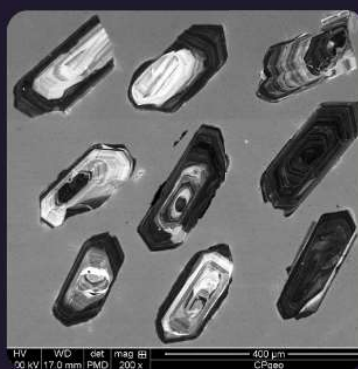
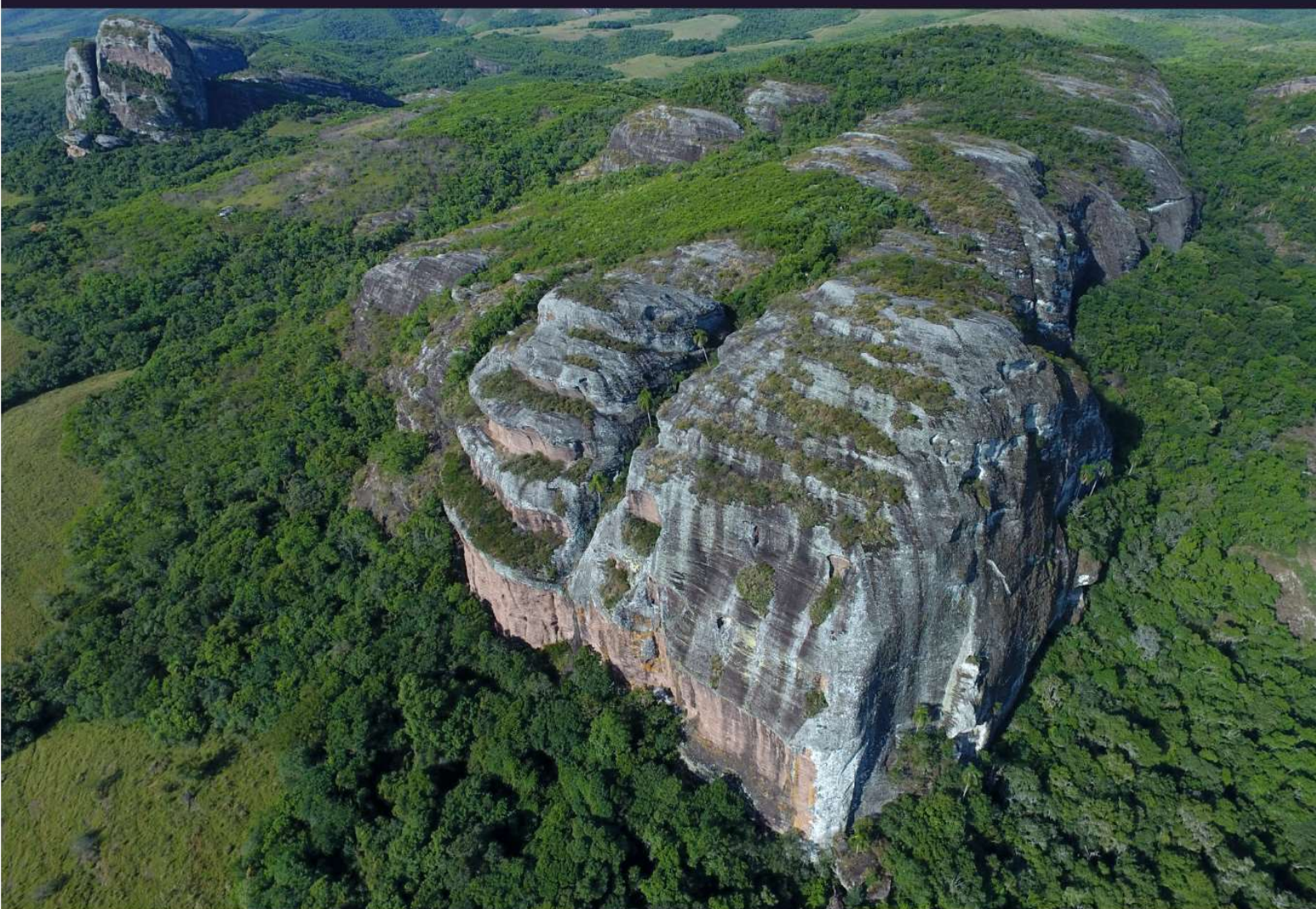


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

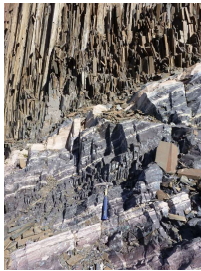
ANDRÉA RITTER JELINEK
CARLOS AUGUSTO SOMMER



IMAGENS DE CAPA E CONTRACAPA



Fotografia aérea do setor norte da Serra do Segredo, em Caçapava do Sul, RS, onde se destacam a Pedra do Segredo, em primeiro plano, e a Pedra da Abelha, logo à esquerda, geoformas esculpidas sobre conglomerados fluviais da Bacia do Camaquã. Ao fundo, alguns cerros formados por rochas metamórficas e o imponente alto de Caçapava, sobre granitoides diversos, rochas que registram diferentes momentos do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil. A paisagem faz parte do Geoparque Caçapava Aspirante Unesco e é parcialmente inserida no Parque Natural Municipal da Pedra do Segredo. Imagem obtida por Felipe Guadagnin. Legenda de André Weissheimer de Borba e Felipe Guadagnin.



Contato entre rochas sedimentares da Bacia do Paraná e soleira de diabásio do Grupo Serra Geral. Pedreira Carollo, região de Montenegro, RS. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.

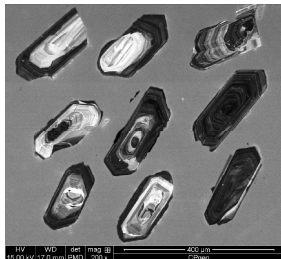


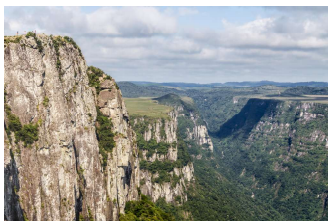
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



Fotografia aérea oblíqua apresentando a morfologia da região correspondente ao extremo do Litoral Norte do RS, à direita observa-se a cidade de Torres/RS. Em primeiro plano observa-se a morfologia do campo de dunas localizado no Parque Estadual de Itapeva. Unidade essa localizada sobre o sistema Laguna-Barreira IV (holocênico). Logo após o baixio, na retaguarda do campo de dunas, ocorre a morfologia do sistema Laguna-Barreira III (pleistocênico). Ao fundo, com o relevo mais elevado, encontra-se a Formação Serra Geral pertencente à Bacia do Paraná. Imagem obtida por Eduardo H. R. Russo. Legenda de Eduardo Guimarães Barboza.



Minas do Camaquã, Mineração de cobre a céu aberto. Caçapava do Sul. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.



Derrames ácidos do Grupo Serra Geral, Bacia do Paraná, na região do Cânion Fortaleza, Parque Nacional da Serra Geral, Cambará do Sul, RS. Imagem licenciada de Depositphotos. Legenda de Carlos Augusto Sommer.



PUBLICAÇÃO ESPECIAL DO NÚCLEO RS/SC DA
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

Editores

Andréa Ritter Jelinek
Carlos Augusto Sommer



Porto Alegre, RS, 2021.

É proibida a reprodução total ou parcial desta obra, sem autorização expressa dos autores ou da editora. A violação importará nas providências judiciais previstas no artigo 102, da Lei nº 9.610/1998, sem prejuízo da responsabilidade criminal. Os textos deste livro são de responsabilidade de seus autores.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

Edição: 1ª

Ano: 2021

Editora Compasso Lugar Cultura

Responsável André Suertegaray Rossato

Porto Alegre - RS - Brasil

Telefones (51) 984269928

compassolugarcultura@gmail.com

www.compassolugarcultura.com

Editores:

Andréa Ritter Jelinek

Carlos Augusto Sommer

Diagramador: Gabriel Zambom

Revisão de Texto: Gustavo Saldivar

Conselho Editorial Compasso Lugar Cultura

Álvaro Heidrich

Carlos Henrique Aigner

Cláudia Luíza Zeferino Pires

Dakir Larara Machado da Silva

Dilermando Cattaneo da Silveira

Dirce Maria Antunes Suertegaray

Helena Copetti Callai

Jaeme Luiz Callai

João Osvaldo Rodrigues Nunes

Laurindo Antonio Guasselli

Maíra Suertegaray Rossato

Nelson Rego

Roberto Verdum

Rosa Maria Vieira Medeiros

Sinthia Batista

Realização

Sociedade Brasileira de Geologia

Diretoria Núcleo RS/SC:

Diretora Presidente: Andréa Ritter Jelinek

Diretor Vice-Presidente: Carlos Augusto Sommer

Diretor Secretário: Lucas Debatin Vieira

Diretor Financeiro: Breno Leitão Weichel

Diretora de Programação Técnico-Científica: Rosemary Hoff

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

J47c

Jelinek, Andréa Ritter.

Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina / Andréa Ritter Jelinek e Carlos Augusto Sommer, organização – Sociedade Brasileira de Geologia - Porto Alegre : Compasso Lugar-Cultura, 2021.

504 p., il. col.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

<https://doi.org/10.29327/537860>

1. Geologia 2. Sociedade Brasileira de Geologia 3. Coletâneas de textos I. Jelinek, Andréa Ritter II. Sommer, Carlos Augusto III. Título

CDD 551

CDU 551.1/.4

Bibliotecária Responsável: Catarina Strapação Guedes Vianna CRB-10/2469

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia 551

O Vulcanismo Ediacarano-Cambriano da Bacia do Camaquã

Vinicius **Matté**^{1*}, Carlos Augusto **Sommer**²,
Evandro Fernandes de **Lima**²

¹ Campus Caçapava do Sul, Universidade Federal do Pampa

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

*autor correspondente: viniciusmatte@unipampa.edu.br

1 INTRODUÇÃO

Na região sul do Brasil, foram gerados importantes depósitos de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas, de composições básicas a ácidas, durante o período pós-colisional da orogenia Brasileira Pan-Africana. Essas rochas afloram em esparsas bacias sedimentares ediacaranas/cambrianas, desde o estado do Paraná, até o sul do Uruguai, das quais se destaca a Bacia do Camaquã (*e.g.* Paim *et al.*, 2014). Esta bacia registra a evolução de três grandes ciclos vulcânicos, com rochas plutônicas e subvulcânicas, geneticamente e cronologicamente associadas.

Ao final da orogenia Brasileira Pan-Africana, na região hoje compreendida pelo Escudo Sul-Rio-Grandense, houve uma transição para uma tectônica de escape, seguida por um colapso do orógeno, que havia sido recentemente formado. Isto possibilitou a formação de profundas e extensas zonas de cisalhamento transcorrentes, de escala crustal, as quais propiciaram fusão mantélica, associada a um importante retrabalhamento crustal, devido à elevação da geotermia regional (Bitencourt & Nardi, 2000; Philipp *et al.*, 2016). Esses processos resultaram na geração de um volumoso magmatismo, que, na região oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, é representado pelas rochas vulcânicas da Bacia do Camaquã e por corpos plutônicos cronocorrelatos (*e.g.* Hartmann *et al.*, 2007).

A Bacia do Camaquã está inserida no contexto geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense e sua geração envolveu complexos mecanismos tectono-sedimentares, relacionados aos estágios pós-colisionais da orogenia Brasileira Pan-Africana (desde o início do período Ediacarano, até o início do Cambriano). Sua evolução inicia como uma bacia de retroarco (Grupo Maricá), passando para bacia *strike-slip* (Grupo Bom Jardim) e finalizando como bacia rifte, com alguma compo-

nente transtensiva (grupos Santa Bárbara e Guaritas), conforme definido por inúmeros pesquisadores, como Brito Neves & Cordani (1991), Chemale Jr. (2000) e Paim *et al.* (2014). É consenso que esta bacia representa um lócus deposicional, ao qual bacias menores se sobrepueram (sub-bacias Boicé-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó), cada uma, gerada por mecanismos distintos e apresentando litologias características e individualizáveis, a partir de critérios tectônicos, termomecânicos e geocronológicos (Paim *et al.*, 2014). Durante a evolução da Bacia do Camaquã, alternaram-se períodos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcânicos, e intervalos erosivos. Observa-se um predomínio dos episódios vulcânicos nas fases de preenchimento, normalmente, na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Esses sedimentos deram origem, principalmente, a siltitos, a arenitos e a conglomerados. De forma geral, registra uma evolução de ambientes sedimentares, desde marinho raso, passando por costeiro e por lacustre-aluvial, até desértico, com episódios vulcânicos intercalados (Paim *et al.*, 2014), depositados, aproximadamente, entre 630 Ma e 535 Ma.

Os episódios vulcânicos desta bacia se desenvolveram, predominantemente, sobre o Terreno Juvenil São Gabriel, em que se destacam as rochas vulcânicas do Platô da Ramada, da Serra de Santa Bárbara, das regiões do cerro Tupanci e Bom Jardim e das áreas próximas à cidade de Lavras do Sul (Fig. 1). Também ocorrem rochas vulcânicas desta bacia na região cratônica do Terreno Taquarembó (no Platô do Taquarembó) e sobre o Terreno Tijucas (na região do Rodeio Velho).

Os três ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã são representados por: i) rochas do vulcanismo Hilário, com predomínio de rochas efusivas, de composições dominante-

mente intermediárias e de afinidade shoshonítica, formadas a aproximadamente 590 Ma (Remus *et al.*, 1999; Janikian *et al.*, 2005, 2012); ii) rochas do vulcanismo Acampamento Velho, representadas, principalmente, por depósitos explosivos/efusivos, de composição ácida predominante e de afinidade moderadamente alcalina sódica, desenvolvidas entre 580 Ma e 550 Ma (Sommer *et al.*, 2005, 2006; Janikian *et al.*, 2005, 2012; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016); e iii) rochas do vulcanismo Rodeio Velho, caracterizadas por depósitos efusivos, de composição predominantemente básica e de afinidade moderadamente alcalina a toleítica, geradas entre 547 Ma e 535 Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

O Grupo Maricá (unidade basal da Bacia do Camaquã) possui clastos vulcânicos em camadas de conglomerado, datados em 630 ± 3 Ma por Borba *et al.* (2008), que evidenciam um provável vulcanismo ácido contemporâneo e que estabelecem a idade máxima para a deposição deste grupo. Mais recentemente, rochas vulcânicas ácidas com esta mesma idade foram datadas na porção sul do Batólito Pelotas (na região do Cerro Chato, *cf.* Noll Filho *et al.*, 2018) e corroboram a hipótese de um vulcanismo precoce no período pós-colisional da orogenia Brasileira Pan-Africana, no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Apesar da idade ediacarana/cambriana, os registros vulcânicos da Bacia do Camaquã permanecem, em parte, preservados, não sendo observados efeitos de metamorfismo dinamotermal e de deformação dúctil, permitindo reconstruir, pelo menos em parte, a história vulcanológica da região.

Os sistemas vulcano plutônicos da Bacia do Camaquã originaram algumas importantes estruturas semicirculares, comumente, na forma de altos topográficos.

Estas feições são constituídas, em grande parte, por ignimbritos ácidos e/ou por rochas graníticas (*e.g.* Platô da Ramada e Platô do Taquarembó), associadas a conjuntos de diques anelares e em cone (Fig. 1). Estas características são sugestivas de sistemas vulcânicos relacionados a caldeiras, embora algumas feições representem, pelo menos em parte, as raízes profundas de sistemas desse tipo (*e.g.* Associação Shoshonítica de Lavras do Sul). Outras formas geográficas alongadas (*e.g.* Serra de Santa Bárbara e Cerro Tupanci) sugerem eventos relacionados a condutos fissurais e/ou à deposição de rochas vulcânicas ao longo de paleovales confinados. Alguns pesquisadores têm trabalhado com essas hipóteses, embora as conclusões ainda sejam muito superficiais, na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi, 1984; Gastal *et al.*, 2015) e no Platô da Ramada (Sommer *et al.*, 2013; Matté, 2016; Souza, 2019). Os altos topográficos, construídos, principalmente, pelas rochas dos vulcanismos Hilário e Acampamento Velho, constituíram importantes áreas-fonte para a sedimentação de boa parte da Bacia do Camaquã, denotando grande relevância no preenchimento desta.

Neste capítulo, são discutidos dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das rochas vulcânicas ediacaranas-cambrianas da Bacia do Camaquã, relacionadas às unidades Hilário, Acampamento Velho e Rodeio Velho, com o objetivo de apresentar uma síntese sobre o atual estágio de conhecimento acerca da evolução do vulcanismo pós-colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense.

2 VULCANISMO HILÁRIO

A Formação Hilário (Ribeiro & Fantinel, 1978) compreende o primeiro registro vulcânico da Bacia do Camaquã e se situa na porção intermediária do Grupo Bom Jardim (entre as formações Cerro da Angélica e Pi-

cada das Graças) (Janikian *et al.*, 2005). Envolve rochas vulcânicas e subvulcânicas, com grande variação composicional, desde termos básicos, até ácidos, com predomínio dos intermediários, representados por derrames de composição andesítica. Segundo Janikian *et al.* (2012), essas rochas perfazem um máximo de 2500 metros de espessura. Esses vulcanitos ocorrem, em alguns casos, intercalados com depósitos sedimentares, gerados em ambientes com pronunciados sistemas lacustres profundos, remanescentes da Formação Cerro da Angélica (Janikian *et al.*, 2005).

Rochas do vulcanismo Hilário se situam, principalmente, na região a leste da cidade de Lavras do Sul e em Caçapava do Sul, na região do Bom Jardim (Fig. 1). Dentre as ocorrências menos significativas, destacam-se as de Bagé, de Dom Pedrito, de São Sepé e de Vila Nova do Sul, compondo, nesta última, depósitos associados à porção basal do Platô da Ramada.

O vulcanismo Hilário compreende derrames (Figs. 2A-2B), com depósitos explosivos intercalados (Fig. 2C), ambos de composições traquibasálticas e traquiandesíticas, espacial e temporalmente associadas a rochas subvulcânicas riolíticas, monzoníticas e lamprófiros espessartíticos (Figs. 2D-2F) e a minetes, além de rochas plutônicas epizonais graníticas e leucodioritos cumuláticos, agrupados na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi & Lima, 1985).

Os andesitos predominam nesta unidade e possuem, como principal característica petrográfica, textura porfirítica a glomeroporfirítica (Figs. 2A-2B), com fenocristais de plagioclásio (andesina-labradorita). Subordinadamente, ocorrem augita (Wo_{38-43} , En_{40-49} , Fs_{8-20}), olivina (Fo_{62}), Ti-magnetita e apatita, normalmente, arranjadas em uma estrutura de fluxo. A matriz é constituída por cristálitos e por micrólitos de plagioclásio (oligoclásio-andesina).

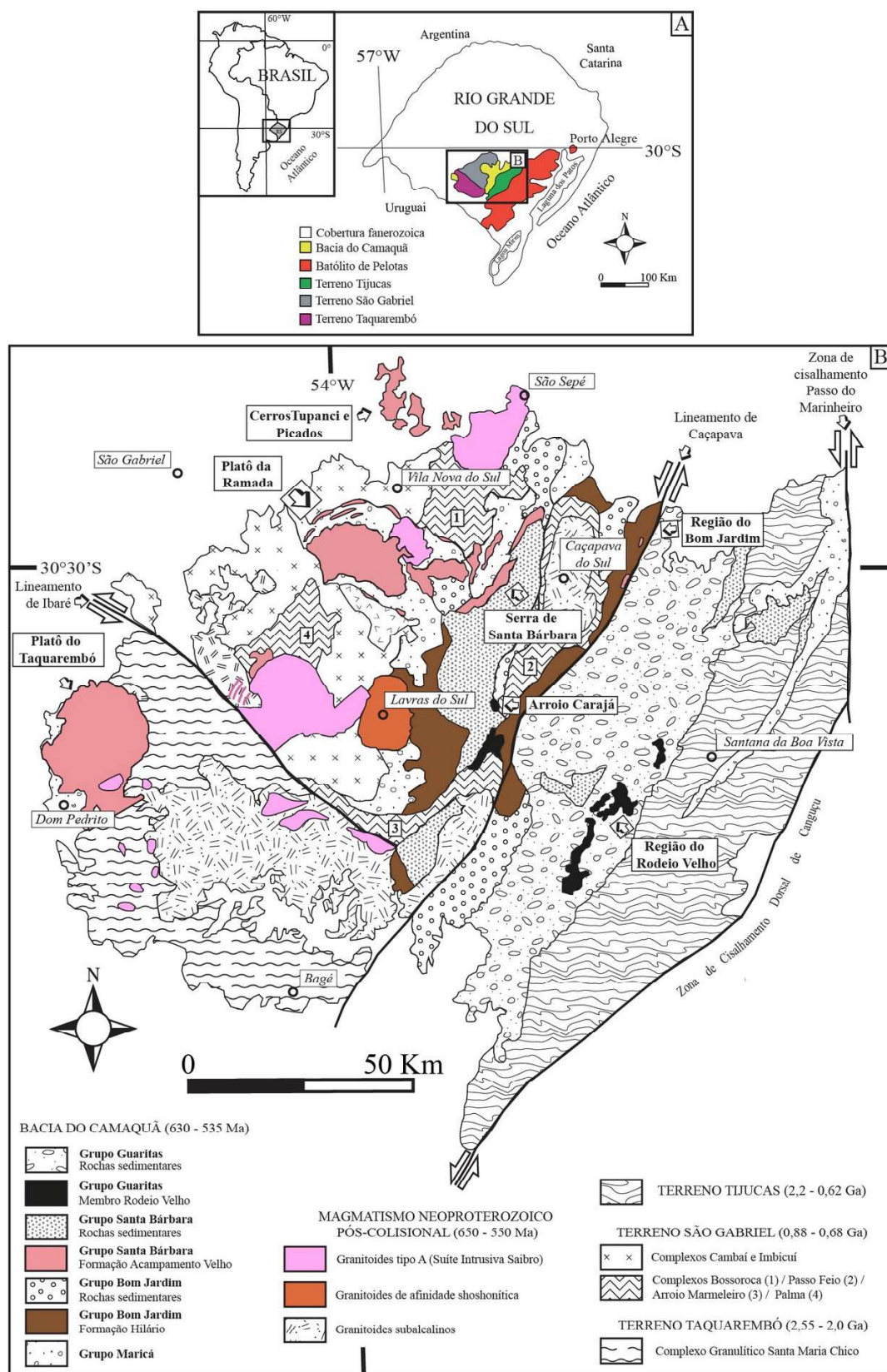


Figura 1 – A) Localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Hartmann *et al.*, 2007); e B) Contexto geológico regional e localização das principais ocorrências do vulcanismo da Bacia do Camaquã (modificado de Wildner *et al.*, 2002).

Subordinadamente, ocorrem derrames ou pequenas intrusões básicas, caracterizadas como olivina-basaltos porfiríticos, com fenocristais de olivina (Fo_{66-68}), de augita (Wo_{39-43} , En_{44-49} , Fs_{9-15}), de andesina a labradorita e de ilmenita, imersos em uma matriz, a base de oligoclásio a andesina, de apatita e de vidro. Também ocorrem depósitos vulcanoclásticos subaéreos, formados, tanto em regime de queda quanto em regime de fluxo. Os depósitos de queda são classificados como tufos finos a grossos, com porções ricas em cristais (Lima & Nardi, 1985). Os depósitos de fluxo são ignimbritos (granulometricamente, lápili-tufos), ricos em púmices e em cristaloclastos de plagioclásio, de K-feldspato e de quartzo, envolvidos por uma matriz rica em fragmentos tamanho cinza (Fig. 2C). Eventualmente, ocorrem tufos, com expressiva estratificação planar, por vezes, cruzada, de baixo ângulo, e fragmentos vulcanoclásticos, que, em geral, variam da dimensão argila, até areia média. Essas rochas são interpretadas como originadas, a partir de correntes de turbidez de baixa densidade, típicas de ambientes subaquosos, abaixo do nível de atuação das ondas, provavelmente, em ambiente lacustre (Lima *et al.*, 2002).

A natureza epizonal e multicíclica, bem como a geometria das intrusões que definem o centro vulcano-plutônico desta associação shoshonítica na região de Lavras do Sul, permitem associá-lo a porções subvulcânicas e plutônicas de estruturas de subsidência de caldeiras, como referido, inicialmente, por Nardi (1984) e, mais recentemente, por Gastal *et al.* (2015). Estes últimos também definiram, através da integração de estudos geológicos, geofísicos e estruturais, um detalhado esquema evolutivo para o complexo sistema de intrusões e de mecanismos tectônicos envolvidos, corroborando o entendimento sobre o controle das importantes mineralizações de Au-Cu (Pb-Ag) da região. Esses depósitos ocorrem em pirita aurífera,

com Au livre subordinado, associados à blenda e à galena, disseminados e em veios de quartzo, na sequência vulcânica e em corpos plutônicos, estabelecidos, respectivamente, por sistemas epitermais e por sistemas do tipo pórfiro (Bongiolo, 2006).

3 VULCANISMO ACAMPAMENTO VELHO

A Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) se depositou, discordantemente, sobre as rochas dos grupos Bom Jardim e Maricá e se posicionou na base do Grupo Santa Bárbara. É representada, predominantemente, por depósitos piroclásticos e efusivos subaéreos, de composição ácida, associados a lavas e a subvulcânicas menos abundantes, de composição básica a ácida (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 1999, 2005; Almeida *et al.*, 2002).

As melhores exposições da Formação Acampamento Velho (Fig. 1) estão localizadas no Platô da Ramada (Vila Nova do Sul/Santa Margarida do Sul), nos cerros Tupanci e Picados (São Sepé), no Platô do Taquarembó (Dom Pedrito/Lavras do Sul) e na Serra de Santa Bárbara, a qual inclui os cerros Perau, Bugio e Espinilho (Caçapava do Sul), de que se destaca o afloramento Cascata do Pessegueiro (Fig. 3D) (Freitas, 2019).

Esta unidade é constituída por depósitos, que, em alguns locais, podem ultrapassar 500 metros de espessura (Janikian *et al.*, 2005; Matté *et al.*, 2016). Predominam rochas geradas por fluxos piroclásticos de alta densidade (ignimbritos), geralmente, mal selecionados e granulometricamente classificados, em sua maioria, como lápili-tufos (Figs. 3A-3C). Estão dispostos em camadas sub-horizontais, de modo estratificado ou maciço. São compostos, essencialmente, por piroclastos juvenis, como púmices, *shards* e cristaloclastos de sanidina e de quartzo, além de porções ricas em litoclastos cognatos de riolitos e ignimbritos e litoclas-

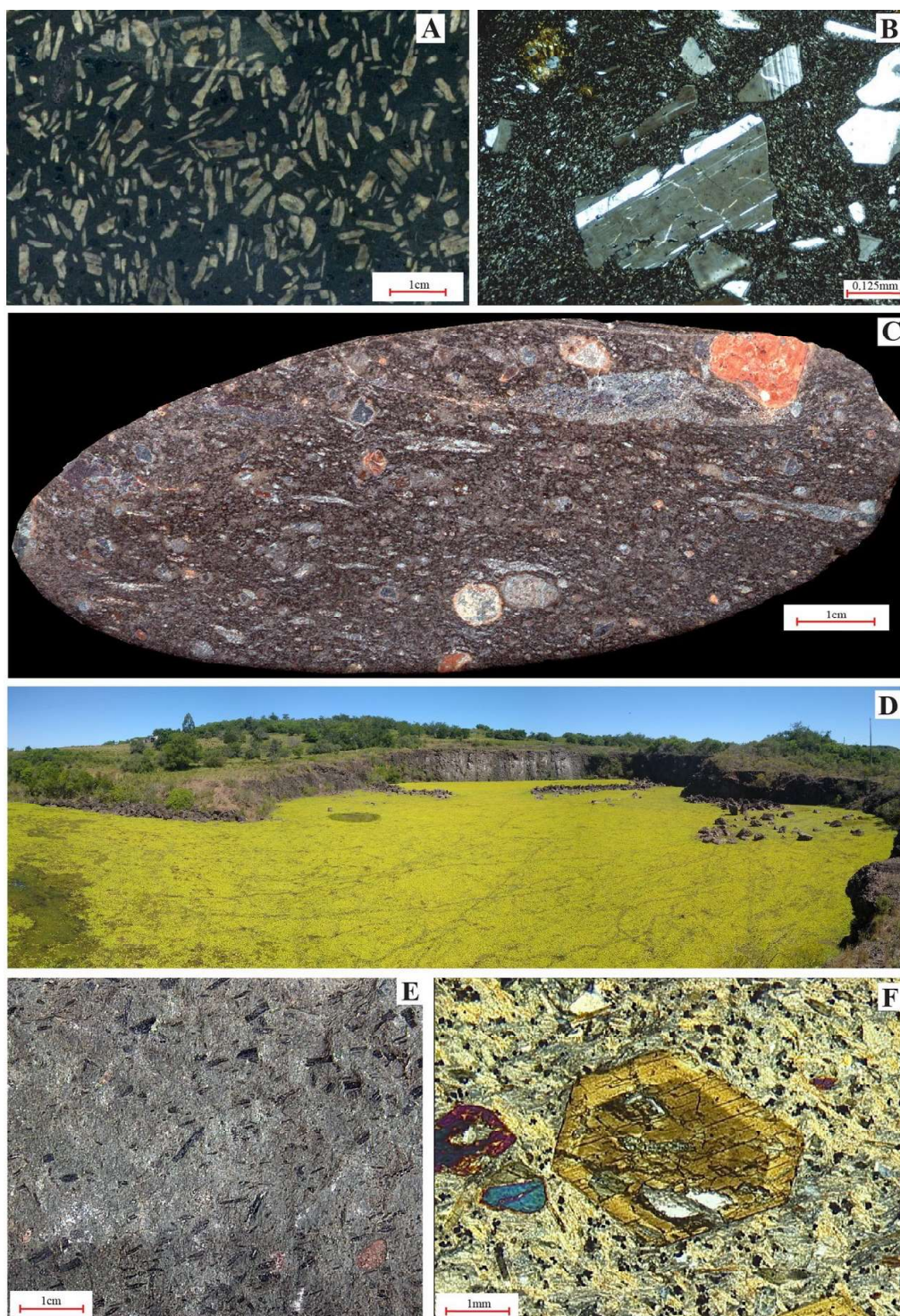


Figura 2 – Exemplos de rochas vulcânicas da Formação Hilário: A) Amostra de andesito porfirítico; B) Fotomicrografia de andesito (nicóis perpendiculares); C) Amostra de ignimbrito andesítico; D) Pedreira de lamprófiro espessartítico na região da “Parada Cota” (RS-357); E) Amostra de lamprófiro espessartítico; e F) Fotomicrografia de lamprófiro espessartítico, ilustrando a textura panidiomórfica e a zonação composicional da hornblenda (nicóis paralelos).

tos acessórios de rochas graníticas e metamórficas do embasamento (Sommer *et al.*, 2006; Matté *et al.*, 2016). Possuem variáveis

graus de soldagem, sendo que, de modo geral, são fortemente soldados na porção basal a intermediária dos depósitos, com textura

eutaxítica (*fiamme*) e, em algumas variedades, reomórfica, gerados sob altas temperaturas (entre 850°C e 946°C) (Sommer et al., 2013). Variações espaciais em seus constituintes, grau de soldagem, texturas e estruturas permitiram a definição de várias faciologias, como visto, por exemplo, no trabalho de Matté et al. (2016).

A porção efusiva do vulcanismo Acampamento Velho é dominada por derrames riolíticos (*coulées*), posicionados, principalmente, no topo desta unidade, embora, de maneira restrita, também ocorram intercalados aos ignimbritos (Figs. 3D-3F). Em geral, são rochas porfiríticas, com fenocristais de sanidina e de quartzo, este último, apresentando muitas vezes feições de reabsorção pela matriz, provocadas pelas altas temperaturas de posicionamento das lavas (acima dos 900°C) (Sommer et al., 2013; Leitzke et al., 2020). Mostram faciologias, que variam de riolitos maciços, foliados, dobrados a brechados. Tanto riolitos quanto ignimbritos possuem porções altamente devitrificadas, características das porções internas de fluxos e de derrames espessos, cujo reflexo é um arranjo granofírico quartzofeldspático, algumas vezes, acompanhado por esferulitos e textura axiolítica (Sommer et al., 2005, 2006; Matté et al., 2016).

De modo restrito, ocorrem depósitos de lavas básicas nas porções de topo desta unidade. São basaltos com poucos metros de espessura, com textura porfirítica, com fenocristais de labradorita e de piroxênio, com morfologia do tipo a'a', como atestado pela estrutura brechada, às vezes, mostrando feições de interação vulcano-sedimentares, e com muitas vesículas e amígdalas alongadas, de até 1 cm (Sommer et al., 2005; Matté et al., 2016).

Rochas subvulcânicas, relacionadas ao magmatismo da Formação Acampamento Velho, são comuns, e, temporalmente, posici-

onam-se ao longo de toda a sequência vulcânica (Matté et al., 2016). Predominam corpos de composição riolítica, principalmente, diques, com até algumas dezenas de metros de espessura, com destaque para os que circundam o Platô da Ramada e para os domos, com algumas centenas de metros de extensão. Os domos mostram pronunciada foliação de fluxo, principalmente, nas bordas, bem como porções autobrechadas. Também ocorrem raros diques de diabásios e gabros, com até 30 metros de espessura e com textura equigranular muito fina a média (Corrêa, 2017).

A porção de composição intermediária do magmatismo da Formação Acampamento Velho é representada por rochas dioríticas e traquíticas subvulcânicas (Figs. 3G-3H; Matté et al., 2012, 2016). Ocorrem na forma de dois corpos principais, de dimensões quilométricas, no Platô da Ramada e, possivelmente, marcam soleiras, posicionadas ao longo de descontinuidades da crosta, que permitiram sua ascensão (Matté et al., 2016). São rochas constituídas, predominantemente, por oligoclásio a andesina, por ortoclásio, por anfibólio e por augita (Wo_{34-38} , En_{25-38} , Fs_{24-36}), possuem texturas equigranular fina a média e porfirítica, com comuns evidências de desequilíbrio químico, representado pela presença da textura antirapakivi (Fig. 3H).

A porção plutônica da Formação Acampamento Velho é representada por granitoides alcalino-sódicos da Suíte Intrusiva Saibro (Hartmann & Nardi, 1982). Os corpos mais expressivos desta unidade, em termos de superfície aflorante, ocorrem a nordeste do Lineamento de Ibaré e compreendem o Granito Jaguari, a Suíte Intrusiva Ramada e o Complexo Granítico São Sepé (Fig. 1).

As feições observadas nas rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, tais como ignimbritos com alto grau de

soldagem, ricos em fragmentos juvenis, a forma semicircular dos platôs da Ramada e Taquarembó, associada à presença de equivalentes plutônicos, e a frequente ocorrência de fluxos de lavas ao longo de lineamentos, e de corpos subvulcânicos anelares e/ou em cone, sugerem um vulcanismo subaéreo, estabelecido em condutos fissurais, possivelmente, em ambientes do tipo caldeira vulcânica, com erupções de alta temperatura, geradas a baixas colunas de erupção (Sommer *et al.*, 2013; Matté, 2016; Souza, 2019).

O magmatismo alcalino-sódico da Bacia do Camaquã tem sido vinculado ao estabelecimento de um sistema magmático/epitermal, que, associado às rochas metamórficas e sedimentares do embasamento, levou à geração de inúmeras mineralizações de Au, de Cu e de Pb-Zn na porção oeste do Terreno São Gabriel. Destas, destacam-se os depósitos Camaquã e Santa Maria, na região das Minas do Camaquã (*e.g.* Ramos, 2018), Crespos, na Serra de Santa Bárbara, e as ocorrências na região de Vila Nova do Sul (*e.g.* Hoerlle *et al.*, 2019).

4 VULCANISMO RODEIO VELHO

O vulcanismo Rodeio Velho (Membro Rodeio Velho) (Ribeiro *et al.*, 1966) compreende o último ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã e é vinculado ao Grupo Guaritas. Este grupo é caracterizado por um complexo sistema aluvial, composto por arenitos conglomeráticos e conglomerados de sistemas *braided* e *fan* deltas e por arenitos de sistemas desérticos de dunas e de interdunas (Almeida *et al.*, 2009). É nas porções basais deste grupo que as rochas vulcânicas ocorrem, compondo depósitos com até 100 metros de espessura, intercalados, principalmente, com arenitos eólicos.

As melhores exposições ocorrem nos municípios de Santana da Boa Vista e de

Caçapava do Sul, respectivamente, nas regiões do Rodeio Velho (onde se destacam os afloramentos do Passo do Moinho, do Fervor (Fig. 4A) e da Pedra da Arara) e do Arroio Carajá, na Barragem Dotto (Fig. 1).

O vulcanismo Rodeio Velho é composto por rochas de composição básica, predominantemente basaltos, com andesitos associados, em derrames subaéreos e em intrusões rasas, sem evidências de atividade explosiva. São rochas afaníticas a porfiríticas (Figs. 4B-4C), geradas a partir de lavas com grande quantidade de voláteis, como atestado pelas abundantes vesículas e amígdalas. Destacam-se, nas rochas desta unidade, as estruturas vulcânicas primárias e as feições de interação vulcano-sedimentares.

Os derrames são lenticulares, de pequena espessura (centimétrica a métrica), com expressiva superposição de lóbulos (Fig. 4D) e com visível estruturação interna, dividida em crosta superior, em núcleo e em crosta inferior. Apresentam feições de superfície lisa, ondulada e em corda (Fig. 4E) e, mais raramente, estrias de fluxo e tubos de lava anastomosados (Fig. 4F). Nos tubos, a concentração dos voláteis no teto determinou a inflação e a deformação da sua superfície, gerando padrões de intumescência, com pequenas corrugações e com depressões semicirculares (Fig. 4G), provavelmente, originadas pelo rompimento da crosta externa e pela consequente liberação dos gases (Lima *et al.*, 2002). Outra feição observada na parte externa dos fluxos inflados é o padrão de *cracks* curvilíneos, indicativos do sentido de fluxo. Além disso, nas porções de topo dos derrames ocorrem *pipes* estreitos, corroborando a elevada atividade de voláteis. Todas essas características permitem classificar esses derrames como típicos *pahoehoe*.

As manifestações subvulcânicas do Membro Rodeio Velho ocorreram como so-

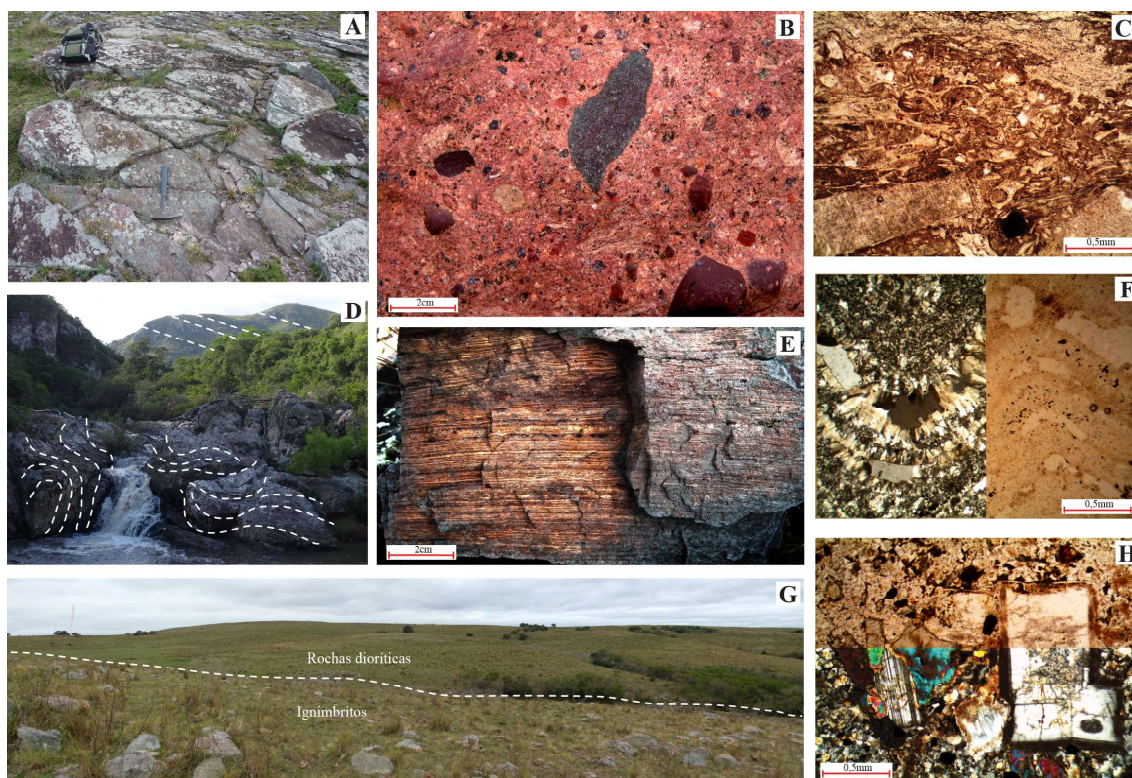


Figura 3 – Exemplos de rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho: A) Padrão característico de afloramento tabular dos ignimbritos densamente soldados; B) Amostra de ignimbrito de composição riolítica, com púmices (cores claras) e com litoclastos cognatos (marroms) e litoclastos acidentais (cinzas); C) Fotomicrografia de ignimbrito, com cristaloclasto de sanidina e matriz a base de vitroclastos (shards) (nicóis paralelos); D) Afloramento da Cascata do Pessegueiro (base do Cerro do Perau), onde se observam, em primeiro plano, riolitos, com foliação e com dobras de fluxo, e, em segundo plano, o Cerro do Bugio, com depósitos ignimbriticos tabulares; E) Amostra de riolito, com foliação de fluxo; F) Fotomicrografia de riolito, com foliação e com dobra de fluxo (porção esquerda a nicóis perpendiculares e porção direita a nicóis paralelos); G) Contato entre rochas subvulcânicas dioríticas (relevo plano, com vegetação levemente mais expressiva) e ignimbritos; e H) Fotomicrografia de traquito subvulcânico, com augitas e com fenocristal de plagioclásio, com textura antirapakivi (porção superior a nicóis paralelos e porção inferior a nicóis perpendiculares).

leiras máficas rasas, de pequenas extensão e espessura (centimétrica a métrica), em sedimentos arenosos e em arenitos parcialmente litificados e saturados em água. Eventualmente, são encontradas apófises nesses corpos, que indicam intrusão em um sedimento parcialmente litificado, visto as formas lobadas das apófises e a preservação parcial das estruturas internas do sedimento. Também se observam estruturas tipo *pillow*, definindo feições do tipo *multiple-rind*, comuns em *pillowed sills*, com material sedimentar intercalado. Estruturas do tipo *pillow* são, em geral, verificadas em rochas efusivas, em ambientes subaquosos, porém, nesta unidade, ocorrem em rochas sedimentares ou em sedimentos

parcialmente saturados em água.

Dentre as interações vulcano-sedimentares do Membro Rodeio Velho, destacam-se (Petry, 2006): i) Peperitos, gerados, principalmente, quando a frente do derrame englobou sedimento inconsolidado, o que é favorecido pela grande quantidade de voláteis dessas lavas; ii) Xenólitos, originados pela captura de fragmentos de arenitos e de siltitos, em alguns casos, com estruturas sedimentares preservadas; iii) Diques clásticos de injeção e de preenchimento, gerados, respectivamente, quando a lava fluiu, sobrepondo o sedimento úmido e fluidizando-o (Figs. 4H-4I) ou sendo soterrada por sedimento, que, posteriormente preencheu suas cavida-

des de resfriamento superiores.

As frequentes feições de interação vulcano-sedimentar desta unidade, tanto em derrames como em intrusões, sugerem um ambiente vulcânico e sub-vulcânico, com a presença de água em quantidades razoáveis (Petry, 2006; Luiz, 2019), o que evidencia um paleoambiente relativamente úmido, embora sejam encontrados depósitos eólicos de ambiente, pelo menos em parte, desértico (*e.g.* Almeida *et al.*, 2009; Paim *et al.*, 2014).

5 GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO NA BACIA DO CAMAQUÃ

5.1 O magmatismo shoshonítico da Formação Hilário

As rochas do vulcanismo Hilário possuem ampla variação composicional, desde termos básicos, até ácidos, com predomínio dos intermediários. São, geralmente, saturadas em sílica, apresentando olivina, hiperstênio e diopsídio normativos. Mostram afinidade moderadamente alcalina, como pode ser visto no diagrama TAS (Fig. 5A), e potássica (shoshonítica), como evidenciado pelos valores de K_2O maiores do que os de Na_2O-2 , de acordo com o estabelecido por Le Maitre (2002). A afinidade shoshonítica do magmatismo é também evidenciada pelos baixos teores em TiO_2 , por conteúdos relativamente elevados de Sr, de Ba, de Rb e de Al_2O_3 e por razões K_2O/Na_2O próximas da unidade.

Essas rochas mostram um empobrecimento de Nb em relação aos ETRL (Fig. 5D), bem como um enriquecimento em ETRL e em LILE (Rb, Ba, K e Sr), que, aliado às baixas razões Nb/La e La/Ba, são comparáveis àquelas reportadas para andesitos orogênicos. Os conteúdos de elementos litófilos de alto potencial iônico (HFSE) são mais elevados do que os observados em shoshonitos oceânicos e similares aos das rochas shosho-

níticas de margem continental (Pearce, 1983) ou de intraplaca pós-colisionais. Os padrões de ETR são caracterizados por valores de Ce_N próximos a 100, de Yb_N ao redor de 4 e pela ausência de anomalias de Eu, feições normalmente indicativas de magmas shoshoníticos ou cálcio-alcalinos alto-K (Nardi & Lima, 2000) (Fig. 5E). As rochas ácidas são metaluminosas, com conteúdos tipicamente elevados em Ba e em Sr e moderados em HFSE. O comportamento dos ETR e dos elementos-traço incompatíveis são similares aos das rochas básicas e intermediárias, sugerindo sua cogeneticidade.

Os isótopos do magmatismo shoshonítico da Formação Hilário indicam razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ de, aproximadamente, 0,7048 (Gastal & Lafon, 1998; Nardi & Lima, 2000). Análises Sm-Nd, obtidas por Janikian *et al.* (2012), sugerem uma mistura de origens neo e paleoproterozoicas, com idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,34 Ga a 1,38 Ga. Os valores de $\epsilon Nd_{(i)}$ se situam entre -2 e +3 (Gastal & Lafon, 1998; Janikian *et al.*, 2012). Esses dados são sugestivos de origens a partir de um manto litosférico do tipo EMI, fortemente afetado por metassomatismo da prévia subducção e fusão de crosta oceânica da orogenia Brasileira Pan-Africana (Nardi & Lima, 2000).

Dados geocronológicos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul mostram idades U-Pb em zircão de rochas graníticas de 594 ± 4 Ma (Remus *et al.*, 1999) e de 592 ± 5 Ma (Remus *et al.*, 1997). As rochas vulcânicas desta associação foram datadas por Janikian *et al.* (2012) e fornecem idades $Ar^{40}-Ar^{39}$ (em plagioclásio de andesitos) de 590 ± 6 Ma para a base da sequência vulcânica, e de 586 ± 8 Ma e de 588 ± 7 Ma para o topo. Os lamprófiros foram datados por Almeida *et al.* (2012), que obtiveram a idade de 591 ± 3 Ma. Os monzonitos mais antigos desta associação possuem idade de 601 ± 5 Ma (Gastal & Lafon, 2001), enquanto os

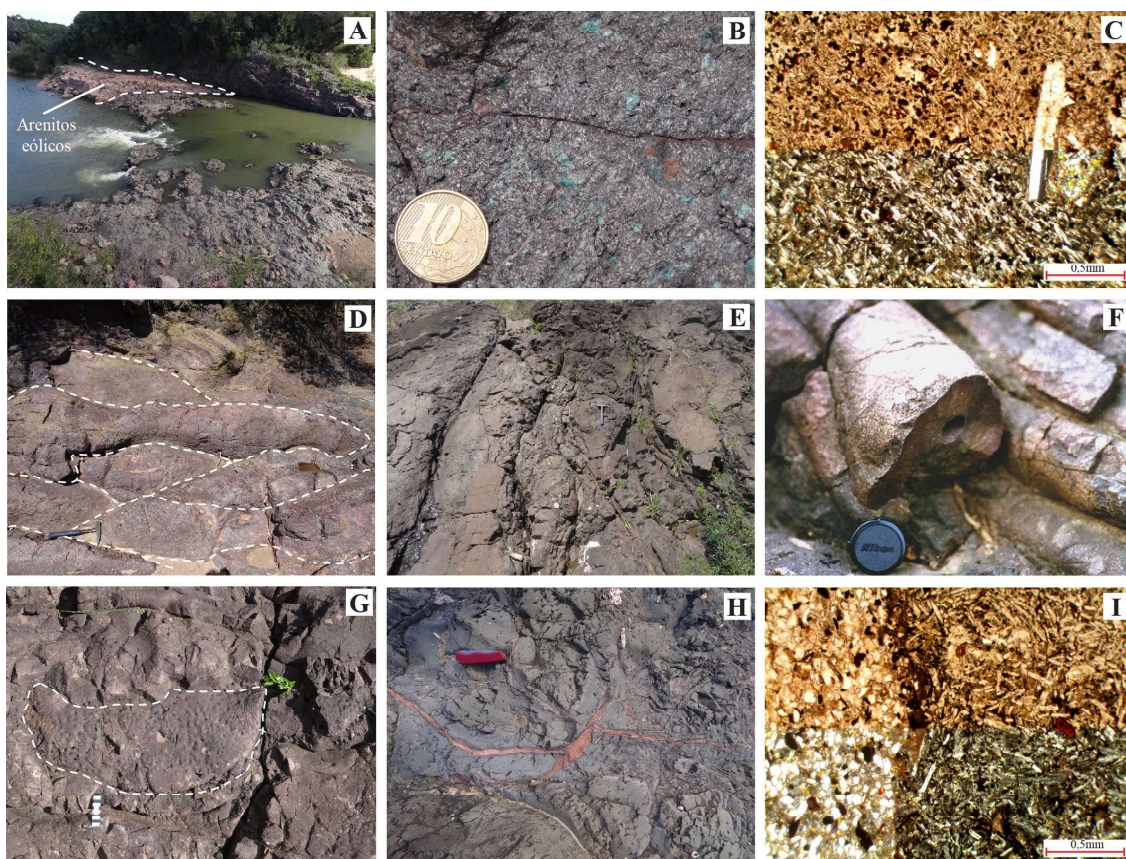


Figura 4 – Exemplos de rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho: A) Afloramento “Fervor”, no Rio Camaquã, no qual se observa um depósito de arenito eólico intercalado aos derrames; B) Amostra de basalto porfirítico, com amígdalas; C) Fotomicrografia de basalto porfirítico (porção superior a nicóis paralelos e porção inferior a nicóis perpendiculares); D) Superposição de lóbulos; E) Feições de superfície lisa e em corda; F) Detalhe da estrutura dos tubos de lava; G) Corrugações e depressões circulares, indicando feições de escape de gases; H) Diques clásticos de preenchimento; e I) Fotomicrografia de basalto (direita), em contato com arenito (esquerda) de dique clástico de preenchimento (porção superior a nicóis paralelos e porção inferior a nicóis perpendiculares).

mais jovens mostram idade de 587 ± 4 Ma (Liz *et al.*, 2009).

5.2 O magmatismo alcalino sódico da Formação Acampamento Velho

A Formação Acampamento Velho apresenta uma sequência vulcânica bimodal, com predomínio de termos ácidos (riolitos e ignimbritos), em relação aos básicos (basaltos), porém o magmatismo desta unidade evoluiu, pelo menos em parte, por processos de cristalização fracionada, desde termos básicos, até ácidos, visto as ocorrências de rochas intermediárias dioríticas e traquíticas subvulcânicas associadas (Sommer *et al.*,

1999, 2005; Wildner *et al.*, 2002; Matté *et al.*, 2012), e, possivelmente, por processos de mescla de magma (Matté *et al.*, 2021).

Este magmatismo possui caráter alcalino-sódico, evidenciado, no diagrama TAS, por um *trend*, situado logo acima da linha que divide as rochas alcalinas das subalcalinas (Fig. 5A), bem como pelos valores de $\text{Na}_2\text{O}-2$ maiores do que os de K_2O , como definido por Le Maitre (2002). Riolitos comenditícos são predominantes na sequência vulcânica, embora algumas rochas ácidas sejam metaluminosas subalcalinas (Sommer *et al.*, 2006) e as rochas básicas são representadas, principalmente, por hawaitos, por basaltos e por raros mugearitos. As rochas

ácidas e intermediárias possuem notável caráter peralcalino, comprovado, inclusive, pelos seus elevados teores de Zr, conforme discutido por Leat *et al.* (1986).

Sommer *et al.* (2005) identificaram três conjuntos de rochas vulcânicas nesta unidade com contrastantes conteúdos de Ti-P e de Nb: i) basaltos-riolitos alto-Ti-P; ii) basaltos-riolitos baixo-Ti-P; e iii) riolitos alto-Nb.

Os magmas básicos baixo-Ti-P possuem um suave enriquecimento em ETRL, em relação aos ETRP, com razões La_N/Yb_N próximas a 3 e com ausência de anomalia de Eu (Fig. 5C). Os magmas básicos alto-Ti-P são levemente mais enriquecidos em ETRL, tendo razões La_N/Yb_N entre 10 e 11. Os elementos-traço das rochas básicas têm um comportamento similar aos observados em basaltos de ilhas oceânicas (OIB), excetuando-se os conteúdos menores de Nb, de Ta e de P e os maiores de Ba (Fig. 5B). Os dados isotópicos das rochas básicas da Formação Acampamento Velho mostram valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ variando de 0,704500 a 0,709000 (Gastal & Lafon, 1998; Chemale Jr. *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 2002; Matté *et al.*, 2021). As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) vão do Meso ao Paleoproterozoico, com valores entre 1,5 Ga e 1,9 Ga. Os valores de $\epsilon Nd_{(i)}$ para essas rochas variam de -0,60 a -7,52.

As rochas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho geralmente têm teores de SiO_2 superiores a 70% e razões $FeOt/(FeOt+MgO)$ maiores do que 0,9, típicos de riolitos de sistemas alta-sílica e de séries alcalinas (Ewart, 1979). Os elementos-traço nos riolitos exibem padrões similares aos das rochas graníticas de ambiente intraplaca e a elevada razão Ce/Nb , bem como razões $Zr/Nb > 10$, assemelha-se a das associações magmáticas pós-orogênicas (Leat *et al.*, 1986). Os menores conteúdos de Ce e de Sm e os maiores de Rb e de Ta, combinados a razões menores de Ce/Nb , constatadas nos rio-

litos alto-Nb, sugerem que este magmatismo pode estar relacionado a fontes com menor influência de processos metassomáticos relacionados à subducção, quando comparados aos dos magmas do vulcanismo Hilário (Fig. 5F). Os padrões de ETR são típicos de séries alcalinas, com enriquecimento de ETRL, em relação aos ETRP (Fig. 5G). As rochas alto-Ti apresentam um leve enriquecimento em ETR, principalmente, em ETRL ($La_N/Yb_N = 10$ a 12), enquanto os riolitos alto-Nb exibem um menor enriquecimento nestes elementos ($La_N/Yb_N = 1$ a 2), uma maior anomalia negativa de Eu e um forte empobrecimento em ETRL, o que pode refletir a presença de minerais ricos nestes elementos entre as fases fracionadas, como a alanita, ou ainda, uma diferente fonte. Os dados isotópicos das rochas intermediárias da Formação Acampamento Velho apresentam valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ entre 0,704802 e 0,709583, com $\epsilon Nd_{(i)}$ de 2,96 a -14,19, enquanto as rochas ácidas mostram valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ entre 0,703484 e 0,717056, com $\epsilon Nd_{(i)}$ de -7,62 a -9,91. As idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) para as rochas intermediárias variam de 0,9 Ga a 2,1 Ga e, para as rochas ácidas, de 1,6 Ga a 3,3 Ga.

O magmatismo básico da Formação Acampamento Velho pode representar a fusão da cunha de um manto do tipo EMI, com maior enriquecimento em ETR, possivelmente, a partir de apatitas (*cf.* modelo de Foley, 1992) e uma moderada participação crustal (*e.g.* Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005, 2006). As rochas ácidas da Formação Acampamento Velho poderiam ter sua gênese ligada, principalmente, a processos de contaminação crustal, tendo em vista o aumento dos isótopos de Sr e de Pb e, secundariamente, por cristalização fracionada, a partir de um líquido menos diferenciado, originado a partir de fontes de um manto do tipo EMI, como sugerido para a maior parte do magmatismo pós-colisional alcalino-só-

dico no sul do Brasil (Gastal & Lafon, 1998; Chemale Jr. *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 2002; Matté *et al.*, 2021). As características geoquímicas das rochas ácidas são semelhantes às de granitos tipo-A, típicas para ambiente pós-colisional e que, no Escudo Sul-Rio-Grandense, são representados pela Suíte Intrusiva Saibro.

As informações geocronológicas compiladas por Matté (2016) permitem concluir que o vulcanismo da Formação Acampamento Velho possuiu um período de atividade constante, ao longo de 30 Ma, compreendido entre, aproximadamente, 580 Ma (Sommer *et al.*, 2017) e 549 Ma (Sommer *et al.*, 2005).

5.3 O magmatismo moderadamente alcalino a toleítico do Membro Rodeio Velho

A elevada alteração intempérica e hidrotermal das rochas do vulcanismo Rodeio Velho prejudicam sua caracterização geoquímica, o que, de fato, se reflete na escassez de dados sobre esta unidade. Entretanto, Almeida *et al.* (2000) indicam conteúdos de SiO₂ entre 46% e 65%, compondo basaltos e andesitos de afinidade moderadamente alcalina a toleítica, com predomínio de termos básicos (Fig. 5A).

O caráter moderadamente alcalino dessas rochas também é indicado pelos padrões de Nb, de Y, de Zr e de TiO₂ (Fig. 5B), bem como pelo suave enriquecimento em ETRL, em relação aos ETRP (Fig. 5C), o que indica uma similaridade com basaltos alcalinos, segundo Almeida *et al.* (2000). Além disso, Almeida *et al.* (2012) sugerem que este enriquecimento em ETRL ocorreu em condições de baixas taxas de fusão parcial, provavelmente, associado a uma fonte que contém granada.

Almeida *et al.* (2000) consideram que as rochas do Membro Rodeio Velho de-

vem ter evoluído, principalmente, por processos de cristalização fracionada, e dados isotópicos sugerem que este magmatismo se originou, a partir de um manto empobrecido, que foi enriquecido, posteriormente, em elementos incompatíveis, como Ba. Ainda, aqueles autores estimam que este magmatismo provém do manto superior, tendo sua origem relacionada a fontes do tipo EMI, enriquecidas em Nd e empobrecidas em Sr, e com comportamento típico para basaltos de ambiente intraplaca continentais. Ainda, Chemale Jr. (2000) estima uma origem, para essas rochas, a partir de um manto modificado, visto as idades-modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,6 Ga a 1,9 Ga.

Almeida *et al.* (2010) obtiveram a idade de 535 ± 1 Ma para um basalto subvulcânico do Membro Rodeio Velho, através do método Ar-Ar. Almeida *et al.* (2012), através de datação pelo método U-Pb em um basalto alcalino, determinaram a idade deste magmatismo em 547 ± 6 Ma e concluem que, no rifte Guaritas (Almeida *et al.*, 2009), durante este intervalo de aproximadamente 12 Ma, estabeleceu-se um sistema distensivo, com falhas profundas, que teriam permitido a ascensão do magma mantélico desta unidade.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O período pós-colisional no Escudo Sul-Rio-Grandense é marcado pela presença de extensas falhas transcorrentes e extensionais e de zonas de cisalhamento, que permitiram a ascensão de líquidos mantélicos, que evoluíram por cristalização fracionada e por contaminação crustal (Bitencourt & Nardi, 2000) e constituíram o magmatismo pós-colisional da orogenia Brasileira Pan-Africana, em que se destaca o vulcanismo ediacarano-cambriano da Bacia do Camaquã. Esta bacia é caracterizada pela alternância de ciclos vulcânicos e pela sedimentação siliciclástica, desenvolvidas, predominantemente, sob condi-

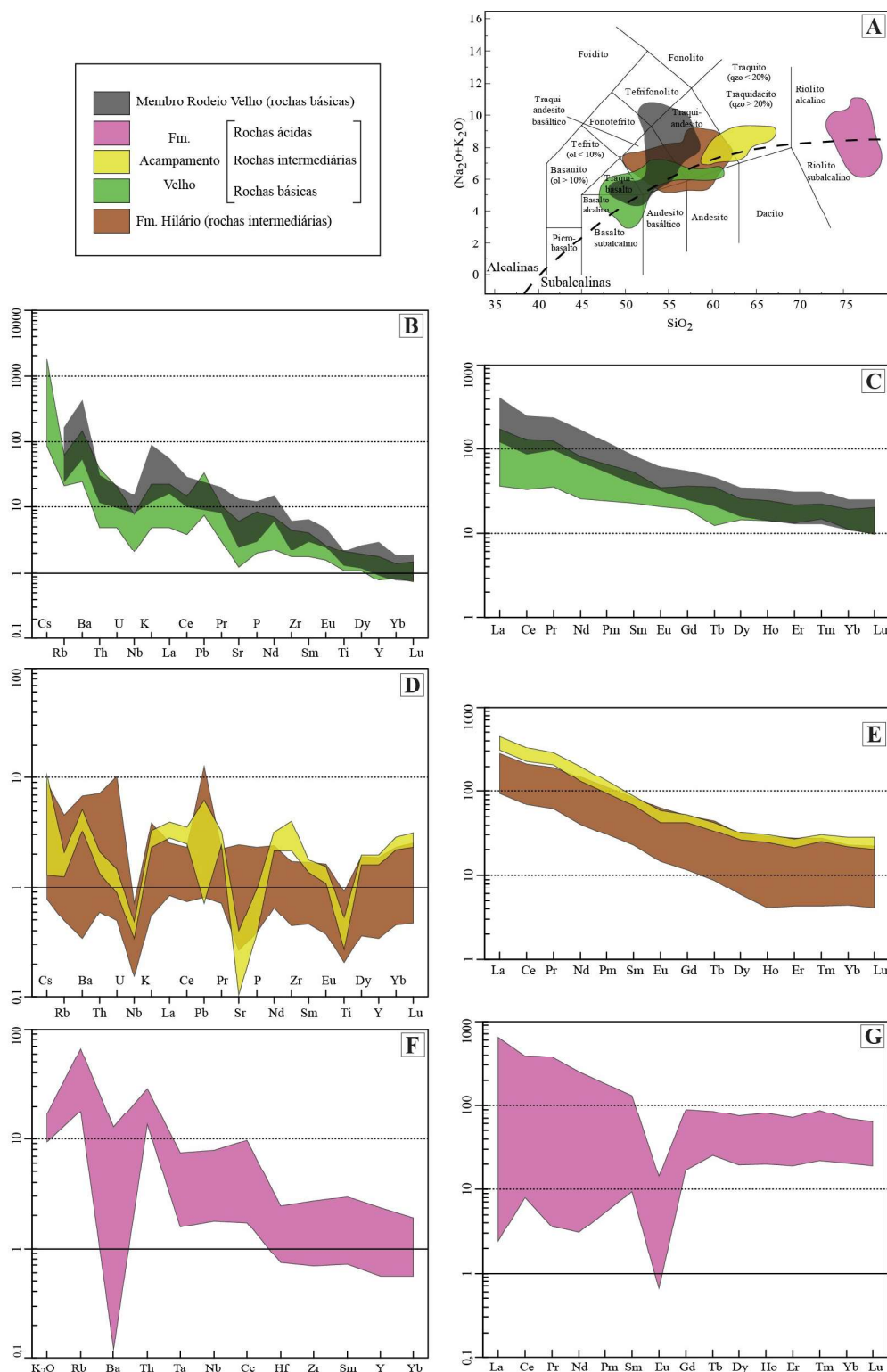


Figura 5 – A) Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). A linha pontilhada separa as rochas alcalinas das subalcalinas; B) Diagrama de elementos-traço e de ETR normalizados pelo NMORB (Sun & McDonough, 1989); C, E e G) Diagramas de ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974); D) Diagrama de elementos-traço e de ETR normalizados pelo OIB (Sun & McDonough, 1989); e F) Diagrama de elementos-traço e de ETR normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984).

ções subaéreas em ambientes continentais. O magmatismo da bacia perdurou intermitentemente, por cerca de 65 Ma, e sua evolução, desde a afinidade alcalina potássica (Formação Hilário), passando a alcalina sódica (Formação Acampamento Velho) e finalizando como alcalina/tonalítica (Membro Rodeio Velho), reflete diferentes origens crustais e mantélicas metassomatizadas, com grande influência de líquidos, que marcam a exaustão de reservatórios mantélicos hidratados, gerados na subducção prévia. A característica metassomática deste magmatismo, relacionada à subducção das fontes mantélicas, é evidenciada pelas anomalias negativas de Nb e pelas características isotópicas, típicas de fontes do tipo EMI.

Interpretações sobre a localização pontual de qualquer centro emissor (centro eruptivo) do vulcanismo da Bacia do Camaquã ainda não puderam ser feitas, devido à ausência de dados sobre as variações laterais significativas ou sobre as fácies proximais dos depósitos, além da complexidade causada pela deformação rúptil subsequente.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pelo auxílio financeiro e bolsas de doutorado e produtividade em pesquisa (141977/2011-6, 303015/2015-2, 441766/2014-5, 304036/2018-8, 406925/2018-6, 307378/2017-9 e 302125/2016-7).

REFERÊNCIAS

- Almeida, D. P. M., Chemale Jr, F. & Machado, A. 2012. Late to post-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, A. (Ed.). *Petrology - New Perspectives and Applications*, Rijeka, In-Tech e Open Access Publisher, 2012, p. 73-130.
- Almeida, D. P. M., Lopes, R. C., Lima, L. & Gomes, C. H. 2000. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks from the Rodeio Velho Formation (Ordovician of the Camaquã Basin, RS, Brazil): preliminary results. *Revista Brasileira de Geociências*, São Leopoldo, 30: 769-774.
- Almeida, D. P. M., Zerkass, H., Basei, M. A., Petry, K. & Gomes, C. H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*, 5(3): 721-733.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S. & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*, 118: 145-161.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S. & Marconato, A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: the Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 217: 30-51.
- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 184-187.
- Bongiolo, E. M. 2006. *Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (14C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil*. Porto Alegre, 188p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Borba, A. W., Mizusaki, A. M. P., Santos, J. O. S., Mc Naughton, N. J., Onoe, A. T. & Hartmann, L. A. 2008. U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar K-feldspar dating of syn-sedimentary volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: constraining the age of foreland basin inception and inversion in the Camaquã Basin of southern Brazil. *Basin Research*, 20: 359-

375.

Brito Neves, B. B. & Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do escudo Sul-Rio-Grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Chemale Jr., F.; Wildner, W.; Lima, E. F. & Van Schmus, W. R. 1999. Isotopic studies of Brazilian retro-arc magmatism in Southern Brazil [abs.]. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999, Gramado, RS. *Anais*. . . Gramado, SBG, p. 57.

Corrêa, A. P. S. 2017. *Geologia e petrologia das unidades vulcanossedimentares ediacaranas da Bacia do Camaquã na região da Serriinha, Vila Nova do Sul, RS*. Caçapava do Sul, 106p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.

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

Freitas, R. B. 2019. *Riolitos neoproterozóicos na região do Cerro do Perau, Caçapava do Sul, RS: reologia e modelo de colocação*. Porto Alegre, 73p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Foley, S. F. 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28: 435-453.

Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 11-28.

375.

Gastal, M. C. P. & Lafon, J. M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 8., Curitiba. *Anais*. . . Curitiba, SBGEO, v. 1, p. 21-26.

Gastal, M. C., Ferreira, F. J. F., Cunha, J. U., Esmeris, C., Koester, E., Raposo, M. I. B. & Rossetti, M. M. M. 2015. Alojamento do granito Lavras e a mineralização aurífera durante evolução de centro vulcano-plutônico pós-colisional, oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: Dados geofísicos e estruturais. *Brazilian Journal of Geology*, 45: 217-241.

Hartmann, L. A., Chemale Jr., F. & Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R. & Frantz, J. C. (Eds.). *50 anos de Geologia*. Porto Alegre, Ed. Comunicação e Identidade, vol. 1, p. 97-123.

Hartmann, L. A. & Nardi, L. V. S. 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 6: 153-178.

Hoerlle, G. S., Remus, M. V. D., Dani, N., Gomes, M. E. B. & Ronchi, L. H. 2019. Evolution of fluorite-mica-feldspar veins: Evidences of a fossil geothermal system in the São Gabriel terrane and consequences for Pb-Zn-Cu metallogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 92: 209-221.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Corrêa, C. R. A. & Pelosi, A. P. M. R. 2005. Evolução paleoambiental e seqüências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 245-256.

Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M. S. 2012.

- Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W. 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms. In: *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 252p.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. & Stillman, C. J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt - subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of Geological Society*, 143: 259-273.
- Leitzke, F. P., Gervasoni, F., Simões, M. S., Sommer, C. A., Lima, E. F. & Conceição, R. V. 2020. Magmatic evolution of ediacaran alkali rhyolites from the Acampamento Velho volcanism in the Tupanci area, southern Brazil: A study based on mineral chemistry, LA-ICP-MS Ti-in-quartz and zircon saturation geothermometry. *Journal of South American Earth Sciences*, 104.
- Lima, E. F., Liz, J. D., Sommer, C. A., Mallmann, G., Borba, A. W., Gonçalves, C. R. H. & Wildner, W. 2002. Membro Rodeio Velho da Bacia do Camaquã, RS: Identificação de Estruturas Vulcânicas Ordovicianas. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, II, Belém, PA, 2002. *Boletim de resumos*. Belém, p. 99.
- Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1985. Geologia, Petrografia e Petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 20: 15-62.
- Liz, J. D., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Sommer, C. A., Saldanha, D. L. & Pierosan, R. 2009. Caracterização geológica e petrologia das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2): 244-255.
- Luiz, H. R. 2019. *Faciologia das unidades vulcano-sedimentares nos afloramentos Passo do Moinho e Fervor, município de Santana da Boa Vista - RS*. Caçapava do Sul, 42p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Universidade Federal do Pampa.
- Matté, V. 2016. *O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 278p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71: 201-222.
- Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F., Saldanha, D. L., Pinheiro-Sommer, J. A. & Liz, J. D. 2012. Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(2): 343-362.
- Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F., Koester, E. 2021. Ediacaran Na-alkaline Acampamento Velho volcanism in the Ramada Plateau, southernmost Brazil: Sr-Nd-Pb isotopic data and petrogenetic evolution. *Precambrian Research*, 358.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L. V. S. 1984. *Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil*. Londres, 268p. Tese de Doutorado, London University.
- Nardi, L. V. S. & Lima, E. F. 1985. A Associação

- Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.
- Nardi, L. V. S. & Lima, E. F. 2000. O magmatismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã-RS. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 119-131.
- Noll Filho, R. J., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2018. High-silica Ediacaran volcanism in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *Geological Journal*, 54(3): 1413-1434. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1002/gj.3239>. Acesso em: 18 maio 2019.
- Paim, P. S. G., Chemale Jr, F. & Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36: 183-193.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (ed). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cheshire, Shiva Publ., p. 230-256.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Petry, K. 2006. *Feições de interação vulcano-sedimentares: seu uso como indicadores de contemporaneidade no Magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no vulcanismo Serra Geral (Cretáceo inferior)*. São Leopoldo, 91p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M. & Chemale Jr, F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano belt in southern Brazil based on geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl. 1): 83-104.
- Ramos, D. P. 2018. *Estudo Geoquímico e Isotópico dos Processos Metalogenéticos Associados ao Depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria, Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul*. Belém, 122p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará.
- Remus, M. D. V., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1999. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. *Boletim de Resumos*. p. 83.
- Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence of an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2., Salvador. *Extended Abstracts*. Salvador, p. 217-272.
- Ribeiro, M., Bocchi, P. R., Figueiredo Filho, P. M. & Tessari, R. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. Rio de Janeiro, DFPM, p. 1-232.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações Piroclásticas do Escudo Sul-Rio-Grandense: I tabulação de distribuição das associações piroclásticas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, 5: 19-54.
- Sommer, C. A., Leitzke, F. P., Lima, E. F., Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Matté, V., Philipp, R. P., Conceição, R. V. & Basei, M. A. S. 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 47: 545-560.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Machado, A., Rosseti, L. M. R. & Pierosan, R. 2013. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 47: 152-165.

Sommer, C. A., Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 245-254.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Figueiredo, A. M. G. & Pierosan, R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3): 237-254.

Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D. & Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78: 573-589.

Souza, L. F. 2019. *Caracterização geofísica do sistema vulcano-plutônico do Platô da Ramada baseada em radiometria, magnetometria e gravimetria*. Porto Alegre, 95p. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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, Special Publication, 42: 313-345.

Wildner, W., Lima E. F., Nardi, L. V. S. & Sommer, C. A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 261-283.