Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Estudo Petrológico e Litoquímico de uma Parcela do Vulcanismo Ácido Cambriano do Rio Grande do Sul - Formação Acampamento Velho

Wilson Wildner, Andrea Sander, Ricardo da Cunha Lopes

Pesquisas em Geociências, 21 (1): 47-57, set./dez., 1994.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21250>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - set./dez., 1994.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Estudo Petroológico e Litoquímico de uma Parcela do Vulcanismo Ácido Cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho

WILSON WILDNER, ANDREA SANDER E RICARDO DA CUNHA LOPES

CPRM - SUREG/PA - Rua Banco da Província, 105 CEP 90840-030, Porto Alegre, RS, Brasil

(Recebido em 17/06/93 Aceito para publicação em 13/09/94.)

Abstract – The Geologic mapping of the Passo do Salsinho Sheet at the 1:50,000 scale led to the individualization of four lithologic units into the Acampamento Velho Formation (Cambrian in age). These are: pyroclastic flow (ignimbrites) deposits; lava flows; breccia; and dust tuffs. The volcanogenic rocks show similar geochemical and geochronologic characteristics to the post-tectonic alkaline granitoids (Saibro Intrusive Suite) of the western portion of the Sul-rio-grandense Shield, evidencing a co-genetic magmatic episode for these plutonic-volcanic rocks that widely outcrop in this part of the Rio Grand do Sul state. This paper gives a detailed petrologic description of every one of the volcanic units of the Acampamento Velho Formation, presents their lithochemical characterization by using diagrams that show the alkaline affiliation of this volcanism and makes chemical and geochronologic comparison between this formation and the post-tectonic alkaline granitoids of the Shield, demonstrating that the whole magmatic event had the same origin.

Resumo – O mapeamento geológico da Folha Passo do Salsinho, realizado na escala 1:50.000, permitiu a individualização de quatro unidades litológicas na Formação Acampamento Velho (Cambriano). São elas: depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos); derrames de lavas; brechas; e tufo pó. Estas rochas vulcanogênicas apresentam características geoquímicas e geocronológicas comparáveis aos granitóides alcalinos pós-tectônicos da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense, Suite Intrusiva Saibro, evidenciando um episódio magmático cogenético para os termos plutono-vulcânicos aflorantes e de grande expressão nesta porção do Escudo. Este trabalho traz a descrição petrográfica detalhada de cada uma das unidades vulcânicas da Formação Acampamento Velho, a sua caracterização litoquímica utilizando diagramas que demonstram a afinidade alcalina para este vulcanismo, e a comparação químico-geocronológica entre esta formação e os granitóides alcalinos pos-tectônicos do Escudo, justificando uma origem única para este evento magmático.

INTRODUÇÃO

O vulcanismo ácido Cambriano do Escudo Sul-rio-grandense referenciado como Formação Acampamento Velho *sensu* Horbach *et al.* (1986), tem sido objeto de estudo por parte de vários pesquisadores. Reconhecido desde os trabalhos pioneiros de Carvalho (1932), Leinz *et al.* (1941) e Almeida (1949), este vulcanismo recebeu importantes contribuições, em termos de sua conceituação, delimitação e caracterização litológica, através dos trabalhos de Mau (1959, 1962), Melcher & Mau (1960), Ribeiro *et al.* (1966), Tessari & Picada (1966), Bocchi (1970), Ribeiro & Fantinel (1978), Santos *et al.* (1978) e Horbach *et al.* (*op. cit.*). Estudos litoquímicos de rochas da Formação Acampamento Velho foram apresentados por Roisenberg *et al.* (1983), Horbach *et al.* (*op. cit.*), Porcher *et al.* (no prelo) e Wildner *et al.* (não publicado). O presente trabalho dá continuidade às pesquisas iniciadas por Wildner *et al.* (*op. cit.*), visando contribuir para a caracterização petrográfica e litoquímica destes vulcanitos, detalhando sua faciologia e correlacionando-os com o plutonismo granítico da região. Os dados apresentados estão baseados nos trabalhos de mapeamento geológico da Folha Passo do Salsinho (Porcher *et al.*, no prelo), levados a efeito pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB (Sistema DNPM/CPRM).

DISTRIBUIÇÃO

As litologias que compõem a Formação Acampamento Velho ocupam a porção meridional da Folha Passo do

Salsinho 1:50.000 (Fig. 1), onde sustentam os terrenos topograficamente mais elevados. Afloram segundo faixas alongadas de direção nordeste-sudoeste, alcançando sua maior expressão (12 km de comprimento) na Serra do Espinilho. Exposições importantes são registradas no Cerro do Perau, Passo dos Machados, Passo da Promessa e Cerro do Bugio, onde atingem a sua espessura máxima, da ordem de 270 metros.

A Formação Acampamento Velho repousa discordantemente sobre uma seqüência metavulcano-sedimentar dobrada do Proterozóico Médio a Superior, Seqüência Metavulcano-sedimentar Rio Vacacaí, Frágoso Cesar (1980), bem como sobre coberturas vulcano-sedimentares não dobradas do Proterozóico Superior, equivalentes à Formação Maricá e ao Grupo Bom Jardim, Ribeiro *et al.* (*op. cit.*), sendo recoberta, em discordância erosiva, pela Formação Santa Bárbara do Cambro-Ordoviciano. Diques de riolito, atribuídos a este vulcanismo, também cortam as unidades mais antigas.

As determinações geocronológicas existentes, Minioli & Kawashita (1971), Cordani *et al.* (1974) e Soliani Jr. (1986), fornecem idades entre 520 Ma e 533 Ma para fácies não especificadas desta unidade, posicionando-a no Cambriano.

Idades semelhantes aos vulcanitos Acampamento Velho são apresentadas pelo sienogranito de bordo do Complexo Granítico São Sepé, 527 Ma (SÍMBOLO 177f “Symbol” 7 Ma, e pelo Granito Jaguari, 539 Ma (SÍMBOLO 177f “Symbol” 20 Ma, Soliani Jr. (*op. cit.*) e pelo Complexo Granítico Ramada e Cerro da Cria, Naime (1987), entre outros corpos plutônicos, evidenciando para este período um episódio magmático plutono-

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da Folha Passo do Salsinho, 1:50.000.

vulcânico de grande expressão no Escudo Sul-rio-grandense. Esta concordância geocronológica existente entre as rochas vulcânicas e plutônicas levaram Fragoso Cesar *et al.* (1982) a sugerir a correlação entre os granitos subcalcalinos tardios de São Sepé e Ramada com a Formação Acampamento Velho.

CARACTERIZAÇÃO LITOLÓGICA

O mapeamento na escala 1:50.000 das rochas vulcanogênicas aflorantes na Folha Passo do Salsinho propiciou o reconhecimento de quatro unidades litológicas fun-

damentais dentro da Formação Acampamento Velho: 1) depósitos de fluxo piroclástico (ignimbritos); 2) derrames de lavas; 3) brechas; e 4) tufos a pó. Estas unidades apresentam um ordenamento estratigráfico geral que pode ser expresso na forma de um perfil geológico esquemático (Fig. 2) onde, na base da sequência, predominam depósitos de tufos a pó, seguindo-se uma intercalação de derrames e brechas e encerrando-se o evento vulcânico com um espesso pacote de fluxo piroclástico (ignimbritos).

A unidade de fluxo piroclástico (ignimbritos) é a de maior distribuição em área, com suas melhores exposi-

Figura 2 - Detalhe do mapa geológico e perfil geológico esquemático (A-B) da Formação Acampamento Velho. Riol - riolitos; Andes - andesitos; IG - ignimbritos; BR - brechas; TF - tufos.

ções ao longo do topo do Cerro do Perau e do Cerro do Bugio. Constitui-se de rochas de coloração avermelhada, textura afanítica a microfanerítica, apresentando marcantes estruturas de fluxo. São depósitos constituídos predominantemente por fragmentos de púmice e *shards*, intensamente achatados e soldados, contendo uma grande quantidade de cristais e cristaloclastos imersos nesta mesóstase microcristalina, cujo colapso gravitacional ocorrido durante o fluxo gerou uma marcante foliação (Fig. 3a). Estas estruturas definem-se pela alternância rítmica em cor de lâminas milimétricas, com grande continuidade lateral, reunidas em pacotes de espessuras métricas a decamétricas, com estruturas de fluxo plano-paralelas ou convolutas de intrínca geometria. É comum a presença de esferulitos (litofisas), indicativos de resfriamento rápido, e de litoclastos juvenis de tamanho lúpili com até 20 cm de diâmetro, imersos nessa matriz eutaxítica.

A unidade de derrames de lavas, na maioria de composição riolítica, é de distribuição subordinada, ocorrendo principalmente nos cerros do Bugio e do Nascimento, por vezes intercalada com os fluxos de piroclastos. Compreende rochas porfíricas, com fenocristais de quartzo bipiramidados, corroídos, e feldspato alcalino imersos em matriz afanítica (Fig. 3b). As lavas riolíticas mostram nítidas características de fluxo, materializadas pela alternância de bandas com diferentes graus de cristalinidade. As diferenças litológicas, mili a centimétricas, estão relacionadas com a heterogeneidade física da lava devida à quantidade de cristais e vesículas. Os derrames desenvolvem disjunção colunar incipiente junto ao topo, sendo comum a incorporação de fragmentos de carapaças resfriadas, aqui interpretadas como estruturas do tipo *bread crust*, conforme descritas por Fisher & Schmincke (1984). Essas estruturas ocorrem quando se inicia o resfriamento da porção externa dos derrames, originando uma crosta solidificada, que pode ser rompida pelo fluxo e afundar na lava incandescente. As movimentações e a temperatura não são suficientemente intensas para permitir a incorporação dos fragmentos, mas o estado plástico de ambos molda texturas e estruturas típicas do processo (Fig. 3c). Formam-se estruturas cilíndricas, de secção transversal perfeitamente circular, com diâmetro entre 0,5 mm e 2,7 cm e comprimen-

to entre 3 cm e 12 cm, à semelhança de um lápis de cera de pontas arredondadas. Estes fragmentos, arredondados pelo fluxo, encontram-se imersos em matriz de idêntica composição, que se molda aos espaços intersticiais, caracterizando uma trama eutaxítica.

A quantidade de voláteis contidos pode ser avaliada pelo grande número de vesículas encontradas nos depósitos de fluxo piroclástico e pela presença de bolhas

Figura 3 - 3a. Aspecto da foliação de fluxo nos depósitos de fluxo de piroclastos (ignimbritos), definida pela alternância rítmica de lâminas de espessura milimétrica, plano-paralelas ou convolutas, com grande continuidade lateral e cores variadas 3b. Textura porfírica encontrada nos derrames de lavas (riolitos), com fenocristais de quartzo bipiramidado e feldspato alcalino imersos em matriz afanítica. 3c. Estruturas do tipo *bread crust* encontradas nos derrames de lavas (formas cilíndricas de secção transversal perfeitamente circular, com diâmetro entre 0,5 e 2,7 cm e comprimento entre 3 e 12 cm, à semelhança de um lápis de cera de pontas arredondadas) imersas em matriz eutaxítica.

centimétricas junto ao topo dos derrames, preenchidas por material vitrofírico, parcialmente devitrificado na forma de microlitos (Fig. 4a). Os altos teores em voláteis sugerem supersaturação em fluidos, com o conseqüente decréscimo da viscosidade dos depósitos, como indicado em Fisher & Schmincke (1984). Esses dois fatores, aliados ao alto teor de sílica, são os prováveis responsáveis pelas características explosivas dessa seqüência vulcânica.

A unidade de brechas aflora desde o Cerro do Bugio até o Cerro do Castelhana, segundo uma faixa alongada de sudoeste para nordeste, concordante com a estruturação geral da seqüência. Ocorrências isoladas são encontradas interdigitadas aos fluxos de piroclastos. São representadas por rochas de cores vermelha a acinzentada, compostas por fragmentos de lavas riolíticas juvenis, aloclastos e autoclastos, com diâmetro médio de 0,5 a 2 cm, aos quais associam-se cristaloclastos de quartzo e feldspatos, de grão médio a fino, aglutinados por uma matriz afanítica a fanerítica muito fina (Fig. 4b).

A unidade de tufos a pó é subordinada, e as melhores exposições localizam-se no flanco sul do Cerro do Bugio e, pontualmente, no Cerro do Castelhana. Neste local a unidade está intercalada com os fluxos de piroclastos. As rochas apresentam cores cinza a esverdeadas, estrutura maciça ou com estratificação plano-paralela, dada pela alternância de lâminas com continuidade lateral e espessura de 0,2 a 1 cm. As lâminas podem ser maciças ou exibirem um acamamento gradacional (Figs. 3c e 5c), onde a granulometria predominante situa-se na fração pó, podendo ocorrer cinzas.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Petrograficamente as litologias da Formação Acampamento Velho constituem-se de riolitos e, subordinadamente, traqui-dacitos e dacitos, conforme os critérios de classificação baseados em Ross & Smith (1961) e Fisher & Schmincke (1984). Os depósitos de fluxo de piroclastos (ignimbritos) apresentam estrutura eutaxítica (fábrica fluidal) dada pela alternância de níveis de cor e grau de cristalinidade diferentes (Fig. 5a). Estes níveis, de espessura milimétrica, descontínuos, paralelos e subparalelos, resultam da compactação de pó e cinzas finas, e fragmentos de púmice ainda quentes. Não obstante o grão extremamente fino e a baixa resolução ao microscópio, verifica-se que o pó e a cinza apresentam uma incipiente recristalização. Por sua vez, os fragmentos de púmice, alongados pela compactação (fiammes), freqüentemente têm uma recristalização fina e radial ao longo dos *shards*.

A maior parte dos depósitos piroclásticos com baixa taxa de compactação mantém, como um de seus constituintes essenciais, *shards* ou fragmentos de vidro. Os tipos mais comuns são estilhaços com formas cuspidadas, normalmente com paredes finas, translúcidas e claras em luz natural (Fig. 5b). Eventualmente podem ser identificados *shards* de púmices. A predominância de bolhas e junções de bolhas sobre fragmentos de vidro do tipo púmice, indica magmas riolíticos de baixa viscosidade e com temperaturas superiores a 950°C, assim como proposto por Fisher & Schmincke (1984).

Figura 4 - 4a. Bolhas esféricas a subsféricas, de diâmetro médio em torno de 2 a 4 cm encontradas no topo dos derrames de lavas, preenchidas por material vitrofírico, parcialmente devitrificado como microlitos. 4b. Brecha composta por fragmentos de lavas riolíticas juvenis, aloclastos e autoclastos, com diâmetro médio de 0,5 a 2 cm, com cristaloclastos de grão médio a fino, aglutinados por uma matriz afanítica a fanerítica muito fina. 4c. Tufos a pó com estratificação plano-paralela, dada pela alternância de lâminas com espessura de 0,2 a 1 cm. As lâminas são maciças ou exibem um acamamento gradacional, com granulometria predominante na fração pó, podendo ocorrer cinzas.

Imersos nesta matriz ocorrem proporções variáveis de vitroclastos, cristaloclastos e litoclastos. Os primeiros, em forma de lente, não excedem 3 mm de tamanho, apresentando-se devitrificados e formando um fino mosaico que se confunde com a matriz.

Os cristaloclastos de quartzo, feldspato alcalino

Figura 5 - 5a. Estrutura eutaxítica (fábrica fluidal) dada pela alternância de níveis contínuos de espessura milimétrica, marcados pelas diferenças de cor e grau de cristalinidade, nos depósitos de fluxo de piroclastos. Imersos na matriz eutaxítica ocorrem cristaloclastos de quartzo, com dimensões entre 1,5 e 2mm, angulosos a arredondados, intensamente fraturados e com feições de corrosão. 5b. *Shards* e fragmentos de vidro com formas cuspidadas, translúcidas em luz natural, encontradas nos fluxos piroclásticos. 5c. Esferulitos com diâmetro máximo de 0,3 mm, formados pela devitrificação de material vítreo, quartzo-feldspático, encontrados nos derrames de lava.

(sugerido como sanidina pelas características eruptivas da associação), plagioclásio e, subordinadamente, piroxênio (augita?), apresentam dimensões entre 1,5 e 2 mm, sendo angulosos a arredondados, intensamente fraturados e com feições de corrosão (Fig. 5a). A mineralogia destes cristaloclastos indica a natureza riolítica do magma parental.

Os litoclastos são relativamente comuns, com tama-

nho entre 2 e 3 mm, apresentando-se arredondados e corroídos, possuindo uma composição mineralógica semelhante às rochas da unidade, sugerindo que sejam do tipo conato, conforme Fisher & Schmincke (*op.cit.*).

Os depósitos de derrames de lavas estão constituídos predominantemente por riolitos, mostrando textura porfírica, com fenocristais de tamanho máximo de 2,5 mm imersos em matriz quartzo-feldspática. Análises modais efetuadas revelaram as seguintes proporções relativas de fenocristais: quartzo (50-70%); feldspato alcalino (30-50%); plagioclásio (até 5%).

Os fenocristais de quartzo são tanto do tipo hexagonal euédricos de alta temperatura, como contendo bordas corroídas e arredondadas, indicativos de cristalização precoce.

Os fenocristais de feldspato alcalino apresentam formas euédricas normalmente com bordas e arestas corroídas e tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, exibindo um aspecto turvo devido a um filme de óxido de ferro que os recobre. A macla Carlsbad é comum, embora a combinação periclina-albita também esteja presente. Fraturas transversais ao maior alongamento dos cristais são conspícuas.

O plagioclásio é pouco freqüente, apresentando-se em cristais euédricos com tamanho médio de 1 mm, maclados segundo a lei albita e, em geral, sericitizados e carbonatizados em diferentes graus, impedindo uma identificação precisa de sua composição.

Os fenocristais, particularmente os de quartzo, servem de suporte para um intenso intercrescimento granofírico radiado que, por vezes, constitui a totalidade da matriz.

Esferulitos estão presentes na matriz de forma subordinada; atingem diâmetro máximo de 0,3 mm e são formados por fibras alternadas de material quartzo-feldspático, (Fig. 5c). Ocasionalmente fenocristais de quartzo ocupam a porção central dos esferulitos.

Alguns derrames apresentam características vitrofíricas, constituindo-se de uma mesóstase vítrea onde estão imersos esparsos microfenocristais intratélúricos de quartzo. A devitrificação e hidratação destas lavas ocasionam o crescimento da rede cristalina, gerando um fraturamento com formas esféricas ou perlíticas. Alguns exemplos podem ser identificados junto ao topo de derrames (Fig. 6a).

Os contatos dos derrames com as demais litologias são normalmente complexos e interdigitados. Localmente desenvolvem-se estruturas comparáveis às estruturas flame das rochas sedimentares, em que os ignimbritos englobam parcialmente os níveis de derrames. As observações em lâminas delgadas indicam que estas feições são resultantes do fluxo de dois materiais semiplásticos, cujas porções mais compactas (derrames), oferecem maior resistência quando em contato com as mais finas (ignimbritos). Em algumas amostras estas estruturas flame evoluem para estruturas semelhantes a marcas de carga, onde cristaloclastos dos ignimbritos projetam-se para o interior do derrame. Ao longo dos contatos desenvolvem-se franjas submilimétricas de intercrescimento granofírico.

As brechas, fracamente achatadas pelo fluxo, ao exame microscópico exibem uma leve orientação, decorrente da imbricação de seus fragmentos constituintes. Como componentes essenciais estão presentes, em ordem decrescente de abundância, cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos (Fig. 6b). Os primeiros têm dimensões médias de 1 a 0,5 mm,

sendo representados por cristais de quartzo e sanidina(?) com feições de corrosão e fraturas indicativas de resfriamento rápido. Os vitroclastos são formados por vidro silicoso, como indica sua coloração clara, sobre os quais atua a devitrificação em diversos graus substituindo, parcial ou totalmente, os *shards* por material microcristalino. Suas formas e dimensões são variadas, atingindo um máximo de 6 mm; predominam as formas irregulares e angulosas, curvas, placóides, retas e esponjosas.

Os litoclastos são principalmente do tipo conato, riolíticos, ocasionalmente ocorrendo fragmentos de rochas sedimentares. Em ambos os casos apresentam formas angulosas e dimensões de até 20 mm, estando imbricados e com feições de corrosão.

A matriz que liga os fragmentos litoclásticos é predominantemente do tamanho cinza, sugerindo explosões rasas (Fisher & Schmincke, 1984). Ocorrem axiolitos com formas curvas, de tamanho submilimétrico, resultantes da cristalização de tridimita fibrosa a partir de *shards*.

As vesículas são estruturas comuns nas brechas. São subesféricas, com diâmetro inferior a 6 mm, ou irregulares e maiores, quando resultantes da coalescência de várias vesículas. As de dimensões milimétricas têm contornos lisos e estão livres de qualquer preenchimento. Aquelas detectadas ao microscópio ocorrem como *shards* de vidro em formas de canálculos, podendo estar preenchidas por uma fina película de cinza.

Os tufos a pó são constituídos por cristaloclastos, vitroclastos e abundantes litoclastos imersos em matriz de tamanho pó.

Os cristaloclastos têm tamanho cinza a cinza fino (cristais menores que 1,5 mm) e em ordem decrescente de abundância são de: quartzo, feldspato alcalino e, raramente, plagioclásio. Exibem formas angulosas a arredondadas, subédricos a anédricos, com feições de corrosão. O microfraturamento dos cristais com deslocamento dos planos de macla em feldspatos é comum e deve-se ao resfriamento rápido e à compactação.

O acamadamento gradacional observado nos afloramentos reflete-se microscopicamente na forma de níveis de espessura submilimétrica a milimétrica, contínuos, marcados pela alternância de camadas com granulometria na fração pó e camadas na fração cinzas (Fig. 6c).

O quartzo mostra formas arredondadas e corroídas, indicando cristalização precoce, ou então cristais aproximadamente hexagonais, provavelmente tardios e de alta temperatura.

O feldspato alcalino predominante com a macla de Carlsbad sugere-se seja sanidina(?), ocorrendo também alguns cristais com a geminação periclina e albita.

O plagioclásio é ocasional e as proporções entre os cristaloclastos é variável.

Os vitroclastos têm aspectos diversos, com formas angulosas a arredondadas e tamanho cinza (menores que 1 mm). Constituem-se de vidro esponjoso ou *shards* recrystalizados em grão muito fino, normalmente envolvidos por um filme de opacos. São incolores, indicando sua composição ácida.

Os litoclastos predominantes são do tipo conato, de tufos e tufos a pó e, subordinadamente, fragmentos acidentais de sedimentos, com tamanho máximo de 2 a 3 mm.

Figura 6 - 6a. Fraturas perlíticas em matriz vítrea, identificadas junto ao topo de derrames. 6b. Cristaloclastos de quartzo, com dimensões médias entre 0,5 e 1, com feições de corrosão e fraturas indicativas de resfriamento rápido, e litoclastos riolíticos (conatos) com formas angulosas e dimensões em torno de 20mm, imersos em matriz do tamanho cinza, encontrados nas brechas. 6c. Acamadamento gradacional nos tufos, marcado por níveis de espessura submilimétrica a milimétrica, contínuos, dados pela alternância de camadas com granulometria nas frações pó e cinza.

A matriz é normalmente maciça, podendo apresentar estruturas de fluxo.

Estas rochas constituídas predominantemente por vulcanoclastos finos são classificadas como tufos a pó e tufos.

LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

O significado de dados geoquímicos obtidos sobre rochas

vulcanogênicas, principalmente naquelas posicionadas através de processos vulcanoclásticos, permanece ainda como uma questão problemática. As características composicionais e texturais destes tipos de rochas, como a presença de fragmentos líticos, acidentais e acessórios e a interação existente entre os processos vulcânicos e as condições de superfície, podem tornar as composições químicas de rocha total não representativas do estágio magmático. Por essas razões, alguns autores mostram-se contrários à realização de análises químicas de rocha total, como guias da composição do magma gerador de rochas vulcânicas, especialmente em erupções explosivas.

Devido às características texturais e estruturais dos depósitos aqui abordados, muitos processos genéticos e pós-deposicionais como: hidrotermalismo, recristalização e alteração intempérica, podem ter alterado a composição química original, portanto a utilização dos parâmetros litoquímicos deve ser encarada com certos cuidados, uma vez que a composição atual reflete apenas parcialmente as características primárias da associação, não devendo ser interpretados isoladamente sem considerar os dados petrográficos e as relações de campo.

A caracterização litoquímica da Formação Acampamento Velho baseia-se na análise de 23 amostras, onde foram obtidos resultados para os óxidos principais, elementos-traço (Ba, F, Li, Sn, Y, Rb, Sr, Nb, e Zr) (Tab. 1), e três análises de elementos de terras raras. As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL, pelos métodos de espectrometria de fluorescência de Raio X, espectrofotometria de absorção atômica e ICP, este último utilizado na determinação dos ETR.

Para representar as variações composicionais existentes entre as quatro unidades litológicas deste evento vulcanogênico, foram elaborados diagramas do tipo Harker, onde os teores de SiO₂ foram confrontados com os teores de elementos maiores, traços e razões entre elementos. Os padrões de variação obtidos permitem as seguintes constatações (Figs.7, 8):

1. os teores de SiO₂ variam entre 66,6% e 82,7%, com uma média em torno de 74,6%; onde de forma geral os teores mais baixos estão concentrados nos depósitos relacionados aos derrames de lavas e os mais elevados nos de tufos a pó;
2. os teores em álcalis (Na₂O + K₂O) variam entre 4,3% e 10,2%, com a maior concentração em torno de 8%, enquanto que os teores em Al₂O₃ variam entre 8,8% e 14,9%, com média em torno de 12,4%;
3. a alcalinidade baseia-se fundamentalmente nos teores de K₂O, mantendo uma razão K₂O/Na₂O normalmente maior que a unidade, com os menores valores nos depósitos de lavas com teores de SiO₂ abaixo de 70%;
4. os teores em Al₂O₃, CaO e TiO₂ mostram-se decrescentes em relação aos acréscimo em SiO₂, sendo que o cálcio e o titânio tendem a limites inferiores a 0,1% para rochas com mais de 73% de SiO₂;
5. a razão Fe₂O₃/FeO mostra-se mais elevada para os depósitos com características vulcanoclásticas que para as lavas, onde mantém um valor normalmente menor que a unidade;
6. a proporção de máficos é baixa, como indicam os baixos teores em MgO (Tab. 1), (FeO + Fe₂O₃) e CaO.

Figura 7 - Diagramas de Harker para a Formação Acampamento Velho, considerando elementos maiores e razões entre elementos. Derrames de lavas (O); brechas (▽); Fluxo piroclástico (Δ); tufos a pó (●).

7. os teores em Ba e Sr mostram-se decrescentes em relação ao acréscimo em SiO₂, mantendo os valores mais elevados nos depósitos de lavas.

Partindo-se da análise das observações retiradas dos diagramas acima, acrescidas das observações petrográficas, pode-se sugerir que:

- A. as *trends* litogeoquímicas mostram-se compatíveis com variações litológicas pertencentes a uma única associação, cujas diferenças residem nas formas de emplaçamento;
- B. os teores em álcalis, com a predominância em K₂O, somados ao comportamento observado para o Ba e o Sr, sugerem um acréscimo em feldspatos alcalinos em substituição ao plagioclásio, na direção dos termos mais ricos em sílica;
- C. os processos de emplaçamento interferem fundamentalmente nas características de oxidação do magma, refletido na razão Fe₂O₃/FeO e nas discrepâncias entre os teores relativos entre os álcalis (Na₂O, K₂O);
- D. os teores em Fe₂O₃ + FeO mostram um comportamento geoquímico compatível com uma evolução por diferenciação normal para rochas alta sílica, porém diferem consideravelmente quando comparados através da razão Fe₂O₃/FeO, a qual reflete também o grau de oxidação e alteração de rocha;
- E. os elementos mais imóveis como o TiO₂ e o Y, mostram *trends* ígneos preservados dos processos de superfície;
- F. os tufos a pó parecem refletir os processos de seleção operantes nas nuvens eruptivas, onde fragmentos de cris-

	CP-106a	CP-504b	CP-546	CP-425	CP-483	CP-648a	WW-144b	SR-145	RL-014a	SR-146	SR-143	SR-004	CP-359	RL-018b	WW-148d	RL-018b	WW-147a	SR-398	RL-017c	WW-144c	WW-143c	WW-144d	WW-142a
SiO2	66.6	67.6	68.0	68.5	69.5	69.8	73.6	74.9	75.3	75.7	76.0	77.0	78.1	72.9	75.5	75.8	79.6	69.6	74.7	73.7	76.5	80.6	82.7
Al2O3	14.9	14.2	13.7	13.6	13.2	13.3	12.1	12.4	13.1	11.4	11.8	12.4	10.8	13.2	12.8	12.2	8.80	13.1	13.2	13.8	11.8	9.90	10.1
Fe2O3	0.11	0.62	1.10	0.38	0.37	0.10	1.30	1.30	1.40	0.76	0.79	1.30	1.30	2.30	1.30	1.30	1.30	2.10	1.40	1.60	1.30	0.30	0.12
FeO	3.50	2.50	1.60	2.00	3.90	4.10	0.58	1.30	0.44	1.30	1.00	0.44	1.10	0.29	0.44	0.44	0.29	0.58	0.44	0.44	0.44	0.44	0.58
TiO2	0.51	0.58	0.44	0.45	0.69	0.44	0.13	0.15	0.10	0.12	0.16	0.06	0.07	0.18	0.08	0.11	0.05	0.13	0.10	0.16	0.05	0.07	0.13
MnO	0.09	0.09	0.66	0.07	0.17	0.08	0.06	0.05	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.10	0.02	0.02	0.01	0.08	0.01	0.13	0.02	0.04	0.02
CaO	1.00	1.50	2.30	2.10	0.47	1.50	0.50	0.11	0.22	0.39	0.23	0.17	0.35	0.48	0.14	0.17	0.06	1.30	0.17	0.15	0.07	0.12	0.24
MgO	2.70	1.90	0.43	1.40	1.70	1.90	0.19	0.08	0.37	0.05	0.01	0.01	0.15	0.59	0.36	0.21	0.06	0.27	0.30	0.03	0.19	0.21	0.22
Na2O	3.20	4.60	4.10	3.90	4.50	4.10	8.00	5.00	5.20	3.80	3.30	2.90	4.60	1.70	4.50	3.10	4.46	2.90	5.10	8.70	3.30	0.96	3.20
K2O	0.09	0.11	0.07	0.07	0.11	0.09	0.05	0.05	0.50	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
P2O5	2.02	2.42	3.23	2.54	1.68	0.67	1.50	1.32	2.43	0.85	0.91	0.98	0.68	2.64	2.09	1.21	0.89	2.34	1.88	1.04	1.18	1.29	1.36
P.Fogo	0.10	0.18	0.18	0.14	0.16	0.07	0.26	0.18	0.90	0.18	0.15	0.48	0.17	0.85	0.62	0.44	0.23	0.69	0.64	0.34	0.37	0.39	0.43
H2O	48	82	77	71	83	72	105	86	57	97	100	97	173	106	133	80	111	95	80	91	104	98	119
Y	48	159	116	139	124	123	245	261	164	138	134	232	76	371	377	152	264	274	159	10	272	321	108
Rb	48	142	122	229	134	225	5	65	5	10	12	5	37	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sr	164	980	660	1020	980	1300	540	130	330	45	75	100	310	480	75	460	60	560	480	280	135	160	2750
Ba	291	613	588	567	692	590	725	763	435	874	924	554	853	521	696	524	400	498	488	423	719	604	491
Zr	n.a.	690	401	700	430	n.a.	401	120	473	540	400	41	1700	1500	760	566	125	610	700	30	800	308	432
F	n.a.	24	8	17	32	n.a.	19	10	13	15	10	5	10	20	25	12	25	13	16	14	34	26	32
Li	n.a.	1.20	1.4	1.20	1.80	n.a.	2.20	1.20	1.20	1.40	1.40	2.20	2.80	2.40	3.6	1.60	2.40	1.80	1.20	1.60	2.60	2.00	2.00
Sn	n.a.																						

Tabela 1 - Resultados analíticos de óxidos, elementos menores e traços de 23 amostras da Formação Acampamento Velho. Derrames de lavas (#); brechas (φ); fluxo de piroclastos (▽); tufo a pó (⊕).

Figura 8 - Diagramas de Harker para a Formação Acampamento Velho, considerando elementos traço. Simbologia: vide Figura 7

tal ou rocha mais densos, de composição mais ferro-magnesiana, floculam mais rapidamente, permanecendo em suspensão os fragmentos mais silicosos e, conseqüentemente, mais leves;

G. as variações entre os teores em álcalis e alumínio apresentam valores maiores para os álcalis, resultando em um índice peralcalino médio de 0,64, o que aponta para associações alcalinas.

Para a classificação destas rochas vulcanogênicas, utilizou-se os parâmetros propostos por Le Bas *et al.* (1986), os quais seguem as recomendações da IUGS para rochas vulcânicas onde seja impossível a análise modal, apesar de parte desta associação litológica constituir-se de vulcanoclásticas.

Esta classificação utiliza o total em álcalis *versus* sílica (TAS), não tendo qualquer implicação genética (Fig. 9), observando-se a concentração dos pontos no campo dos riolitos, com amostras subordinadas no campo dos traquidacitos. A classificação em termos dos teores de K_2O , é mostrada no diagrama de Peccirilo & Taylor (1976), onde verifica-se que a maioria das amostras pertence ao *trend* das rochas alto potássio (Fig. 8), dividindo-se entre o campo dos riolitos e dos dacitos.

Para uma comparação entre estas rochas efusivas e alguns corpos graníticos alcalinos aflorantes na porção oeste do Escudo do Rio Grande do Sul, foram acrescidos ao diagrama TAS os granitos da Suite Intrusiva Saibro -SIS- descritos por Gastal *et al.* (1992), observando-se que a distribuição dos pontos referentes à Formação Acampamento Velho é muito semelhante à dos granitos da SIS, apesar das rochas aqui tratadas não chegarem a apresentar características peralcalinas, como parte dos granitos acima referido.

O comportamento das amostras no diagrama AFM

Figura 9 - Diagrama de alcalis *versus* sílica (TAS) Le Bas *et al.* (1986) para amostras da Formação Acampamento Velho, em comparação aos granitóides da Suite Intrusiva Saibro-SIS - retirados de Gastal *et al.* (*op. cit.*). Pertita Granito do CGLS (X); Granito Jaguari (+); Campo demarcado por linha cheia - granitos peralcalinos da região de Dom Pedrito e Granito Saibro. Simbologia: vide Figura 7.

(Fig. 9), contendo os limites de Kuno (1969) para as séries pigeonítica e hiperstenítica, resulta em uma concentração dos pontos em direção ao vértice A ($Na_2O + K_2O$), expressando os baixos teores em MgO e a forte depleção do FeO^* total em direção aos termos mais diferenciados.

O padrão de alcalinidade está caracterizado no diagrama de Wright (1969), (Fig. 10), onde todas as amostras plotam ao longo do espectro das rochas alcalinas, alcançando o limite do campo para rochas peralcalinas.

O posicionamento tectônico da unidade está expresso no diagrama de Brown *et al.* (1984) revelando um adensamento de pontos em direção ao campo de associações relacionadas a processos vulcano-magmáticos estabelecidos sobre frações crustais espessadas (Fig. 11), afastando-se do campo das associações calcialcalinas em regime de arco. Este diagrama foi utilizado como parâmetro de comparação entre os granitóides alcalinos e peralcalinos da Suite Intrusiva Saibro -SIS- descritos por Gastal, *et al.* (*op. cit.*) e as vulcânicas Acampamento Velho, demonstrando a afinidade entre o comportamento geoquímico destes.

Utilizando o diagrama que considera uma razão entre elementos de alto e baixo potencial iônico como Rb/Zr (Fig. 12), onde Gastal *et al.* (*op. cit.*) traçaram os *trends* de variação para as associações de granitos alcalinos e peralcalinos, verifica-se novamente a identidade existente entre os granitos da Suite Intrusiva Saibro e as vulcânicas aqui tratadas, relacionando-se as rochas da Formação Acampamento Velho com os granitos pós-orogênicos, de idade eopaleozóica, aflorantes na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense.

LITOQUÍMICA DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS

As variações em teores de ETR das rochas vulcânicas dessa formação (Tab. 2) foram definidas através da análise de três amostras de riolito *stricto sensu*, considerado o litótipo mais significativo da unidade.

Os diagramas de variação dos ETR (Fig. 13), normalizados a condrito de acordo com os parâmetros de Evensen *et al.* (1978), apresentam um padrão uniforme, com fracionamento acentuado em ETRL iniciando com teores médios de $La(n)$ da ordem de 255, contra teores de $Lu(n)$ de 15. O fracionamento não é uniforme ao longo das curvas, sendo mais acentuado para os ETRL, com uma razão $La/Sm(n)$ de 4,58 e mais suave para os ETRP, com uma razão $Gd/Lu(n)$ de 2,06.

Uma pequena anomalia em Eu pode ser identificada nas três curvas, expressa por uma razão $Eu/Eu^*(n)$ de 0,47, destoando dos padrões obtidos para os granitos da SIS, os quais normalmente apresentam anomalias mais pronunciadas. Esta diferença provavelmente deve-se aos baixos teores relativos de SiO_2 apresentado pelas lavas riolíticas, quando em comparação aos granitos.

Os padrões de variação dos ETR demonstram características de magmas ácidos, próximos da composição original, apresentando uma parcela de assimilação de crosta sílica, representada pela concentração de ETRL e um padrão de variação próprio para associações riolíticas alcalinas alta sílica, à semelhança das descritas por Mahood & Ferriz (1986) para o sistema magmático de Los Humeros do México, e aos granitos alcalinos da SIS.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Tomando como base os dados apresentados acima, conclui-se pela concordância existente entre os padrões

geoquímicos apresentados pelas rochas vulcanogênicas da Formação Acampamento Velho e os corpos graníticos referidos por Nardi (1989) e Gastal *et al.* (1992) como granitos alcalinos da Suite Intrusiva Saibro, além dos corpos graníticos de São Sepé, Ramada e Cerro da Cria.

As afinidades geoquímicas, geocronológicas e espaciais existentes entre as rochas vulcanogênicas e os *stocks* graníticos referidos acima, evidenciam um episódio plutono-vulcânico cogenético, emplaçado em um período de quiescência cratônica, pós-orogênica, ocorrida a partir do

Figura 10 - Distribuição das amostras da Formação Acampamento Velho no diagrama de alcalinidade de Peccirillo & Taylor (1976). Simbologia: vide Figura 7.

Cambriano.

Agradecimentos - Os autores agradecem aos colegas Gilberto E. Ramgrab, Carlos A. Porcher e Luiz F. F. de Albuquerque pelas sugestões e revisão do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. de 1949. Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil. *Mineração, Metalurgia*, **14**: 101-103.
- Bocchi, P.R. 1970. Geologia da folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **245**:1-83.
- Brown, G.C.; Thorpe, R.S. & Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of Granitoids in contrasting arcs comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, **141**:413-26.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil*, **66**:1-72.
- Cordani, U.G.; Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: Willig, C.D. *et al. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*: Folha Porto Alegre (SH.22), Folha Lagoa Mirim (SI.22). DNPM, Brasília, p. 70-77.
- Evensen, N.M.; Hamilton, P.J. & O'niions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **42**:1199-212.
- Ferriz, H. & Mahood, G.A. 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system; Los Hornos, Mexican Neovolcanic Belt. *Journal of Petrology*, **28**(1):171-209.
- Fisher, R.V. & Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin. 472 p.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O craton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-riograndense. *Anais, 31º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú SBG. **5**: 2879-2892.
- ; Wernick, E. & Soliani, Jr., E. 1982. Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE de Plataforma Sul-Americana). *Anais 32º congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG. **1**: 1-12.
- 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 Discussões Sobre a Gênese e Tipologia do Magmatismo Alcalino. Pesquisas* **19** (2):183-189.
- Horbach, R.; Kuck, L.; Marimon, R.G.; Moreira, H.L.; Fuck, G.F.; Moreira, M.L.O.; Marimon, M.P.C.; Pires, J. de L. Vivian, O.; Marinho, D. de A & Teixeira, W. 1986. Geologia. In: Folha SH.22 Porto Alegre e parte

Figura 11 - Diagrama AFM contendo os limites de Kuno (1969) para as séries pigeonítica e hiperstenítica, contendo as amostras da Formação Acampamento Velho. Simbologia: vide Figura 6a.

Figura 12 - Diagrama de Wright (1969) para a Formação Acampamento Velho. Simbologia: vide Figura 6a.

Figura 13 - Diagrama de Brown *et al.* (1984), indicando o posicionamento tectônico da Formação Acampamento Velho em comparação aos granitóides da Suite Intrusiva Saibro-SIS - retirados de Gastal, *et al.* (*op. cit.*). Pertita Granito do CGLS (x); Granito Jaguari (+); granitos peralcalinos da região de Dom Pedrito e Granito Saibro (O), Campo hachurado - arcos vulcânicos e margens continentais recentes. Simbologia: vide Figura 7.

- das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. IBGE, Rio de Janeiro. p. 29-312. (Levantamentos de Recursos Naturais, 33).
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-48.
- Kuno, H. 1967. Differentiation of basaltic magmas. In: Hess, H.H. & Poldervaart, A. *Basalts; the poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Interscience, New York. **1**: 263-88.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A

Figura 14 - Diagrama Rb/Zr vs SiO2, mostrando os trends alcalinos e peralcalino, e contendo o posicionamento das amostras da Formação Acampamento Velho em comparação aos granitóides da - SIS -, retirados de Gastal, et al. (op. cit.). Simbologia: vide Figura 13.

	Ce	Sm	Yb	La	Nd	Eu	Gd	Dy	Er	Lu	Ho
CP-546	98.6	8.10	3.11	56.0	44.1	1.15	5.99	4.62	3.04	0.40	1.00
CP-594b	103.0	8.00	2.92	57.7	44.6	1.09	5.77	4.47	2.77	0.36	0.96
CP-625	129.0	9.50	3.06	73.4	54.4	1.35	7.10	4.98	2.99	0.37	1.07

Tabela 2 - Resultados analíticos de ETR de três amostras da Formação Acampamento Velho.

chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **271** (3):745-50.

Leinz, V.; Barbosa, A.F. & Teixeira, F.A. 1941. Mapa geológico Caçapava-Lavras. *Boletim da Diretoria da Produção Mineral* **90**:1-39.

Mau, H. 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, RS. *Engenharia, Mineração, Metalurgia*, **29**:13-14.

———. 1962. *Atividades magmáticas na região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul*. FFCLUSP, São Paulo. 64 p.

Melcher, G.C. & Mau, H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, RS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32**: 43-50.

Minioli, B. & Kawashita, K. 1971. Contribuição à estratigrafia do Eo-Paleozóico do "Escudo Rio-Grandense". *Anais, 25º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, SBG, **1**:193-198.

Nardi, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras Raras nas Rochas graníticas da Região Centro-Sul do Brasil. In: *Geoquímica dos Elementos de Terras Raras no Brasil*. DNPM, Rio de Janeiro, CPRM/SBGq, p. 71-82.

Naime, R.H. 1987. *Geologia, Geoquímica e Petrologia do Complexo Granítico Ramada e Cerro da Cria*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado 194 p.

Piccirillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu Area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**: 63-81.

Porcher, C.A.; Leites, S.R.; Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. Folha Passo do Salsinho - SH.22-Y-A-I-4, Estado do Rio Grande do Sul. CPRM:Brasília. 1 v. (no prelo).

Ribeiro, M.; Bocchi, P.R.; Figueiredo Filho, P.M. & Tessari, R.I. 1966. *Geologia e Recursos Minerais do Grau de Caçapava, RS*. Boletim do DNPM, **127**: 1-232.

——— & Fantinel, L.M.A. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geologia*, **5**:19-54.

Roisenberg, A.; Loss, E.L.; Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A.C. 1983. Aspectos Petrológicos e Geoquímicos do Vulcanismo Pré-Cambriano-Eo-Paleozóico do R.G.S. com base nos elementos maiores. Atas, *1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, SBG, p. 273-85.

Ross, C.S. & Smith, R.L. 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *Geological Survey Professional Paper*, **366**. 81 p.

Figura 15 - Padrões de ETR normalizados ao condrito segundo Evensen et al. (1978), das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, em comparação aos padrões das instruções alcalinas da SIS, Gastal, et al. (op. cit.).

Santos, E.L. dos; Beckel, J.; Macedo, P.M.; Gonzales Filho, F. & Chaban, M. 1978. Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambria no Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. *Anais, 30º Congresso Brasileiro de Geologia*, Recife, SBG, **6**:2562-75.

Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 425p.

Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil. *Boletim DNPM*, **124**:1-147.

Wildner, W.; Sander, A. & Porcher, C.A.; Caracterização petrográfica e litoquímica da Formação Acampamento Velho na Folha Passo do Salsinho, RS. Trabalho apresentado no IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, UFRGS (não publicado).

Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106** (4):370-84.