RIOLITOS NEOPROTEROZÓICOS PÓS-COLISIONAIS NA ÁREA DO SANTUÁRIO, SUL DO BRASIL: LITOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E ORIGEM DAS HETEROGENEIDADES TEXTURAIS

DANIEL FERNANDES MATOS[1], EVANDRO FERNANDES DE LIMA[1], CARLOS AUGUSTO SOMMER[1], LAURO VALENTIM STOLL NARDI[1], JOAQUIM DANIEL DE LIZ[1], ANA MARIA GRACIANO FIGUEIREDO[3], RONALDO PIEROSAN[2] & BRENO LEITÃO WAICHEL[4]

ABSTRACT *NEOPROTEROZOIC POST-COLLISIONAL RHYOLITES FROM SANTUARIO AREA, SOUTHERN BRAZIL: LITHOCHEMISTRY, MINERAL CHEMISTRY AND THE ORIGIN OF TEXTURAL DIVERSITY* Petrographic studies on the hipabissal rhyolites from Acampamento Velho Alloformation (~580Ma) in the Santuário area, Vila Nova do Sul, southern Brazil, led to the identification of distinct textural patterns: (i) hemicrystalline and (ii) microcrystalline, related to local chemical gradients and volatile percolation along fractures, and (iii) spherulitic, probably related with high temperature (~700^{0}C) devitrification processes. Mineral chemistry indicates that these rocks are made of sanidine, ferrowinchite and ferrobarroisite, Ti-magnetite and ilmenite, a mineral assemblage common in rhyolites of comendiitic affinity. Geothermometry using the composition of Fe-Ti oxides indicates crystallization temperatures of 850^o C-886^o C. The Santuario rhyolites are compositionally classified as high-silica, metaluminous to peralkaline, and in relation to pantelleritic peralkaline types they show lower amounts of Fe, Mn, Na, and Ti, higher contents of Al, Ca and Mg , and lack sodic ferromagnesian phases. The Santuario rhyolites show high contents of REE, with moderate fractionation of LREE to HREE, like most alkaline rhyolites from post-orogenic settings. Spidergrams for incompatible elements are also consistent with rhyolites of post-orogenic settings, associated with magmas related to subduction-modified mantle sources. This magmatism is probably associated to the late phases of Brasiliano-Pan-African Cycle in southern Brazil**.**

Keywords: Sul-rio-grandense Shield, rhyolite, textures.

RESUMO O estudo petrográfico de detalhe dos riolitos hipabissais da Aloformação Acampamento Velho (~580Ma), na região do Santuário, definiu padrões texturais distintos em uma mesma intrusão. A investigação sobre a origem destas heterogeneidades aponta como fatores principais para o desenvolvimento de texturas hemicristalina e microcristalina as variações químicas locais e a atuação de voláteis ao longo de redes de microfraturas durante a cristalização, diferente do grupo esferulítico, cuja origem deve estar relacionada a processos de desvitrificação em alta temperatura (» 700^o C). Dados de química mineral indicam composições do tipo sanidina para o feldspato alcalino, uma natureza sódico-cálcica para os anfibólios, classificados como ferrowinchita e ferrobarroisita, e composições do tipo magnetita titanífera e ilmenita para os minerais opacos. O uso de pares de óxidos como geotermômetros indicam temperaturas de cristalização da ordem de 850^o C-886^o C. A associação mineral encontrada é típica de riolitos alcalinos de afinidade comendítica. Geoquimicamente os riolitos da região do Santuário podem ser classificados como do tipo alta sílica, sendo os valores do índice agpaítico concentrados no limite entre sistemas metaluminosos e peralcalinos. A afinidade alcalina comendítica, quando comparada a pantelerítica, é expressa pelos conteúdos mais baixos de FeO_t, MnO, Na_2O e TiO_2 e mais elevados de Al_2O_3, CaO e MgO, aliada a um baixo percentual de mineralogia máfica sódico-cálcica. Os dados de ETR dos riolitos da região do Santuário indicam uma elevada concentração e um moderado fracionamento de ETRL em relação ETRP, sendo os padrões de ETR semelhantes aos de outras associações alcalinas pós-orogênicas. Os padrões geoquímicos em diagrama multi-elementar, normalizados pelo padrão ORG, sugerem uma herança mantélica com contribuição crustal para a origem dos riolitos estudados. Os dados litoquímicos e de química mineral permitem caracterizar este episódio vulcânico como representante de um magmatismo ácido alcalino saturado em sílica, comendítico, de caráter pós-orogênico, marcando provavelmente as últimas manifestações magmáticas relacionadas ao ciclo Brasiliano no Escudo Sul-rio-grandense.

Palavras-chaves: Escudo Sul-rio-grandense, riolitos, texturas

INTRODUÇÃO Extensas porções dos terrenos neoproterozóicos brasileiros, estendendo-se do extremo sul pelas regiões Sudeste, Leste e Nordeste, são constituídas por associações magmáticas que evoluem de cálcio-alcalinas para shoshoníticas e, finalmente, para alcalinas saturadas em sílica. Esses sucessivos magmatismos assinalam o período de estabilização das áreas afetadas pelo Ciclo Orogênico Brasiliano após eventos colisionais. A Bacia do Camaquã, localizada no extremo sul do Brasil, é constituída por uma sucessão de rochas vulcânicas e sedimentares cujas idades variam do neoproterozóico III até o ordoviciano. Estas seqüências vulcano-sedimentares estão bem preservadas e confinadas a uma bacia formada no estágio pós-colisional do ciclo orogênico Pan Africano/Bra-siliano. Foram identificadas cinco unidades estratigráficas principais com expressivo registro de rochas vulcânicas em quatro delas (Wildner *et al*. 1997). Paim (2000) posiciona cronologicamente cada unidade e propõe a seguinte organização da base para o topo: 1- Alogrupo Maricá, onde os registros de vulcanis-mo são dominantemente de litoclastos de rochas riolíticas, além de finos e raros derrames (»620 Ma); 2 - Alogru-po Bom Jardim, constituído dominantemente por vulcânicas e hipabissais básicas a intermediárias de natureza shoshonítica (»592 Ma); 3 - Alogrupo Cerro do Bugio, constituído na base por vulcanitos e hipabissais félsicas alcalinas da Aloformação Acampamento Velho (»580 Ma), 4 - Alogrupo Santa Bárbara, sem registro de episódios vulcânicos e 5 - Alogrupo Guaritas, cuja porção inferi-

1 Curso de Pós-Graduação em Geociências-Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Campus do Vale, 91501-970, Porto Alegre, RS, e-mail: evandro.lima@vortex.ufrgs.br
2 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS,
3 IPEN/CNEN-SP
4 Universidade Estadual de Cascavel

or é constituída por lavas básicas a intermediárias e hipabissais associadas de natureza alcalina (»470 Ma).

O presente artigo visa a caracterização e discussão das heterogeneidades texturais identificadas nas rochas hipabissais riolíticas da Aloformação Acampamento Velho, acrescida de dados de química mineral e litoquímica. O estudo concentrou-se no município de Vila Nova do Sul, região do Santuário, localizado na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, onde ocorrem excelentes exposições destes corpos. Este trabalho é parte do projeto de estudo das rochas vulcânicas neoproterozóicas do sul do Brasil e de sua potencialidade metalogenética. A investigação destes depósitos vulcânicos tem permitido uma melhor compreensão sobre a organização desses sistemas (Wildner *et al.* 2000) aliada à sua caracterização química e à afinidade metalogenética (Lima & Nardi 1985, Nardi & Lima 1988, Rocha *et al.* 1999).

PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS No estudo geoquímico dos riolitos da região do Santuário, foram selecionadas 7 amostras para análise de elementos maiores e alguns traços e ETR. Os elementos maiores e traços foram analisados no Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisa em Geoquímica – CPGq-UFRGS, utilizando-se o método da espectrometria de fluorescência de raio-X, associado com o método de espectrometria de absorção atômica. As análises elementos terras raras foram realizadas no Laboratório de Análise por Ativação Neutrônica do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares – IPEN. Os dados de química mineral foram obtidos no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica-IG-UFRGS, utilizando-se o equipamento CAMECA SX-50 sob as seguintes condições experimentais: potencial de aceleração 15kV, 10 nA de corrente e 5 mm para o diâmetro do feixe de elétrons, tempo de integração de contagens 8 ou 10 s e correção ZAF.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA A região de Vila Nova do Sul localiza-se na porção noroeste do Escudo Sul-rio-grandense (Fig. 1) e consiste de embasamento gnáissico com intrusões básicas e ultrabásicas, diques riolíticos polideformados, quartzitos e mármores associados pertencentes ao Complexo Cambaí (Chemale Jr. 2000). Os segmentos litológicos não deformados são representados por rochas sedimentares do Alogrupo Marica, vulcânicas e hipabissais riolíticas da Aloformação Acampamento Velho e pelo Granito Ramada.

Os riolitos da Aloformação Acampamento Velho, objeto de discussão no presente artigo, ocorre em maior volume na região do Santuário, como corpos alongados com orientação NW-SE. Na porção SW da área ocorrem como corpos alongados segundo NE-SW, anteriormente interpretados como derrames intercalados e pertencentes ao Alogrupo Maricá (Santos *et al.* 1978, Orengo & Souza Jr. 1997). O principal critério utilizado por estes autores foi a suposta concordância entre os riolitos e os sedimentitos. Outras evidências importantes foram, no entanto, desconsideradas nesta interpretação, destacando-se:

- todos os níveis vulcânicos posicionaram-se entre níveis sedimentares litificados, não sendo observadas evidências de destruição de estruturas sedimentares, feições comuns quando do contato entre lavas e sedimentos;
- não são observadas feições diagnósticas da interação entre sedimentos e lavas;
- o Alogrupo Maricá é interpretado na região como subaquoso (Paim 2000), sendo a fração vulcânica maciça, sem hialoclastos ou outras feições autoclásticas indicativas de impacto entre lava e água ou lava e sedimento saturado.
- a presença de fragmentos de arenitos e pelitos identificados na fração vulcânica sugere que estes corpos são intrusivos na seqüência sedimentar.

Trabalhos recentes de campo permitiram identificar, além de corpos concordantes (soleiras), diques riolíticos cortando o Alogrupo Maricá, podendo este conjunto representar um complexo sistema de alimentação do vulcanismo ácido da Aloformação Acampamento Velho na região de Vila Nova do Sul.

PETROGRAFIA Os riolitos da área do Santuário ocorrem como intrusões rasas e alongadas segundo SE-NW, tendo as porções aflorantes da ordem de 5 km de comprimento por 500 m de largura. Em geral apresentam coloração superficial cinza-rosada de intemperismo.

O estudo detalhado de um destes corpos subvulcânicos permitiu a separação de três grupos texturalmente distintos, identificados também em outras intrusões na região. Pode-se definir os grupos: hemicristalino, microcristalino e esferulítico, cujos limites espaciais são difusos, fato este atribuído no presente trabalho a heterogeneidade nos processos de cristalização e desvitrificação que atuaram no corpo.

A associação de fenocristais presente nos três grupos é caracterizada por feldspato alcalino micropertítico, quartzo, anfibólio e restos de piroxênio, variando apenas a percentagem e o grau de preservação da associação mineral de acordo com cada grupo. É também comum aos três o zircão e microfenocristais de minerais opacos como acessórios.

O grupo hemicristalino, em amostra de mão, é afanítico, preto e com brilho resinoso semelhante ao de obsidiana.

A percentagem de fenocristais situa-se em torno de 5%, sendo representados por quartzo + K-feldspato + micropertita + anfibólio + restos de piroxênio, com dimensões em torno de 0,6 mm, associados a microfenocristais de minerais opacos (»0,2 mm) e zircão.

Feições de reabsorção são comuns nos fenocristais de quartzo, destacando-se golfos de corrosão e a geometria amebóide de alguns grãos. O feldspato alcalino e a micropertita possuem hábito tabular muitas vezes acunhado em uma das extremidades. O piroxênio é raro, preserva o hábito característico, e está completamente transformado pseudomorficamente para uma massa de anfibólio + clorita. A matriz quartzo-feldspática compreende fino mosaico de micrólitos e cristalitos e por prismas aciculares de anfibólio de cristalização tardia que caracterizam uma textura intersertal. O anfibólio possui um pleocroismo que varia de x= verde-claro, y= verde e z= verde azulado.

Localizadamente ocorrem microfraturas em "Y" na matriz que representam o limite entre fraturas perlíticas, atestando a natureza originalmente hemicristalina de parte do corpo.

A foliação de fluxo é incipiente e destaca-se por finos níveis com granularidade superior a da matriz, muitas vezes descontínuos e constituídos por quartzo, feldspato e minerais opacos em textura microcristalina.

O grupo microcristalino é fanerítico fino a afanítico e cinza-rosado. Caracteriza-se por matriz microcristalina quartzo-feldspática com grãos subédricos muitas vezes com textura granofírica em torno dos fenocristais de feldspato alcalino. Esta fase invariavelmente apresenta uma película de alteração castanha-avermelhada. As texturas porfirítica e glomeroporfirítica são definidas por feno-cristais de feldspato alcalino micropertítico e quartzo, com cerca de 0,8 mm. Feições de corrosão são menos freqüentes do que no grupo hemicristalino. A fase máfica é representada por minerais opacos e prismas aciculares de anfibólio parcialmente transformados em oxidos de ferro (hematita-goetita). É comum neste grupo, microcristais de fluorita

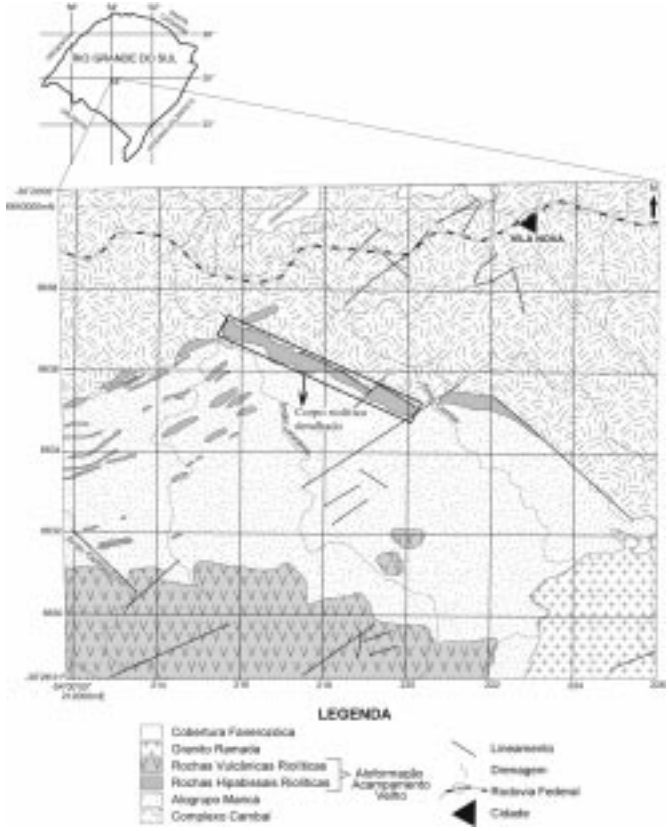


Figura 1 – Mapa de localização e esboço geológico da região de Vila Nova Sul, RS.

dispersos na matriz.

O grupo esferulítico é constituído essencialmente por quartzo e feldspato em arranjo fibroso distribuídos radialmente em torno de um núcleo comum de quartzo. Os esferulitos possuem entre 0,2 mm e 0,5 mm, envolvidos por baixa percentagem de matriz (~ 4%), também quartzo-feldspática e micrográfica. A fase máfica é rara e consiste de anfibólio acicular alterado parcialmente para minerais opacos. Este grupo ocorre geralmente associado as porções hemicristalinas.

QUÍMICA MINERAL Estudos de química mineral foram realizados em amostras do grupo hemicristalino devido ao grau de preservação das fases minerais. Foram analisados por microssonda eletrônica os fenocristais de feldspato alcalino, anfibólio e minerais opacos.

Os fenocristais de feldspato alcalino em geral possuem feições de exsolução o que dificulta estimar a composição original. Raros grãos onde não são ocorem micropertitas, a composição varia de Or_{41} a Or_{47}, compatíveis com sanidina, típica de associações comendíticas (Orville 1967, Nicholls & Carmichael 1969, Sutherland 1975).

Os anfibólios, segundo a classificação de Leake *et al.* (1997), são dominantemente Fe-winchita e Fe-barroisita (Tabela 1). Estas fases sódico-cálcicas, pobres em alumínio e ricas em ferro foram interpretadas por Strong & Taylor (1984) como de anfibólios ígneos primários. Estas composições são comuns em comenditos, diferente dos panteleritos onde estes minerais estão, em geral, parcialmente substituídos por riebeckita e arfvedsonita (Nicholls & Carmichael 1969). Dados experimentais sobre as condições de formação de anfibólios sugerem que a seqüência de cristalização de fases cálcicas para sódico-cálcicas e sódicas refletem o decréscimo de temperatura e da fugacidade de oxigênio (Mitchell 1990). Isto é coerente com os dados petrográficos, os quais indicam que a formação dos anfibólios sódico-cálcicos é tardia, pois ou são intersertais na matriz ou pseudomorfizam piroxênios precóces.

Os microfenocristais de minerais opacos são de magnetita titanífera e ilmenita (Tabela 2). As suas composições se aproximam das apresentadas por Sutherland (1975) para obsidianas da Pantelleria, Sicilia. Nos testes de geotermometria foram escolhidos dois pares de magnetita-ilmenita de uma mesma amostra e sem feições texturais de desequilíbrio, seguindo, desta forma, os procedimentos de Frost & Lindsley (1992). Este método é recomendado especialmente para sistemas que resfriaram rapidamente impedindo o re-equilíbrio dos óxidos. Os resultados da Tabela 3 indicam temperatura de formação dos pares em torno de 850º C e 886ºC, sob fugacidade de oxigênio de aproximadamente 10^{-14}. Este intervalo de temperatura se localiza dentro do sugerido por Spera (2000) para magmas riolíticos (750º-1000º C). De acordo com Henderson (1982) o efeito da pressão neste tipo geotermômetro é importante a partir de valores superiores a 10 kb. A temperatura e fugacidade de oxigênio encontrados se aproximam dos indicados por Buddington & Lindlsey (1964) se utilizados os conteúdos de hematita na ilmenita e de ülvoespinélio na magnetita.

ORIGEM DAS HETEROGENEIDADES TEXTURAIS A origem de heterogeneidades texturais em unidades vulcânicas ácidas é atribuída a variações químicas locais, particularmente no conteúdo de voláteis. A estratificação no conteúdo de voláteis em magmas riolíticos é reconhecida por diversos autores (Blake 1981, Hildreth 1981, Taylor *et al.* 1983, Sparks *et al.* 1984, Westrich *et al*. 1988) e pode ser responsável pela variedade textural encontrada em derrames riolíticos, como padrão de vesicularidade, grau de cristalinidade, cor e estruturas de fluxo.

Fink & Manley (1987), ao investigar o padrão textural de riolitos do vulcão Medicine Lake Highland (NE da Califórnia) ressaltam a existência de níveis ricos em cristais e vesículas alternados submilimétricamente com níveis hemicristalinos a holohialinos desprovidos de vesículas, marcando a foliação de fluxo. Os autores também relatam a presença de microfraturas nos níveis microcristalinos, normalmente conectadas a vesículas maiores, fato este não observado nas porções com baixa cristalinidade. Segundo estes aurotes, as heterogeneidades texturais em riolitos se vinculam a três etapas principais: 1- cristalização da porção interna do fluxo com a liberação dos voláteis dissolvidos no magma, 2 - deslocamento do fluxo e geração de uma rede de microfraturas com a ascensão dos voláteis por estas vias, e 3 - resfriamento e geração de crosta superior rígida e formação de uma barreira ao escape dos voláteis. A cristalização será então controlada pela capacidade de difusão iônica, sendo favorecida nas zonas de maior temperatura e menor viscosidade onde ocorre enriquecimento de voláteis.

Na área do Santuário os grupos hemicristalino e microcristalino dominam percentualmente e estes apresentam distribuição espacial complexa. A origem destes contrastes texturais sugere atuação distinta dos fluidos durante a cristalização, diferente do padrão esferulítico.

A condição subvulcânica do corpo riolítico, a ausência de

Tabela 1 – Dados de química mineral dos anfibólios dos riolitos da região do Santuário.

Amostra	R11A	R11A	R11A	R11A	R11A	R11A	R11A	R11C	R11C	R11C
SiO_2	46,78	47,24	47,73	47,74	47,98	49,97	50,20	50,16	50,02	47,02
TiO_2	1,49	1,27	1,35	1,49	1,10	0,71	0,53	0,71	0,70	1,22
Al_2O_3	1,96	1,87	1,83	1,68	1,54	2,35	2,22	1,60	1,66	2,05
FeO	35,37	33,61	32,77	33,54	33,67	21,09	20,90	23,76	24,39	35,55
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00
MnO	0,79	0,74	0,71	0,69	0,69	0,38	0,57	0,58	0,58	0,81
MgO	0,86	0,99	1,64	1,61	1,41	9,28	9,14	7,44	7,14	0,57
CaO	6,04	5,96	6,26	6,20	6,03	9,36	8,85	7,79	7,18	6,33
Na_2O	3,42	3,39	3,08	3,48	3,36	3,13	2,95	3,09	3,58	3,30
K_2O	1,01	0,95	0,93	0,95	0,91	0,76	0,97	1,07	1,07	0,87
F	0,72	0,60	0,62	0,74	0,79	1,32	1,38	1,34	1,36	0,61
CL	0,07	0,09	0,05	0,09	0,03	0,07	0,03	0,04	0,01	0,08
TOTAL	98,48	96,71	96,98	98,20	97,50	98,41	97,74	97,62	97,71	98,40
Si	7,44	7,62	7,63	7,58	7,66	7,64	7,70	7,76	7,74	7,49
Al IV	0,37	0,36	0,35	0,31	0,29	0,36	0,30	0,24	0,26	0,39
Fe^{3+}	0,19	0,03	0,03	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,05	0,04	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,89	0,76	0,76	0,69	0,79	0,00	0,11	0,30	0,39	0,86
Ti	0,18	0,15	0,16	0,18	0,13	0,08	0,06	0,08	0,08	0,15
Mg	0,20	0,24	0,39	0,38	0,34	2,11	2,09	1,72	1,65	0,14
Fe^{2+}	3,63	3,75	3,59	3,66	3,65	2,69	2,57	2,77	2,76	3,74
Mn	0,11	0,10	0,10	0,09	0,09	0,05	0,07	0,08	0,08	0,11
Soma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,03	1,03	1,07	1,06	1,03	1,53	1,45	1,29	1,19	1,08
Na	0,97	0,97	0,93	0,95	0,97	0,47	0,55	0,71	0,81	0,92
Soma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,08	0,09	0,03	0,13	0,07	0,46	0,33	0,22	0,26	0,10
K	0,20	0,20	0,19	0,19	0,19	0,15	0,19	0,21	0,21	0,18
Soma A	0,29	0,29	0,21	0,32	0,26	0,61	0,52	0,43	0,48	0,27
Σ Cátions	15,29	15,29	15,21	15,32	15,26	15,61	15,52	15,43	15,48	15,27
Σ Óxidos	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00
Classif.	Sod/Cal Fe-Bar	Sod/Cal Fe-Bar	Sod/Cal Fe-Win	Sod/Cal Fe-Win	Sod/Cal Fe-Win	Calcico Fe-Eden	Calcico Fe-Eden	Sod/Cal Fe-Win	Sod/Cal Fe-Win	Sod/Cal Fe-Bar

Tabela 2 – Dados de química mineral dos óxidos dos riolitos da região do Santuário.

	Ilmenitas					Espinélios				
Amostra	R11A	R11A*	R11C**	R11C	R11C	R11C**	R11A*	R11C	R11A	R11A
SiO_2	0,00	0,03	0,02	0,09	0,00	0,08	0,06	0,06	0,06	0,0 6
TiO_2	47,74	48,95	48,64	44,69	48,70	19,85	19,28	19,99	19,29	19,10
Al_2O_3	0,11	0,03	0,02	0,07	0,05	0,64	1,36	1,16	0,75	1,00
FeO	40,83	41,04	40,84	39,50	41,02	47,80	48,32	49,34	47,45	47,36
Fe_2O_3	9,91	6,59	6,78	9,95	7,07	25,77	28,07	27,97	27,17	27,99
Cr_2O_3	0,10	0,00	0,07	0,08	0,05	0,20	0,20	0,10	0,15	0,24
MnO	0,49	2,96	2,89	0,77	2,80	0,03	0,01	0,06	0,06	0,12
MgO	0,97	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,16
CaO	0,01	0,10	0,09	0,04	0,16	0,11	0,03	0,03	0,05	0,08
Total	100,14	99,70	99,36	95,19	99,85	94,48	97,34	98,72	94,97	96,10
Al	0,003	0,001	0,001	0,002	0,001	0,030	0,062	0,052	0,035	0,046
Ti	0,903	0,936	0,934	0,898	0,931	0,597	0,551	0,570	0,572	0,560
Fe^{2+}	0,859	0,872	0,871	0,881	0,872	1,592	1,560	1,566	1,575	1,552
Fe^{3+}	0,190	0,127	0,131	0,202	0,136	0,775	0,816	0,805	0,809	0,819
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,010	0,005	0,006	0,010
Mn	0,010	0,064	0,063	0,017	0,060	0,001	0,000	0,002	0,003	0,004
Mg	0,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,009
Σ Cátions	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
						UVS = 60	58	59	59	58

* par 1 - geotermometria
** par 2- geotermometria

auto-brechas e a presença comum de anfibólios tardios no grupo hemicristalino são indicadores favoráveis para elaborar hipóteses sobre a geração de heterogeneidades texturais resultantes da retenção e atuação diferenciada de voláteis durante a cristalização.

Tabela 3 – Dados de geotermometria obtidos em óxidos dos riolitos da região do Santuário.

Amostra R11A	A	B	C	Amostra R11C	A	B	C
T	950°C?	850°C	0	T	950°C?	886°C	0
P	2000bar	2000bar		P	2000bar	2000bar	
fO_2	-11?	-14,078	0,000	fO_2	-11?	-13,414	0,000
Magnetita				Magnetita			
N_{Ti}	0,5599	0,55990		N_{Ti}	0,5964	0,59640	
N_{Mg}	0,0006	0,00060		N_{Mg}	0,0006	0,00060	
N_{Mn}	0,0003	0,00030		N_{Mn}	0,0010	0,00100	
Ilmenita				Ilmenita			
X_{Il}		0,87230		X_{Il}		0,87120	
X_{Hem}	0,0636	0,06360		X_{Hem}	0,0657	0,06570	
X_{Gk}	0,0004	0,00040		X_{Gk}	0,0004	0,00040	
X_{Py}	0,0637	0,06370		X_{Py}	0,0627	0,06270	

N_{Ti}= nº de átomos de Ti (3 cátions/4 átomos de O)
N_{Mg}= nº de átomos de Mg (3 cátions/4 Átomos de O)
N_{Mn}= nº de átomos de Mn (3 cátions/4 átomos de O)
X_{Hem}= $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeTiO_3+MgTiO_3)$
X_{Gk}= $MgTiO_3/(Fe_2O_3+FeTiO_3+MgTiO_3)$
X_{Il}= $FeTiO_3/(Fe_2O_3+FeTiO_3+MgTiO_3)$
T= temperatura em Celsius
P= pressão em bar
fO_2= fugacidade de oxigênio
A= dados obtidos
B= dados recalculados pelo Ca-QUILF
C= incerteza em Kelvin
? variável a ser calculada

Rochas hemicristalinas se formam por taxas elevadas de resfriamento com acesso restrito de voláteis. A observação da fração cristalina, como os tipos de fases e o sei grau de preservação, permite inferir sobre a atuação dos fluidos magmáticos. No corpo estudado a presença de fenocristais de piroxênio, o aspecto límpido dos feldspatos e a os prismas aciculares de anfibólio tardio sugerem que a cristalização seguiu um padrão "normal" sem a incorporação acentuada de voláteis. Nas porções mais desvitrificadas, a foliação de fluxo original é progressivamente destacada (Figs. 2a-b).

A textura microcristalina se desenvolveu em condições que favoreceram plenamente a cristalização, especialmente zonas com temperaturas mais elevadas e de maior concentração de voláteis. A combinação destes fatores torna o meio menos viscoso e favorável à difusão iônica no crescimento de cristais (Fig. 2c). Estas condições podem ter sido alcançadas pela geração de zonas hemicristalinas que atuariam como carapaça rígida envolvendo porções não cristalizadas, mantendo a temperatura elevada. Esta hipótese é coerente com a distribuição espacial dos grupos texturais microcristalino e hemicristalino. A ausência de limites claros entre estes pode estar relacionada a formação de um padrão complexo de microfraturas durante a intrusão do corpo. O avanço de um fluxo riolítico é acompanhado por deformações de extensão e compressão, além de variações na viscosidade, podendo esta combinação gerar padrões complexos de microfraturas (Fink 1983).

O grupo textural esferulítico originou-se por desvitrificação em alta temperatura (Fig. 2d). O padrão esférico construído a partir de cristais alongados de quartzo e feldspato bastante espaçados assemelha-se ao descrito por Lofgren (1971a) para

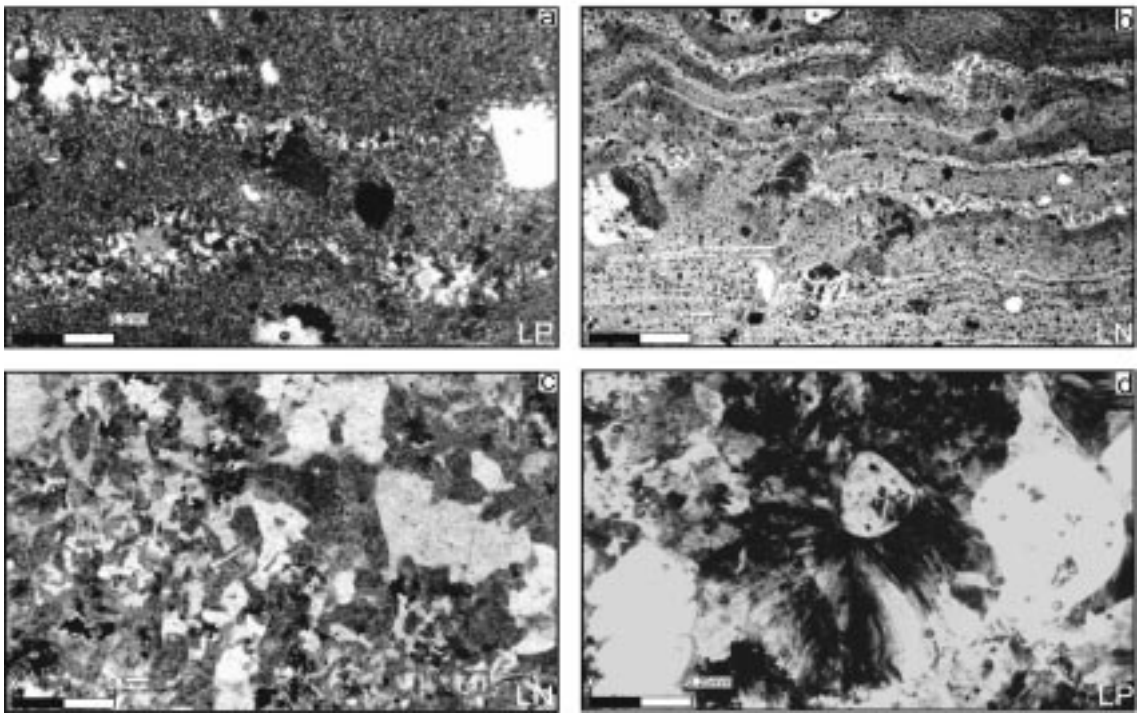


Figura 2 - a -níveis microcristalinos em amostras do grupo hemicristalino destacando o avanço da desvitrificação nos planos de fluxo originais; b- zonas de desvitrificação avançada no grupo hemicristalino destacando os planos de fluxo originais; c- padrão textural granofírico em riolito do grupo microcristalino; d –textura esferulítica representada por cristais alongados de quartzo e feldspatos projetados a partir de um núcleo de quartzo. LN= luz natural; LP= luz polarizada.

desvitrificações de vidros riolíticos da ordem de 700º C sob condições de subsaturação em água (Lofgren 1971b). O pequeno diâmetro dos esferulitos (<1mm) indica que a temperatura diminuiu rapidamente abaixo da temperatura de transição do vidro (Davis & McPhie 1996), coerente com a rápida taxa de resfriamento sugerida para o grupo hemicristalino. O fraturamento perlítico representa transformações em temperaturas mais baixas (Yamagishi 1987) e ocorre após o resfriamento do corpo.

LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS Os riolitos estudados possuem teores elevados de SiO_2 (69,02% a 75,44%) (Tabela 4). Esta característica se assemelha-se aos riolitos de alta sílica por Mahood & Hildreth (1983) e Metz & Mahood (1991). Os elementos maiores dos riolitos estudados possuem correlação em geral negativa com SiO_2 (Fig. 3), possivelmente fruto do fracionamento de minerais. Esta hipótese deve, no entanto, ser assumida com cautela, pois em sistemas de alta sílica o efeito da soma constante pode gerar correlações sem significado petrogenético.

No diagrama de classificação química de rochas vulcânicas (Le Bas *et al.*1986), as amostras estudadas se situam no campo dos riolitos, atingindo o limite dos traquidacitos (Fig 4)

As razões Zr/TiO_2 *vs* SiO_2 (Winchester & Floyd 1977) indicam afinidade alcalina, compatível com sistemas comendíticos/pantelerícticos (Fig. 5), sendo as relações entre os conteúdos de FeO_t x Al_2O_3 (Fig. 6) típicas de comenditos (Le Maitre 1989, MacDonald 1974). Esta afinidade é também indicada no diagrama Qn *vs* Al_2O_3, onde as amostras se alinham ao longo do *trend* médio de associações comendíticas (Fig. 7). O termo comendítico está sendo usado em *sensu latu*, utilizado por MacDonald (1974), e inclui, além de rochas peralcalinas típicas, também as alcalinas metaluminosas com índice agpaítico >0,9 e anfibólio sódico-cálcico.

Os valores do índice agpaítico (0,9-1,1) e as razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ dos riolitos estudados se aproximam dos de outras associações magmáticas alcalinas, como Naivasha Rhyolites e Kenya Rift Valley (MacDonald *et al.* 1987, Ewart 1979) e se superpõem aos dados de Sommer *et al.* (1999) e Wildner *et al.* (1999) para a seqüência vulcânica ácida neoproterozóica do Platô do Taquarembó (Tabela 5). As razões molares entre alumina e álcalis dos riolitos do Santuário se concentram ao longo do limite entre os campos metaluminoso e peralcalino (Fig. 8).

A comparação química e petrográfica dos riolitos estudados com associações comendíticas e panterelíticas típicas, indica uma maior semelhança com o primeiro grupo. A diferença química entre comendítos e panteleritos reside nos teores mais elevados de FeO_t, MnO, Na_2O, e TiO_2 dos últimos, aliado a conteúdos relativamente menores de Al_2O_3, CaO e MgO. O reflexo deste contraste é a maior percentagem modal de fases máficas e um quimismo francamente alcalino das rochas pantelerícticas, comparativamente aos comenditos, cuja mineralogia varietal é dominantemente sódico-cálcica (MacDonald 1974, MacDonald *et al.* 1987).

Dentre as características químicas típicas do magmatismo ácido metaluminoso de afinidade alcalina, comparativamente aos riolitos metaluminosos subalcalinos, destacam-se as altas concentrações de HSFE e Rb nos riolitos do Santuário, acompanhadas de baixos teores de Ba e Sr (Pearce *et al.* 1984, Whalen *et al.* 1987, Nardi 1991). Os teores de Zr são superiores a 500 ppm e mostram leve correlação negativa com a sílica, indicativa de cristalização fracionada desta fase ou a incorporação de Zr^{+4} nas fases máficas. Os elevados conteúdos observados nos riolitos alcalinos podem estar relacionadas à maior solubilidade de Zr^{+4} em líquidos ricos em álcalis (Watson 1979, Watson & Harrison 1983).

As relações entre Sr x Rb e Th x Ta dos riolitos do Santuário (Figs. 9 e 10) também são típicas de associações comendíticas, como descrito por Hedge (1966) e Leat *et al.* (1986).

No diagrama Rb x (Y+Nb) (Fig. 11), as amostras estudadas situam-se no campo de granitos intraplaca, como também observado em outras associações magmáticas pós-orogênicas, como nos Snowdon Rhyolites (Leat *et al.* 1986) e na Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin 1991, Gastal *et al.* 1992). As razões Zr/Nb constantes, a valores superiores a 12, sugerem também um ambiente pós-orogênico, com o magmatismo ainda herdando características geoquímicas decorrentes do metassomatismo mantélico relacionado à subducção litosférica. No diagrama Zr x Nb (Leat *et al.* 1986), utilizado para distinguir suítes riolíticas e traquíticas intraplaca de suítes pós-orogênicas (Fig. 12), os riolitos do Santuário ocupam o campo pós-orogênico, com padrão geoquímico semelhante aos da Seqüência Vulcânica Ácida, Dom Pedrito (RS) e dos Snowdon Rhyolites.

A Tabela 4 mostra que as rochas estudadas têm altas concentrações de ETR (Σ_{ETRN}= 922 - 1078) e moderado fracionamento entre ETRL e ETRP, com razões La_N/Yb_N entre 9 e 16 (Fig. 13). São muito ricas em ETRL (Σ_{ETRLN}= 807 - 959) e baixo fracionamento destes (La_N/Sm_N = 3,2 a 4,7). As razões Tb_N/Lu_N variam entre 1,2 e 1,9 e indicam fracionamento ainda menor nos ETRP. Também apresentam pronunciada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,11-0,50), provavelmente devido ao fracionamento de feldspatos (Fig. 13). Padrões semelhantes foram obtidos em riolitos comendíticos do Platô do Taquarembó, RS (Sommer *et al*. 1999, Wildner *et al*. 1999), mas estes são mais ricos em ETRL.

Os padrões de ETR dos riolitos estudados são semelhantes aos de outras associações pós-orogênicas típicas, como a Seqüência Vulcânica Ácida Dom Pedrito (RS), os riolitos de Naivasha e Afar Rift (Etiópia) e de Snowdon (Caledonides) (Fig. 14).

No diagrama da figura 15, os riolitos do Santuário, normalizados ao padrão do ORG (Pearce *et al.* 1984), são mais ricos em elementos incompatíveis. O maior enriquecimento de K_2O e Rb em relação ao Nb, o leve enriquecimento em Ce em relação aos elementos adjacentes e a anomalia negativa de Ba sugerem herança originalmente mantélica, contaminada por elementos incompatíveis da crosta.

O padrão geoquímico dos riolitos estudados ocupa posição intermediária entre os valores obtidos em seqüências alcalinas anorogênicas intraplaca de ilhas oceânicas (e.g. Pantelleria, Villari 1974) e os de *rifts* continentais (Naivasha Rhyolite, Kenya Rift - MacDonald *et al.* 1987), mas diferem significativamente pela anomalia menos acentuada Ba e valores mais baixos de Nb (Fig. 16). Os riolitos estudados diferem dos de seqüências vulcânicas cálcio-alcalinas (*e.g.* Bishop Tuff, Hildreth 1981) pelo maior enriquecimento em LILE e os padrões de elementos maiores, traços e ETR sugerem expressiva semelhança com os as associações alcalinas pós-orogênicas (Fig. 16).

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS A Aloformação Acampamento Velho na região do Santuário está representada por riolitos hipabissais. O estudo petrográfico destes cor-

Tabela 4 - Resultados de análise química de elementos maiores (% em peso), traços (ppm) e ETR (ppm) dos riolitos da região do Santuário. Obs.: Fe# = FeO_t/(FeO_t+MgO); IAG = índice agpaítico ($Na_2O + K_2O/Al_2O_3$) molar. m= riolitos microcristalinos; h = riolitos hemicristalinos,

	DANI12A	RM01B	RM10A	RM11A	RM11C	RM11I	RM11J
SiO_2	69,49	75,44	74,68	73,94	73,61	69,02	73,44
TiO_2	0,45	0,13	0,20	0,20	0,18	0,35	0,21
Al_2O_3	13,87	12,74	12,03	11,88	11,85	13,53	11,87
Fe_2O_3	4,20	2,00	2,16	2,69	2,22	3,40	2,44
MnO	0,04	0,01	0,02	0,08	0,05	0,07	0,05
MgO	0,52	0,08	0,15	0,15	0,13	0,31	0,14
CaO	0,88	0,03	0,06	0,07	0,45	0,76	0,45
Na_2O	4,48	3,49	3,43	3,64	4,09	4,21	3,95
K_2O	5,11	5,09	5,11	4,98	4,73	5,70	5,39
P_2O_5	0,06	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02
P.F..	1,40	1,10	1,00	1,40	1,60	2,00	0,20
TOTAL	100,50	100,13	98,86	99,06	98,92	99,39	98,16
Ba	1268	136	236	274	182	937	278
Rb	86	131	93	92	85	99	96
Sr	46	15	10	10	22	33	24
Ga	21	27	29	27	27	23	25
Nb	32	42	42	38	41	31	38
Zr	1160	508	672	674	659	928	702
Y	46	64	63	57	62	48	61
La	104	n.d.	107	117	n.d.	128	n.d.
Ce	198	n.d.	221	238	n.d.	237	n.d.
Nd	88	n.d.	89	101	n.d.	100	n.d.
Sm	14,40	n.d.	19,00	19,00	n.d.	15,80	n.d.
Eu	2,00	n.d.	0,66	0,61	n.d.	1,33	n.d.
Yb	5,30	n.d.	6,80	6,50	n.d.	4,90	n.d.
Lu	0,90	n.d.	1,10	1,00	n.d.	0,90	n.d.
U	3	n.d.	3	2	n.d.	3	n.d.
Th	12	n.d.	12	12	n.d.	1	n.d.
Hf	20	n.d.	14	14	n.d.	16	n.d.
Cs	n.d	n.d.	1	1	n.d.	1	n.d.
Sc	10	n.d.	1	1	n.d.	7	n.d.
Ta	2	n.d.	2	2	n.d.	2	n.d.
Co	2	n.d.	1	2	n.d.	1	n.d.
IAGP	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1
$Na_2O - 2$	2,48	1,49	1,43	1,64	2,09	2,21	1,95
(FeO_t/FeO_t)+MgO	0,88	0,96	0,93	0,94	0,94	0,91	0,94

pos permitiu reconhecer o desenvolvimento de três grupos texturais (hemicristalino, microcristalino e esferulíticos) em um mesmo corpo. A origem dos dois primeiros grupos pode ser explicada a partir de variações químicas locais e pelo padrão de distribuição de voláteis na redes de microfraturas durante a cristalização. O grupo esferulítico desenvolveu-se a partir da desvitrificação em alta temperatura (» 700º C).

Dados de química mineral indicam que a composição dos fenocristais de feldspato potássico é compatível com a da sadinina e a do anfibólio com fases sódico-cálcicas (Fe-winchita e Fe-barroisita). Os minerais opacos são magnetita titanífera e ilmenita e seu uso como geotermômetro indica temperatura de cristalização da ordem de 850º C-886º C, coerente com a possibilidade da desvitrificação ter ocorrido a temperaturas também elevadas.

Geoquimicamente, os riolitos estudados podem ser classificados como do tipo alta sílica e de afinidade alcalina. Os valores do índice agpaítico concentram-se no limite entre sistemas metaluminosos e peralcalinos. A afinidade alcalina comendítica, quando comparada a pantellerítica, é expressa pelos conteúdos mais baixos de FeO_t, MnO, Na_2O e TiO_2 e mais elevados de Al_2O_3, CaO e MgO, aliada ao baixo percentual de minerais máficos sódico-cálcicos e ausência de fases máficas sódicas.

Os dados de ETR indicam elevada concentração e um moderado fracionamento de ETRL em relação ETRP, sendo os padrões de ETR semelhantes aos de outras associações alcalinas pós-orogênicas.

Os padrões geoquímicos em diagrama multi-elementar, normalizados pelo padrão ORG, sugerem uma herança mantélica com contribuição crustal para a origem dos riolitos estudados.

A origem do magmatismo ácido-alcalino da Aloformação Acampamento Velho, de acordo com Sommer *et al.* (1995), envolve mecanismos de diferenciação por cristalização fracionada, associados a mecanismos de assimilação crustal. A comparação com outras associações riolíticas sugere, pelas características geológicas e geoquímicas, um posicionamento em um período de quiescência cratônica pós-orogênica, ocorrido a partir do Cambriano.

Agradecimentos Ao apoio financeiro PRONEX e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (00/0173.9), ao CNPq pela bolsa de produtividade científica e pelo apoio financeiro-Projeto Universal- , ao CPGq e INPE pelas análises, a CPRM-SUREG PA pela infra-estrutura disponibilizada e aos revisores da RBG pelas críticas e sugestões.

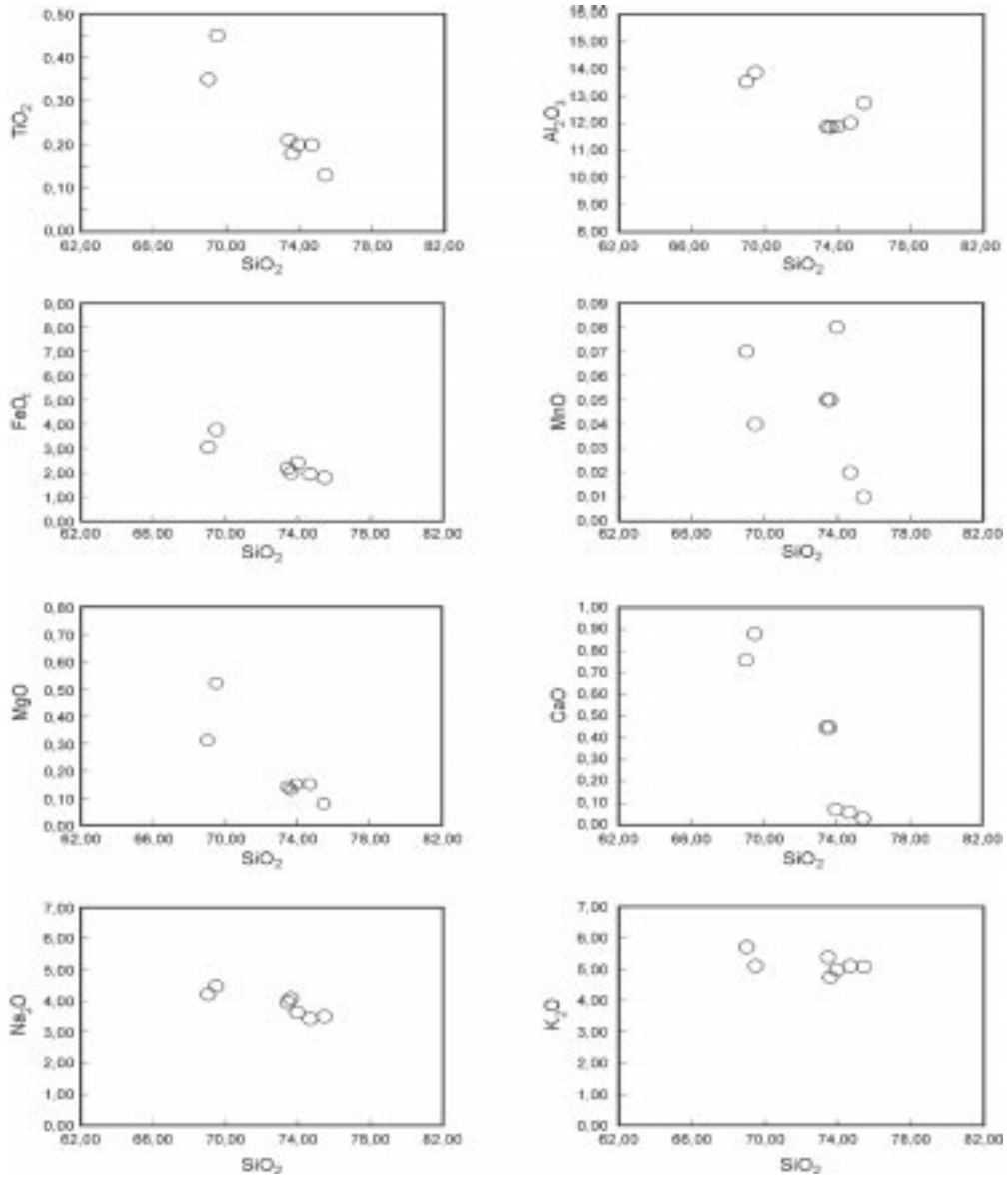


Figura 3 – Riolitos da região do Santuário plotados em diagramas de Harker.

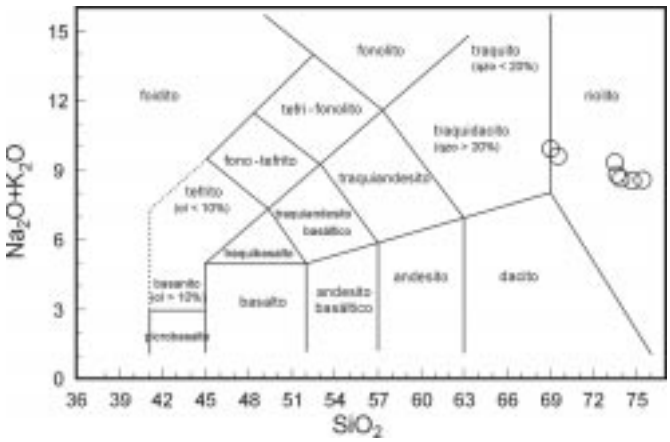


Figura 4 – Riolitos da região do Santuário plotados no diagrama de classificação química para rochas vulcânicas TAS (Le Bas et al. 1986).

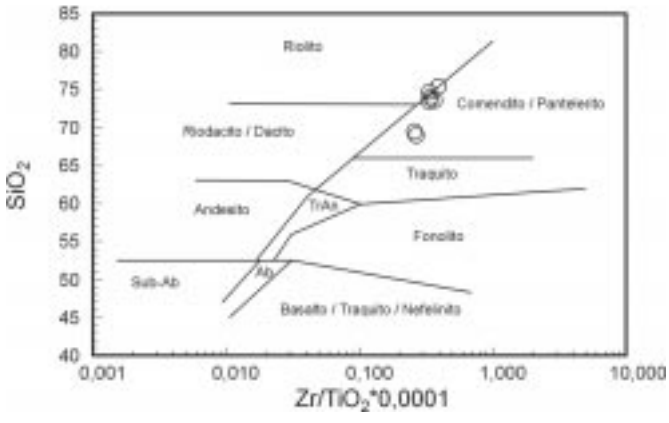


Figura 5 - Riolitos da região do Santuário plotados no diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977).

Tabela 5 - Composição média dos riolitos da região do Santuário comparada a média de outras seqüências vulcânicas ácidas. Modificado a partir de MacDonald (1974) e Ewart (1979). Legenda: PAN1 = composição média de panteleritos (Pantelleria); CALF1 = Bishop Tuff (Califórnia); SMMEX = Sierra Madre (México); ETRFT – Afar Rift (Etiópia); KNRFT – Naivasha (Kenya Rift); EWART2 = western USA; CADNID = Snowdow rhyolites (Caledonides); QENSLD = Queensland (Austrália); SVA – Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito –RS; V.Nova = riolitos da região do Santuário.

	PAN1	CALF1	SMMEX	ETRFT	KNRFT	EWART2	CADNID	QENSLD	SVA	V.Nova
SiO_2	71,31	75,56	71,62	73,27	75,84	75,27	76,77	74,46	71,28	72,89
TiO_2	0,46	0,21	0,53	0,39	0,17	0,14	0,32	0,21	0,73	0,23
Al_2O_3	8,47	13,01	14,90	9,50	12,21	13,57	11,19	12,20	11,91	12,43
FeO*	7,96	1,10	2,34	5,96	1,82	1,21	3,06	3,11	4,42	2,38
MnO	n.d.	n.d.	0,11	0,21	0,04	0,05	0,04	0,04	0,12	0,05
MgO	0,07	0,25	0,96	0,01	0,07	0,22	1,70	0,04	0,36	0,19
CaO	0,43	0,95	2,33	0,35	0,44	0,86	0,10	0,13	0,53	0,37
Na_2O	6,63	3,35	4,41	5,83	4,63	3,70	3,05	5,11	3,99	3,96
K_2O	4,54	5,50	2,69	4,47	4,77	4,94	3,72	4,68	4,84	5,13
P_2O_5	0,13	0,06	0,11	0,01	n.d.	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03
Rb	214	95	139	149	292	198	100	259	113	104
Ba	51	580	n.d.	10	13	374	142	22	169	434
Sr	5	110	374	3	6	81	31	2	36	21
Ta	27	1	n.d.	n.d.	14	n.d.	4,58	n.d.	2,45	1,60
Nb	209	n.d.	13	n.d.	201	20	54	147	36	45
Hf	54	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27	n.d.	25	15
Zr	2244	145	223	1189	443	133	1127	1231	737	650
Ti	27	1260	n.d.	n.d.	n.d.	865	n.d.	1262	n.d.	n.d.
Y	224	12	35	n.d.	109	34	129	120	70	55
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	29	33	12	12
La	n.d.	n.d.	n.d.	162,06	74,63	54,65	63,86	n.d.	174,26	114
Ce	469,29	98,08	n.d.	292,02	143,21	95,89	145,41	141,35	365,82	224
Nd	n.d.	n.d.	n.d.	131,27	52,45	n.d.	73,62	n.d.	142,1	95
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	27,43	12,40	n.d.	16,17	n.d.	23,014	17,05
Eu	4,69	0,38	n.d.	3,35	0,15	n.d.	1,19	n.d.	1,338	1,15
Gd	n.d.	n.d.	n.d.	25,40	15,73	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,72	n.d.	n.d.	n.d.
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	26,42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,37	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	34,69	1,10	n.d.	14,33	10,19	4,64	15,86	n.d.	7,042	5,88
Lu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,60	n.d.	1,016	0,98

n.d.= não determinado; P.F.=perda ao fogo

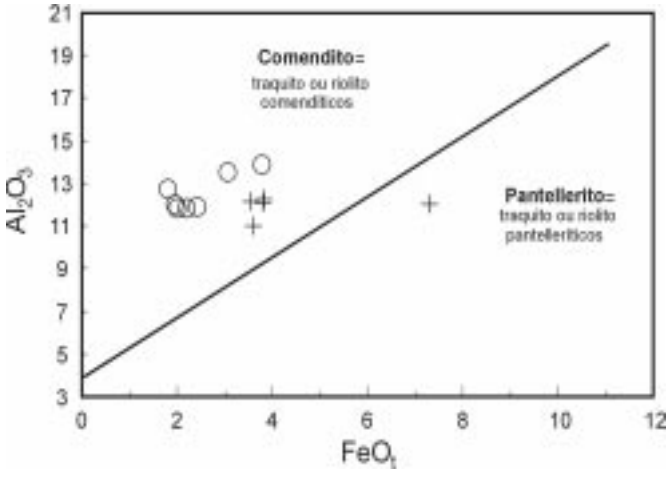


Figura 6 – Riolitos da região do Santuário plotados no diagrama Al_2O_3 vs. FeO_t (MacDonald 1974). Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999).*

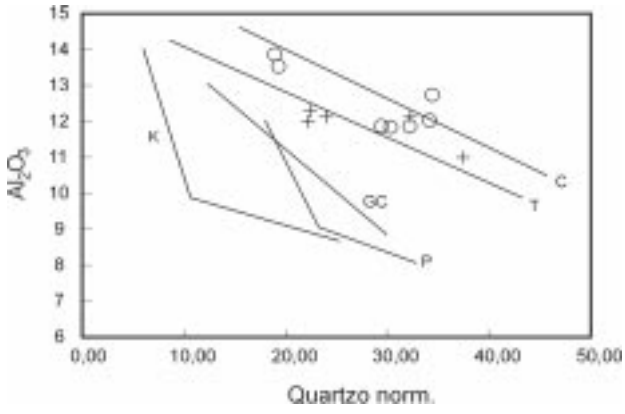


Figura 7 - Diagrama Al_2O_3 x $Quartzo_{norm}$ evidenciando a similaridade entre os riolitos da região do Santuário e um trend comum a rochas comendíticas (c.f. MacDonald 1974). Legenda: C = trend comendítico generalizado; T = Tugtutor dikes (S. Greenland); GC = Grand Canaria; P = Pantelleria; K = Central Kenya. Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999).*

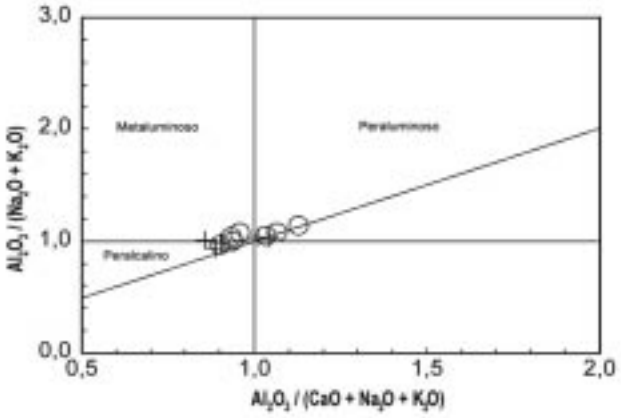


Figura 8 – Comportamento das rochas riolíticas plotados no diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989). Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999).*

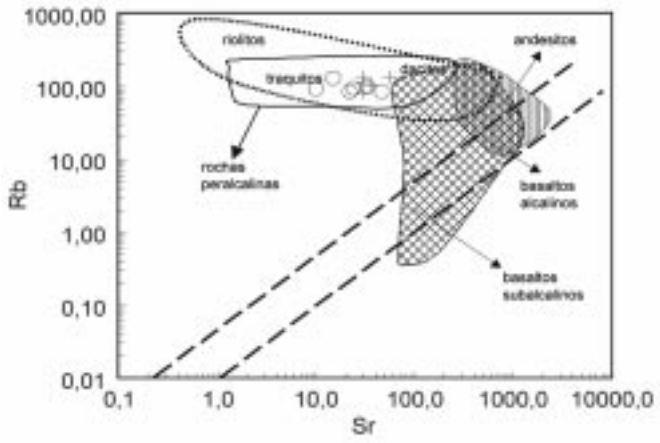


Figura 9 - Riolitos da região do Santuário plotados no diagrama Sr x Rb (Hedge 1966), demonstrando o caráter peralcalino da seqüência. Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999).*

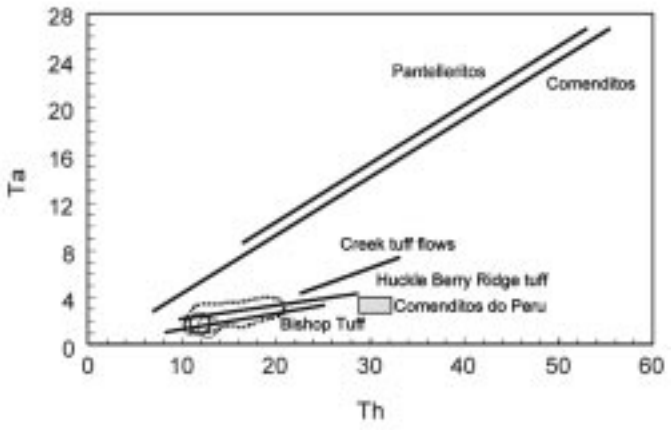


Figura 10 - Riolitos da região do Santuário plotados no diagrama Th x Ta (Leat et al. 1986), evidenciando o comportamento comendítico das rochas.

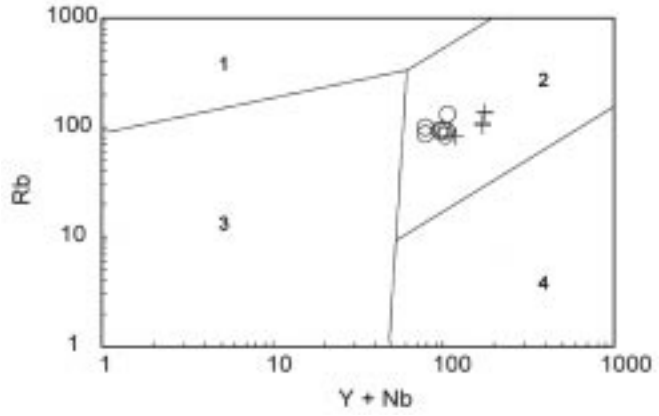


Figura 11 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984). Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999). Campo: 1 = granitos sin-colisionais; 2 = granitos intraplaca; 3 = granitos de arcos vulcânicos; 4 = granitos de cadeia meso-oceânica.*

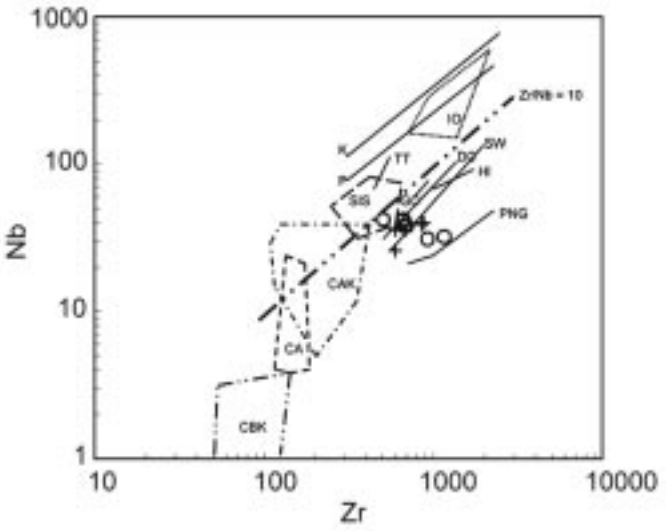


Figura 12 - Diagrama discriminante de ambiente tectônico (Leat et al. 1986). Legenda: O *= riolitos da região do Santuário; + = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito RS (Sommer et al. 1999). Campo: SIS = amostras do pertita granito do Complexo Granítico de Lavras do Sul e granito peralcalino de Dom Pedito, da Suíte Intrusiva Saibro (Gastal et al. 1992); SW = Snowdow Rhyolites; CBK = cálcio-alcalino baixo potássio; CA = cálcio-alcalino; CAK = cálcio-alcalino alto potássio; PNG = Papua Nova Guiné; HI = Major Island; DC = Devine Canyon Tuff; GC = Grouse Canyon Tuff; TT = Tala Tuff; P = Pantelleria; K = Kilombe, Kenya; IO = Ilhas oceânicas.*

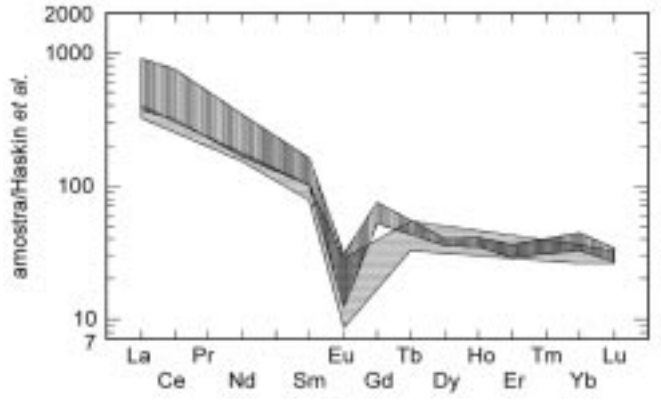


Figura 13 - Diagrama de ETR dos riolitos de Santuário normalizados ao condrito de Haskin et al. (1968), comparados com a Seqüência Vulcânica Ácida Dom Pedrito (RS). Legenda: hachuras horizontais = riolitos do Santuário; hachuras verticais = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida.

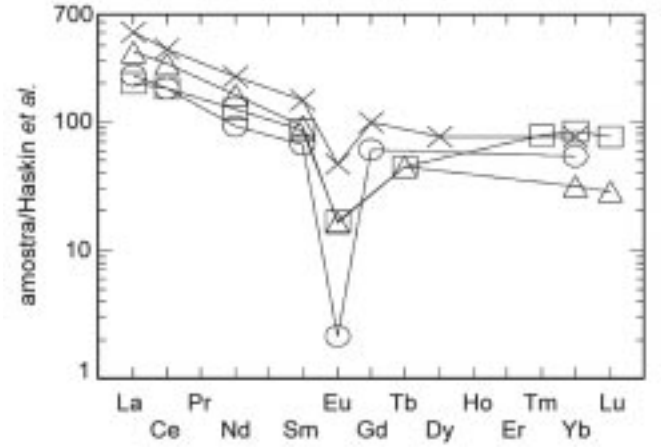


Figura 14 - Variação no conteúdo médio de REE dos riolitos da região do Santuário, comparados com valores médios obtidos para diferentes suítes alcalinas. Símbolos: X *= Afar Rift –Etiópia;* □ *= Snowdon Rhyolites – Snowdonia – Caledonides;* Δ*= riolitos do Santuário;* O *= Naivasha – Kenya Rift.*

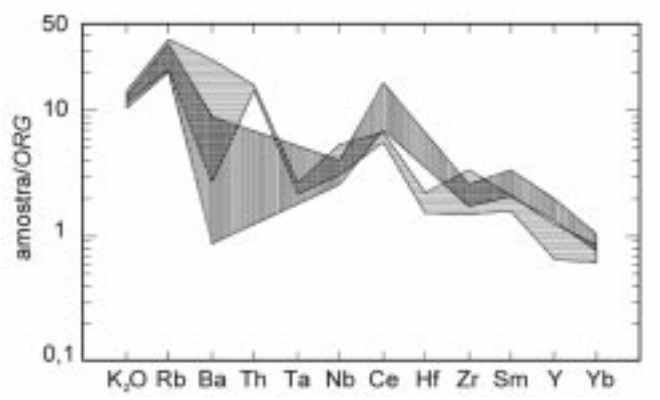


Figura 15 - Diagrama multi-elementar mostrando o comportamento de alguns elementos-traço e terras raras em riolitos da região do Santuário, normalizados segundo os valores do Ocean Ridge Granite de Pearce et al. (1984). Legenda: hachuras horizontais = riolitos do Santuário; hachuras verticais = riolitos da Seqüência Vulcânica Ácida.

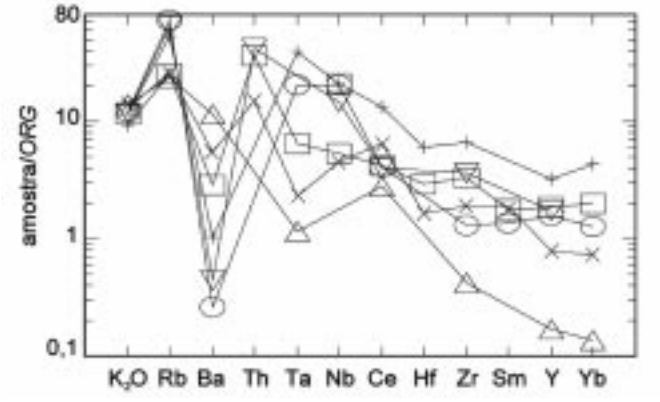


Figura 16 - Diagrama multi-elementar mostrando o comportamento médio de alguns elementos-traço e terras raras dos riolitos da região de Vila Nova, em comparação a outras suítes alcalinas. Legenda: X *= composição média riolitos da região de Vila Nova;* O *= riolitos alcalinos anorogênicos: Naivasha – Kenya Rift (MacDonald et al. 1987);* □ *= Snowdow Rhyolites – Snowdonia – Caledonides (Leat et al. 1986);* Δ *= riolitos cálcio-alcalinos (Bishop Tuff - Hildreth 1981);* + *= panteleritos: Pantelleria, Sicilia (Villari 1974).*

Referências

Blake S. 1981. Eruption from zoned magma chambers. *J. Geol. Soc. London*, **138**:281-287.

Buddington A.F. & Lindlsey D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol*., **5**:310-357.

Chemale, F.Jr. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: L. F. De Ros & M. Holz (ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 13-52.

Davis B.K & McPhie J. 1996. Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke, Queensland, Australia.. *J. Volcan. Geoth. Res*., **71**:1-11.

Ewart A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In F. Baker (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. The Hague, Elsevier, 113-121 p.

Fink J.H. 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Bull. Geol. Soc. Am*., **94**:362-380.

Fink J.H. & Manley C.R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. In: J.H. Fink, (ed.) The emplacement of silicic domes and lava flows. Geological Society of America, Special Paper, 212:77-88.

Frost, B.R.; Lindsley, D.H.1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. *Am. Mineralog*., **77**:1004-1020.

Gastal, M.C.P., Schmitt R.S., Nardi L.V.S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense: Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, **19**(2):174-182.

Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: L.H. Archeans (ed.) *Origin and distribution of the elements*. Oxford, Pergamon Press, 889-912.

Henderson P. 1982. Inorganic Geochemistry. Pergamon Press, Oxford.353p.

Hildreth W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res*., **86**:10153-10192.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A classification of volcanic rocks based on the total alcalis-silica diagram. *J. Petrol*., **27**:745-750.

Le Maitre R. W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: recomendations of the interational union of geologycal sciences subcommission on the systematics of igneous rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 193p.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S. 1997. Nomenclature of amphiboles Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral*. **9**:623-651.

Leat P.T., Jackson S.E., Thorpe R.S., Stillman C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt - subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *J. Geol. Society London*, **143**:259-273.

Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1985. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geol. Leopol*., **20**:15-62.

Logfren G. 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geoph. Res*., **76**:5635-5648.

Logfren G. 1971b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glasses. *Bull. Geol. Soc. Am*., **82**:111-124.

MacDonald, R. 1974. Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks. *Bull. Volcanolog*., **38:**498-516.

MacDonald R., Davies G.R., Bliss C.M., Leat P.T., Bailey D.K., Smith R.L. 1987. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol*., **28**:979-1008.

Mahood G.A.& Hildreth W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, **II**:722-726.

Metz J.M. & Mahood G.A. 1991 Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Cont.Miner. Petrol*., **106**:379-397.

Mitchell R.H. 1990. A review of the compositional variation of amphiboles in the alkaline plutonic complexes. *Lithos*, **26**:135-156.

Nardi L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos mataluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, **18**:44-57.

Nardi L.V.S. & Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chem. Geol*., **92**:197-212.

Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1988. Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. *Rev. Bras. Geoc*., **18**:369-375.

Nicholls J. & Carmichael I.S.E. 1969. Peralkaline Acid Liquids: A Petrological Study. *Contr. Min. Petrol.*, **20**:268-294.

Orengo P.R.M. & Souza Jr R. 1997. Projeto Vila Nova. Mapeamento Geológico 1:25.000. Geologia da FaixaVIII.. Trabalho de Graduação. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

Paim P.S.G., Chemale F. Jr., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: De Ros L.F.; Holz M. (ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, 231-374.

Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol*., **25**:956-983.

Rocha F.F.N., Lima E.F., Prado M., Bastos Neto A., Matos D.F. 1999. Mineralizações de fluorita e galena em derrames riolíticos da região de Vila Nova (Aloformação Acampamento Velho), RS: Resultados preliminares. *In*: SBG/Núcleo Sul, Simp. Vulcan. Ambientes Associados, 1, Gramado-RS. Boletim de Resumos,**1**:84.

Santos E.L., Becker J., Macedo P.M., Gonzales Filho F., Chabam N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-Cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, Anais, **2**:670-684.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Rev. Bras. Geoc*., **29**:245-254.

Sparks R.S.J., Huppert H., Turner J.S. 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. *Royal Soc. London Philos. Trans*., ser. A, v. 310, p. 511-534.

Spera F.J. 2000. Physical Properties of Magmas. In: H. Sigurdsson (ed) *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, 171-190.

Strong D.F. & Taylor R.P. 1984. Magmatic-subsolidus and oxidation trends in compositions of amphiboles from silica-saturated peralkaline igneous rocks. *Mineral. Petrogr. Mitt*., **32**:211-222.

Sutherland D.S. 1975. Petrography and Mineralogy of the Peralkaline Silicic Rocks. *Bull. Volcanol*., **38** (3), special issue:517-547.

Taylor B.E., Eichelberger, J.C., Westrich H.R. 1983. Hidrogen isotopic evidence of rhyolitic degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature*, **306**:541-545.

Villari L. 1974. The island of Pantelleria. Bull. Volcanol., **38**:689-724.

Watson E.B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids : experimental data and applications to trace element geochemistry. *Contr. Mineral. Petrol*., **70**:407-419.

Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Ear. Planet. Sci. Lett*., **64**:295-304.

Westrich H.R., Stockman H.W., Eichelberger J.C. 1988. Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *J. Geoph. Res*., **93**:6503-6511.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol*., **87**:319-327.

White C.M. 1992 Evolution of calc-alkaline magmas at the early Quaternary Battle Ax Volcano, Western Cascade Range, Oregon. *J. Volcanol. Geoth. Res*., **54**:107-122.

Wildner W., Lima E.F., Camozzato E., Lopes R.C. 1997. O Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Aspectos Texturais. *A Terra em Revista*, **3**(3):19-27.

Wildner W., Nardi L.V.S., Lima,E.F. de. 1999. Post-collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: a well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic Assocition in Southern Brazil. *Int. Geol. Review*, **41**:1082-1098.

Wildner W., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2000. Volcanic Activity and Setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin Succession in Southern Brazil. *Journ. of. Volc. Geoth. Res*. **(subm.)**.

Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol*., **20**:325-343.

Yamagishi H. 1987. Studies on the Neogene subaqueos lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido. Rep. Geol. Surv. Hokkaido, **59**:55-117.

Manuscrito A-1260
Recebido em 04 de outubro de 2001
Revisão dos autores em 10 de julho de 2002
Revisão aceita em 25 de julho de 2002