

Pesquisas em Geociências

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

Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS

Karine Gollmann, Juliana Charão Marques, José Carlos Frantz, Farid Chemale Junior

Pesquisas em Geociências, 35 (2): 83-95, jan./abr., 2009.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/17939>

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 - jan./abr., 2009.

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

Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS

KARINE GOLLMANN¹; JULIANA CHARÃO MARQUES²;
JOSÉ CARLOS FRANTZ³ & FARID CHEMALE JUNIOR³

1. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.
2. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rua Banco da Província 105, Bairro Santa Teresa, CEP 90840-030 Porto Alegre, RS, Brasil.
3. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000 Porto Alegre, RS, Brasil.

(Recebido em 09/08. Aceito para publicação em 03/09)

Abstract - The Capané Antiform, located in the northern part of the Neoproterozoic Porongos Metamorphic Complex (RS), is composed of a supracrustal sequence metamorphosed under greenschist (eastern flank) to amphibolite (western flank) facies. Four groups of rocks were recognized. Groups 1 and 2 are constituted of felsic and mafic rocks from the central and western part of the antiform, respectively. They show high LREE and LILE and low HREE and HFSE. The $\epsilon_{Nd}(t)$ varies from strongly negative (-20) in felsic rocks to moderately negative (-6 to -11) in mafic rocks, with Nd TDM ages that varies from Paleoproterozoic to Mesoproterozoic. The Group 3 consists of metarhyolites from the eastern flank and is geochemically similar to former groups, but shows differences in Nd isotope composition. The $\epsilon_{Nd}(t)$ is slightly negative (-2 to -4) and the model ages are restricted to the Mesoproterozoic. Group 4, constituted of metabasalts, shows chemical similarities with OIB-MORB and has juvenile isotope signature. The first three groups were interpreted as evolved from a magmatic arc, related probably to the collision of the São Gabriel block with the Encantadas microcontinent during the Neoproterozoic. The Nd differences observed were considered as a result of more or less interaction between mantle and crust components and, particularly, the characteristics observed in the Group 3 can point out a correlation with the syn-tangential granitoids from the eastern part of the Dom Feliciano Belt. The metabasalts of the group 4 were correlated to the antiform's previously described ophiolite remains.

Keywords - Porongos Metamorphic Complex, metavolcanic rocks, lithochemistry, Sm-Nd

INTRODUÇÃO

Cinturões de rochas supracrustais do Pré-Cambriano no Brasil têm a definição de seus ambientes de formação dificultado pela intensa deformação e metamorfismo que obliteram as feições diagnósticas originais. O Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.* 2000), inserido no Cinturão Tijuca (Chemale Jr. 2000), de idade neoproterozóica, insere-se em contexto geotectônico muito complexo. Diversos autores (Jost & Bitten-court 1980; Fragoso-Cesar *et al.* 1982, 1984; Tommasi & Fernandes 1990; Porcher & Fernandes 1990) sugerem que o ambiente formador desta bacia

foi do tipo *back arc*. Ainda, Frantz (1997), Frantz *et al.* (1999), Frantz & Botelho (2000) e Hartmann *et al.* (2004) sugerem estar vinculado a ambiente do tipo margem passiva, relacionado a processos de rifteamento (Saalmann *et al.* 2005). Todas estas interpretações com relação aos ambientes geotectônicos carecem de dados adicionais.

Rochas ígneas são bons indicadores de ambiente, tendo em vista que suas composições refletem as condições de formação. As unidades metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos constituem, portanto, uma possibilidade de obtenção de informações quanto ao ambiente geológico de formação destas unidades.

As rochas metavulcânicas máficas a intermediárias, na área da Antiforme Capané, possuem afinidade toleítica transicional e encontram-se metamorfasadas sob a fácies anfíbolito inferior a médio, com média pressão (Marques 1996, Marques *et al.* 1998a). Já rochas metavulcânicas félsicas possuem afinidade cálcio-alcálica e estão metamorfasadas na fácies anfíbolito inferior a xistos verdes (Marques 1996, Marques *et al.* 1998a). Tais diferenças podem ser relevantes e sugerir colagem tectônica entre duas bacias de evolução distinta ou sobreposição de níveis estratigráficos diferentes de uma mesma bacia sedimentar.

Com o intuito de contribuir no entendimento do ambiente de formação do Complexo Metamórfico Porongos no âmbito da Antiforme Capané, realizou-se estudo geoquímico e isotópico dirigido às associações metavulcânicas do complexo. Dados isotópicos anteriores foram focados estritamente na obtenção da idade de formação das rochas. Neste trabalho, os dados isotópicos são dirigidos preferencialmente para a obtenção de informações relativas à fonte do magma.

GEOLOGIA REGIONAL

O Complexo Metamórfico Porongos (Hartmann *et al.* 2000) definido inicialmente por Jost (1981) como Suíte Metamórfica Porongos, compreende uma associação de rochas supracrustais metamorfasadas em condições de grau baixo a intermediário. O Complexo encontra-se disposto em uma faixa alongada de direção nordeste, com 170km de comprimento e 15 a 30km de largura, localizada na porção centro-leste do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso-César 1980), leste do Escudo Sulriograndense (Fig. 1). Tem como limite a leste a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a Zona de Falha Passo do Marinheiro, estando em contato com os granitóides do Complexo Encruzilhada. O complexo apresenta recobrimento sedimentar neoproterozóico-eopaleozóico da Bacia do Camaquã (sub-bacias Guaritas, a oeste e Piquiri-Boici na região central), e fanerozóico da Bacia do Paraná (região norte), ao longo de falhas normais (Chemale Jr. 2000). O complexo comporta quatro estruturas antiformais, sendo elas: a Antiforme Capané, localizada na região norte, o Domo de Santana da Boa Vista, na região central, a Antiforme Serra dos Pedrosas, a leste do Domo de Santana, e a Antiforme do Godinho, a sul do Domo de Santana e do Rio Camaquã.

A Antiforme Capané localiza-se no extremo norte do complexo. Os litotipos encontram-se orien-

tados segundo a direção NE-SW e correspondem a rochas metavulcânicas félsicas, rochas intermediárias e máficas, metagranitóides leucocráticos e gnaisses alcalinos, e também metassedimentares do tipo metapelitos com intercalações de quartzito e lentes de mármore e de metaconglomerado oligomítico (Marques 1996, Marques *et al.* 1998 a,b, 2003). Segundo Marques *et al.* (1998b, 2003) os litotipos apresentam intensa deformação do tipo milonítica, ocasionando a geração de duas foliações de baixo ângulo (S_1 e S_2), paralelas entre si, constituindo foliação do tipo composta. Em S_1 , o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito e em S_2 , xistos verdes, caracterizando retrometamorfismo na seqüência. O Domo de Santana da Boa Vista ocorre na parte central do complexo e corresponde a uma associação de rochas metassedimentares (metapelitos, quartzitos e mármore) do Grupo Cerro dos Madeira na forma de supraestrutura, e infraestrutura formada por rochas do embasamento ensiálico, correspondendo aos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista e Gnaiss Encantadas (Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981, Machado *et al.* 1987, Porcher & Fernandes 1990).

A Antiforme Serra dos Pedrosas localiza-se a leste do domo e corresponde ao Complexo Cerro da Árvore (Jost 1981). Este complexo consiste de uma seqüência de rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas, xistos pelíticos, xistos grafitosos, xistos aluminosos, *metachert*, mármore e quartzitos (Jost & Bitencourt 1980, Jost 1981). De acordo com estes autores, o zoneamento metamórfico cresce de oeste para leste, tendo três eventos metamórficos crescentes superimpostos.

A Antiforme do Godinho ocorre na região do Passo da Cuia, a sul do Rio Camaquã, e corresponde a associações de rochas metavulcânicas de composição andesítica a dacítica intercaladas com filitos, quartzitos, xistos, margas e metagranitóides (Wildner *et al.* 1996).

No extremo sul da região ocorre uma seqüência de xistos pelíticos intercalados com quartzitos, margas, rochas metaultramáficas e subordinadamente, metatufos dacíticos a riolíticos e injeções sin-cinemáticas de metagranitóides afetados por zonas de *thrusts* (Remus *et al.* 1987). A fácies metamórfica varia de xistos verdes médio a anfíbolito médio. Gnaisses alcalinos foram reconhecidos na região (Camozzato *et al.* 1994). Remus *et al.* (1987) definiram o Ortognaiss Aberto do Cerro que ocorre tectonicamente intercalado com as rochas supracrustais.

A evolução tectônica observada no Complexo Metamórfico Porongos é complexa. A intensa deformação e o metamorfismo obliteraram caracte-

rísticas importantes para a distinção do ambiente de formação dos diversos litotipos. Dados isotópicos realizados na região tiveram intuito geocronológico. Os primeiros dados U-Pb em zircões (TIMS) de metavulcânicas da região meridional-ocidental forneceram idade de 1350 ± 227 Ma, considerada na época como possível idade do vulcanismo (Wildner *et al.* 1996), apesar da grande dispersão dos pontos analíticos. Posteriormente, dados de U-Pb em zircão

(SHRIMP) em metariolito situado na região da Antiforme Capané forneceu idade de 783 ± 6 Ma (Porcher *et al.* 1999) e dados de U-Pb em zircão (TIMS) de um metandesito situado ao sul de Santana da Boa Vista indicou idade de 773 ± 8 Ma (Chemale 2000). Estes dados mais recentes e de qualidade superior, definem idade de cristalização das rochas metavulcânicas no Neoproterozóico.

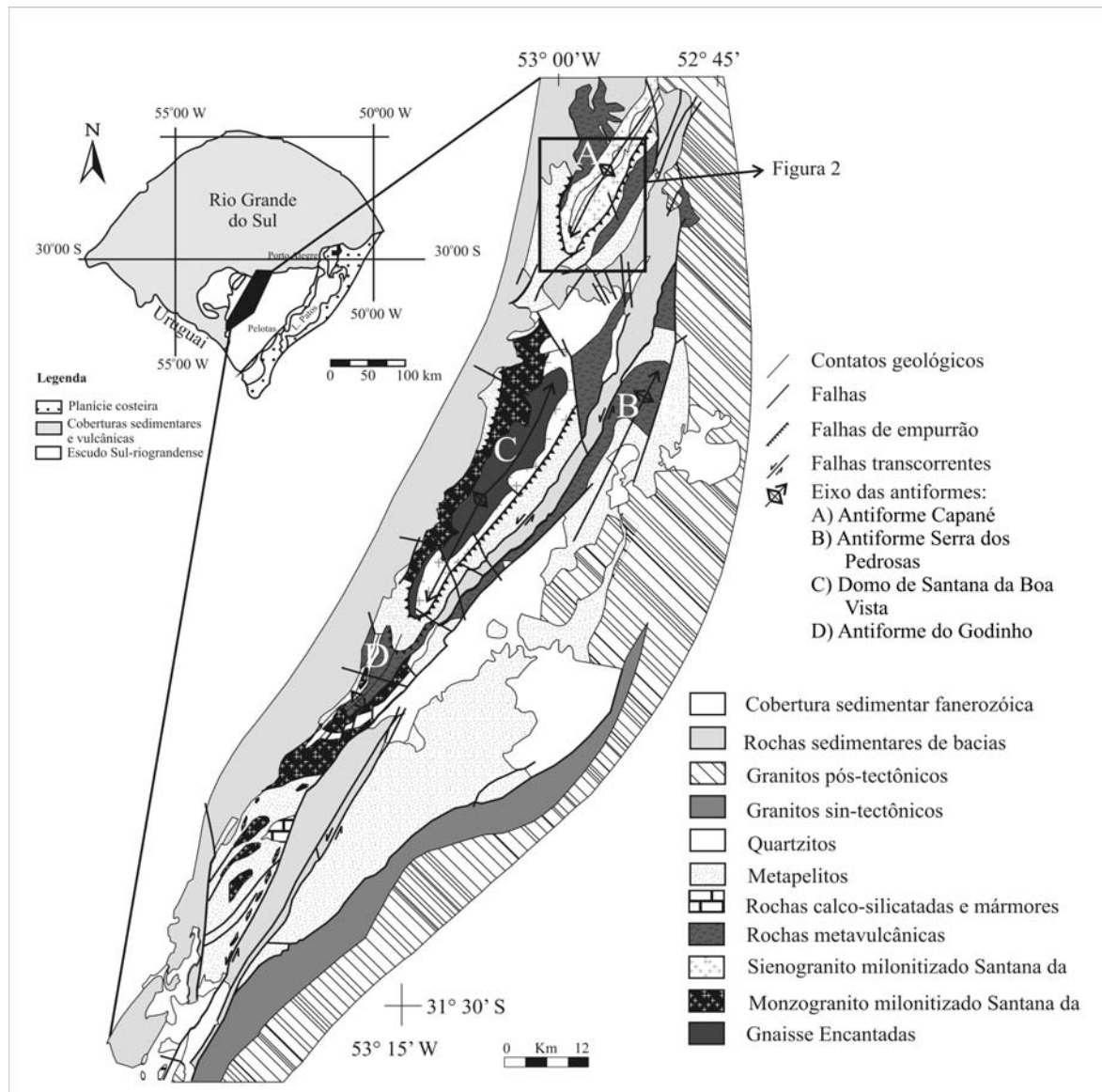


Figura 1- Esboço geológico do Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Lenz, 2004) mostrando localização da área estudada (Fig. 2).

ROCHAS METAVULCÂNICAS DA ANTIFORME CAPANÉ

As rochas metavulcânicas da Antiforme Capané ocorrem intercaladas com rochas metassedimentares e em alguns casos, o vulcanismo foi con-

temporâneo à sedimentação (Fig. 2). Lentes de *metachert* milimétricas a centimétricas podem ser encontradas em meio a estas intercalações, o que atesta que o vulcanismo foi, em parte, subaquoso (Marques 1996, Marques *et al.* 1998a). A deformação é heterogênea, desde incipiente até intensa, capaz de

gerar ultramilonitos. Feições metassomáticas são comuns e estão associadas a zonas de cisalhamento e também a intrusões *sin*-cinemáticas de rochas graníticas.

O grau metamórfico é variável, assim como as feições deformacionais. De maneira geral, verifica-se a fácies anfibolito inferior, com retrometamorfismo para a fácies xistos verdes médio, no flanco oeste da Antiforme Capané, e fácies xistos verdes no flanco leste (Marques *et al.* 1998a,b). Marques *et al.* (1998, 2003) caracterizaram a partir

de metassedimentos e meta-ultramáficas condições de fácies anfibolito médio com média pressão no flanco oeste e condições de fácies xistos verdes inferior a médio no flanco leste da Antiforme Capané.

As rochas máficas a intermediárias são restritas ao flanco oeste da Antiforme Capané. Já a seqüência metavulcânica ácida é abundante e aflora tanto no flanco leste quanto no flanco oeste da Antiforme Capané.

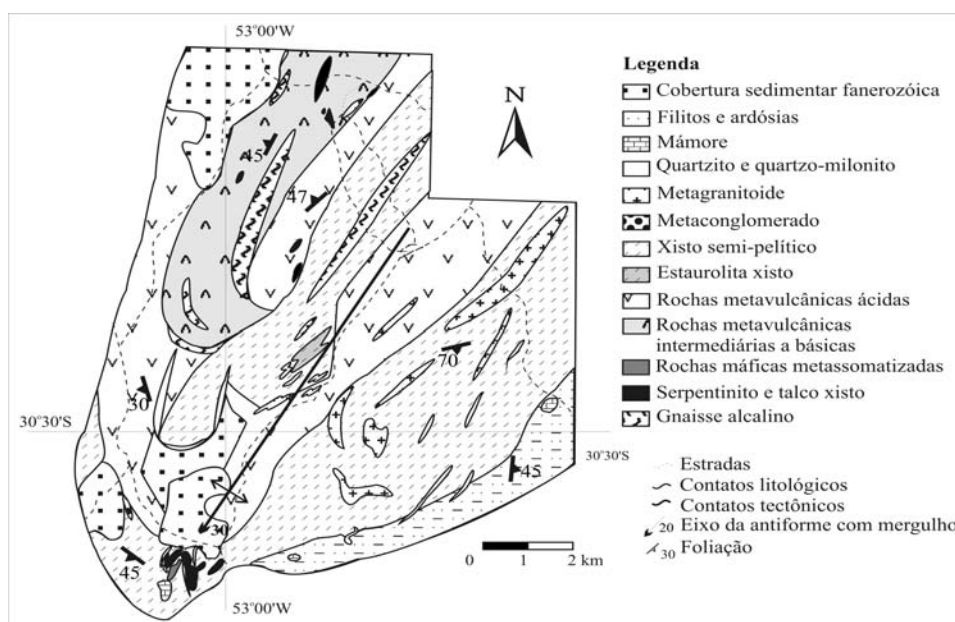


Figura 2 - Esboço geológico da Antiforme Capané (extraído de Marques *et al.* 1998a).

Rochas Metavulcânicas Máficas a Intermediárias

As rochas metavulcânicas máficas a intermediárias apresentam coloração acinzentada a esverdeada e se encontram em muitos casos intensamente intemperizadas. Em sua grande maioria apresentam estrutura bandada, marcada pela alternância de níveis félsicos e máficos e/ou variação granulométrica geralmente contendo minerais máficos nas frações finas e félsicos na fração mais grossa. Lentes decimétricas a centimétricas de *metachert* ocorrem de forma intercalada. Milonitos cataclásicos ocorrem localmente evidenciando reativações das zonas de deformação. A granulometria predominante é fina e a textura porfiroclástica, com porfiroclastos de plagioclásio e de piroxênio em menor proporção. Ainda, ocorre textura lepidoblástica, muitas vezes dobrada, caracterizada principalmente pela orientação de biotita e clorita, e granoblástica poligonal marcada nos poucos cristais de quartzo. A mineralogia essencial das rochas de composição máfica é composta por plagioclásio ($\approx 25\%$), anfíbó-

lio ($\approx 30\%$), biotita ($\approx 8\%$), piroxênio ($\approx 3\%$), clorita ($\approx 10\%$); e zircão, apatita, titanita, opacos e mica branca como acessórios. Já as amostras de composição intermediária são constituídas por plagioclásio (35 - 40%), K-feldspato (5-10%), quartzo ($\approx 8\%$), biotita (5-10%), anfíbólio ($\approx 30\%$); e mica branca, minerais opacos, clorita, apatita, zircão, turmalina e granada em proporções subordinadas. Recristalização, muitas vezes quase total, dos cristais de plagioclásio e substituições de piroxênio por hornblenda definem condições de fácies anfibolito inferior para o metamorfismo. Localizadamente há ocorrência de retrometamorfismo para fácies xistos verdes, marcado pela substituição de hornblenda metamórfica por actinolita.

Plagioclásio (An_{25-40}) ocorre como porfiroclasto e na matriz. Possui forma subédrica em exemplares pouco deformados e forma *augen* quando muito deformado. Alguns cristais apresentam maclas pouco nítidas e zonação, com núcleo cálcico. Os grãos variam de 0,1 a 0,6mm, tem extinção ondulante e bordas recristalizadas ou, em menor

proporção, estão totalmente recristalizados. Outras feições comuns são sombras de pressão composta por actinolita e caudas de recristalização. Mica branca e epidoto ocorrem em clivagens. Carbonatação e seritização ocorrem localmente como produto de metassomatismo.

Piroxênio está quase totalmente substituído por hornblenda e actinolita, restando apenas relíquias de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Anfibólio ocorre ainda como porfiroblasto (0,4 a 0,6mm) e/ou na matriz. A hornblenda é cor verde oliva, subédrica, tem inclusões de quartzo e opacos e apresenta bordas reativas, caudas de destruição e sombras de pressão compostas por actinolita verde azulada. Biotita ocorre na matriz, como cristais subédricos de tamanho em torno de 0,2mm, e substituindo cristais de anfibólio, na forma de fitas alongadas. Mica branca é secundária e ocorre na forma de placas, substituindo feldspatos. Clorita também é secundária, fitada, e substitui anfibólio e biotita.

K-feldspato ocorre como porfiroclastos subédricos (0,3 a 0,5mm), por vezes como *augens*, e na matriz de rochas intermediárias juntamente com quartzo (0,05 a 0,2mm) fitado. A recristalização é bastante freqüente, gerando caudas de recristalização, textura granoblástica poligonal, localmente, interlobada.

Cristais de zircão euédricos a subédricos, ocorrem em pequena proporção. Apatita alongada (<0,1mm) ocorre principalmente como inclusões em feldspatos e em anfibólio de forma subordinada. Titanita possui forma euédrica a subédrica, com dimensões em torno de 0,1mm. Minerais opacos (0,05 a 0,5mm), magnetita e pirita, ocorrem disseminados nas bandas máficas, orientados conforme a foliação, raramente discordantes, e localmente apresentam corrosão nas bordas. Granada (0,2mm) é rara, arredondada e ocorre nas rochas intermediárias. Apresenta textura poiquilítica, com inclusões de quartzo e feldspatos. Turmalina subédrica (0,2mm) discorda da foliação e é considerada fruto de alteração hidrotermal relacionada a lentes de granitóides intrusivos.

Rochas Metavulcânicas Félsicas

As rochas metavulcânicas félsicas apresentam coloração acinzentada, sendo alaranjada quando muito intemperizadas. A estrutura predominante consiste em bandamento contendo níveis mais ou menos ricos em sílica. A deformação é heterogênea e as feições comuns consistem na formação de bandamento intercalando níveis mais ricos e mais pobres em sílica, *boudins*, *augens* de feldspato,

micafish, quartzo *ribbon*, dobras do bandamento, crenulação e milonitização de variada intensidade. A textura varia de fanerítica grossa nas regiões de mais baixa deformação a fanerítica muito fina nas áreas de alta deformação. Outras texturas comuns são a porfiroclástica, com porfiroclastos de quartzo e K-feldspato; lepidoblástica, com alinhamento de mica branca e biotita; e granoblástica poligonal, devido à recristalização do quartzo. A mineralogia básica é composta por cristais de quartzo (25-40%), K-feldspato ($\approx 30\%$), plagioclásio (10-20%), biotita (15-25%), mica branca (15-30%); e, em menor proporção, granada, zircão, apatita, titanita, opacos, clorita, epidoto, turmalina e óxido de ferro. As microestruturas apontam condições de metamorfismo de fácies xistos verdes para as rochas do flanco leste e de fácies anfíbolito inferior para as do flanco oeste da antiforme.

Quartzo ocorre na forma de porfiroclastos (0,4 a 0,6mm) e na matriz. Apresenta extinção ondulante, forma anédrica e em exemplares mais deformados, está fitado. Concentra-se em bandas concordantes à foliação e no interior de *podcs*. Textura granoblástica desde serrilhada até poligonal, caudas de recristalização e subgrãos são comuns. Quartzo recristalizado também ocorre em fraturas subordinadas.

K-feldspato ocorre como porfiroclasto (0,2 a 0,4mm) e na matriz. Forma bandas junto com quartzo e pode ocorrer como *augens* com bordos corroídos. Recristalização nas bordas é pouco comum nas amostras do flanco leste. Já no flanco oeste, a recristalização é quase total. Sericitização é comum em amostras alteradas. Plagioclásio (An₁₀₋₁₅) é menos abundante, ocorre na matriz e raramente como porfiroclasto (0,4mm) na rocha. Apresenta recristalização das bordas e localmente está mais efetivamente recristalizado no flanco oeste. Os cristais possuem maclas do tipo polissintéticas.

As micas ocorrem na matriz, marcam a foliação e desenvolvem textura lepidoblástica. Por vezes, biotita (0,6 a 0,9mm) e mica branca (0,2 a 0,4mm) mais frequentemente formam porfiroblastos tipo *micafish*. Localizadamente, mica branca substitui feldspatos e biotita está cloritizada.

Granada é menos freqüente, forma porfiroblastos arredondados de diâmetro em torno de 0,2mm. Apresenta textura poiquilítica com inclusões de cristais de quartzo e minerais acessórios, e sombras de pressão compostas por mica branca. Geralmente está rotacionada.

Epidoto é subordinado, ocorre como mineral secundário substituindo cristais de feldspatos da matriz. Zircão é subédrico a euédrico, de tamanho 0,1mm. Apatita arredondada ocorre como inclusões

em cristais de feldspatos. Titanita é subédrica, com 0,2mm em média, e pouco freqüente. Minerais metálicos euédricos a anédricos muito finos e de difícil identificação, possivelmente em grande parte magnetita, estão disseminados na matriz, preferencialmente em bandas máficas. Nem sempre são concordantes com a foliação. No entanto, em amostras muito deformadas podem estar estirados. Raramente possuem bordas corroídas. Óxido de ferro pigmenta os constituintes da matriz em muitas amostras, preenchendo fraturas e clivagens.

Turmalina é subédrica, com 0,2mm de comprimento e ocorre disseminada na matriz da rocha, podendo ou não concordar com a foliação. É interpretada como secundária, relacionada a processo hidrotermal relacionado a intrusões graníticas.

LITOQUÍMICA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Procedimentos para obtenção dos dados

As análises de elementos maiores, traço e ETR de 12 amostras foram realizadas no Laboratório Actlabs, Canadá. Adicionalmente foram utilizadas 4

amostras (dados litoquímicos e isotópicos de Sm-Nd) de Gollmann (2005). As amostras foram analisadas segundo o pacote 4LITHOResearch que utiliza como dissolução a fusão com tetraborato/metaborato de lítio seguida de digestão em solução fraca de ácido nítrico, processo que garante máxima mobilização de elementos como ETR de fases resistentes à dissolução. A obtenção dos dados foi realizada por ICP e ICP-MS com uso de traçador isotópico para correção de desvios menores e 12 materiais de referência internacional, sendo 2 de controle e 10 padrões. Os dados isotópicos de Sm e Nd foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Os procedimentos envolveram: digestão da amostra à quente, utilizando primeiro mistura de HNO₃ e HF, e posteriormente HCl; separação dos elementos utilizando passagem em coluna com resina de troca catiônica; e determinação isotópica por MC-ICP-MS (*multicollector inductively coupled plasma mass spectrometer*) Neptune de alta resolução. No total, foram realizadas 11 análises isotópicas. Os dados litoquímicos e isotópicos encontram-se na tabela 1.

Tabela 1 - Análises químicas de rocha total, de elementos maiores, traços, ETR e isótopos de Nd, para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané/Complexo Metamórfico Porongos. As amostras com sigla PM foram realizadas neste trabalho e as de sigla K são de Gollmann (2005).

(%)	PM-01-1 Grupo 1	PM-06 Grupo 1	PM 19 Grupo 2	PM 28 Grupo 2	PM-31B Grupo 1	PM-33 Grupo 3	PM-34 Grupo 3	PM-35 Grupo 4	PM-36 A Grupo 2	PM-37 Grupo 2	PM-38 Grupo 3	K 04 C Grupo 2	K 05 A Grupo 1	K 06 Grupo 4	K 09 Grupo 1	K-10-1 Grupo 3
SiO ₂	75,03	71,65	67,73	68,06	72,5	70,67	70,95	47,86	65,83	60,59	69,42	56,49	63,07	45,97	59,53	72,43
Al ₂ O ₃	12,88	13,27	15,27	13,84	13,07	14,28	14,14	14,02	15,7	16,85	14,9	15,63	17,59	14,57	17,71	13,42
Fe ₂ O ₃ (T)	1,01	3,61	3,97	4,53	3,21	2,64	2,79	9,83	4,68	7,39	3,81	8,66	6,36	13,41	5,87	2,82
MnO	0,008	0,046	0,078	0,059	0,024	0,046	0,049	0,139	0,112	0,159	0,056	0,14	0,04	0,26	0,1	0,055
MgO	0,4	0,58	1,32	2,26	1,28	0,49	0,56	7,85	1,72	3,17	0,78	4	2,61	5,34	2,53	0,7
CaO	0,06	1,66	1,9	1,93	0,14	1,07	0,89	4,76	1,16	1,47	0,44	3,29	0,43	8,56	2,34	0,86
Na ₂ O	0,43	2,95	4,81	3,7	0,31	3,21	2,53	2,97	2,8	1,98	2,73	2,57	4,44	3,91	5,16	2,99
K ₂ O	7,8	3,77	2,49	2,06	7,37	4,75	5,18	0,83	4,11	3,48	4,34	3,2	2,61	1,46	3,34	3,72
TiO ₂	0,198	0,461	0,569	0,512	0,428	0,31	0,399	3,68	0,605	0,845	0,553	1,46	0,54	2,96	0,69	0,476
P ₂ O ₅	0,06	0,17	0,17	0,07	0,12	0,11	0,1	0,24	0,22	0,24	0,13	0,29	0,21	1,1	0,42	0,12
LOI	1,67	1,15	1,45	1,81	1,83	1,23	1,38	9,87	1,81	2,81	2,32	3,96	0,9	1,56	2,06	1,89
Total	99,55	99,29	99,76	98,82	100,3	98,81	98,98	99,73	98,75	99	99,48	98,7	100,41	98,16	99,37	99,48
(ppm)																
V			57	59		31	33	253	76	114	51	152		227		39
Ba			1388	1450		637	686	297	1032	997	609	662		865		540
Sr	203	168	525	577	71	135	103	137	411	259	135	397,1	178	700,8	932,5	38
Y	23	31	14	9	30	42	48	19	32	31	33	32,1	23,7	23	31,3	42
Zr	177	231	217	136	338	254	295	103	204	209	236	186,8	123,9	196,7	237,7	302
Cr	< 20	20	40	260	< 20	< 20	20	380	60	160	40	95	43	68		30
Co	2	8	10	19	6	4	6	44	14	27	9	24	18	33		7
Ni	< 20	70	30	120	< 20	< 20	60	140	30	100	< 20	60	26	124		< 20
Cu	< 10	50	20	20	20	10	20	90	30	40	30	30	12	30		20
Zn	< 30	40	50	60	50	70	60	70	80	100	110	69	66	91		80
Rb	167	91	60	66	195	217	226	27	166	136	216	101,9	92,6	22,7	93,7	205
Nb	7	7	14	11	17	15	19	30	18	20	21	819	6	29,1	27,8	19
Cs	1,4	0,7	1,2	2	2,7	10,4	9,7	1,7	7,4	7,5	7,1	7,2				13,4
Hf	4,1	6,5	5,7	3,4	8,9	7,5	9	2,7	5,9	5,8	7,5	4,9	3,2	0,41		8,6
Ta	0,3	0,3	0,9	0,7	1,2	1,8	1,6	1,9	1,4	1,5	1,7	1,8	0,5	2,6		1,6
Tl	0,9	0,4	0,3	0,4	0,9	1,7	1,4	0,2	1,2	1	1,7			1,5		1,5

Tabela 1 - Cont.

	PM-01-1 Grupo 1	PM-06 Grupo 1	PM 19 Grupo 2	PM 28 Grupo 2	PM-31B Grupo 1	PM-33 Grupo 3	PM-34 Grupo 3	PM-35 Grupo 4	PM-36 A Grupo 2	PM-37 Grupo 2	PM-38 Grupo 3	K 04 C Grupo 2	K 05 A Grupo 1	K 06 Grupo 4	K 09 Grupo 1	K-10-1 Grupo 3
Pb	90	112	95	121	138	216	151	40	188	166	205					189
Th	19,9	9,8	9,1	5,8	21,1	16,5	20,1	2,5	17,4	14,3	20,6	9,8	1,9			21,9
U	1,7	0,6	0,8	0,5	3,2	5,1	4,5	0,5	4,8	3,7	2,5					5,5
La	64,1	33,4	48,1	17,1	49	25,8	62,2	20,5	50,9	50	41	37,5	30,5	36,5		59,3
Ce	129	77	88,4	37,5	105	58,9	123	40,8	102	100	94,1	78,4	59,4	79,6		104
Pr	12,8	7,43	8,99	3,82	11,3	6,7	14	4,67	11,2	11,4	10,5	9,23	6,89	10,2		13,6
Nd	40,7	26,2	30,2	13,6	39,4	24,9	53,8	18,4	40,9	42,5	38,3	34,9	26	43,4		47,9
Sm	6,8	5	5,2	2,4	6,9	5,7	11,1	3,8	7,7	8,1	7,8	7,1	4,5	9,1		9,7
Eu	1,21	0,94	1,41	0,75	1,08	0,8	1,38	1,38	1,33	1,69	1,11	1,68	1,33	3,79		1,3
Gd	5,6	4,6	4	1,9	5,7	5,5	10,5	4	6,5	6,9	6,6	6,3	3,7	8,7		9,2
Tb	0,9	0,9	0,6	0,3	0,9	1	1,7	0,7	1	1,1	1,1	1	0,5	1,2		1,4
Dy	4,6	5,6	3,1	1,6	5,4	6,5	9,1	3,8	5,7	5,9	6,5	5,6	2,4	6,2		7,2
Ho	0,8	1,2	0,5	0,3	1,1	1,3	1,7	0,7	1,1	1,1	1,2	1,1	0,4	1,1		1,3
Er	2,4	3,7	1,6	0,9	3,5	4,2	4,9	2,1	3,2	3,3	3,8	3,2	1,2	3		3,9
Tm	0,36	0,56	0,23	0,14	0,56	0,68	0,78	0,31	0,52	0,52	0,61	0,48	0,17	0,41		0,6
Yb	2,3	3,4	1,5	0,9	3,6	4,4	4,9	2	3,3	3,3	4	3,1	1,1	2,6		3,9
Lu	0,33	0,48	0,21	0,14	0,55	0,66	0,71	0,28	0,46	0,46	0,59	0,45	0,16	0,37		0,55
$t=770\text{Ma}$																
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,09599	0,10964	0,09674	0,10560	0,10739	0,13765	0,12392	0,12529	0,11119	0,11529	0,12155	0,118397	0,104174	0,122375	0,086732	0,11749
Epsilon Nd (0)	-31,21	-23,22	-21,43	-19,35	-25,68	-8,80	-9,67	-2,28	-16,48	-13,88	-11,61	-10,61	-27,98	-8,79	-31,62	-11,86
Epsilon Nd (t)	-21,34	-14,68	-11,61	-10,40	-16,92	-2,99	-2,51	-4,77	-8,07	-5,88	-4,21	-4,61	-18,90	-1,50	-20,80	-4,06
TDM	2593	2330	1949	1959	2463	1703	1519	904	1847	1719	1643	1508	2556	1419	2425	1594
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51055	0,51089	0,51105	0,51111	0,51078	0,51149	0,51152	0,51189	0,51123	0,51134	0,51143	0,5116286	0,510678	0,511570	0,510579	0,51144

Resultados

A classificação dos protólitos ígneos foi efetuada a partir de diagramas destinados a rochas vulcânicas. O Diagrama de Classificação de Winchester & Floyd (1977) que utiliza elementos como Zr e Ti (Fig. 3), considerados relativamente imóveis, é o mais recomendado em situações de metamorfismo. De acordo com o diagrama, as rochas metavulcânicas variam desde basaltos até riolitos, sendo que a grande maioria encontra-se no campo riodacitodacito, predominando os termos félsicos. Os litotipos são sub-alcálicos e predominantemente cálcio-alcálicos, com poucos exemplares transicionais a toleíticos (rochas máficas).

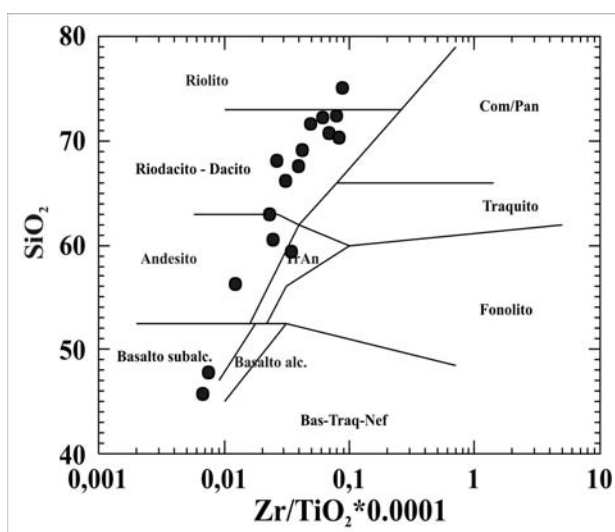


Figura 3 - Distribuição das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané no diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977).

Os diagramas de Harker (Harker 1909), que utilizam SiO₂ como índice de diferenciação, mostram *trends* ígneos característicos, apesar das rochas estarem metamorfizadas. De uma forma geral, as rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, na área da Antiforme Capané, apresentam correlações negativas de SiO₂ para os elementos maiores Al₂O₃, TiO₂, MgO e CaO. Os conteúdos de Na₂O e K₂O mostram grande dispersão, atestando a mobilidade destes elementos. A análise conjunta de elementos ETR (Fig. 4), de LILE, de HFSE (Fig. 5), da composição isotópica do par Sm e Nd (Fig. 6) e da distribuição geográfica das amostras (Fig. 4) permitiram a separação das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané em 4 grupos, descritos a seguir:

O Grupo 1 consiste de rochas predominantemente félsicas, localizadas na porção central e oeste da Antiforme Capané. Apresenta forte enriquecimento em ETRL e baixo fracionamento de ETRP, anomalia negativa de Eu, razão La/YbN em torno de 13,4; Ce/SmN, 4 e; Gd/YbN, 1,44. O grupo tem alto conteúdo de elementos LILE, baixo de HFSE, razões de Zr/Nb, Zr/Hf e Th/Nb altas, porém razão Ta/Nb com valores medianos (Fig. 5). A razão Fe_{OT}/MgO é variável, mas é considerada como média a baixa, com exceção de uma amostra com alta sílica (PM-01). As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd variam de 0,51055 a 0,51089, εNd(t) é fortemente negativo (-14,6 a -21,3) e os valores de TDM remetem ao período Sideriano (2,5 a 2,3 Ga), base do Paleoproterozóico.

O Grupo 2 é constituído por rochas intermediárias a félsicas e ocorre nas proximidades do Arroio Capané, no flanco oeste da Antiforme

Capané. Apresenta alto conteúdo de ETRL, baixo fracionamento de ETRP e anomalia negativa de Eu. A razão La/Yb_N, em média, é 11,50; Ce/Sm_N, 3,52; Gd/Yb_N, 1,78. O grupo é enriquecido em LILE e tem valores medianos de HFSE. As razões FeO_T/MgO, Zr/Nb, e Zr/Hf são intermediárias; Th/Nb é intermediária a baixa e Ta/Nb intermediária a alta. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd são em média 0,51126, εNd(t) varia de -4,06 em termos menos félsicos a -11,61 em mais félsicos e os valores de TDM situam-se predominantemente de 1,9 a 1,7 no topo do Paleoproterozóico. A diferença em εNd(t) e TDM consistem nas principais diferenças entre o grupo 1 e 2.

O Grupo 3 é constituído por litotipos félsicos, localizados apenas no flanco leste da Antiforme Capané. Apresenta alto conteúdo de ETRL e baixo de ETRP; anomalias negativas de Eu muito bem marcadas e razões La/Yb_N em média, 7,48; Ce/Sm_N, 2,67 e; Gd/Yb_N, 1,49, caracterizando este grupo como de menor fracionamento de ETR. Os valores de LILE são relativamente altos e os de HFSE medianos. Em comparação aos grupos 1 e 2, apresenta distinta anomalia negativa de Ba e razão Ta/Nb levemente superior. Já a razão FeO_T/MgO destaca-se por ser bem mais elevada em relação a

estes mesmos grupos. As razões de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd são, em média 0,51147, εNd(t) mostra valores fracamente negativos (-2,5 a -4,3) e os valores de TDM variam entre 1,5 e 1,7 Ga, base do Mesoproterozóico.

O Grupo 4 é composto por rochas máficas, situadas no flanco oeste da Antiforme Capané. Ao contrário dos demais grupos, que apresentam algumas características em comum, este grupo é diferenciado em todos os parâmetros analisados. São menos enriquecidos em ETRL e mostram fracionamento de ETRP. Comparado com demais grupos, apresenta razão La/Yb_N somente superior ao grupo 3 (8,26) e razões Ce/Sm_N (2,36) e Gd/Yb_N (2,16) respectivamente inferior e superior aos demais grupos. O grupo 4 é empobrecido em LILE e levemente enriquecido em HFSE. Destaca-se a ausência de anomalias negativas de Nb e Eu, presente nos grupos descritos anteriormente. As razões Zr/Nb, Ta/Nb, Th/Nb apresentam valores baixos quando comparados aos demais grupos, sendo apenas a razão Zr/Hf superior. Apresenta baixa razão FeO_T/MgO. As razões de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd são em média 0,51173, εNd(t) varia de positivo (+4,77) a fracamente negativo (-1,50) e os valores de TDM, variam entre 0,9 e 1,4 Ga, posicionados no Mesoproterozóico e base do Neoproterozóico.

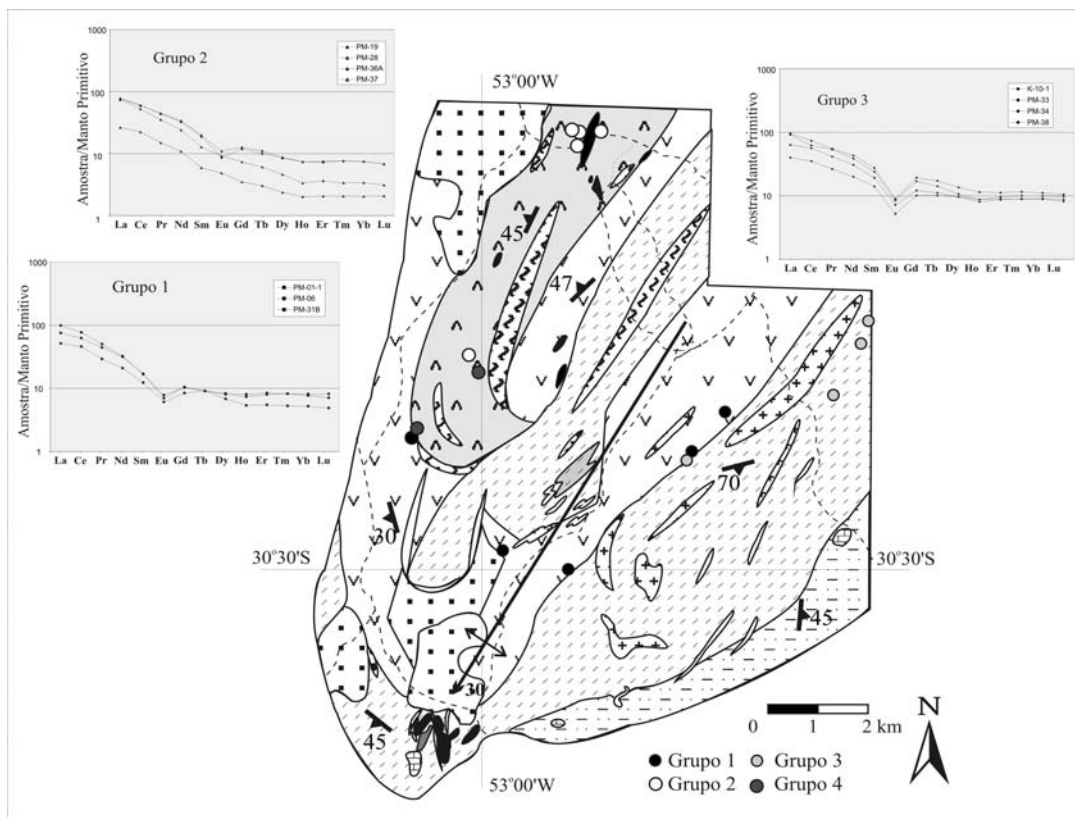


Figura 4 - Distribuição das rochas metavulcânicas estudadas no esboço geológico da Antiforme Capané (extraído de Marques *et al.* 1998a), mostrando posicionamento geográfico dos grupos 1, 2, 3 e 4. Diagramas de ETR, normalizado ao manto primitivo (McDonough & Sun 1995).

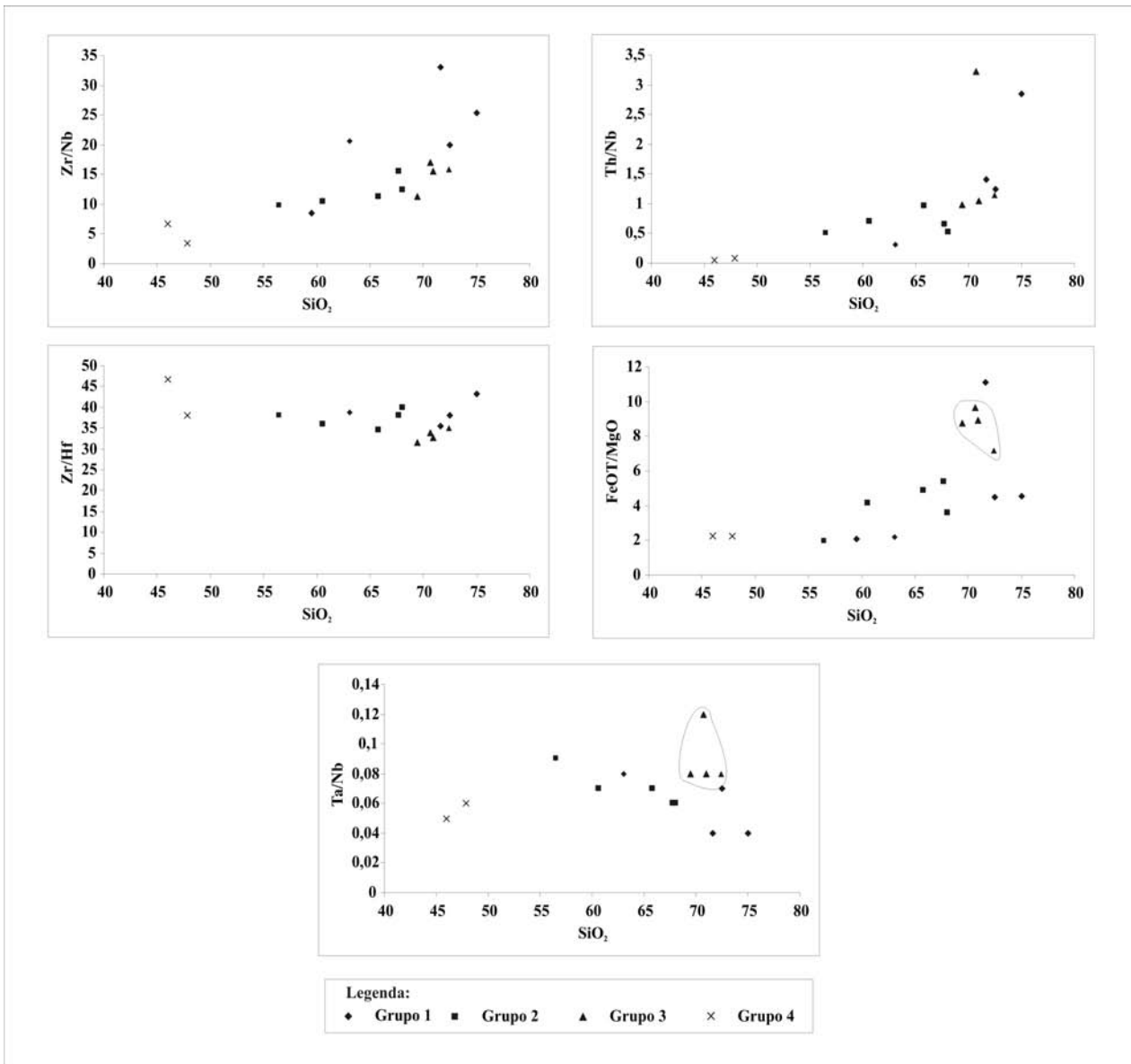


Figura 5 - Distribuição das razões Zr/Nb, Zr/Hf, Ta/Nb, Th/Nb e FeOT/MgO das rochas metavulcânicas estudadas versus SiO₂.

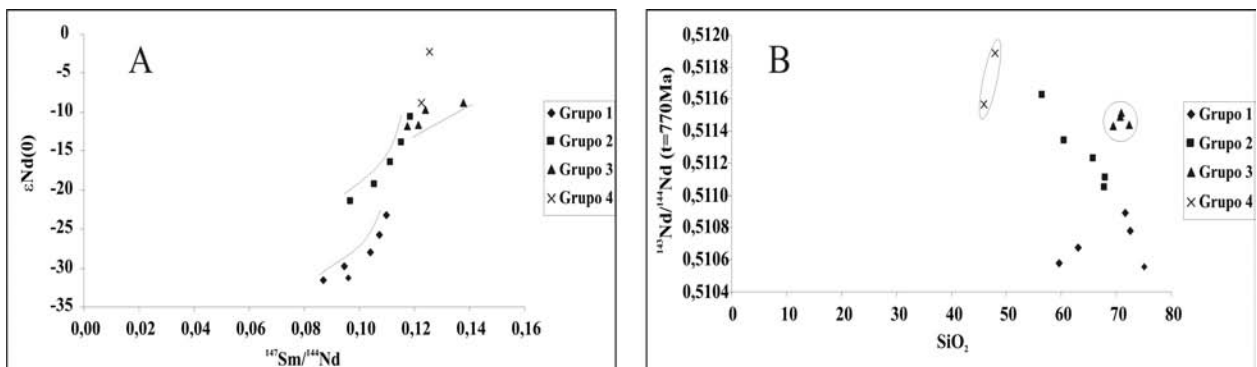


Figura 6 - Diagramas mostrando distribuição da composição isotópica de Nd para as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané. A) $\epsilon\text{Nd}(0)$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, e B) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$ versus SiO₂.

DISCUSSÃO

Os conteúdos relativamente variados de Na₂O e K₂O refletem a mobilidade dada pelas condições de metamorfismo e também pela existência de inúmeras zonas de cisalhamento e intrusões graníticas que proporcionam trocas catiônicas entre as rochas envolvidas, em condições de hidrotermalismo. Assim, estes e outros elementos maiores e traços sujeitos a maior mobilidade foram considerados com cautela. Neste sentido, os elementos traços considerados relativamente imóveis e os isótopos de Sm e Nd foram mais utilizados como referência para as discussões que seguem.

Diagramas multielementares foram utilizados a fim de investigar a fonte dos protólitos ígneos do Complexo Metamórfico Porongos. É possível visualizar que os grupos 1, 2 e 3 são enriquecidos em LILE (U, Th) e ETR_L, e empobrecidos em HFSE (Nb, Zr, Hf, Ta) e ETR_P, o que pode ser indicativo de fontes relacionadas a zonas de subducção, com enriquecimento de LILE e ETR_L devido a metassomatismo do manto (Tatsumi 2000). Comportamento geoquímico similar tem sido relatado em rochas vulcânicas atuais como as da margem continental ativa na costa oeste da América do Sul (NVZ - *Northern Volcanic Zone*, CVZ - *Central Volcanic Zone* e SVZ - *Southern Volcanic Zone*, Thorpe *et al.* 1984).

As variações litoquímicas observadas nos grupos 1, 2 e 3 podem estar relacionadas a diversos estágios de interação entre a placa e a cunha do manto. Um exemplo deste tipo de evento é observado na região de *Merapi Volcano* (Gertisser & Keller 2003). O *Merapi Volcano* consiste de uma associação de rochas vulcânicas que variam de basaltos a andesitos basálticos, enriquecidos em LILE e ETR_L, e empobrecidos em HFSE, semelhante ao que ocorre nas rochas metavulcânicas aqui estudadas. Seus baixos índices de HFSE são indicativos de adição de sedimentos via zona de subducção e significativa granada residual em sua petrogênese, sugerindo que a fusão parcial da fonte teve adicionado Th e ETR_L, o que também pode ser observado na Antiforme Capané.

Analisando as rochas félsicas separadamente, é possível notar de forma mais evidente este enriquecimento em Th. A variação de Th/Nb sugere a introdução de sedimentos (alto Th/Nb), se considerado um manto de características litosféricas (Th/Nb ~ 0,44, Saunders *et al.* 1988; Weaver 1991). Por outro lado, o enriquecimento de Th pode também ser oriundo de fluidos procedentes de uma zona de subducção, onde há desidratação da placa subductada. O gráfico Th/Ta x Yb (Gorton &

Schandl 2000, Fig. 7), associando esta razão a possíveis ambientes geotectônicos, sugere que grande parte das metavulcânicas félsicas é condizente com ambiente de margem continental ativa, o que corrobora com a sugestão de envolvimento de uma placa subductada.

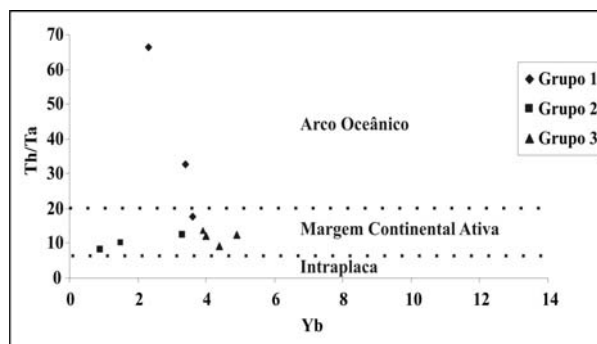


Figura 7 - Distribuição das rochas metavulcânicas estudadas no diagrama Yb x Th/Ta que discrimina ambientes tectônicos (Gorton & Schandl 2000).

Com base nestas observações, sugere-se que as rochas metavulcânicas da Antiforme Capané foram geradas a partir de um evento de subducção, não tendo gênese relacionada aos sedimentos metamorfizados que se encontram intercalados e que foram interpretados como originados em uma margem passiva (Hartmann *et al.* 2004).

Apesar das características comuns entre os três grupos, considerando as particularidades, nota-se que os grupos 1 e 2 apresentam maiores semelhanças entre si, como a relação ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd x SiO₂ (Fig.6), FeO_T/MgO e padrão de ETR, além de relação espacial em campo. As características geoquímicas e isotópicas destes grupos sugerem uma continuidade entre uma série intermediária (grupo 2) para uma série ácida (grupo 1). A diminuição da razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (εNd(t) mais fortemente negativo) com o aumento de SiO₂ poderia ser resultante de uma maior contribuição de fonte antiga nas rochas mais félsicas, possivelmente assimilação de material crustal. Os valores mais elevados da razão La/Yb e Th/Nb e TDM mais antiga do grupo 1 corroboram com esta interpretação.

Já o grupo 3, que é composto pelas rochas félsicas mais ricas em SiO₂, ao contrário do grupo 1, apresenta características sugestivas de menor contribuição de material crustal antigo como razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd menos radiogênica (εNd apenas fracamente negativo), razão La/Yb mais baixa e baixo fracionamento de ETRP. Estas características sugerem que o grupo 3 teve evolução, ao menos em parte, distinta do grupo 1. Apenas variação na quantidade de material crustal assimilado, por exemplo, não poderia

reconciliar a composição isotópica e geoquímica deste grupo com a dos grupos 1 e 2. Se fosse uma série contínua, o grupo 3 seria o extremo félsico e a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ esperada seria mais alta do que a do grupo 1, quando na realidade é por vezes inclusive inferior do que a dos termos intermediários do grupo 2. Ainda, este grupo apresenta maior razão $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ e TDM restrita ao Mesoproterozóico, o que pode ser sugestivo de uma evolução com menor interação com crosta e predomínio de material mantélico ou interação com material crustal mais jovem e menos evoluído. Esta sugestão de variação local de fonte aponta para heterogeneidades, mas não necessariamente implica em outro ambiente tectônico para sua formação, uma vez que compartilha outras características geoquímicas importantes com os grupos 1 e 2, como comportamento geral dos LILE e HFSE (Fig. 5).

De acordo com o diagrama de evolução de Nd (Fig. 8), o grupo 1 apresenta relação com fonte de evolução antiga, transicional entre Arqueano e

Proterozóico inferior e o grupo 2 apresenta *trend* evolutivo Paleo-Mesoproterozóico. Ambas as tendências para evolução de Nd são compatíveis com o já reportado para o Complexo Encantadas. Já a evolução de Nd do grupo 3, que apresenta menor contribuição de material antigo com TDM restrita a um intervalo curto do Mesoproterozóico, pode ser correlacionada regionalmente com a evolução reportada para os granitóides sin-tangenciais (Frantz *et al.* 1999).

Portanto, considerando as variações observadas nos três grupos de rochas metavulcânicas pode-se concluir que estas rochas são resultantes da maior ou menor interação com os diversos componentes das fontes do magmatismo, sejam estas mantélicas ou crustais. Estas mesmas observações já foram relatadas para a evolução dos granitóides do lado leste do Cinturão Dom Feliciano por Frantz *et al.* (1999), indicando tratar-se, possivelmente de processo similar, ou mesmo, em parte, correlato.

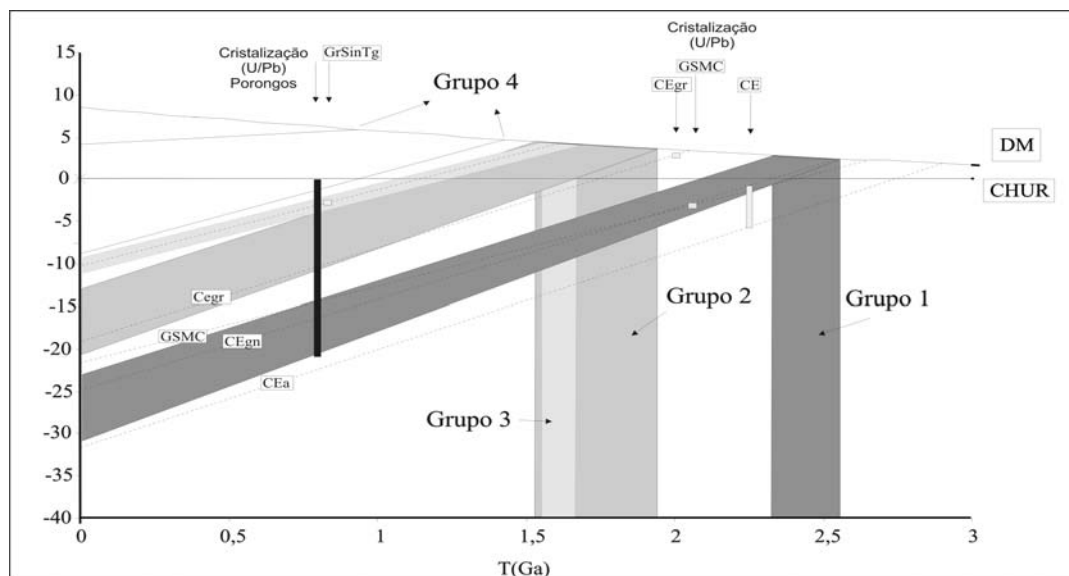


Figura 8 - Diagrama de evolução de Nd. GSMC-Gnaisses Santa Maria Chico (dados de Mantovani *et al.* 1987); CE-Complexo Encantadas, sendo gnaisses, a-anfibolitos e gr-granitóides (dados de Chemale Jr. 2000); GrSinTg-Granitóides Sn-Tangenciais (dados de Frantz *et al.* 1999).

Quanto ao grupo 4, o processo evolutivo é diferente, evidenciado pelas características geoquímicas e isotópicas que indicam magmatismo juvenil. Nos diagramas do tipo multielementar percebe-se semelhanças com toleítos oriundos de ambientes do tipo ilha oceânica. Além disto, as rochas metavulcânicas básicas do grupo 4 possuem baixa razão Th/Nb (0,04 a 0,08) condizente com uma evolução a partir de OIB ou MORB (baixo Th/Nb ~0,05, Sun & McDonough 1989). Estas rochas provavelmente estão relacionadas com as rochas ultramáficas descritas por Marques (1996) como parte de um ofiolito.

CONCLUSÕES

Os dados geoquímicos e isotópicos das rochas intermediárias a félsicas (grupos 1, 2 e 3) da Antiforme Capané, embora com algumas diferenças entre si, mostram enriquecimento em LILE e ETRL, e empobrecimento em HFSE, comportamento compatível com evolução relacionada a ambiente de subducção, possivelmente produto de um arco magmático de margem continental ativa. A evolução das rochas metavulcânicas poderia ser explicada a partir da convergência do bloco São Gabriel em direção ao

Microcontinente Encantadas, formando um arco magmático continental na margem oeste deste continente. As rochas metavulcânicas do Complexo Porongos foram geradas durante este processo e podem, ao menos em parte, ser correlacionáveis com o magmatismo que gerou os granitóides da porção leste do Cinturão Dom Feliciano (Frantz 1997; Frantz *et al.* 1999; Frantz & Botelho 2000). As variações litoquímicas e isotópicas observadas, especialmente diferenças na TDM dos diferentes grupos, indica maior ou menor interação com os diversos componentes das fontes do magmatismo, sejam estas mantélicas ou crustais, característica já relatada para os granitóides. As particularidades observadas no Grupo 3, TDM restrita a um intervalo relativamente curto do Mesoproterozóico e $\epsilon\text{Nd}(t)$ apenas fracamente negativo, podem ser sugestivas de uma correlação mais direta com os granitóides sin-tangenciais descritos por Frantz *et al.* (1999).

As rochas máficas do grupo 4, juntamente com a parte mantélica do ofiolito descrito por Marques (1996), podem ter sido obductadas durante a colisão do bloco São Gabriel. As rochas metassedimentares, compostas por metapelitos e subordinadamente metacalcários, metarcóseos e quartzitos, consideradas como oriundas de um ambiente de margem passiva (Jost 1981; Hartmann *et al.* 2004; Saalman *et al.* 2005), podem ser interpretadas como uma unidade mais antiga preservada na borda oeste do Microcontinente Encantadas, conforme já considerado anteriormente por Frantz *et al.* (1999).

Agradecimentos - Gostaríamos de agradecer ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado da pós-graduanda Karine Gollmann, no período de março de 2005 a março de 2007. À CAPES e PPGGeo, pela concessão de bolsa PRODOC à segunda autora, no período 2005/2006. Aos bolsistas de iniciação científica Bruna Saar de Almeida e Marcelo Cotta Host, e ao geólogo Diego Fernando Gonçalves de Oliveira, pelo acompanhamento nos trabalhos de campo. À Gisela Raupp de Castro e Márcia Correa Machado pelo auxílio nos trabalhos desenvolvidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Agradecemos, ainda, ao corpo editorial desta revista, em particular, aos dois revisores, cujos comentários ajudaram a qualificar este trabalho.

REFERÊNCIAS

- Camozzato, E.; Sander, A.; Ramgrab, G. E., Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, **Anais...** Balneário Camboriú, SBG, v. 3, p. 88-89.
- Chemale Jr, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-riograndense. In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Lavina, E., Paim, P.S.G., Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Wernick, E., Soliani Jr, E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, **Anais...** Salvador, SBG, v. 1, p. 13-23.
- Fragoso-César, A. R. (1980) Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1980, Balneário Camboriú, **Anais...** Balneário Camboriú, SBG, v. 5, p. 2879-2891.
- Frantz, J. C. 1997. **Petrologia e hidrotermalismo dos granitóides estaníferos do Rio Grande do Sul**. Brasília. 264 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Frantz, J. C., Botelho, N. F. 2000. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in the Southernmost Brazil: a tectonic model. **Gondwana Research**, 3(1): 7-19.
- Frantz, J. C.; Botelho, N. F.; Pimentel, M. M.; Potrel, A.; Koester, E., Teixeira, R. S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. **Revista Brasileira de Geociências**, 29(2): 327-32.
- Gertisser, R., Keller, J. 2003. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis. **Journal of Petrology**, 44(3): 457-489.
- Gollmann, K. 2005. **Caracterização das diferentes seqüências metavulcânicas da Suíte Metamórfica Porongos, RS**. 109p. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia), Universidade federal do Rio Grande do Sul.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. **The Canadian Mineralogist**, 38: 1065-1073.
- Harker, A. 1909. **The natural history of igneous rocks**. Methuen, London, 384p.
- Hartmann, L. A., Phillip, R.P., Liu, D., Wang, L., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M. A.Z. 2004. Paleo-proterozoic magmatic provenance of detrital zircons, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Schield. **International Geology Review**, 46: 127-157.
- Hartmann, L. A., Porcher, C. C., Remus, M. V. D. 2000. Evolução das rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M & De Ros, L.F. (ed). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Jost, H., Bitencourt, M. F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geologica Leopoldensia**, 4 (7):27-60.
- Jost, H. 1981. **Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region southern Brasil**. PhD Thesis, University of Georgia. 208p.
- Lenz, C. 2004. **Datação do metamorfismo através do método Rb/Sr em muscovita no Cinturão Porongos**. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 71p.
- Machado, R., César, A. R. S. F., Faccini, U. F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. **Anais...**, Curitiba. SBG, v.1

- p. 167-182.
- Mantovani, M.S.M., Hawkesworth, C.J. & Basei, M.A.S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on crustal evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 17 (3): 263-268.
- Marques, J. C. 1996. **Petrologia e metalogênese da Seqüência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul, RS**. Porto Alegre, 196 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Marques, J. C., Frantz, J. C., Jost, H., Roisenberg, A. 2003. Stratigraphy of the Porongos Suíte: A remaining problem. In: I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDOS E BACIAS, 1., 2003, Porto Alegre. **Boletim de resumos...** Porto Alegre, p. 77-82.
- Marques, J. C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J. C. 1998 a. Eventos ígneos da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 28: 419-430.
- Marques, J. C., Jost, H., Roisenberg, A., Frantz, J. C. 1998 b. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 28: 467-472.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. **Chemical Geology**, 120:223-253.
- Porcher, C.C., Fernandes, L. A. D. 1990. Relações embasamento-cobertura na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas**, 17: 72-84.
- Porcher, C. C., Mcnaughton, N. J., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D. 1999. Idade SHRIMP em zircão: vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos. In: SIMPÓSIO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, 1999, Gramado. **Boletim de resumos...** p. 110.
- Remus, M.V.D., Tedesco, M.A., Philipp, R.P., Faccini, U.F. 1987. Evolução estrutural da unidade Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba, SBG, v. 1, p. 223-244.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A., Remus, M. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schists belts in Southernmost Brazil: a plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. **International Geology Review**, 47: 1234-1259.
- Saunders, A. D., Norry, M.J., Tarney, J. 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. **Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue**, 415-445.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M.J. (eds). **Magmatism in ocean basins**. Geological Society of London, Spec. Pub. 42: 313-345.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. Composition of the earth. **Chemical Geology** 120: 223-253.
- Tatsumi, Y. 2000. Slab melting: its role in continental crust formation and mantle evolution. **Geophysical Research Letters**, 27: 3941-3944.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., O'Callaghan, L.J. 1984. Relative roles of source compositions, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, A310: 675-692.
- Tommasi, A., Fernandes, L. A. D. 1990. O ciclo brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana: um novo modelo. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 1., 1990, Montevideo. **Anais...** Montevideo, SBG, v. 1, p. 107-14.
- Weaver, B. L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. **Earth and Planetary Science Letters**, 104:381-397.
- Wildner, W., Camozzato, E., Orlandi Filho, V., Basei, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, região do Passo da Cuia - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador, SBG, v. 2, p. 146-148.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20: 325-43.

Editor responsável pelo artigo: **Lauro V.S. Nardi**