambientes geológicos.

Quando se analisa o comportamento dos ETR's durante o metamorfismo é possível notar que há certa mobilidade durante os eventos metassomáticos. Contudo, há pouca modificação na distribuição destes íons (CULLERS et al., 1974; MUECKE et al., 1979). Assim, os ETR's podem ser usados nos estudos de seus protólitos.

O estudo de dados litogeoquímicos permitiu afirmar que razões entre elementos incompatíveis são quase constantes dentro de um conjunto de rochas cogenéticas, como ocorre, por exemplo, em uma suíte magmática. A variação esperada é de, no máximo, 1,5 vezes (ALLÉGRE & MINSTER, 1978; COX et al., 1979). Porém, variações um pouco superiores podem estar relacionadas a processo de assimilação concomitante à cristalização fracionada (DEPAOLO, 1981). Foi então selecionada a razão $(La/Yb)_N$, normalizada para o condrito de Boynton (1984), como parâmetro de distinção entre conjuntos de rochas cogenéticas e não cogenéticas.

A tabela 19 apresenta algumas razões entre elementos terras raras para as amostras dos ortognaisses do Complexo Quirino da série cálcio-alcálica de alto-K e da série cálcio-alcálica de médio-K.

Tabela 19 - Razões entre os Elementos Terras Raras.

Séries	Amostras	Yb _N	La _N	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Sm _N /Lu _N	Eu/Eu*
Série de Médio-K	VAS-786B	11,45	121	10,56	2,68	4,04	1,82
	BP-I-40	7,63	111,6	14,63	7,5	1,99	1,08
	LE-CM-12B	1,77	41,94	23,76	3,77	5,78	1,41
Série de Alto-K	ECII-2002-6	14,31	208,38	14,56	3,59	4,34	0,51
	BP-IV-53A	15,27	219,3	14,36	4,41	3,34	0,52
	VR-150B	4,34	441,9	101,8	4,1	23,11	0,33
	PS-PM-66	4,29	133,9	31,21	5,44	5,66	1,06
	TR-MM-71A	6,2	124,8	20,13	3,74	5,37	0,59

N = indicativo de elemento normalizado pelo condrito de Boynton (1984).

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

As amostras da tabela 19, segundo Viana (2008) são pertencentes a grupos individualizados, que foram classificados com base nas razões de $(La/Yb)_N$, Hf/Ta e Nb/Ta, bem como parâmetros petrográficos, composicionais e padrão de distribuição dos elementos terras raras.

Viana (2008) sugeriu a existência de 8 grupos distintos para a série cálcio-alcálica de alto-K. Destes grupos ele escolheu 4 amostras para a realização da datação geocronológica pelo método U-Pb (Tabela 20). Os critérios, adotados por este autor, para a realização dos estudos geocronológicos, foram a adoção dos grupos mais representativos em quantidade de amostras, levando-se em conta a distribuição geográfica, e excluindo-se aquelas que já tivessem datação prévia.

Já para as amostras da série cálcio-alcálica de médio-K, Viana (2008) sugeriu a existência de 3 grupos distintos selecionando um litotipo de cada grupo para a realização da datação geocronológica pelo método U-Pb (Tabela 21).

Esta revisão dos dados tem por objetivo dar suporte à caracterização isotópica de Sm-Nd e Sr e identificação de possíveis suítes cogenéticas para os ortognaisses do Complexo Quirino.

Tabela 20 - Grupos da Série cálcio-Alcálica de Alto-K do Complexo Quirino*.

Grupos	Amostra	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O	Observações
Grupo 1	-	-	-	-	Grupo não datado
Grupo 2	BPIV53A	64,42	14,36	2,92	Amostrado para datação
Grupo 3	EC-II-2002-6	59,36	14,56	2,89	Amostrado para datação
Grupo 4	TRMM71A	67,72	20,13	3,61	Amostrado para datação
Grupo 5	PSPM66	67,7	31,21	4	Amostrado para datação
Grupo 6	-	-	-	-	Grupo não datado
Grupo 7	-	-	-	-	Grupo não datado
Grupo 8	VR150B	66,24	101,82	5,4	Amostra datada

Adaptado de Viana (2008).

Tabela 21 - Grupos da Série cálcio-Alcálica de médio-K do Complexo Quirino*.

Grupos	Amostras	SiO ₂	(La/Yb) _N	K ₂ O	Observações
Grupo 1	VAS-786B	59,92	10,56	2,21	Amostra datada
Grupo 2	BP-I-40	63,01	14,63	1,18	Amostrado para datação
Grupo 3	LECM 12B	66,82	23,76	1,48	Amostrado para datação

Adaptado de Viana (2008).

6.5.2 Abordagem dos ETR para a série cálcio-alcálica de alto-K

De acordo com os diagramas para Elementos Terras Raras, normalizados para o Condrito de Boynton, as cinco amostras da série de alto-K têm razão $(La/Yb)_N$ com fracionamento moderado a alto, sendo que esta razão varia predominantemente entre 14,36 e 31,21, entretanto a amostra VR-150 apresenta razão $(La/Yb)_N = 101,8$. O padrão de Elementos Terras Raras Leves (ETRL, do La ao Sm) apresenta-se levemente empobrecido ($La_N/Sm_N = 3,59$ a $5,44$), contrapondo o padrão de Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP, do Ga ao Lu) de aspecto menos horizontalizado ($Sm/Lu)_N = 3,34 - 23,11$) (Figura 69). Em todas as amostras ocorrem anomalias negativas a fracamente positivas de Eu ($Eu/Eu_N = 0,33 - 1,03$).

As duas amostras com menor teor de SiO_2 pertencentes aos grupos 2 (BP-IV-53A) e 3 (EC-2002-6) (Viana, 2008) têm um padrão de distribuição dos ETR semelhantes, bem como o fracionamento para os ETRL e ETRP (Tabela 22). Estas características sugerem que estas sejam cogenéticas como proposto por Viana, (2008).

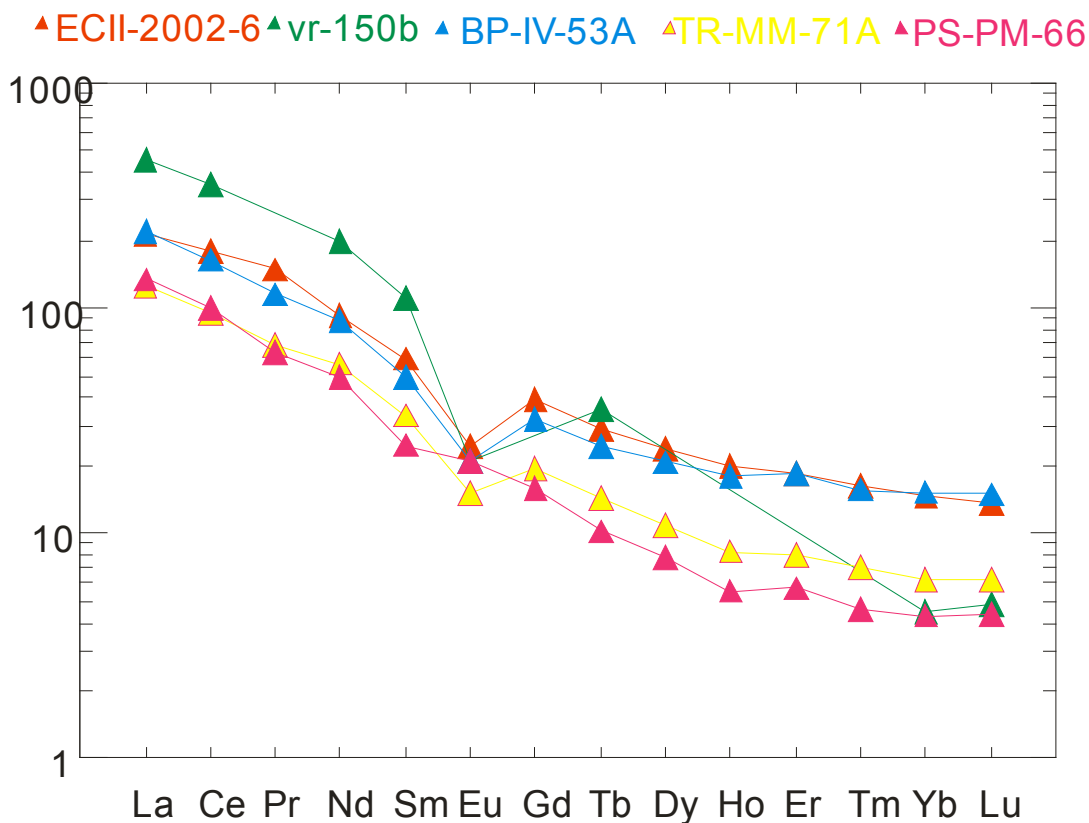


Figura 69 - Padrão multielementar para os ETR's da série Cálcio-alcálica de Alto-K normalizado para o condrito (Pearce et al., 1984).

Tabela 22 - Razões dos ETR's da S érie cálcio-Alcalina de al to-K do Complexo Quirino*.

Razão ETR	ECII-2002-6	BP-IV-53A	VR-150B	PS-PM-66	TR-MM-71A
SiO ₂	59,36	64,42	66,24	67,7	67,72
Yb _N	14,31	15,27	4,34	4,29	6,2
La _N	208,38	219,3	441,9	133,9	124,8
La _N /Yb _N	14,56	14,36	101,8	31,21	20,13
La _N /Sm _N	3,59	4,41	4,1	5,44	3,74
Sm _N /Lu _N	4,34	3,34	23,11	5,66	5,37
Eu/Eu*	0,51	0,52	0,33	1,06	0,59

6.5.3 Abordagem das ETR para a série cálcio-alkalina de médio-K

De acordo com os diagramas para Elementos Terras Raras normalizadas para o condrito de Boynton, (1984), as três amostras da série de médio-K tem razão (La/Yb)_N com fracionamento moderado, sendo que esta razão varia entre 10,56 e 23,76, sendo menores que os valores da série de alto-K. O padrão de Elementos Terras Raras Leves (ETRL, do La ao Sm) é enriquecido em La_N/Sm_N = 2,68 a 7,50 contrapondo o padrão de Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP, do Ga ao Lu) de aspecto mais horizontalizado (Sm/Lu)_N = 1,99 – 5,78) (Figura 70). Em todas as amostras ocorrem anomalias positivas de Eu (Eu/Eu_N = 1,08 - 1,82), indicando um maior enriquecimento em Eu que nas rochas da série de al to-K, devido a maior volume de plagioclásio.

A ocorrência de anomalias positivas de Eu (Eu/Eu_N = 1,41 - 1,82) nas amostras LE-CM-12 e B P-I-40 em relação a amostra VAS-786B pode estar relacionada a uma proporção maior do mineral plagioclásio nos litotipos. Enquanto as amostras que tem anomalias maiores possuem 52 % de plagioclásio em análises modais a amostra VAS-786B possui apenas 47%.

Tabela 23 - Razões dos ETR's da Série cálcio-Alcalina de médio-K do Complexo Quirino.

Elemento s	VAS-786B	BP-I-40	LE-CM-12B
SiO ₂	59,92	63,01	66,82
Yb _N	11,45	7,63	1,77
La _N	121	111,6	41,94
La _N /Yb _N	10,56	14,63	23,76
La _N /Sm _N	2,68	7,5	3,77
Sm _N /Lu _N	4,04	1,99	5,78
Eu/Eu*	1,82	1,08	1,41

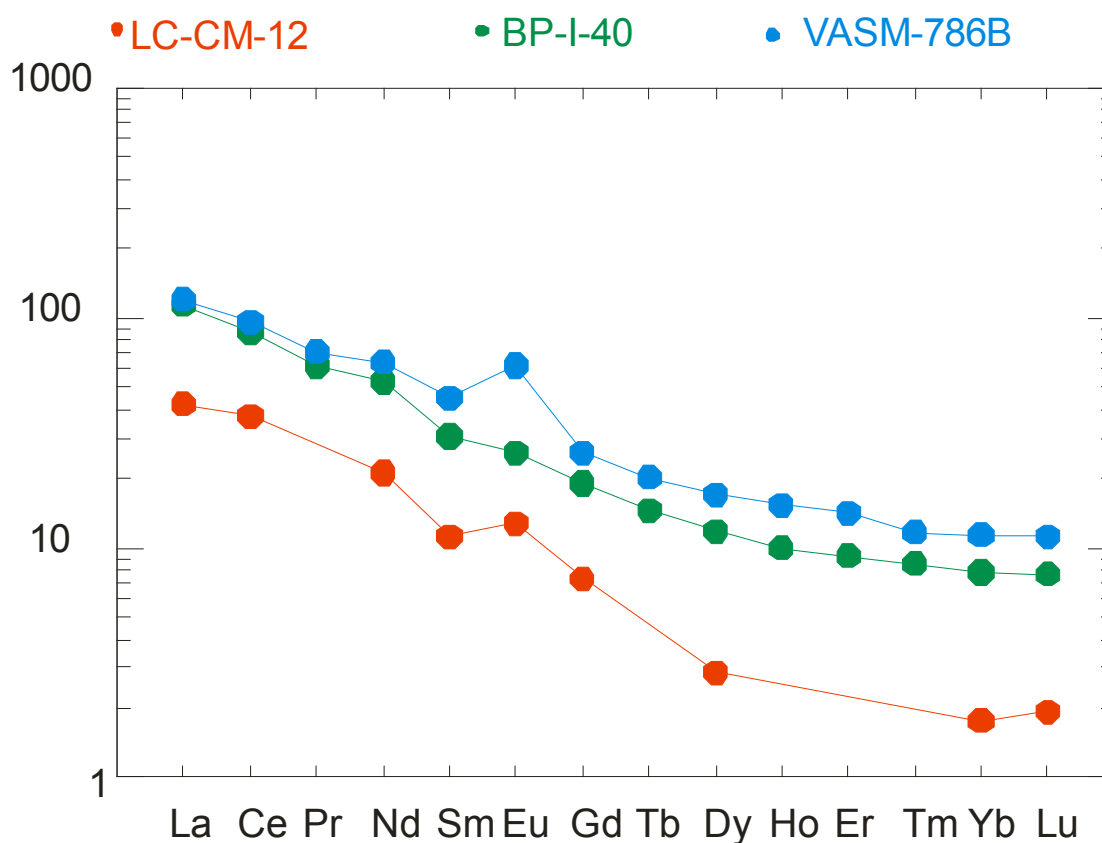


Figura 70 - Padrão elementar para os ETR's da série Cálcio-alcalina de Médio-K normalizado para o condrito (Pearce et al., 1984)

6.5.4 Abordagem dos ETR para os granitóides brasileiros

De acordo com os diagramas Elementos Terras Raras normalizadas para o condrito de Boynton, (1984), as duas amostras representativas para os granitóides brasileiros têm razão (La/Yb)_N com fracionamento pouco elevado, sendo que esta razão varia entre 25,27 e 28,24, sendo estes valores superiores aos encontrados

para as séries de médio-K. O padrão de Elementos Terras Raras Leves (ETRL, do La ao Sm) é enriquecido em $La_N/Sm_N = 3,49$ a $3,96$. O padrão de Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP, do G a ao Lu) mostra um empobrecimento com as razões Sm/Lu_N variando entre o intervalo de $6,82$ a $8,99$ (Figura 71). Nas duas amostras estudadas ocorrem leves anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu_N = 0,44$ a $0,80$), indicando pouco enriquecimento em Európio.

A ocorrência de Elementos Terra Raras Leves está relacionada ao fato dos litotipos terem, do ponto de vista petrográfico, poucos grãos de plagioclásio que varia em % modal entre 20% (CB-SV-01) e 30% (SA-129A), por ser o mineral onde o Eu preferencialmente é retido. Este comportamento pode ser visualizado na figura 70 onde a amostra com uma menor proporção de grãos de plagioclásio apresenta um menor teor de Eu_N , (CB-SV-01).

Tabela 24 - Razões dos ETR's dos Granitóides Brasileiros do Complexo Quirino.

Elementos	CB-SV-01	SA-129A
SiO ₂	68,63	67,43
La _N	175,16	192,9
Sm _N	50,26	48,72
Eu _N	17,7	29,05
Gd _N	31,66	27,41
Yb _N	6,2	7,63
Lu _N	5,59	7,14
La _N /Yb _N	28,24	25,27
La _N /Sm _N	3,49	3,96
Sm _N /Lu _N	8,99	6,82
Eu/EU*	0,44	0,8

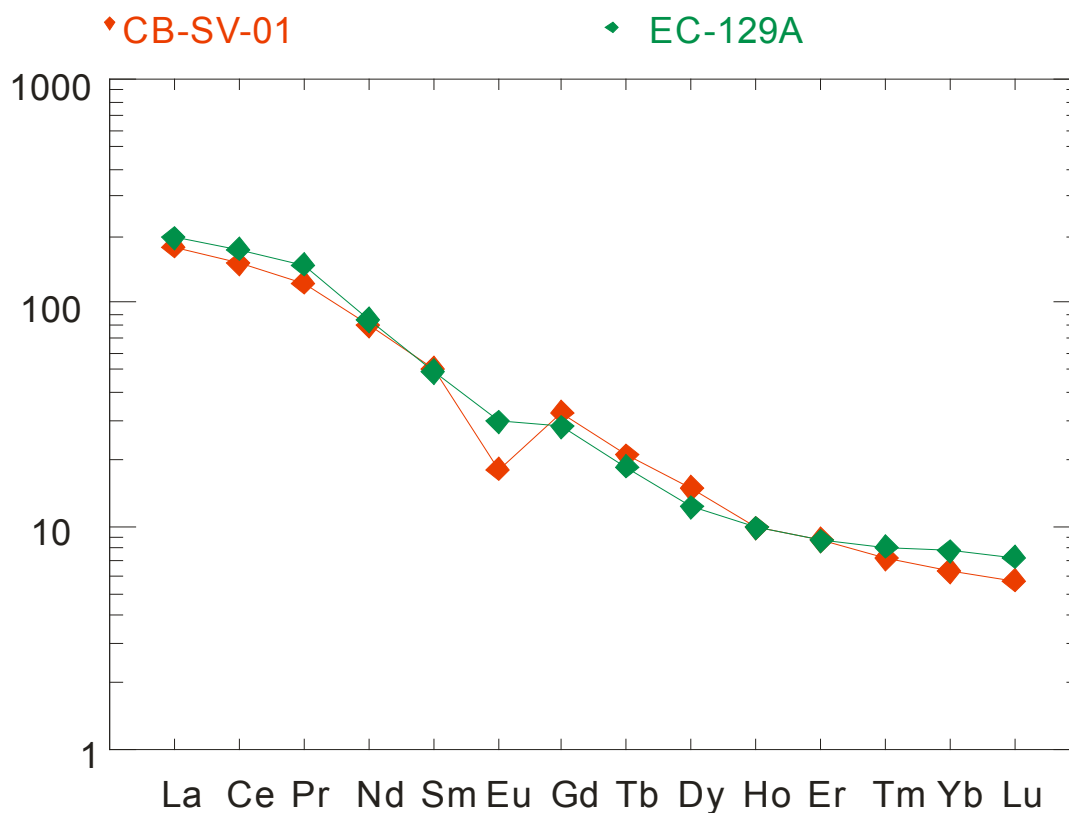


Figura 71 - Padrão elementar para os ETR's dos Granitóides normalizado para o condrito (Pearce et al., 1984)

6.6 Geoquímica e Abordagem de ETR's dos Enclaves do Complexo Quirino

6.6.1 Geoquímica dos Enclaves do Complexo Quirino

Os enclaves do Complexo Quirino plotados no diagrama TAS (sílica x álcalis) de Irvine & Baragar (1971), plotam no campo subalcalino (Figura 72) e ao longo do *trend* das suítes toleíticas no diagrama AFM (Figura 73) destes mesmos autores tratando-se xenólitos.

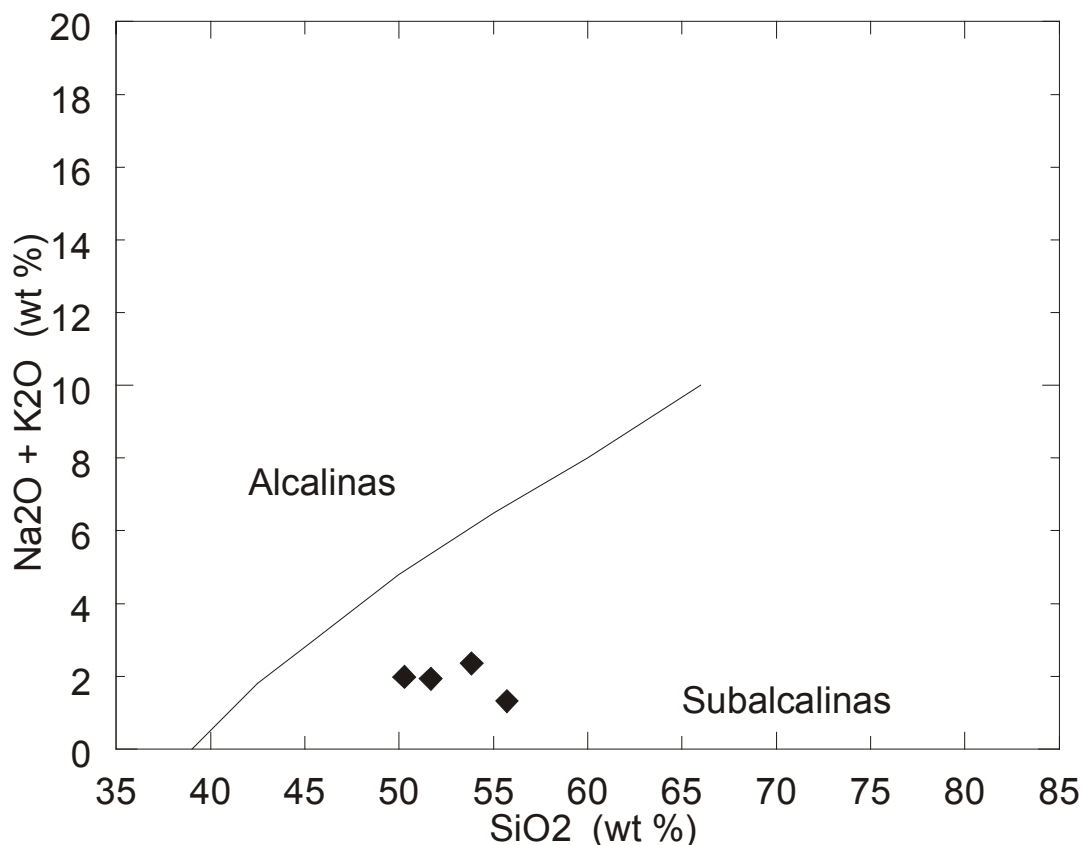


Figura 72 - Diagrama sílica x álcalis para os enclaves do Complexo Quirino com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971).

Para a análise das amostras dos enclaves máficos/ultramáficos foi utilizado o diagrama classificatório Zr/TiO₂ x Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) (Figura 74), devido ao fato deste diagrama utilizar elementos imóveis para a caracterização litogeoquímica. Assim os enclaves plotam de modo diversificado, entretanto, todas as amostras demonstram caráter sub-alcalino concordando com o diagrama de Irvine & Baragar (1971) que se baseia em elementos móveis. As amostras PS-PM-66-HC e PS-PM-66-HD plotando no campo dos andesitos, já a amostra PS-PM-66-HA plota no campo do andesito Basáltico e a amostra PS-PM-66-HB plota no campo dos basaltos subalcalinos.

Os enclaves têm teores intermediários de sílica variando de 50% a 56% (em % de peso) de SiO₂. Estas amostras possuem MgO entre 9,27 e 14,63% e CaO entre 10,79% - 18,59%. O K₂O varia entre 0,56% - 0,97% para as amostras anfibolíticas (PS-PM-66-HA e PS-PM-66-HC) e entre 1,61% - 1,81% para os litotipos metapiroxeníticos (PS-PM-66-HB e PS-PM-66-HD). Os teores de Cs variam em função dos litotipos analisados, sendo que o teor de Cs nas amostras metapiroxeníticas (5,4 a 6,6) é em média 6 vezes superior aos valores encontrados

nas amostras anfibolíticas (0,5 a 1). Esse mesmo comportamento é observado para o Rb, onde o valor do teor nos piroxenitos é de 3 vezes o valor dos anfibolitos.

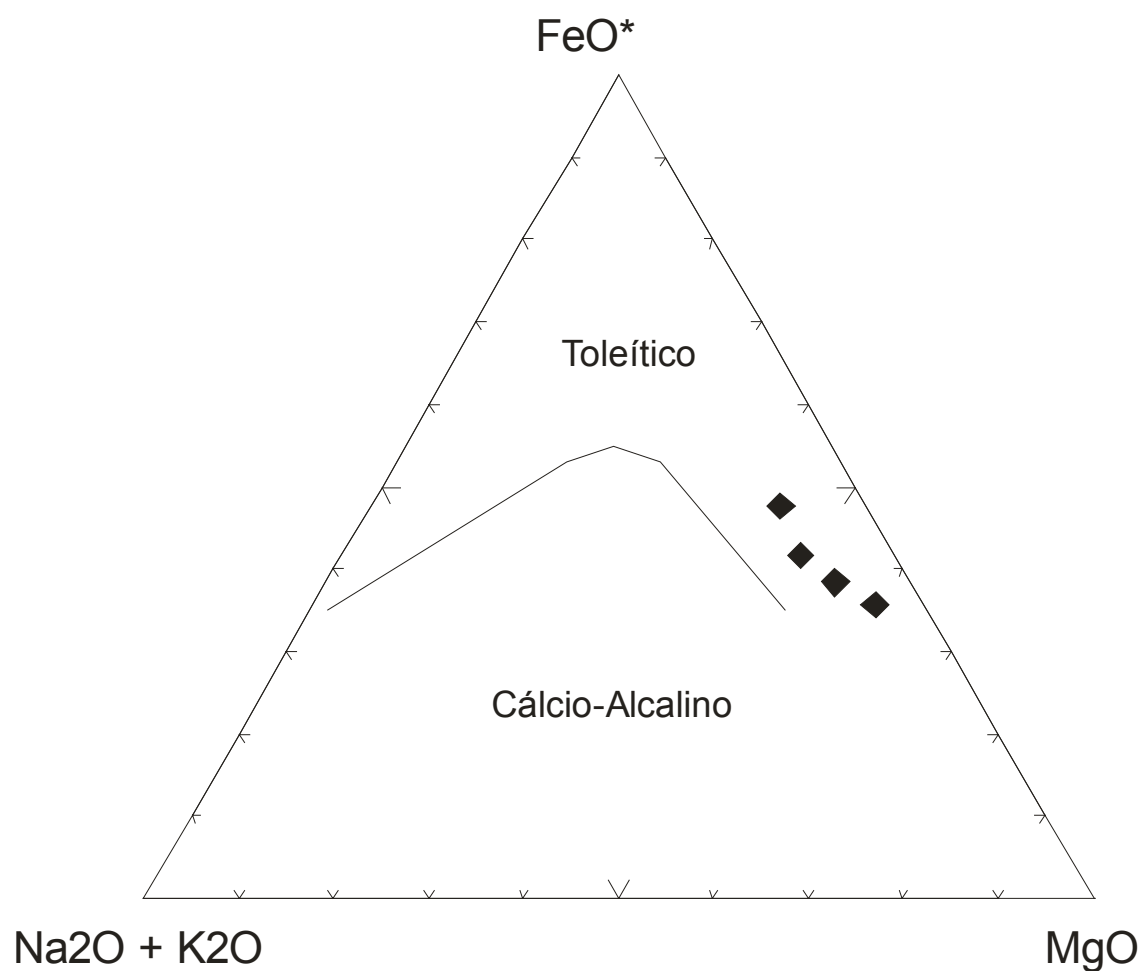


Figura 73 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras dos enclaves máficos/ ultramáficos do Complexo Paraíba do Sul.

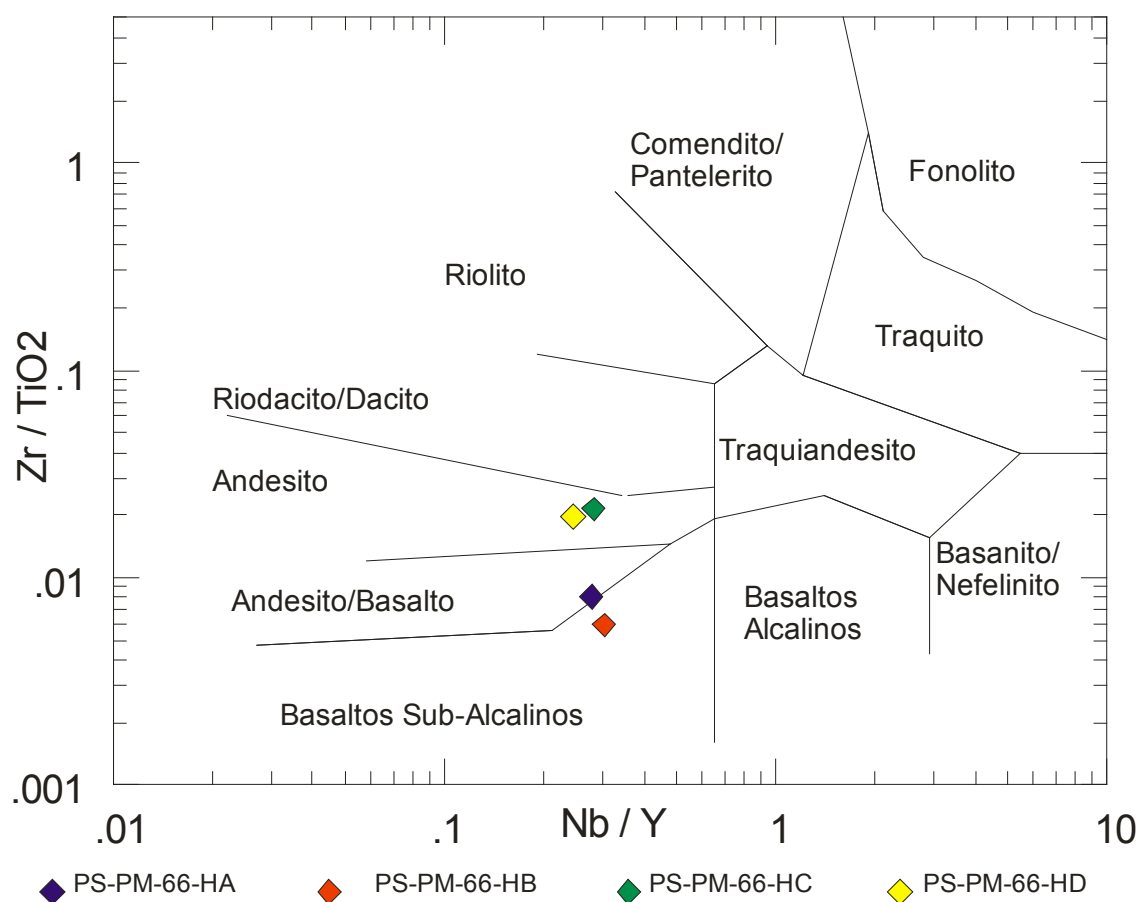


Figura 74 - Diagrama classificatório Zr/TiO₂ x Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) para os enclaves máficos/ultramáficos do Complexo Quirino.

6.6.2 Abordagem dos ETR's dos enclaves do Complexo Quirino

De acordo com os diagramas Elementos Terras Raras normalizadas para o condrito de Boynton, (1984), as quatro amostras representativas para os enclaves máficos/ultramáficos têm razão $(La/Yb)_N$ que apontam para fracionamento, sendo que esta razão varia entre 0,75 e 4,39. Com base no estudo das razões de ETR's das amostras foi possível agrupar os litotipos em três grupos em função de semelhanças nas razões químicas (Tabela 25).

A amostra PS-PM-66-HA tem razão La_N/Yb_N de 2,78 com padrão de ETRL enriquecido com $La_N/Sm_N = 1,91$ e padrão de ETRP pouco enriquecido com $Sm_N/Lu_N = 1,52$ com distribuição sub-horizontal. Esta amostra possui a razão $Eu/Eu_N = 0,63$, indicando empobrecimento em Európio (Figura 74).

A amostra PS-PM-66-HB tem razão La_N/Yb_N de 1,15 com padrão de ETRL empobrecido com $La_N/Sm_N = 0,79$ e padrão de ETRP pouco enriquecido com

$Sm_N/Lu_N = 1,52$ com distribuição sub-horizontal. Esta amostra possui a razão $Eu/Eu_N = 0,63$), indicando empobrecimento em Európio (Figura 74).

A amostra PS-PM-66-HC tem razão La_N/Yb_N de 4,39 com padrão de ETRL com razão $La_N/Sm_N = 2,57$ e padrão de ETRP pouco enriquecido com $Sm_N/Lu_N = 1,78$ com distribuição sub-horizontal. Esta amostra possui a razão $Eu/Eu_N = 0,60$), indicando empobrecimento em Európio (Figura 74).

A amostra PS-PM-66-HD tem razão La_N/Yb_N de 0,75 com padrão de ETRL empobrecido com $La_N/Sm_N = 1,91$ e padrão de ETRP pouco enriquecido com $Sm_N/Lu_N = 1,06$ com distribuição sub-horizontal. Esta amostra possui a razão $Eu/Eu_N = 0,34$), indicando empobrecimento em Európio (Figura 74).

A análise das razões de La_N/Yb_N e La_N/Sm_N permite a separação em três grupos de enclaves. Os dois primeiros grupos são representativos para os enclaves anfíbolíticos e o terceiro grupo engloba as amostras metapiroxiénicas.

O Grupo I é composto pela amostra PS-PM-66-HA que é um anfíbolito. Esta amostra possui razão $La_N/Yb_N = 2,78$ e razão La_N/Sm_N variando entre 1,91.

O Grupo II é composto pela amostra PS-PM-66-HC que também é um anfíbolito. Esta amostra possui razão $La_N/Yb_N = 4,39$ e razão La_N/Sm_N variando entre 2,57.

O Grupo III é composto pelas amostras PS-PM-66-HB e PS-PM-66-HD que são metapiroxiénitos. Estas amostras possuem razões La_N/Yb_N variando entre 0,75 e 1,15 e razão La_N/Sm_N variando entre 0,68 e 0,79.

Os três grupos possuem anomalias negativas de Eu semelhantes ($Eu/Eu_N = 0,34$ a $0,63$) que ocorrem devido a estas amostras conterem um menor proporção de plagioclásio em sua composição mineral. Na figura 74 é possível notar que a amostra PS-PM-66-HD que tem o menor proporção de plagioclásio exibe o a maior anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu_N = 0,34$).

Tabela 25 - Razões dos ETR's dos Enclaves Máficos/Ultramáficos do Complexo Quirino.

Elementos	PS-PM-66-HA	PS-PM-66-HB	PS-PM-66-HC	PS-PM-66-HD
SiO ₂	53,62	52,49	50,86	49,11
La _N	22,58	22,58	92,26	22,26
Sm _N	11,79	28,72	35,9	32,82
Eu _N	6,89	17,43	18,51	10,68
Gd _N	10,04	26,64	26,64	30,12
Yb _N	8,11	19,56	20,99	29,58
Lu _N	7,76	18,94	20,19	31,06
La _N /Yb _N	2,78	1,15	4,39	0,75
La _N /Sm _N	1,91	0,79	2,57	0,68
Sm _N /Lu _N	1,52	1,52	1,78	1,06
Eu/EU*	0,63	0,63	0,6	0,34

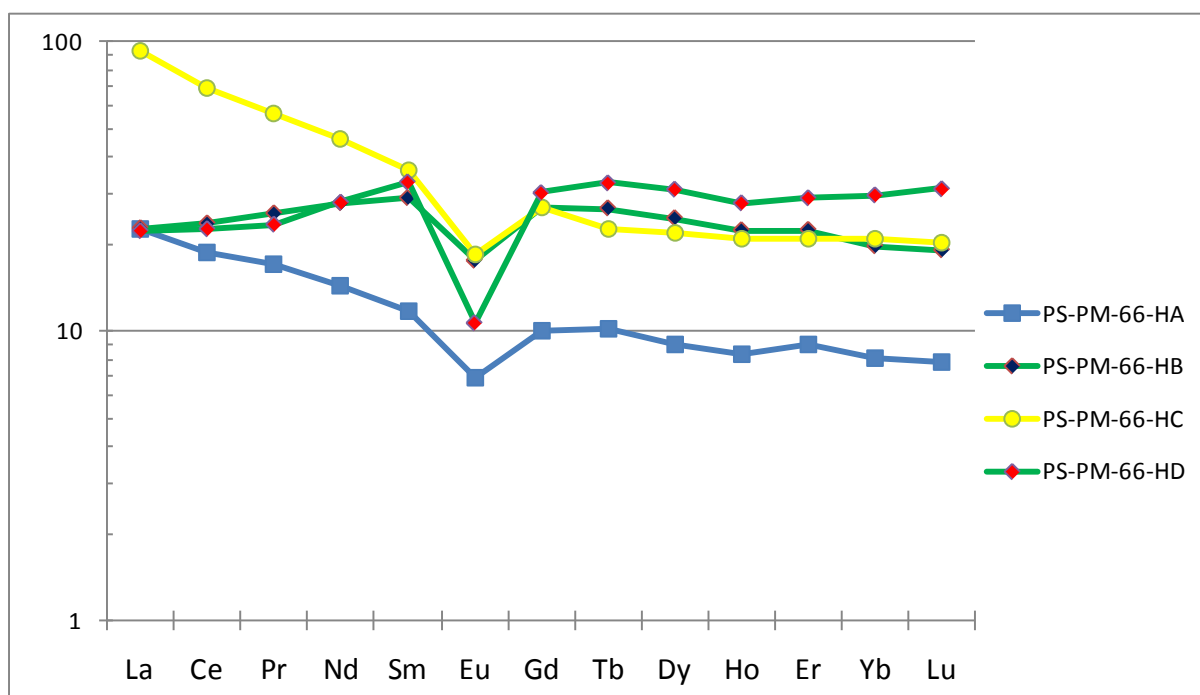


Figura 75 - Padrão elementar para os ETR's dos enclaves normalizado para o condrito de Boyton. Cor azul indica Grupo I (anfíbolito). Cor amarela indica Grupo II (anfíbolito). Cor verde indica Grupo III (Metapiroxenitos).

7 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Sm-Nd e Sr

7.1 Introdução

Neste capítulo foram utilizadas 5 amostras representativas para a série cálcio-alcálica de alto-K (TR-MM-71A, PS-PM-66, EC-II-2002-6, BP-IV-53, VR-150B), 3 amostras para série cálcio-alcálica de médio-K (BP-I-40, LE-CM-12B, VAS-786B), 4 enclaves máficos que ocorrem na suíte cálcio-alcálica de alto-K (PS-PM-66 HA, PS-PM-66 HB, PS-PM-66 HC, PS-PM-66 HD) e 2 amostras de granitóides brasileiros (CB-SV-01, EC-129).

A análise isotópica foi realizada no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos da Faculdade de Geologia da UERJ (LAGIR-UERJ). As etapas de preparação e procedimentos foram estabelecidas pelo LAGIR.

O estudo isotópico baseado na metodologia Sm-Nd e Sr têm sido amplamente utilizado como indicador petrogenético da origem magmática e na identificação dos processos evolutivos geológicos. A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre durante os processos de fusão de materiais do manto superior. O Nd é mais leve que o Sm e, portanto, mais incompatível. Assim um líquido resultante de fusão parcial terá mais Nd que Sm e a razão Sm/Nd será menor que a razão inicial da fonte. Uma vez alojado na crosta, o magma e seus produtos dificilmente apresentarão modificação significativa nas razões Sm/Nd, mesmo sendo afetados por metamorfismo, fusões secundárias, hidrotermalismo e intemperismo.

7.2 Abordagem Preliminar dos Dados

Antes de se realizar o estudo petrogenético com base em dados de Sm-Nd e Sr devemos ter em mente que alguns resultados obtidos não podem ser aceitos no modelo de evolução do planeta. Desta maneira deve-se separá-los para se evitar dados que gerem incertezas ao estudo. Assim todas as amostras foram analisadas por seus aspectos petrográficos e litogeoquímicos antes da análise isotópica.

O estudo das idades modelo Sm-Nd T_{DM} para obtenção de idades de formação da crosta devem ser calculadas assumindo que houve uma derivação de de fonte juvenil a partir de uma crosta depletada, do manto astenosférico. A idade modelo é o tempo em que a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra equivale a do

manto depletado (fonte). Assim o estudo das idades modelo deve mencionar qual o modelo a ser utilizado, assim deve se distinguir entre os modelos de manto a serem adotados. Os mais importantes trabalhos neste campo são de autoria de DePaolo e colaboradores e de Goldstein que serão citados a seguir. É importante frisar que ambos os modelos podem ser aplicados na obtenção de idades modelo, entretanto neste trabalho será utilizado o método utilizado por DePaolo e colaboradores, onde se admite que os magmas foram extraídos em um modelo de manto depletado (T_{DM}) (NELSON & DEPAOLO, 1984; DEPAOLO, 1988) por dois motivos:

a) O modelo proposto por DePaolo assume um valor ϵ_{Nd} da fonte de arco de basaltos de plateau oceânicos (+8,5 vs +10), então, a extrapolação deste modelo para idades pretéritas pode ser interpretada como mais realista.

b) Pelo fato deste modelo ser o mais utilizado nos trabalhos relacionados a geologia isotópica do Orógeno Ribeira.

No modelo proposto por DePaolo (1988), as amostras que tem uma alta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ geram idades modelo sem representação geológica e devem ser eliminadas do conjunto de amostras. Stern (2001) sugere que amostras com razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} >$ que 0,165000 devem ser excluídas do grupo estudado. Valores superiores a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,165000$, impedem a geração de uma curva de evolução do Nd em função do tempo, por gerar uma curva com coeficiente negativo.

A figura 76 mostra duas curvas distintas: na primeira a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,130000$ e desta maneira a curva apresenta uma inclinação positiva para sua evolução. Entretanto a segunda amostra tem uma razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,165000$ e assim gera uma curva sub-horizontal que impede a obtenção de dados confiáveis desta amostra, assim como uma amostra com valor superior a este gerará um gráfico com curva negativa

Neste trabalho será adotado, como critério de seleção das amostras, que razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0,165000$ serão descartadas para a abordagem do estudo das idades modelo de Nd.

A tabela 26 contém todas as razões isotópicas das amostras estudadas nesta dissertação. Com base nesta tabela serão selecionadas as amostras a serem utilizadas nos estudos gráficos.

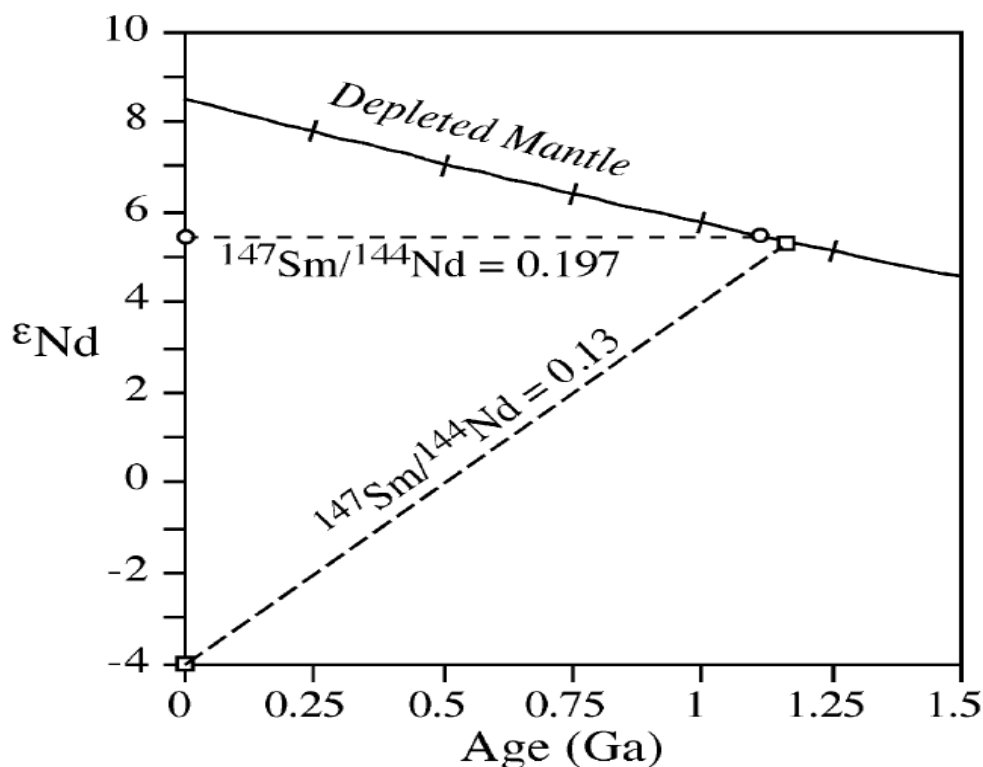


Figura 76 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para duas razões isotópicas distintas (Extraído de DePaolo, 1988).

Tabela 26 - Análises Isotópicas das Amostras Seleccionadas do Complexo Quirino.

Amostra	EC-II-2002-6	BP-IV-53	PS-PM-66	TR-MM-71A	VR-150B	VAS-786B	BP-I-40	LE-CM-12B
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	0,11519	0,137495	0,104044	0,10337	0,102	0,1292	0,147684	0,108131
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	0,729081	0,727448	0,728633	0,710243	0,7	0,71533	0,748746	0,710609
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	0,511165	0,511162	0,511384	0,511265	0,511413	0,51126	0,511027	0,511442
$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}_{(m)}$	0,225348	0,268985	0,203456	0,202184	0,199447	0,252709	0,288995	0,211424
Amostra	CB-SV-01	SA-129	PS-PM-HA	PS-PM-HB	PS-PM-HC	PS-PM-HD	-	-
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	0,118465	0,100052	0,163366	0,216649	0,144001	0,243387	-	-
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$	0,765699	0,712884	0,747005	0,819602	0,720153	0,811375	-	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$	0,511893	0,51146	0,511625	0,511919	0,511627	0,511931	-	-
$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}_{(m)}$	0,231425	0,19562	0,319308	0,42321	0,281457	0,475429	-	-

(m) = Valor medido pelo espectrômetro de massas; erro de $\pm 0,000006$ para todas as análises.

As razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ foram superiores a 0,165000 apenas para as amostras PS-PM-66-HB e PS-PM-66-HD. Estas amostras são enclaves meta-piroxeníticos e que pertencem ao grupo III dos enclaves especificados no tópico 6.6. Estas amostras serão assim excluídas das análises da idade modelo por não gerarem dados conclusivos. Todavia, estas amostras serão listadas no decorrer do estudo por permitirem estudar as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciais.

A amostra BP-I-40 possui a maior razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ do grupo de amostras estudado, uma vez que este litotipo têm razões medidas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,147684$ e razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511027$. O cálculo da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ pode ser realizado com a equação 7.1. O valor obtido dessa razão é superior aos valores encontrados nos enclaves anfibolíticos e isso pode indicar que essa análise pode ter tido uma mobilização de Sm e Nd. Assim o resultado obtido a partir desta amostra deverá ser melhor interpretado a fim de se confirmar possíveis alterações isotópicas.

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{Medido}} = \frac{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Medido}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{Medido}}} \quad (7.1)$$

$$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{143}\text{Nd}}\right)_{\text{Medido}} = \frac{0,147684_{\text{Medido}}}{0,5111027_{\text{Medido}}} = 0,28895 \quad (7.2)$$

7.3 Abordagem de Sm-Nd

7.3.1 Apresentação dos dados

A Tabela 27 contém as principais características isotópicas das amostras estudadas para o Complexo Quirino. As idades modelo T_{DM} foram obtidas de amostras que já possuíam datação geocronológica U-Pb em zircão publicados na literatura (Valladares et al., 2002; Viana, 2008). Apenas as amostras dos enclaves máficos não têm dados geocronológicos. A partir dos dados contidos na Tabela 27 foi possível gerar o gráfico de evolução do Nd para todas as amostras (Figura 77).

Tabela 27 - Características isotópicas das rochas do Complexo Quirino.

AMOSTRA	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{(m)}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{(m)}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{(m)}$	time (t)	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{(i)}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}_{(i,UR)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(i)}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{(i,CHUR)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$	$T_{(CHUR)}$	$T_{(DM)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(0)}$
Série de Alto-K												
EC-II-2002-6	0,115190	0,729081	0,511165	2197	0,509498	0,704745	0,702016	0,509791	-5,8	2740	2701	-28,7
BP-IV-53	0,137495	0,727448	0,511162	2216	0,509155	0,698819	0,701992	0,509767	-12,0	3764	3395	-28,8
PS-PM-66	0,104044	0,728633	0,511384	2204	0,509862	0,680824	0,702007	0,509782	1,6	2073	2190	-24,5
TR-MM-71A		0,710243	0,511265	2300	0,509499	0,556028	0,701888	0,509657	-3,1	2597	2594	-26,8
VR-150B	0,102000	0,700000	0,511413	2185	0,509944	0,625822	0,702031	0,509807	2,7	1966	2104	-23,9
Série de Médio-K												
VAS-786B	0,129200	0,715330	0,511260	2169	0,509412	0,694707	0,702051	0,509828	-8,1	3096	2949	-26,9
BP-I-40	0,147684	0,748746	0,511027	2155	0,508933	0,743153	0,702068	0,509846	-17,9	4930	4101	-31,4
LE-CM-12B	0,108131	0,710609	0,511442	2136	0,509948	0,700783	0,702092	0,509871	1,5	2008	2141	-23,3
Granitóides												
CB-SV-01	0,118465	0,765699	0,511893	627	0,511407	0,716854	0,703943	0,511830	-8,3	1447	1740	-14,5
SA-129	0,100052	0,712884	0,511460	602	0,511065	0,710142	0,703973	0,511862	-15,6	1855	2015	-23,0
Enclaves												
PS-PM-HA	0,163366	0,747005	0,511625		0,511625	0,747005	0,704700	0,512638	-19,8	4993	3865	-19,8
PS-PM-HB	0,216649	0,819602	0,511919		0,511919	0,819602	0,704700	0,512638	-14,0			-14,0
PS-PM-HC	0,144001	0,720153	0,511627		0,511627	0,720153	0,704700	0,512638	-19,7	2956	2828	-19,7
PS-PM-HD	0,243387	0,811375	0,511931		0,511931	0,811375	0,704700	0,512638	-13,8			-14

(m)= Medido; (i) = No instante da extração; (UR) = Reservatório Uniforme; (CHUR) = Reservatório Condritico; (DM) = "Depleted Mantle" ou manto depletado para um tempo t; (0) = Hoje.

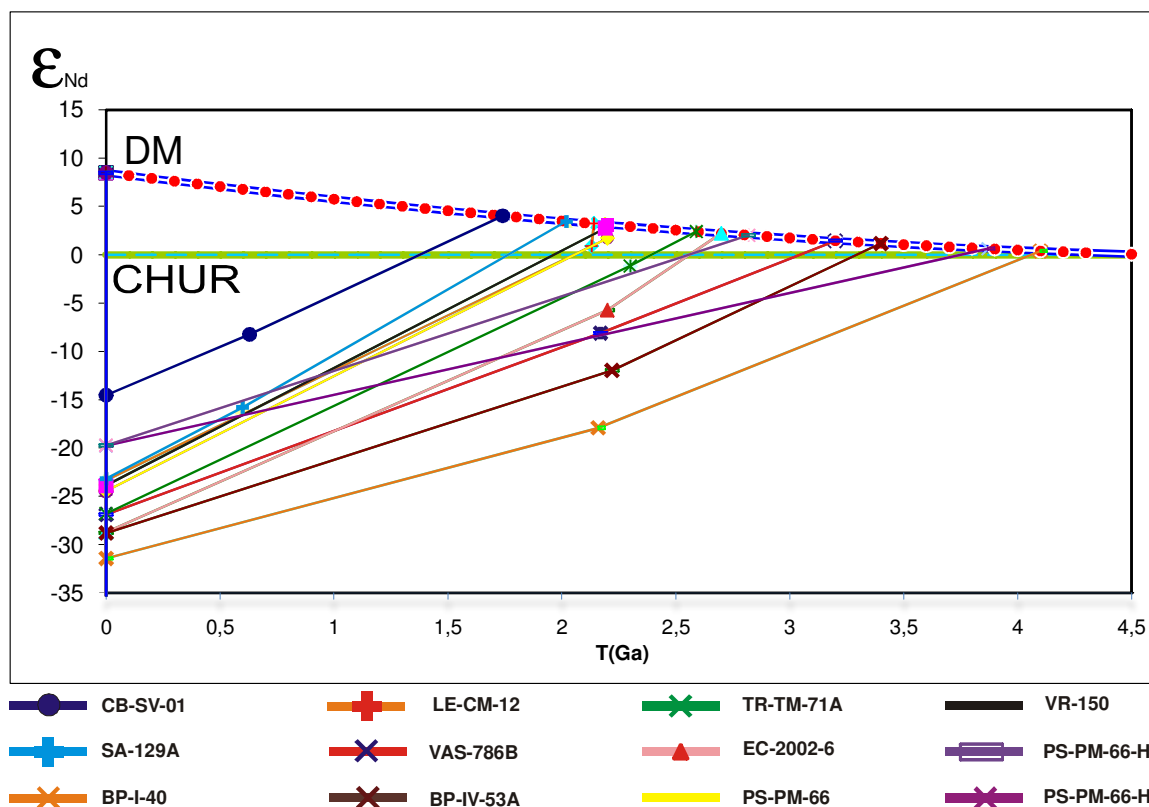


Figura 77 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras do Complexo Quirino, seus enclaves e granitóides associados (extraído de DePaolo (1988)).

Tendo em vista a dificuldade gerada pelo número de análises contidas na Figura 78 optou-se pelo estudo dos grupos individualizados, a fim de facilitar a interpretação dos dados. Desta maneira as amostras serão divididas em seus respectivos grupos litogeoquímicos.

7.3.2 Série Cálcio-alcalina de Alto-K

Este grupo é composto por rochas graníticas a granodioríticas predominantemente. Do ponto de vista petrográfico estas amostras se dividem em bt-gnaisses (TR-MM-71A, PS-PM-66 e VR-150B) e hbl-bt-gnaisses (EC-II-2002-6 e BP-IV-53).

As amostras dos bt-gnaisses (PS-PM-66 e VR-150B) apresentam idades modelos (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 2.2 Ga, em torno de 2,1 até 2,2 Ga, e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre +1,6 e +2,7, respectivamente. Estes valores podem sugerir duas hipóteses para a geração deste material: a) geração diretamente de um manto residual empobrecido; ou b) devido a pequena variação

positiva de $\epsilon_{Nd}(t)$, podem sugerir a geração a partir de Reservatório Uniforme (Figura 78).

A amostra do bt-gnaisse TR-TM-71A tem idade modelo, sendo t a idade de cristalização = 2.3 Ga, igual a 2.6 Ga (T_{DM}), e valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a -3,1. Este valor sugere geração a partir de uma fonte mais enriquecida, que pode vir a ser uma porção mantélica já diferenciada. Entretanto, em função do baixo valor negativo $\epsilon_{Nd}(t)$ não pode ser descartada a possibilidade de geração a partir de um Reservatório uniforme (Figura 78).

As amostras dos hbl-bt-gnaisses (EC-II-2002-6 e BP-IV-53) apresentam idades modelos (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 2.2 Ga, de 2,7 e 3.4 Ga, e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -5,8 e -12,0, respectivamente. Os dados de idade modelo sugerem longo tempo de residência crustal, geração no paleoproterozóico e contribuição de crosta arqueana (Figura 78).

O estudo dos dados fornecidos pelas amostras da série cálcio-alcalina de alto-K sugere tanto geração de crosta juvenil no paleoproterozóico (2,3 – 2,2 Ga), com o retrabalhamento de crosta arqueana.

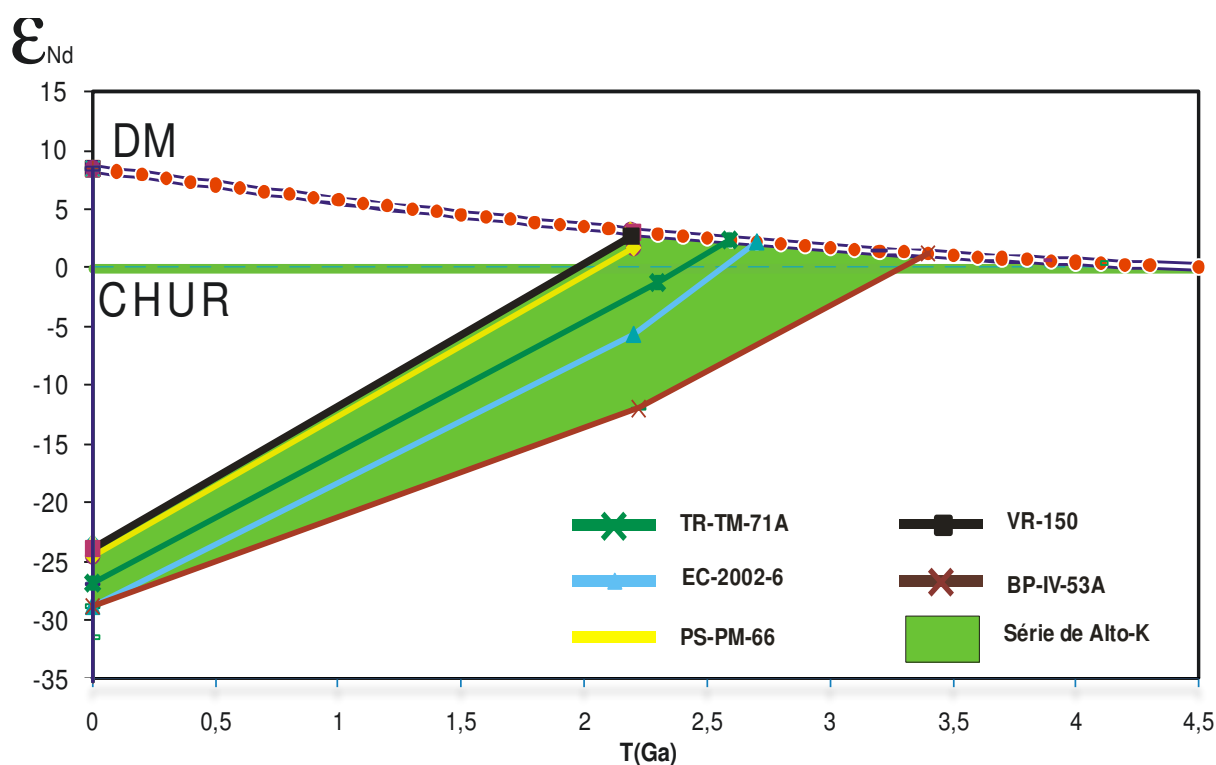


Figura 78 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras da série de alto-K do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).

7.3.3 Série Cálcio-alcálica de Médio-K

Este grupo é composto pelos hb-bt-gnaisses BP-I-40, VAS-786B e LE-CM-12 de composição predominantemente tonalítica.

Conforme observado no tópico 7.2 a amostra BP-I-40 não forneceu uma idade modelo confiável devido a sua alta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,147684). Este hb-bt-gnaixe tem idade modelo (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 2,2 Ga, igual a 4,1 Ga, e valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ igual a -17,9. Estes valores são incompatíveis para o modelo conceitual da Terra e, por esse motivo, a amostra será descartada das interpretações para a série cálcio-alcálica de médio-K.

O grupo restante das amostras possui idades T_{DM} inferiores e menos distribuídas temporalmente comparadas às amostras pertencentes a série cálcio-alcálica de alto-K.

A amostra do hbl-bt-gnaixe VAS-786B tem idade modelo (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 2,15 Ga, igual a 2,95 Ga, e valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ igual a -8,1. Estes valores sugerem que a amostra foi gerada a partir de uma fonte mais enriquecida, que pode vir a ser uma porção mantélica já diferenciada. Assim, este valor sugere geração durante o paleoproterozóico e contribuição de uma crosta arqueana em função do seu elevado valor negativo de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (Figura 79).

A amostra do hb-bt-gnaixe LE-CM-12 tem idade modelo (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 2,14 Ga, igual a 2,14 Ga, e valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ igual a +1,5. Este valor sugere geração diretamente de um manto residual pouco empobrecido ou diretamente de um manto com características similares ao do Reservatório Uniforme (Figura 78). Esta amostra tem caráter juvenil por ter idades de extração mantélica similares a sua idade de cristalização.

Desta maneira os dados fornecidos pelas amostras da série cálcio-alcálica de médio-K sugerem tanto geração de crosta juvenil, como o retrabalhamento de crosta arqueana no Paleoproterozóico no intervalo de 2,2 - 2,1 Ga.

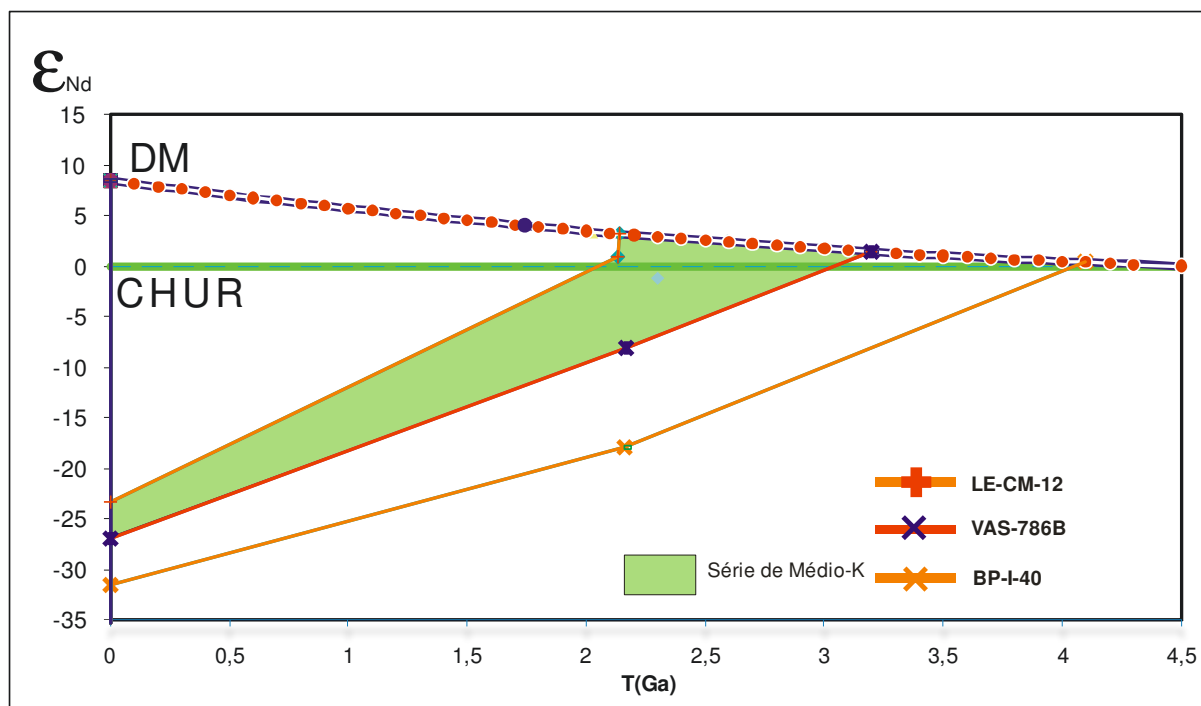


Figura 79 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras da série de médio-K do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988). Notar a discrepância no valor obtido na amostra BP-I-40.

7.3.4 Enclaves máficos/Ultramáficos

Este grupo é composto pelos enclaves máficos/ultramáficos coletados no afloramento da amostra PS-PM-66. Com base no estudo geoquímico destas amostras foi possível separar 3 grupos distintos. O primeiro grupo é composto por duas amostras meta-piroxeníticas (PS-PM-66-HB e PS-PM-66D) e dois grupos compostos por um meta-anfibolito cada (PS-PM-66HA e PS-PM-66-HC). Entretanto, devido a sua alta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,216640 e 0,243387), o grupo de amostras meta-piroxeníticas foi descartado. As amostras meta-anfibolíticas não possuem idades de cristalização conhecidas e assim os seus valores de t serão utilizados como 0 (zero).

As amostras PS-PM-66HA e PS-PM-66-HC apresentam idades modelos (T_{DM}), em torno de 2,8 até 3,8 Ga, e valores de ϵ_{Nd} ($t=0$) variando entre -19,7 e -19,8 (Figura 80).

O caráter negativo ou positivo do parâmetro ϵ_{Nd} pode ser extrapolado para o passado desde que se tenha o valor da idade de cristalização da rocha encaixante e que, após esta idade, o parâmetro ϵ_{Nd} mantenha-se constante. Com base nessa

premissa, as amostras possuem caráter negativo o que é fruto do retrabalhamento de uma crosta preexistente.

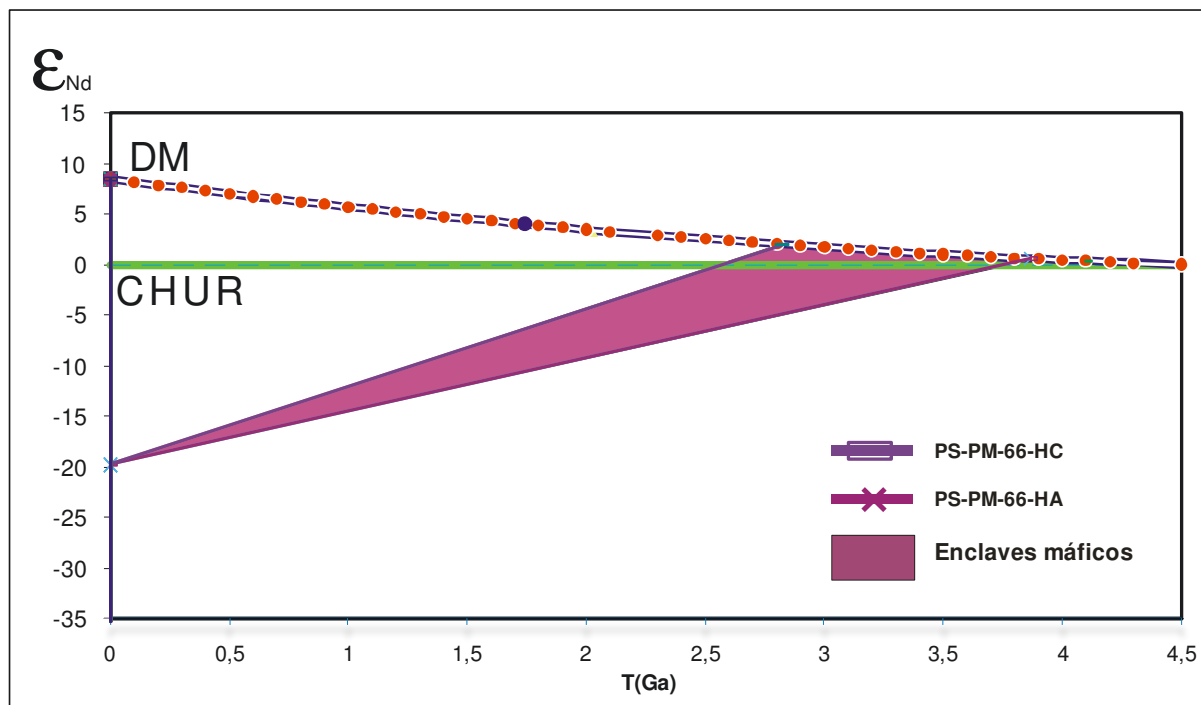


Figura 80 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos enclaves meta-anfibolíticos do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).

7.3.5 Granitóides Brasileiros

Os granitóides representativos deste grupo são as amostras CB-SV-01 (bt-gnaïsse) e SA-129, (hbl-bt-gnaïsse), com caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e que variam entre sieno-granitos e qtz-monzonitos.

A amostra CB-SV-01 tem idade modelo (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 0,62 Ga, igual a 1,74 Ga, e valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a -8,3. Este valor sugere geração a partir de uma fonte mais enriquecida durante o neoproterozóico e que recebeu contribuição de uma crosta paleoproterozóica em função do seu elevado valor negativo de $\epsilon_{Nd}(t)$ (Figura 81).

A amostra SA-129A tem idade modelo (T_{DM}), sendo t a idade de cristalização = 0,60 Ga, igual a 2,02 Ga, e valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ igual a -15,6. Este valor sugere que a amostra foi gerada durante o neoproterozóico e que recebeu contribuição de uma crosta paleoproterozóica em função do seu elevado valor negativo de $\epsilon_{Nd}(t)$ (Figura 81).

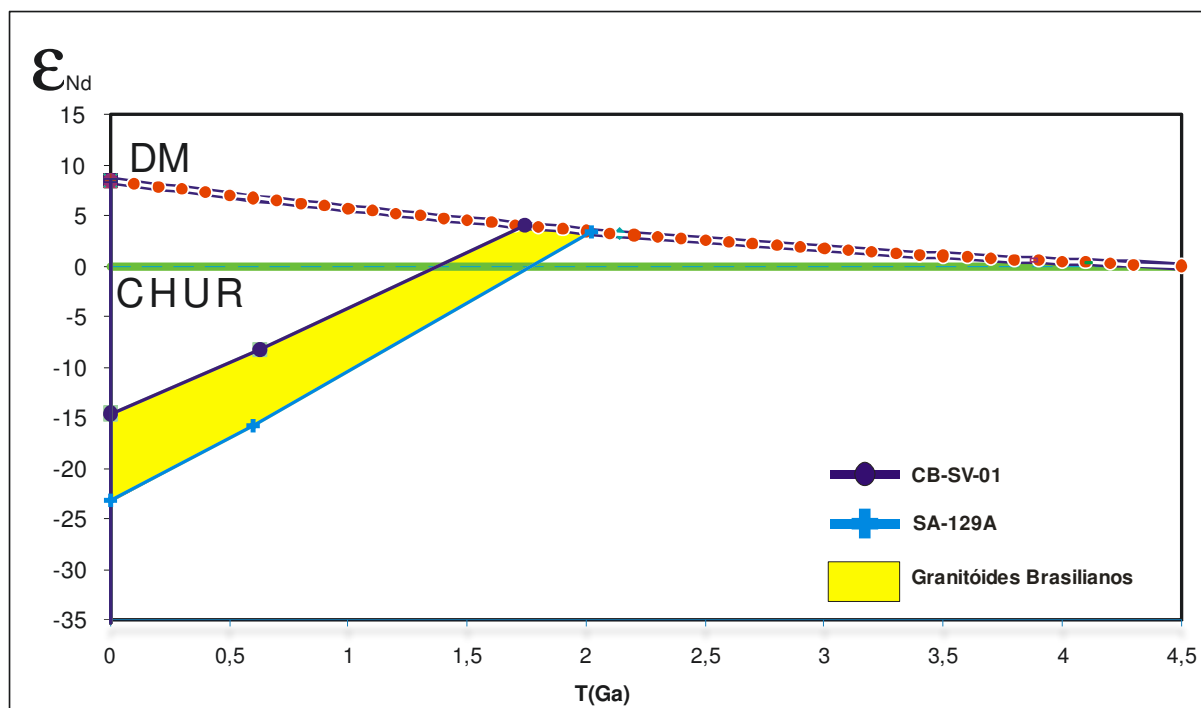


Figura 81 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos granitóides neoproterozóicos do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).

7.5 Abordagem de Sr e Nd

7.5.1 Introdução e análise preliminar dos dados

A união dos métodos isotópicos de Sm-Nd e Sr permitem uma melhor caracterização petrológica da área de estudo. Isso ocorre em função das proporções iniciais destes elementos serem diferentes da sua fonte. Assim a compilação de dois isótopos diferentes pode ajudar a caracterizar, com uma maior precisão, os componentes e a fonte de origem das amostras.

Antes do início da abordagem isotópica de Sm-Nd e Sr foi feita uma avaliação inicial dos dados, para verificar se os isótopos de Sr estavam preservados. O LAGIR não fornece dados de Rb e Sr por diluição isotópica, assim os valores químicos utilizados foram obtidos da análise química em rocha total, diferentemente das razões isotópicas que foram obtidas por diluição isotópica.

Pequenas variações de Rb em ppm podem interferir de modo muito acentuado no valor do ϵ_{Sr} e isso pode inclusive alterar o caráter negativo ou positivo deste parâmetro.

As amostras TR-TM-71A, VR-150 e BP-I-40 foram descartadas, pois apresentavam $\epsilon_{\text{Sr}}(2,3 \text{ Ga}) = -2078$, $\epsilon_{\text{Sr}}(2,2 \text{ Ga}) = -1085$ e $\epsilon_{\text{Sr}}(2,15 \text{ Ga}) = -585$, respectivamente. A amostra TR-TM-71A têm enriquecimento de Rb (286 ppm) em relação ao Sr (177 ppm). A amostra VR-150 possui enriquecimento em Rb (258 ppm) comparado ao Sr (317 ppm). Estes valores são incoerentes ao esperado para as rochas ortognáissicas onde a razão Rb/Sr é de aproximadamente 0,33 e assim foram descartadas. A amostra BP-I-40 tem um empobrecimento de Rb (28) em relação ao Sr (444) e por isso também foi descartada.

As amostras supracitadas encontram-se próximas a zonas de cisalhamento D2 ou D2 + D3 do conjunto estudado no Complexo Quirino. Esta proximidade interferiu diretamente no comportamento isotópico do Sr em zonas de cisalhamento ocorre percolação de fluídos o que pode ter carreado estes elementos móveis para minerais mais félsicos em função da sua alta incompatibilidade. A tabela 28 mostra o resultado da análise química e o resultado das análises isotópicas para as amostras estudadas.

Os enclaves máficos/ultramáficos não serão abordados neste tópico por não terem idades de cristalização conhecidas. Isto faz com que não seja possível estimar a razão inicial dos isótopos de Nd e Sr no instante de sua extração mantélica.

Esta abordagem será dividida em três partes, onde a primeira compreenderá as amostras da série cálcio-alcálica de alto-K, a segunda compreenderá as amostras da série cálcio-alcálica de médio-K e a terceira compreenderá as amostras dos granitóides neoproterozóicos.

Tabela 28 - Dados químicos de Sm-Nd, Rb-Sr e razões isotópicas das rochas do Complexo Quirino.

AMOSTRA	Rb	Sr	Sm _D	Nd _D	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(m)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(m)	Tempo (t)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i,UR)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i,CHUR)
Série de Alto-K											
EC-II-2002-6	112	423	12,4	65,1	0,729081	0,511165	2197	0,509498	0,704745	0,702016	0,509791
BP-IV-53	126	408	6,0	26,4	0,727448	0,511162	2216	0,509155	0,698819	0,701992	0,509767
PS-PM-66	182	351	4,8	27,7	0,728633	0,511384	2204	0,509862	0,680824	0,702007	0,509782
TR-MM-71A	284	177	7,9	41,0	0,710243	0,511265	2300	0,509499	0,556028	0,701888	0,509657
VR-150B	258	317	21,7	128,7	0,700000	0,511413	2185	0,509944	0,625822	0,702031	0,509807
Série de Médio-K											
VAS-786B	96	421	6,5	30,2	0,715330	0,511260	2169	0,509412	0,694707	0,702051	0,509828
BP-I-40	28	444	6,0	24,6	0,748746	0,511027	2155	0,508933	0,743153	0,702068	0,509846
LE-CM-12B	54	490	2,3	13,1	0,710609	0,511442	2136	0,509948	0,700783	0,702092	0,509871
Granitóides											
CB-SV-01	334	178	9,0	46,0	0,765699	0,511893	627	0,511407	0,716854	0,703943	0,511830
SA-129	133	1206	10,4	62,8	0,712884	0,511460	602	0,511065	0,710142	0,703973	0,511862
Enclaves											
PS-PM-HA	39	26	2,5	9,1	0,747005	0,511625		0,511625	0,747005	0,704700	0,512638
PS-PM-HB	102	20	5,9	16,6	0,819602	0,511919		0,511919	0,819602	0,704700	0,512638
PS-PM-HC	34	167	6,3	26,3	0,720153	0,511627		0,511627	0,720153	0,704700	0,512638
PS-PM-HD	121	23	5,6	13,9	0,811375	0,511931		0,511931	0,811375	0,704700	0,512638

(m)= Medido; (i) = No instante da extração; (UR) = Reservatório Uniforme; (CHUR) = Reservatório Condritico; (ID)= Diluição Isotópica;

7.5.2 Série Calcio-alcalina de alto-K

A amostra EC-2002-6 possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,509498$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,704745$ para $t = 2,2$ Ga. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais empobrecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e enriquecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo IV que caracteriza as rochas com origem em uma fonte enriquecida.

A amostra PS-PM-66 possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,509862$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,680824$ para $t = 2,2$ Ga. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais enriquecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e empobrecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo I que caracteriza as rochas com origem numa fonte Depletada.

A amostra BP-IV-53A possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,509155$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,698819$ para $t = 2,2$ Ga. Assim estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais empobrecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e empobrecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo III. Isso pode estar associado a uma possível abertura por do sistema Rb-Sr, devido a mobilidades destes elementos. De qualquer forma baseando-se nas razões isotópicas de Nd sugere-se uma fonte enriquecida.

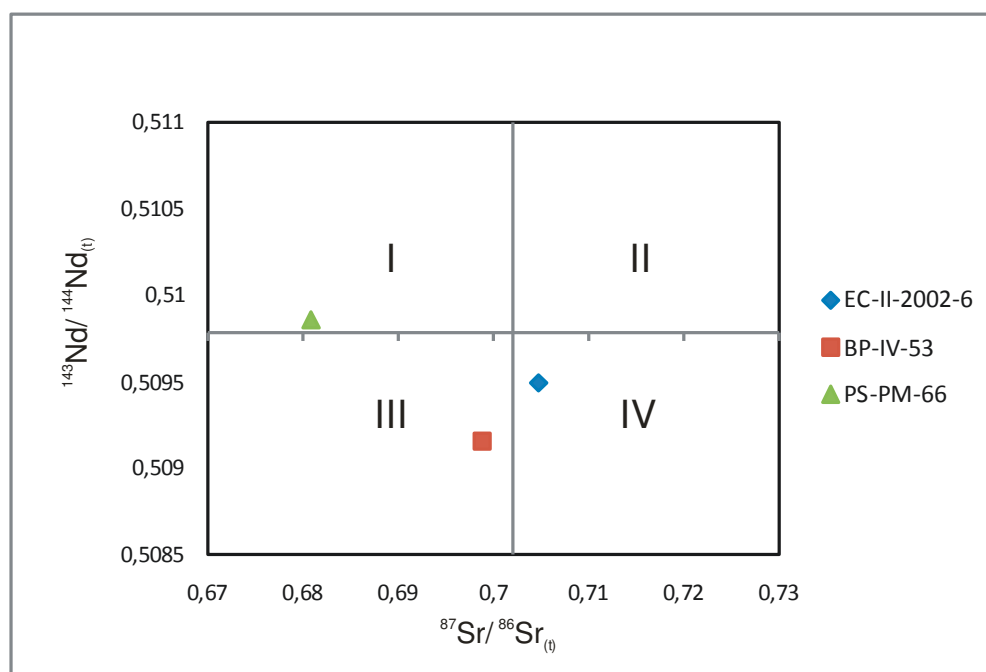


Figura 82 - Diagrama das razões de Nd e Sr para as rochas cálcio-alcálicas da série de alto-K. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 2,22$ Ga.

7.5.3 Série Calcio-alcalina de médio-K

A amostra LE-CM-12 possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,509948$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,700783$ para $t = 2,15$ Ga. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais enriquecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e empobrecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo I que caracteriza as rochas com origem numa fonte depletada.

A amostra VAS-786B possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,509412$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,694707$ para $t = 2,15$ Ga. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais empobrecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e empobrecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo III. Isso pode estar associado a uma possível abertura por do sistema Rb-Sr, devido a mobilidades destes elementos. De qualquer forma, baseando-se nas razões isotópicas de Nd, sugere-se uma fonte enriquecida.

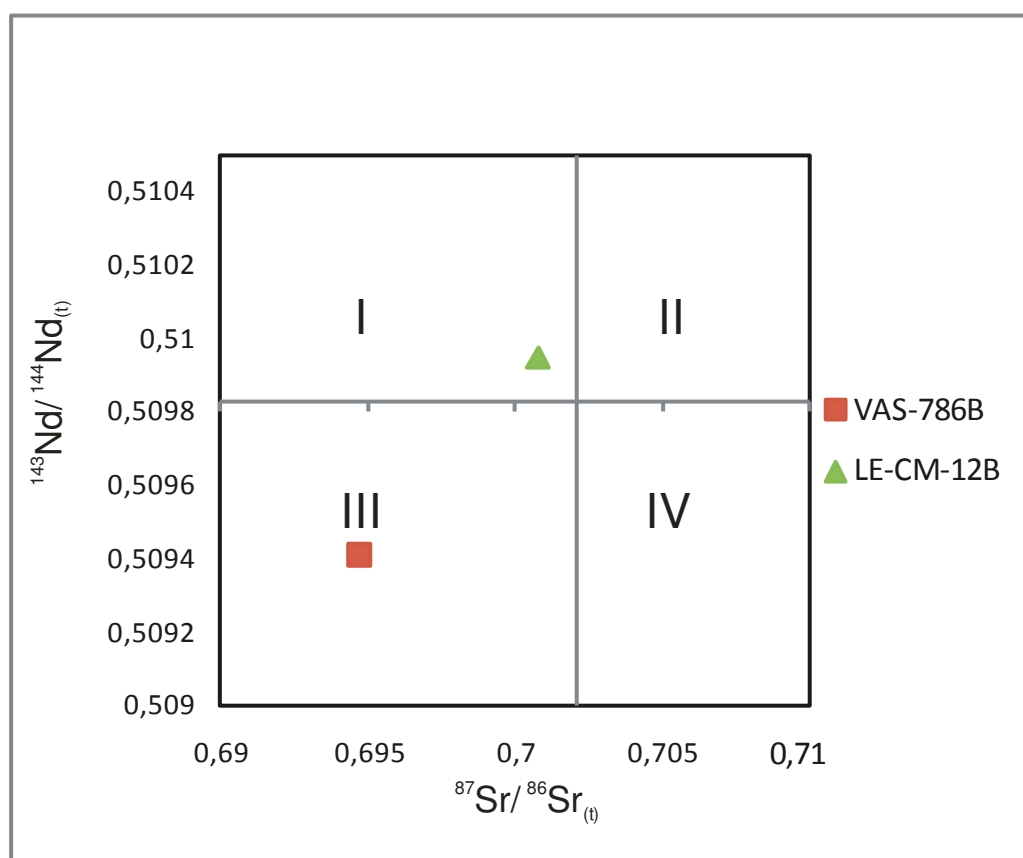


Figura 83 - Diagrama das razões de Nd e Sr para as rochas calcio-alcalinias da série de médio-K. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 2,15$ Ga.

7.5.4 Granitóides Brasileiros

A amostra CB-SV-01 possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,511407$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,716854$ para $t = 615$ Ma. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais empobrecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e enriquecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo IV que caracteriza as rochas com origem em uma fonte enriquecida.

A amostra SA-129A possui razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)} = 0,511065$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0,710142$ para $t = 615$ Ma. Estes valores sugerem que a amostra possuía razões isotópicas mais empobrecidas em $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e enriquecidas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que a sua fonte no momento da extração. Esta amostra plota no Campo IV que caracteriza as rochas com origem em uma fonte enriquecida.

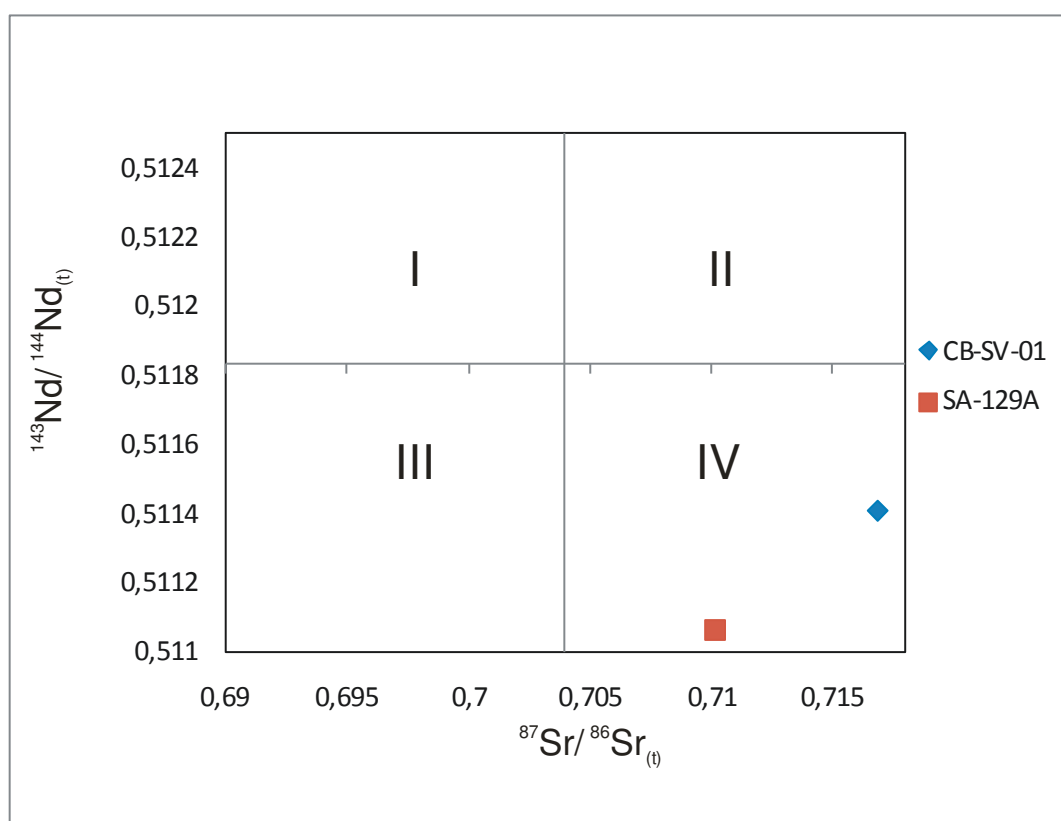


Figura 84 - Diagrama das razões de Nd e Sr para granitóides brasileiros. O ponto central do diagrama contém as razões isotópicas iniciais para $t = 615$ Ma.

7.6 Interpretação dos Resultados

A interpretação dos dados isotópicos de Nd com o auxílio dos dados de Sr permite uma melhor abordagem da evolução isotópica e petrológica da área de estudo. Nesse tópico serão interpretados os dados obtidos.

A Figura 85 é a justaposição dos resultados obtidos para a série cálcio-alcalina de médio-K, série cálcio-alcalina de alto-K e os granitóides brasileiros. Os enclaves não foram inseridos por ter características isotópicas muito distintas e não possuem idades de cristalização conhecidas.

As rochas da série cálcio-alcalina de alto-K são mais antigas (2,3 - 2,2 Ga) que as rochas da série cálcio-alcalina de médio-K (2,2 - 2,1 Ga), assim como o período relativo de extração material do manto maior. As primeiras possuem idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 3,4 Ga para $t = 2,2$ Ga. A razão $\epsilon_{Nd}(t)$ varia de três maneiras distintas, sendo que as amostras PS-PM-66 e VR-150 possuem razão $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre 1,6 e 2,7. As amostras EC-2002-6 e BP-IV-53 possuem razão $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre -5,8 e -12,0. A amostra TR-TM-71A possui razão $\epsilon_{Nd}(t) = -3,1$. Entretanto as rochas da série cálcio-alcalina de médio-K possuem idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 2,9 Ga para $t = 2,15$ Ga e razões $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre -8,1 e +1,5. Assim é possível sugerir que durante o paleoproterozóico houve a geração de rochas juvenis, bem como a contribuição de crosta arqueana na geração de ambas as séries.

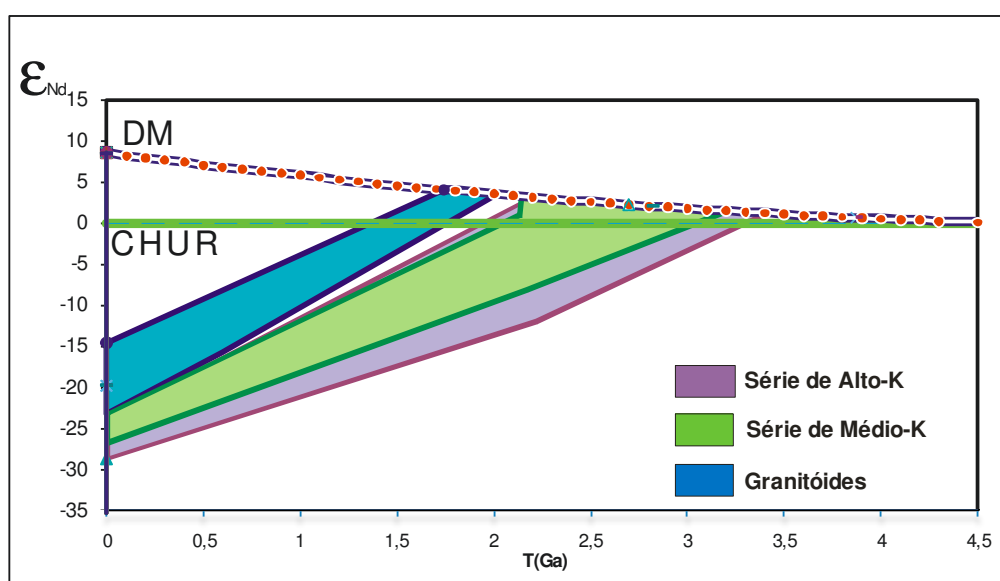


Figura 85 - Gráfico esquemático de evolução do ϵ_{Nd} em função do tempo para as amostras dos granitóides neoproterozóicos e do Complexo Quirino (extraído de DePaolo, 1988).

Os granitóides neoproterozóicos possuem idades modelo T_{DM} distintas das rochas das séries de médio-K e alto-K, variando entre 1,7 e 2,0 Ga para $t = 0,61$ Ga e razões $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre -8,3 e -15,6. Estes valores sugerem que as rochas foram geradas no neoproterozóico a partir de refusão crustal de uma crosta paleoproterozóica.

Outra abordagem pode ser feita separando-se as idades de extração mantélica. Nessa nova abordagem foram separados quatro grupos principais, onde as amostras são diferenciadas em função das suas características isotópicas (Figura 86).

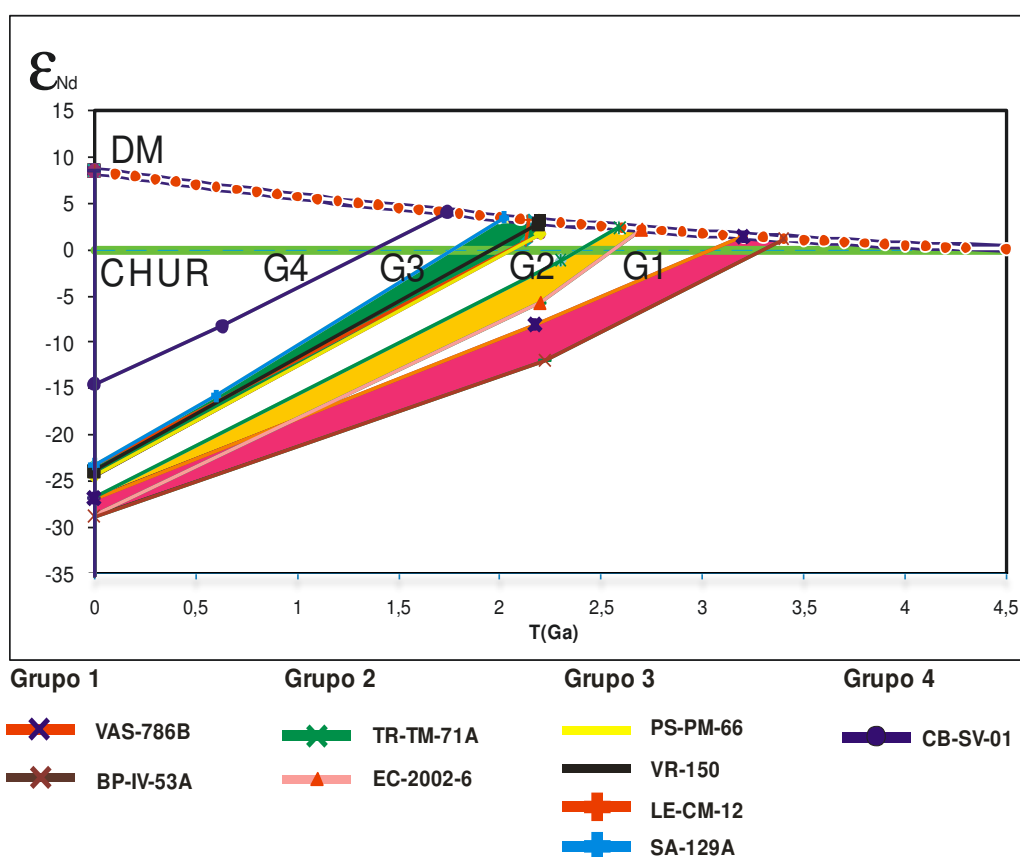


Figura 86 - Divisão de grupos de evolução com base nas idades modelo T_{DM} do no gráfico de ϵ_{Nd} em função do tempo de DePaolo, (1988).

7.6.1 Grupos 1 e 2

O Grupo I é composto pela amostra da série cálcio-alcalina de alto-K BP-IV-53A e pela amostra da série cálcio-alcalina de médio-K VAS-768B. O grupo II é composto pelas amostras da série cálcio-alcalina de alto-K TR-TM-71A e EC-2002-6.

Grupo G1

A amostra BP-IV-53A tem idade modelo $T_{DM(2.2)}$ igual 3,4 Ga, ϵ_{Nd} igual -5,8 e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0,698819$ com presença de zircões herdados de 2,9 Ga (Viana, 2008). A amostra VAS-786B tem idade modelo $T_{DM(2.2)}$ igual 2,9 Ga, ϵ_{Nd} igual -8,1 e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0,694707$ com presença de zircões herdados de 3,2 Ga (Viana, 2008). A análise deste grupo sugere a geração de crosta paleoproterozóica (2,2 a 2,1 Ga) com contribuição de crosta arqueana.

Grupo G2

A amostra TR-TM-71A tem idade modelo $T_{DM(2.3)}$ igual 2,6 Ga, ϵ_{Nd} igual -3,1 e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0,556028$ com presença de zircões herdados de 3,4 Ga (Viana, 2008). A amostra EC-2002-6 tem idade modelo $T_{DM(2.2)}$ igual 2,7 Ga, ϵ_{Nd} igual -5,8 e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)} = 0,680824$ sem presença de zircões herdados (Viana, 2008). A análise deste grupo sugere a geração de crosta paleoproterozóica (2,3 a 2,2 Ga) com contribuição de crosta arqueana.

Os Grupos 1 e 2 possuem histórias evolutivas semelhantes do ponto de vista temporal, assim durante o arqueano, houve a extração mantélica de rochas das séries de médio-K e de alto-K, com um longo tempo de residência crustal. Entretanto, por se tratarem de séries cálcio-alcálicas distintas, é sugerido que durante o retrabalhamento dessa crosta arqueana no paleoproterozóico, ambas séries foram retrabalhadas.

Com base nos dados isotópicos de Sm-Nd e Sr, pode-se sugerir que as amostras BP-IV-53A e EC-2002-6 podem ter sido geradas por evolução de uma mesma suíte, como sugerido por Viana, (2008).

7.6.2 Grupo 3

O Grupo 3 é composto pelas amostras PS-PM-66 e VR-150 da série cálcio-alcálica de alto-K, pela amostra LE-CM-12 da série de médio-K e pela amostra SA-129A pertencente ao conjunto dos granitóides brasileiros (Figura 86). Este grupo é composto por amostras que possuem idades Modelo T_{DM} que variam entre 2,0 e 2,2 Ga.

O granitóide brasileiro SA-129A possui idade de cristalização U-Pb em zircão igual a 602 Ma (Viana, 2008) e idade T_{DM} igual a 2,0 Ga. Este litotipo pode ter sido gerado da fusão de rochas ortognáissicas do Complexo Quirino, como sugerem as observações de campo. Entretanto, não foram encontrados zircões herdados de idade paleoproterozóica no estudo realizado por Viana, (2008).

As amostras PS-PM-66, VR-150 e LE-CM-12 possuem idades de cristalização U-Pb em zircão variando entre 2,136 e 2204 Ma, sem presença de zircões herdados arqueanos (Viana, 2008), idades T_{DM} variando entre 2,1 e 2,2 Ga, razões de ϵ_{Nd} positivas variando entre +1,5 e +2,7 e que no gráfico das razões de Nd e Sr plotam no campo das rochas originadas em fontes depletadas. Estes dados sugerem que durante o paleoproterozóico houve extração mantélica de rochas das séries de alto-K e médio-K simultaneamente, gerando assim uma crosta com características juvenis, com pouca residência crustal.

7.6.3 Grupo 4

O granitóide brasileiro CB-SV-01 possui idade de cristalização U-Pb em zircão igual a 627 Ma (Viana, 2008), razão de ϵ_{Nd} igual a -8,3, idade T_{DM} igual a 1,7 Ga e que plota, no gráfico das razões de Nd e Sr, no campo das rochas enriquecidas. Estes valores sugerem que esta amostra foi gerada a partir de uma crosta pré-existente. Todavia uma hipótese para a idade T_{DM} igual a 1,7 Ga pode estar associada a contaminação pelos gnaisses pelíticos do Grupo Paraíba do Sul que possuem idades modelo T_{DM} variando entre 1,6 e 1,7 Ga (Ragatky et al., 1999).

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas estudadas neste trabalho foram divididas do ponto de vista petrográfico em 4 grupos. Os dois primeiros são ortognaisses variando de hb-gnaisses a bt-hb-gnaisses. O terceiro grupo é formado por enclaves máficos/ultramáficos que ocorrem nos ortognaisses do complexo Quirino e que variam de anfibolitos a metapiroxenitos. O quarto grupo é composto por granitóides neoproterozóicos ricos em biotita e hornblenda.

O Complexo Quirino é caracterizado na literatura como embasamento do Terreno Paraíba do Sul, é formado por ortognaisses, que podem ser divididos em duas séries com características geoquímicas distintas: uma série alto-K, formada em sua maioria por biotita gnaisses de composição granodiorítica a granítica; e uma série médio-K, contendo hornblenda-biotita gnaisses de composição tonalítica.

Os ortognaisses pertencentes à série de alto-K apresentam uma composição mais expandida granítica-adamelítica/granodiorítica/tonalítica e são correlacionáveis aos bt-gnaisses e alguns hbl-bt-gnaisses. Entretanto, os ortognaisses da série médio-K apresentam composição predominantemente tonalítica, sendo correlacionáveis à maioria dos hornblenda-biotita gnaisses.

As assinaturas geoquímicas das amostras dos ortognaisses das séries cálcio-alcalinas de alto-K e médio-K do Complexo Quirino foram comparadas com as assinaturas de rochas de ambientes tectônicos modernos utilizando-se elementos incompatíveis normalizados para o granito de crista oceânica (ORG) de Pearce et al., (1984). As rochas da série cálcio-alcalina de alto-K possuem assinaturas similares àquelas encontradas no granito do Chile, enquanto as rochas da série de médio-K têm assinatura semelhante ao granito da Jamaica, que sugere a formação de ambas as séries em ambiente de arco magmático maduro.

Ambas as séries têm idades de cristalização paleoproterozóica, sendo a série de alto-K mais antiga ($2308 \pm 9,2$ Ma a 2185 ± 8 Ma) do que a série de médio-K (2169 ± 3 Ma a 2136 ± 14 Ma). Os granitóides brasileiros possuem idades de cristalização neoproterozóica correlacionada a Orogênese Brasileira (602 a 627 Ma) (Viana, 2008; Valladares et al., 2002).

Dados geocronológicos U-Pb em zircão (VIANA, 2008; VALLADARES, 1996) revelaram idades mínimas de 2846 Ma e 2981 (VAS-786B) intercepto superior de 3055 ± 11 Ma (BP-I-40), e idades mínimas de 2946 ± 18 Ma (BP-IV-53), e $3388 \pm$

16 Ma (TR-MM-71A) indicando a pré-existência de crosta arqueana como área fonte para parte dos gnaisses investigados.

As rochas da série cálcio-alcálica de alto-K têm idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 3,4 Ga, possuindo uma distribuição temporal superior as idades idades modelo T_{DM} das rochas da série cálcio-alcálica de médio-K que variam entre 2,1 e 2,9 Ga. Os granitóides neoproterozóicos possuem idades modelo T_{DM} variando entre 1,7 e 2,0 Ga. Já os enclaves meta-anfíbolíticos possuem idades modelo T_{DM} variando entre 2,8 e 3,8 Ga.

O estudo isotópico de Nd e Sr demonstraram que as rochas da série cálcio-alcálica de alto-K e as rochas da série cálcio-alcálica da série de médio-K possuem idades modelo T_{DM} variando entre paleoproterozóicas a arqueanas. Estes dados sugerem tanto uma geração de crosta juvenil por plotarem no campo do manto depletado no diagrama de Nd/Sr, como o retrabalhamento de crosta arqueana no Paleoproterozóico, quando estes plotam no campo das fontes enriquecidas do mesmo diagrama. Os dados obtidos neste trabalho sugerem que houve 3 ou 4 eventos de extração mantélica entre o arqueano e o paleoproterozóico.

As idades Modelo T_{DM} do grupo G1 (BP-IV-53A e VAS786B) variam entre 2,9 e 3,4 Ga, enquanto as idades T_{DM} do grupo G2 (TR-TM-71A e EC-2002-6) variam entre 2,5 e 2,7 Ga. Os Grupos 1 e 2 possuem histórias evolutivas semelhantes e podem vir a ser interpretado como um único grupo. Outro ponto importante para esta hipótese é o fato das amostras BP-IV-53A e EC-2002-6 possuírem afinidades químicas, o que também foi sugerido por Viana, (2008).

O grupo 3 (PS-PM-66, VR-150 e LE-CM-12) possui idades de cristalização U-Pb em zircão variando entre 2,136 e 2204 Ma (VIANA, 2008), idades T_{DM} variando entre 2,1 e 2,2 Ga, razões de ϵ_{Nd} variando entre 1,5 e 2,7 e que no gráfico das razões de Nd e Sr plotam no campo das rochas originadas de fontes depletadas. Estes dados sugerem que durante o paleoproterozóico houve extração mantélica de rochas das séries de alto-K e médio-K simultaneamente, gerando assim uma crosta com características juvenil e magmas com pouca residência crustal.

O granitóide brasileiro SA-129A também pertence ao Grupo 3 e possui idade de cristalização U-Pb em zircão igual a 602 Ma (VIANA, 2008) e idade T_{DM} igual a 2,0 Ga. Este litotipo pode ter sido gerado da fusão de rochas ortognáissicas do Complexo Quirino. Entretanto, não são encontrados zircões herdados de idade paleoproterozóica no estudo realizado por Viana, (2008).

O grupo 4 é composto pelo granitóide brasileiro CB-SV-01 que possui idade de cristalização U-Pb em zircão igual a 627 Ma (Viana, 2008), razão de ϵ_{Nd} igual a -8,3, idade T_{DM} igual a 1,7 Ga e que plota, no gráfico das razões de Nd e Sr, no campo das rochas enriquecidas. Estes valores sugerem que esta amostra foi gerada a partir de uma crosta pré-existente durante o neoproterozóico. Todavia uma hipótese para a idade T_{DM} igual a 1,7 Ga pode estar associada a contaminação pelos gnaisses pelíticos do Grupo Paraíba do Sul que possuem idades idades modelo T_{DM} variando entre 1,6 e 1,7 Ga (RAGATKY et al., 1999).

O estudo de ambientes de arcos magmáticos maduros modernos como acontece no norte da cordilheira andina sugere que seja comum a ocorrência de mistura entre as diferentes fontes. Assim são encontradas rochas de fontes depletadas e de fontes enriquecidas (FAURE, 2001).

Os ortognaisses do Complexo Quirino foram gerados de fontes enriquecidas e depletadas durante o paleoproterozóico. Assim sugere-se para estes ortognaisses a sua geração em um ambiente de arco vulcânico do tipo andino durante o paleoproterozóico que gerou crosta juvenil e retrabalhou, em parte, rochas arqueanas para ambas as suítes.

Os dados obtidos estão resumidos na tabela 29 onde se encontram os principais eventos geradores de magmas relacionados ao Complexo Quirino e Granitóides neoproterozóicos.

Tabela 29 - Principais eventos magmáticos do Complexo Quirino e Granitóides Brasileiros.

TEMPO	EON	ERA	EVENTO	GEOCRO-NOLOGIA**	MAGMATISMO	IDADES T _{DM}	INTERPRETAÇÃO	
505	FANEROZÓICO	CAMBRIANO*	520					
542								
542	PROTEROZÓICO	Neo	OROGÊNESE BRASILEIRANA	GRANITÓIDES	602	Injeção do veio félsico SA-129: 602±14 Ma.	2,0 Ga (Grupo 3)	Este litotipo pode ter sido fruto do retrabalhamento de rochas do grupo 3 durante o pico metamórfico (M1) que gerou anatexia relacionada à deformação regional D1+D2. Entretanto não foram encontrados Zircões herdados com idade paleoproterozóica.
900		Meso	630					
1600		Paleo	OROGÊNESE TRANS-AMAZÔNICA	SÉRIE MÉDIO-K	2136	Cristalização de ambas as séries alcalinas	2,0 e 2,2 Ga (Grupo 3)	Durante a paleoproterozóica houve a geração de corpos granitóides cálcio-alcálicos que formam o embasamento do Terreno Paraíba do Sul. Estes corpos foram gerados pelo retrabalhamento de uma crosta arqueana preexistente e por acreção de crosta juvenil para ambas as séries cálcio-alcálicas.
			2250	SÉRIE ALTO-K				
					2308			
2500	ARQUEANO			ZIRCÕES HERDADOS	2800		2,5 e 2,7 Ga (Grupo 2) 2,9 e 3,4 Ga (Grupo 1) 2,8 a 3,8 Ga (Enclaves)	As idades T _{DM} obtidas para os grupos 1 e 2 dos ortognaisses, os dados isotópicos dos enclaves anfíbolíticos e os dados obtidos em zircão herdados (Viana, 2008) sugerem a existência de uma crosta arqueana para este período.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 13-21, 1971.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton de São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v 7, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN, A. E. M. ; STEHLI, F. G. (Ed.) *The Ocean Basin and Margins*, v.1. New York: Plenum, 1973, p. 411-446.
- ALMEIDA F. F. M. et al. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, v 17, p. 1-29, 1981.
- BARKER, A. J. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. London: Blackie, 1990. 170 p.
- BATCHELOR, R. A., BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoids series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, n. 48, p. 43-55, 1985.
- BEN OTHMAN, D., POLVE, M., ALLÈGRE, C.J.. Nd–Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, v. 307, p. 510–515, 1984.
- BOYNTON, W.R. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam: Elsevier, 1984, p. 63-114.
- CAMPOS NETO, M. C. ; FIGUEIREDO, M. C. H.. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, v. 6, p. 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, n.2, p. 143-162, 1995.
- CLARKE, D. NewPet for DOS (software). St. John's, Newfoundland : Memorial University of Newfoundland, 1991.
- CORDANI, U. G.; MELCHER, G.C. and ALMEIDA, F. F. M.. Outline of Precambrian Geochronology of South America. *Canadian Journal of Earth Science*, v.5, p. 629-632, 1967.
- CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, v.3, n. 1, p. 1-22, 1973.

CORDANI, U. G. and BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of south America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, v.12, p.78-88, 1982.

COX, K.G.; BELL, J.D. e PANKHURST, R.T. *The interpretation of the igneous rocks*. Univ. Chicago Press., 1990, 450 p.

CULLERS, R.L.; YEH, L.T.; CHAUDHURY, S.; C.V. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from NW marine. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, n. 38, p. 389-400, 1974.

DEPAOLO, D. J. and WASSERBURG, G. J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett.*, v 3, p 743–746, 1976b.

DEPAOLO, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53, p. 189-202, 1981.

DEPAOLO, D.J.. *Neodymium Isotope Geochemistry*. New York: Springer-Verlag , 1988. 187p.

DUARTE B. P., VALLADARES, C. S., VALENTE, S. C and HEILBRON, M. Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Setor Central da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA DOS PAISES DO MERCOSUL, 8 - 2001, Curitiba, PR., CD-ROM de resumos Expandidos, SBGq, v.1..

EBERT, H. *Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais*.. Rio de Janeiro: DNPM, DGM, 1955. p. 62-81. Relatório Anual do Diretor.

EBERT, H. Ocorrência de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.40(Supl.), p.215-229, 1968.

EIRADO SILVA, L. G. *A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil*. 2006. 273 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia , Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

FAURE, G. *Principles of isotope geology*. New York: John Wiley & Sons, 1986. 587p.

FIGUEREDO M. C. H. & TEXEIRA W. The Mantiqueira Metamorphic Complex, Eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, p.223-246, 1996.

GOLDSTEIN, S. L., O'NIONS, R. K. and HAMILTON, P. J.. A Sm–Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 70, p. 221–236, 1984.

GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro ,v.2, n.2, p.143-165, 1988.

HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. and RIES, A.C. (Ed.) *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication*, v.19, 1986, p.67-81.

HART, S.R. Heterogeneous mantle domains: signature, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Letters*, v. 90, p. 273-296, 1988.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: ALMEIDA & HASUI. *O Precambriano do Brasil*. Edgard Blucher (Ed.), 1984, 344p.

HEILBRON, M. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na seção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG) -Barra do Piraí (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. *Anais...Natal: SBG/RN*, v.6, p.2813-2826.

HEILBRON, M. et al. A Megassinforma do Rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. *Atas...São Paulo: SBG*, p. 519-527.

HEILBRON, M. et al. Segmento Central da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos... SBG*, v. 1, p. 263-265.

HEILBRON, M., et al. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* v.25, n.4, p.: 245-266, 1995.

HEILBRON M., et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasília collage of the central segment of the Ribeira Belt, SE Brazil. In: SBG INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, 1998, Ouro Preto. *Extended Abstracts*, p.15-17.

HEILBRON, M; et al. From Collision to Extension: The Roots of the South-eastern Continental Margin of Brazil. In: TALWANI; MOHRIAK (Ed.) *Atlantic Rifts and Continental Margin*,. AGU Geophysical Monograph Series 115, 2000, p. 1-32.

HEILBRON, M. et al. Tectonic map of the Central Ribeira Orogenic Belt. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 20., 2000, Rio de Janeiro. SBG,2000. CD-ROM.

HEILBRON, et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. et al (Ed.); *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução e obra de Fernando Flávio de Almeida*. São Paulo: Editora Beca, 2004.

IRVINE, T. N. & BARANGAR, W.R.A.. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Science*, v 8, p. 523-548, 1971.

JACOBSEN, S. B. and WASSERBURG, G. J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.50, p. 139–155, 1980.

LE MAITRE, R. W.. The chemical variability of sun common igneous rocks. *J. Petrol.* v.17, p.589-537, 1989.

LUGMAIR, G.W. and SCHEININ, N. B. Sm–Nd systematic of the Stannern meteorite. *Meteoritics*, v.10, p. 447–448, 1975. Abstract.

LUGMAIR, G.W., SCHEININ, N. B. and MARTI, K.. Search for extinct ^{146}Sm , I. The isotopic abundance of ^{142}Nd in the Juvinas meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 27, p. 79–84, 1975.

MACHADO, H. T., et al. Orthogneisses of the Quirino Complex, Central Ribeira belt, SE-Brazil: Sr and Nd isotopic data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7, 2010, Brasília. *Anais...Brasília: CD-ROM de Resumos Expandidos*.

MACHADO FILHO, L., et al. In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória, 1. Geologia, Rio de Janeiro, MME, p. 27-304, 1983..

MACHADO N, et al. U-Pb geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Free. Research*, v. 79, p.347-367, 1996.

MACHADO, R. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Anais... Goiânia: SBG*, 1986, v.2, p. 1088-1095.

MUECKE, G.K.; PRIDE, C; SARKAR, P. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Phys. Chem. Earth*, v.11, p. 449-464, 1979.

NOTSU, K., et al. Evidence of the extinct nuclide ^{146}Sm in 'Juvinas' achondrite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.19, p. 29–36, 1973.

O`CONNOR, J.T.. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S.G.S. Professional Paper*, v. 525-B, p.79-84, 1965.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TIDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, n.4, p. 956-983, 1984.

RAGATY, D., TUPINAMBA, M., MARTINS, G., S.. Sm/Nd data and provenance of metasediments of the central segment of Ribeira Belt, Brazil. IN: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. *Actas... Argentina: [s.n.]*, 1999. Special Volume of the Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino.

ROSIER, G. F. *A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro)*. DNPM, GGM, 1957, 58p. Boletim 166.

ROSIER, G. F. *Pesquisa geológica na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e a parte vizinha do Estado de Minas Gerais*. DNPM, DGM, 1965, 41p., Boletim 222.

SATO, K. *Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm/N*. 1998. 299p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

SCHMITT, R. S., TROUW, R. A. J., VAN SCHMUS, W. R. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil) – using U/Pb in syntectonic veins. IN: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2, 1999, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. *Actas...* Argentina: [s.n.], 1999. Special Volume of the Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino, v.34, p. 363-366.

SCHMITT R. S. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira - sudeste do Brasil*. 2000. 273p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.

SOUZA, S. F. M. & VALLADARES, C. S. Geoquímica e petrografia dos ortognáisses da Unidade Quirino entre Três Rios e Barra do Pirai, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro, São Paulo. *Boletim de resumos*. São Paulo: SBG, 1999. p.40.

SOUZA, S. F. M. & VALLADARES, C. S. 2001. Geoquímica e petrografia dos ortognáisses do Complexo Quirino, Região NW do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8, E SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAISES DO MERCOSUL, 1, Curitiba, PR, Outubro, 2001. CD-ROM de Resumos Expandidos.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33, 1976.

TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, v.53, p. 1-22, 1991.

TROUW R. A. J., et al. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: U.G. CORDANI, et al (Ed). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: [s.n.], 2000, p. 287-310.

TUPINAMBÁ M., et al. U/Pb zircon age and lithochemochemistry of the Rio Negro Complex tonalitic gneiss: evidence of 630 Ma magmatic arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1998. p. 51.

TUPINAMBÁ, M.. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. 1999. 221p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

TUPINAMBÁ, M., et al. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Revista Geonomos*, v.15, n.1, p. 67-79, 2007.

VALADARES, C. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb. 1996. 146p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

VALLADARES, C. S., et al. Geochemistry and geochronology of paleoproterozoic gneissic rocks of the Paraíba do Sul Complex, Barra Mansa region, Rio de Janeiro, Brazil. *Revista brasileira de geociências*, v. 27, n.1, p. 111-120, 1997.

VALLADARES C.S., et al. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions of the Brasília belt, southern border of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 3, 2001, Pucon, Chile. CD-ROM Extended Abstracts, Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 261-264.

VALLADARES C. S., SOUZA S. F. M., RAGATKY D. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural, Série Ciências Exatas e da Terra*, p.22, 2002.

VIANA, S. M.; VALLADARES, C. S. Estudo geoquímico das rochas ortognáissicas da Unidade Quirino (Complexo Paraíba do Sul) na região de Barra do Piraí, Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, 1997, Penedo. *Atas...Penedo: SBG*, 1997, p. 139-141.

VIANA, S. M. Evolução geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com base em estudos litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb (LA-ICPMS). 2008. 230p. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

WHITE, A.J.R.;CHAPPEL, B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, v.43, p. 7-22, 1997.

WILSON M. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. Londres: Unwin Hyman, 1991. 466p.

WINCHESTER, J.A. and FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v.20, p.325-343, 1977.

YARDLEY, B.W.D. *An introduction to metamorphic petrology*. New York: Longman, 1989, 248p.

ZINDLER, A.; HART, S. Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 14, p. 493 – 571, 1986.