

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**O VULCANISMO ÁCIDO NEOPROTEROZOICO NA REGIÃO DO
CERRO CHATO, EXTREMO SUL DO BRASIL**

ROBERTO JACQUES NOLL FILHO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Volume I

Porto Alegre – 2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**O VULCANISMO ÁCIDO NEOPROTEROZÓICO NA REGIÃO DO
CERRO CHATO, EXTREMO SUL DO BRASIL**

ROBERTO JACQUES NOLL FILHO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Prof. Dr. Ronaldo Pierosan – Universidade Federal do Mato Grosso
Prof. Dr. Vinicius Matté – Universidade Federal do Pampa

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial a obtenção do
Título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre - 2017

CIP - Catalogação na Publicação

Jacques Noll Filho, Roberto
O VULCANISMO ÁCIDO NEOPROTEROZOICO NA REGIÃO DO
CERRO CHATO, EXTREMO SUL DO BRASIL / Roberto Jacques
Noll Filho. -- 2017.
86 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2017.

1. riolitos. 2. ignimbritos. 3. alta-sílica. 4.
Ediacarano. 5. petrologia. I. Sommer, Carlos
Augusto, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais, Roberto e Maria Luiza, e a minha irmã Fabiana por todo apoio, carinho, incentivo e compreensão. Amo vocês e não tenho palavras para expressar o quanto sou grato por tudo.

A minha namorada Thisiane, minha eterna gratidão. Sem teu apoio e carinho, mesmo que a distância, tudo teria sido muito mais difícil. Mais uma etapa concluída ao teu lado. Te amo.

O meu muito obrigado ao meu orientador e amigo professor Dr. Carlos A. Sommer, por sempre acreditar no meu potencial. Uma parceria desde os tempos de bolsa de IC, passando pelo trabalho de conclusão de curso e agora esta dissertação. Grato por tudo.

Aos amigos e colegas de Geologia, principalmente Rafael Reis, Fernando Michels, Ronei Giusti e Marcelo Barrios. Se não fosse pelas resenhas e cafés no meio das tardes, esse mestrado teria sido muito mais árduo.

Aos professores Evandro Fernandes de Lima, Ruy Paulo Phillip (UFRGS) e Miguel Angelo Basei (USP) coautores do meu artigo científico, meu muito obrigado por todo suporte na geração de dados e resultados.

Finalmente, gostaria de agradecer à UFRGS pelo ensino gratuito de qualidade, sem o qual essa dissertação dificilmente poderia ter sido realizada.

RESUMO

A região do Cerro Chato, extremo sul do Rio Grande do Sul, é caracterizada por associações de rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição ácida, cujo magmatismo tem sido relacionado às suítes graníticas tardias do Batólito Pelotas no Cinturão Dom Feliciano. Os vulcanitos da região agrupam-se em duas feições geomorfologicamente distintas e afetadas por falhas NW e NE: Cerro Chato e Cerro Partido. O Cerro Chato é caracterizado por depósitos piroclásticos e efusivos. Os primeiros são representados por ignimbritos que ocorrem em duas fácies principais: ignimbritos ricos em líticos e ignimbritos ricos em cristais, mal selecionados e constituídos por piroclastos tamanho lúpili e uma matriz tufácea. A fácies rica em litoclastos é caracterizada por apresentar fragmentos conatos de riolitos e ignimbritos e, subordinadamente, acidentais. Fragmentos de cristais de K-feldspato e quartzo são comuns e a estrutura eutaxítica é incipiente. A fácies rica em cristais caracteriza-se pela abundância de cristaloclastos e fenocristais de feldspatos e quartzo. Apresentam estrutura eutaxítica e matriz constituída por vitroclastos tamanho cinza. Derrames riolíticos hemicristalinos representam os eventos efusivos, com textura porfirítica, estruturas de fluxo e esferulitos. O Cerro Partido é caracterizado por um corpo subvulcânico, alongado na direção NE-SW, com 8 km de comprimento por 0,7 km de largura aproximadamente. Constitui rochas com textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspatos, imersos em uma matriz equigranular fina. Geoquimicamente, são riolitos do tipo alta-sílica, correlacionáveis à série alcalina, próximo ao limite das séries subalcalinas, com um caráter metaluminoso/peraluminoso e teores elevados de álcalis, FeOt/FeOt+MgO e índice agpaítico. Os riolitos do Cerro Partido foram classificados como alto-Ti com elevados teores de CaO, P₂O₅, FeOt, MgO e K₂O se comparados aos riolitos do Cerro Chato, baixo-Ti. O padrão mostrado pelos ETR é definido pelo leve enriquecimento de ETRL em relação à ETRP e uma forte anomalia negativa de Eu, típica de sistemas alcalinos metaluminosos e altamente diferenciados. As características químicas são semelhantes com as de magmatismo granítico do tipo A, relacionado a ambientes pós-colisionais. Dados litoquímicos indicam uma vinculação genética com rochas graníticas mais diferenciadas da Suíte Dom Feliciano, bem como os riolitos do Cerro Ana Dias, associadas ao magmatismo Neoproterozoico pós-colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense. Dados geocronológicos U-Pb obtidos em zircões indicam uma idade de 561 ± 2 Ma para os riolitos do Cerro Partido, sugerindo uma contemporaneidade com os granitoides associados a suíte Dom Feliciano. Já os dados U-Pb em zircão dos riolitos do Cerro Chato indicam uma idade de 630.4 ± 2.8 Ma. Estas idades são concordantes com as obtidas em clastos vulcânicos na base da formação Maricá, podendo assim haver uma possível relação entre os vulcanitos do Cerro Chato com o vulcanismo sin-sedimentar inicial da Bacia do Camaquã.

Palavras-Chave: riolitos, ignimbritos, alta-sílica, Ediacarano, petrologia

ABSTRACT

The Cerro Chato region is located in the southern portion of Rio Grande do Sul and is characterized by associations of acid volcanic and subvolcanic rocks, whose magmatism has been related to the later Pelotas Batholith suites from the Dom Feliciano Belt. The volcanites of the region are affected by NW and NE faults and are grouped into two geomorphologically distinct features: Cerro Chato and Cerro Partido. Cerro Chato is represented by ignimbrites that occur in two main facies: lithic rich ignimbrites and crystal rich ignimbrites. They are poorly selected and consist of lapilli-sized pyroclasts in a tuffaceous matrix. The lithoclasts rich facies is characterized by cognate fragments of rhyolites and ignimbrites and, occasionally, accidental fragments. The crystal-rich ignimbrites are characterized by the abundance of crystal fragments and phenocrysts of K-feldspar and quartz. Both facies present eutaxitic structure and a matrix made up of ash-sized vitroclasts. Hemi-crystalline rhyolitic flows represent effusive events, with porphyritic texture, flow structures and spherulites. Cerro Partido is characterized by a subvolcanic body, elongated in the NE-SW direction, of approximately 8 km long by 0.7 km wide.. It consists of rocks with porphyritic/glomeroporphyritic texture, composed of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts, within a fine quartz-feldspathic equigranular matrix. Through geochemical data the rhyolitic volcanites were characterized as high-silica type rhyolites, correlated to the alkaline series, but close to the limit of the sub-alkaline series; they present metaluminous to peraluminous character and high contents of alkalis, $FeO_t / FeO_t + MgO$ and agpaitic index. The Cerro Partido rhyolites were classified as high-Ti with higher CaO, P_2O_5 , FeO_t , MgO and K_2O contents than the Cerro Chato low-Ti rhyolites. The rhyolites REE pattern is slightly enriched in LREE in relation to the HREE and has a strong negative Eu anomaly, typical of metaluminous and highly differentiated alkali systems. The chemical characteristics are similar to those of A type granitic magmatism, related to post-collisional environments. U-Pb geochronological dating indicates an age of 561 ± 2 Ma for the rhyolites of Cerro Partido, suggesting contemporaneity with the granitoids associated to the Dom Feliciano suite. The zircon U-Pb isotopes dating of the Cerro Chato rhyolites indicates an age of 630.4 ± 2.8 Ma. These ages are in agreement with those obtained in the volcanic clasts at the base of the Maricá formation, which may indicate a possible relationship between the volcanites of the Cerro Chato with the initial sin-sedimentary volcanism of the Camaquã Basin.

Keywords: Rhyolites, Ignimbrites, high-silica, Ediacaran, Petrology

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa Geomorfológico do RS e localização da área de estudo demarcada no quadrado preto. Modificado de Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul - 1998.....9
- Figura 2-** Mapa geral de localização e correlação das unidades geotectônicas. A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Santana da Boa Vista; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandi del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; 10- Arroio Grande. Modificado de Philipp *et al.* (2016). 15
- Figura 3** - Mapa geotectônico simplificado do Batólito Pelotas (modificado de Philipp et al. 2016)..... 18
- Figura 4** - Morfologia de um sistema vulcânico a partir de um reservatório magmático superficial (modificado de Llambías et al.,2008).23
- Figura 5** - Classificação genética dos depósitos Vulcânicos (modificado de McPhie *et al.*, 1993). Mecanismos de transporte e seus depósitos.**Erro! Indicador não definido.**

Sumário

I - INTRODUÇÃO	6
1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	8
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	8
1.3. OBJETIVOS	9
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
1.4.1. Etapa pré-campo.....	10
1.4.1.1 - <i>Revisão Bibliográfica</i>	10
1.4.1.2 - <i>Cartografia Digital em Base SIG</i>	10
1.4.2. Etapa de Campo	11
1.4.3. Etapa de Laboratório.....	11
1.4.3.1 - <i>Petrografia</i>	11
1.4.3.2 - <i>Litoquímica</i>	12
1.4.3.3 - <i>Análise Geocronológica</i>	13
1.4.3.4 - <i>Sistema de Informações Geográficas (SIG)</i>	14
II – CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	15
2.1. ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE.....	15
2.1.1. BATÓLITO PELOTAS	17
2.1.2. MANIFESTAÇÕES VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS RIOLÍTICAS DO BATÓLITO PELOTAS.	20
2.2. RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS SUPERFICIAIS.	21
3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	26
III - ARTIGO SUBMETIDO: Confirmação de Submissão	36

I - INTRODUÇÃO

Os sistemas riolíticos alta-sílica representam magmas altamente diferenciados, caracterizados por teores de $\text{SiO}_2 > 73\%$ e baixas concentrações de alguns elementos, principalmente Mg, Sr e Ba (Mahood & Hildreth, 1983). Estes sistemas estão relacionados com algumas das maiores erupções vulcânicas e suas grandes diversidades de produtos efusivos e piroclásticos (Mason *et al.*, 2004, Hildreth *et al.*, 1991; Stern, 2004). Os riolitos alta-silica ocorrem no registro vulcânico normalmente por lavas hemicristalinas a holohialinas, bem como uma grande variedade de depósitos piroclásticos, principalmente ignimbritos (e.g., Fish Canyon Tuff - Bachmann *et al.*, 2002, Bishop Tuff - Hildreth 1979, Wallace *et al.*, 1999).

Aspectos sobre origem e evolução dos magmas alta-sílica encontram-se permanentemente em debate (e.g., Barth, 1945; Greene, 1973; Bailey, 1974; Philpotts, 1976; Shaw *et al.*, 1976; Loiselle & Wones, 1979; Hildreth, 1979; Collins *et al.*, 1982; Verma, 1983; White & Chappell, 1983; Halliday *et al.*, 1984; Novak & Mahood, 1986; Cameron & Cameron, 1986a; Halliday *et al.*, 1987, Hildreth, 1987; Moll-Stalcup, 1987; Whalen *et al.*, 1987; Ferriz & Mahood, 1987; Schuraytz *et al.*, 1989; Wilson, 1989; Hervig & Dunbar, 1992; Turner *et al.*, 1992; Streck & Grunder, 1995; Streck & Grunder, 1997; Eichelberger *et al.*, 2000; Miller & Miller, 2002; Wiebe *et al.*, 2002; Bachmann & Bergantz, 2004; Cathey & Nash, 2004; Harper *et al.*, 2004; Hildreth, 2004; Collins *et al.*, 2006; Vernon & Paterson, 2006; Dierier *et al.*, 2007; Hildreth & Wilson, 2007; Lipman, 2007; Bachmann & Bergantz, 2008; Glazner *et al.*, 2008; Streck & Grunder, 2008; Campbell *et al.*, 2009, Deering & Bachmann, 2010; Ellis *et al.*, 2010; Thomas *et al.*, 2010; Cooper *et al.*, 2012; Wolff *et al.*, 2012; Gualda & Guiorso 2013; Wilcock *et al.*, 2013; Wolff & Ramos, 2013; Streck, 2014). Restringir as condições sob as quais esses magmas são gerados, fracionados e cristalizados pode ajudar a elucidar também as prováveis conexões entre sistemas vulcânicos e plutônicos.

Recentemente, modelos baseados em massas graníticas foram propostos por Wolff *et al.* (2012) e podem ser usados para explicar as erupções de fluxos piroclásticos e lava riolíticas. Em geral, os modelos explicam a formação dessas rochas vulcânicas a partir de uma completa remobilização do corpo plutônico (Brueseke & Ellis, 2012; Allen *et al.*, 2013), ou uma remobilização parcial e contínua. No último caso, o processo inicia-se durante a remobilização onde a fusão intersticial riolítica se separa mais cedo e é seguida por remobilização contínua do conteúdo restante (Wolff *et al.*, 2012; Wolff & Ramos, 2013). A partir destes processos

poderiam ser gerados diferentes líquidos alta-sílica e a consequente erupção de derrames riolíticos e depósitos ignimbríticos com zonação composicional.

Nas zonas de escudo do sul do Brasil, as rochas magmáticas estão bem expostas, e a maioria delas formou-se durante a Orogenia Brasileira. Este período envolveu a subducção de crosta oceânica (800-700 Ma) e eventos colisionais entre continentes e arcos magmáticos (cerca de 700-500 Ma), levando à consolidação de Pangea como supercontinente (Brito Neves & Cordani 1991; Brito Neves *et al.* 2014). O estágio pós-colisional na porção oriental desta região é marcado pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSB, Bitencourt & Nardi 1993, 2000), com magmatismo granítico volumoso e riolitos alta-sílica, o qual constituem o Batólito Pelotas (Phillip *et al.* 2000) (Fig. 3). Esta unidade é caracterizada por granitóides sin-transcorrentes, alto K, granitóides cálcico-alcálicos e granitos leucocráticos peraluminosos, além de granitoides com afinidade shoshonítica e, eventualmente, granitos alcalinos, tardi a pós-transcorrentes, predominantemente metaluminosos. A maioria dos tipos de granitoides está associada com magmatismo básico representado por componentes máficos em sistemas de mistura de magmas e enclaves microgranulares máficos.

As rochas vulcânicas e subvulcânicas riolíticas do Batólito Pelotas estão geneticamente relacionadas com a suíte granítica mais diferenciada (Dom Feliciano Suite - 550-570 Ma) (Almeida *et al.*, 1991; Fragozo Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 1998; Philipp *et al.*, 2000; Zanon *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2015). De acordo com Sommer *et al.* (2012), esses sistemas riolíticos estão geograficamente associados a três domínios do Batólito Pelotas, que são tipicamente paralelos às estruturas NE-SW: os domínios sudoeste, central e nordeste (Fig. 3). O domínio sudoeste inclui rochas riolíticas efusivas e piroclásticas alta-sílica que formam duas feições geomorfológicas proeminentes: Cerro Chato e Cerro Partido; Esses depósitos podem ser considerados os únicos registros vulcânicos *strictu sensu* no Batólito Pelotas. Localiza-se próximo à cidade de Herval e é delimitada pelos meridianos 53°18'W e 53°30'W, e paralelos 31°51'S e 31°57'S (Fig. 3).

Nesta dissertação serão apresentados os resultados de um estudo integrado de estratigrafia vulcânica, petrográfica, geoquímica e geocronológica sobre as rochas vulcânicas de alta sílica da região do Cerro Chato, com o objetivo de formular hipóteses sobre sua possível correlação com o magmatismo Ediacarano mais diferenciado do Batólito Pelotas e reavaliar a evolução do magmatismo pós-colisional no Cinturão Dom Feliciano, no extremo sul do Brasil.

1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo científico e sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) **Introdução** sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetos e a filosofia de pesquisa desenvolvida, além da metodologia utilizada para obtenção dos resultados;
- b) O **Estado da Arte** sobre o tema de pesquisa;
- c) **Referências bibliográficas** citadas na Introdução e Estado da Arte. A lista de figuras e tabelas abrange somente as inseridas nestas duas primeiras partes da dissertação;
- d) **Artigo científico**, submetido para publicação na revista Journal of Volcanology and Geothermal Research.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A região do Cerro Chato está localizada na porção norte do município de Herval, RS. A área do projeto é delimitada pelos meridianos 53°15' W e 53°30' W e paralelos 31°45' S e 32°00' S, abrangida pela carta topográfica (1:50.000) Cerro Chato (Folha SH-22-Y-C-V-3), da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército.

O principal acesso à região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR-116 até o município de Arroio Grande, por cerca de 340 km (Fig. 1). De Arroio Grande até Herval utiliza-se a estrada ERS-602 e posteriormente a BR-473 totalizando neste trajeto cerca de 50 km. A partir do município de Herval, segue-se 15 km a norte em estrada secundária não pavimentada.

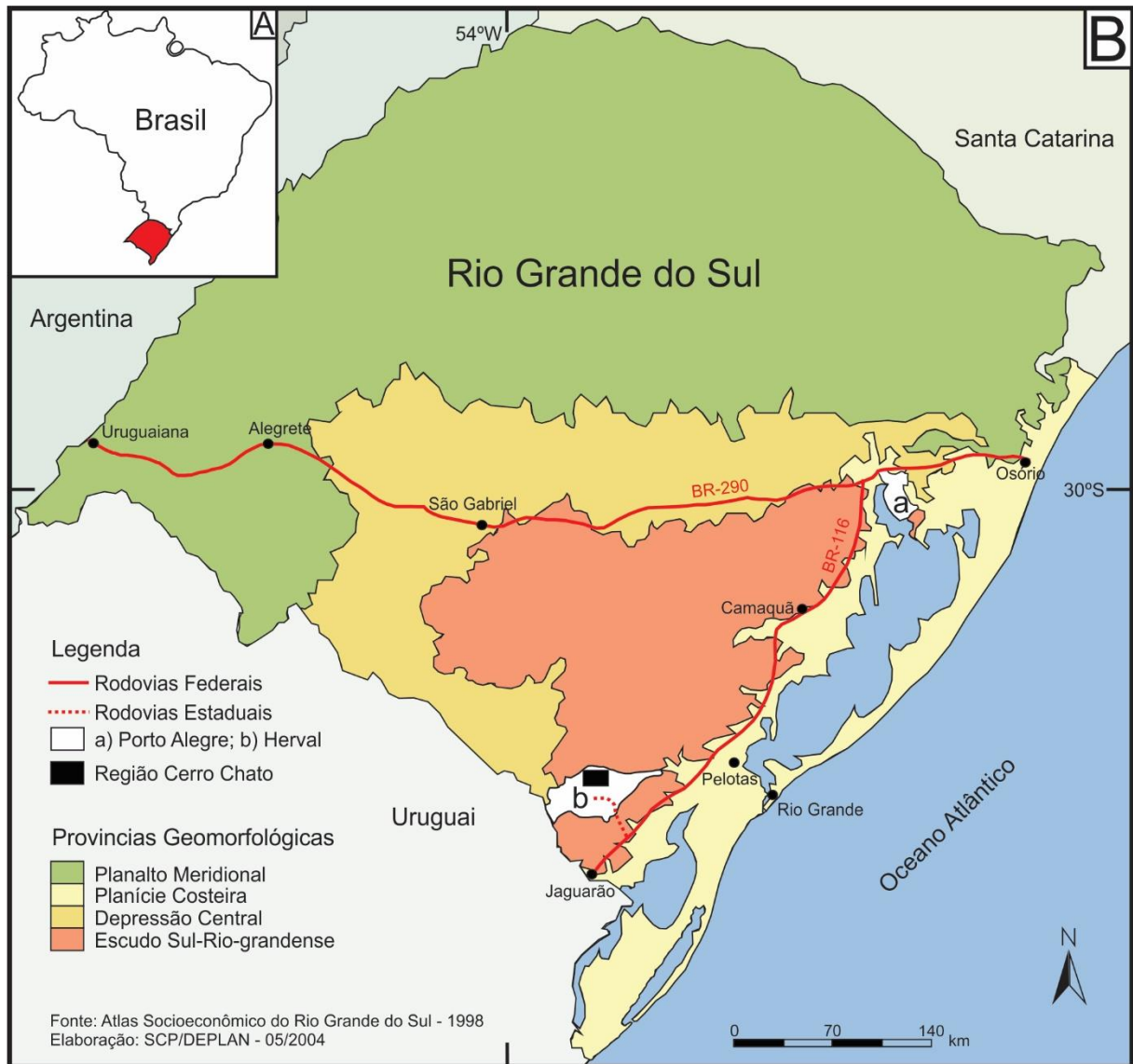


Figura 1 – Mapa Geomorfológico do RS e localização da área de estudo demarcada no quadrado preto. Modificado de Atlas Socioeconômico do Rio Grande do Sul - 1998.

1.3. OBJETIVOS

Este estudo tem por objetivo geral a caracterização geológica e petrológica das rochas vulcânicas ácidas efusivas e piroclásticas relacionadas à região do Cerro Chato, na região de Herval, RS. Como objetivos específicos, destacam-se:

a) mapeamento geológico de detalhe dos corpos intrusivos e extrusivos, investigando a relação deste corpo com as rochas encaixantes e geração de um mapa geológico que represente a distribuição espacial das rochas;

b) descrição petrográfica da variação litológica relacionado aos corpos de origem vulcanogênicos, destacando-se estruturas, variações texturais e mineralógicas, de forma a permitir a individualização das fácies;

c) caracterização geoquímica dos elementos maiores, traços e elementos terras raras. O tratamento dos dados de litoquímica permite a caracterização das

rochas riolíticas quanto a sua afinidade geoquímica, e a construção de hipóteses sobre a gênese e evolução do magmatismo.

d) obtenção de idades das principais unidades vulcânicas estudadas.

e) correlação dos dados obtidos com os descritos para outras ocorrências de riolitos e com o magmatismo granítico tardio no Batólito Pelotas vinculado aos eventos finais de evolução do Batólito de Pelotas e relacionado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1. Etapa pré-campo

A etapa pré-campo envolveu, revisão bibliográfica e técnicas de cartografia digital. O objetivo desta etapa do projeto foi de agrupar e organizar todas as informações disponíveis a cerca das ocorrências de rochas vulcânicas da região do Cerro Chato, a fim de obter um conhecimento preliminar da área de estudo, bem como o reconhecimento geográfico da área, como vias de acesso, distância da cidade sede e localização das principais fazendas da região, a fim de delimitar possíveis locais favoráveis a coleta de dados de campo.

1.4.1.1 - Revisão Bibliográfica

Na primeira etapa do trabalho foi realizada uma compilação dos dados publicados sobre o tema, com o intuito de identificar aspectos já abordados bem como as lacunas existentes na literatura sobre o tema. Para isso, foram utilizados livros, periódicos científicos, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações, monografias. Também foram feitas a aquisição de informações, mapas e figuras relativos ao contexto geológico regional da área estudada e qualquer outra informação adicional disponível local ou regional referente à área de estudo.

1.4.1.2 - Cartografia Digital em Base SIG

Os dados planialtimétricos foram obtidos através da folha Cerro Chato (SH. 22-S-IV-3), da Diretoria do Serviço Geográfico do Exército, escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército do Brasil, junto a mapoteca do Departamento de Geodésia do IGEO/UFRGS. Também foram utilizadas imagens do *Google Earth* em diferentes escalas no auxílio ao reconhecimento da área.

Com o uso do software ArcGIS 10, um banco de dados digital em Sistema de Informações Geográficas (SIG) foi gerado contendo base cartográfica com principais acessos, drenagens, contatos litológicos, estruturas como falhas e fraturamentos, que foi atualizado constantemente até o final do trabalho, com a inserção dos dados gerados em todas as etapas.

1.4.2. Etapa de Campo

Foram realizados perfis geológicos a fim de mapear os corpos do Cerro Chato e Cerro Partido, com a descrição de afloramentos, elaboração de croquis e aquisição de fotografias gerais, panorâmicas e de detalhe. Também foi realizada a coleta de amostras de rochas frescas para os trabalhos de petrografia, litoquímica e análise geocronológica. Os afloramentos foram descritos e georreferenciados com um receptor GPS e plotados no sistema de coordenadas UTM na carta topográfica Cerro Chato.

A orientação preferencial adotada para a realização dos perfis foi leste-oeste, com a intenção de identificar a relação dos corpos hipoabissais do Cerro Partido, com os riolitos e ignimbritos do Cerro Chato. Perfis com orientações norte-sul e sudoeste-nordeste, também foram realizados visando identificação dos contatos entre as rochas vulcanogênicas e suas encaixantes, variações texturais e a relação entre riolitos e ignimbritos no Cerro Chato.

Os dados gerados (descrições, croquis, fotografias e medidas estruturais) foram anexados ao banco de dados do projeto, no software Microsoft Excel 2007.

1.4.3. Etapa de Laboratório

Os trabalhos de laboratório foram essenciais para a organização dos dados e amostras coletadas em campo, além de gerar maior volume de informações apresentadas neste trabalho. Os métodos de trabalho desta etapa são diversos, sobrepondo-se e complementando um ao outro; porém, para o melhor entendimento, estão separados em quatro grupos principais: petrografia, litoquímica, geocronologia e SIG.

1.4.3.1 - Petrografia

A preparação das amostras consistiu na confecção de 33 lâminas delgadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica) do IGEO/UFRGS. As amostras foram serradas e cortadas

em fatias retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura denominada esquírola. Posteriormente, estas fatias foram desbastadas com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetidas a processos de abrasão a base de carbeto de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). O polimento foi feito através da politriz, com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). Ao final desta sequência de procedimentos, a fatia de rocha colada no vidro com a espessura correta (0,30 mm) e está apta para a observação ao microscópio petrográfico de luz transmitida.

As descrições petrográficas foram realizadas com um microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca *Leitz*, modelo Laborlux 12, objetivas com 10x de aumento e seis possibilidades de lentes de aumento (2.5x, 6.3x, 16x, 25x, 40x e 50x). As fotomicrografias foram adquiridas por uma câmera acoplada a um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca *Leica* e a um computador, junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGEO/UFRGS.

1.4.3.2 - Litoquímica

Para obtenção dos dados litoquímicos foram preparadas 16 amostras, em rocha total, sendo 10 das rochas vulcânicas associadas ao Cerro Chato e 6 associadas ao corpo hipoabissal do Cerro Partido. As amostras foram enviadas ao *Acme Analytical Laboratories* Ltda., localizado em Vancouver, no Canadá, visando à identificação dos elementos maiores, elementos-traço e terras raras (ETR).

A técnica de espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (*ICP-AES – Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) foi utilizada para a quantificação de óxidos de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti e P), com limite de detecção de 0,01% e alguns elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr), com limite de detecção variando de 1 até 5 ppm; e através da técnica de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para os demais elementos traços e terras raras, com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

Os dados de elementos maiores, traços e ETR obtidos através das análises litoquímicas de rocha total foram organizados no banco de dados do projeto, no *software* Microsoft Excel 2007.

O *software Geochemical Data Toolkit* (GCDKit), versão 2.3, elaborado por Janoušek *et al.* (2006), foi utilizado para a visualização das composições químicas das amostras em gráficos binários e diagramas e para o cálculo da mineralogia

normativa. A confecção destes gráficos, diagramas e cálculos nos permite classificar os litotipos de acordo com sua composição química, e de uma maneira geral, o magmatismo quanto a sua afinidade química e provável ambiente tectônico.

1.4.3.3 - Análise Geocronológica

Duas amostras de riolitos, uma pertencente ao Cerro Chato e a outra ao Cerro Partido, foram selecionadas e, no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do IG-UFRGS, processadas. Posteriormente foram enviadas ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) para a análise isotópica, com o uso do espectrômetro de massa do modelo NEPTUNE.

A preparação das amostras objetiva a separação de cristais de zircão para posterior confecção de seções polidas com concentrados desta fase mineral. Esta etapa é realizada através de diversos procedimentos que são baseados nas principais características do zircão: alta densidade e ausência de magnetismo.

A desagregação das amostras, para frações centimétricas (~5 cm), foi realizada com marreta e prensa hidráulica, para posterior introdução no britador de mandíbulas, reduzindo as amostras para frações de ± 2 cm. As amostras são peneiradas em malha de 0,5 cm e introduzidas no moinho de discos, onde atingem frações iguais ou inferiores a 0,5 mm. Após novo peneiramento em malha de 0,5 mm, foram obtidas frações muito finas e então levadas a bateia, onde exclui-se por densidade as frações pouco densas, gerando assim um concentrado de minerais densos.

A separação eletromagnética foi realizada com o concentrado de minerais densos das amostras usando o separador eletromagnético *Frantz*, que gera diversos concentrados separados por diferentes amperagens. Minerais como zircão, apatita e rutilo tendem a se concentrar em frações de baixa amperagem. Esse concentrado foi levado a uma lupa de mesa, para a separação de cristais de zircão, que foram usados na confecção de seções polidas e posteriormente imageadas por elétrons retroespalhados e catodoluminescência.

Foram selecionados zircões sem imperfeições, fraturas e inclusões minerais para serem analisados por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para determinação das razões isotópicas de U-Pb. O LA-ICP-MS é um espectrômetro de massa por ionização acoplada por plasma com ablação

a laser. Utiliza um feixe de laser com diâmetro de massa por ionização da superfície dos cristais de zircão *in situ*, sem a necessidade de pré-tratamento químico. As análises utilizam um padrão natural de zircão (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004) e um padrão sintético (NIST) para comparação.

1.4.3.4 - Sistema de Informações Geográficas (SIG)

Um banco de dados foi gerado a partir das informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, juntamente com os dados obtidos na bibliografia disponível da região, objetivando a plotagem no mapa digital. A partir disso foram gerados produtos como mapas geológico da área de estudo e o mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:50.000. O software utilizado para a geração desse banco de dados e mapas geológico e de pontos, foi o ArcGIS 10, elaborado pela empresa ESRI.

II – CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

2.1. ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O Escudo-Sul-Rio-Grandense (EGRS) (Fig.2) está inserido na porção meridional da Província Mantiqueira no Estado do Rio Grande do Sul (Almeida & Hasui, 1984) que corresponde ao Sistema Brasileiro Sudeste, estendendo-se desde o Uruguai ao sul do estado da Bahia. Compreende unidades tectono-estratigráficas de idades Paleo, Meso e Neoproterozoicas, sendo resultados de processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos distintos, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma) (Soliani, 1986).

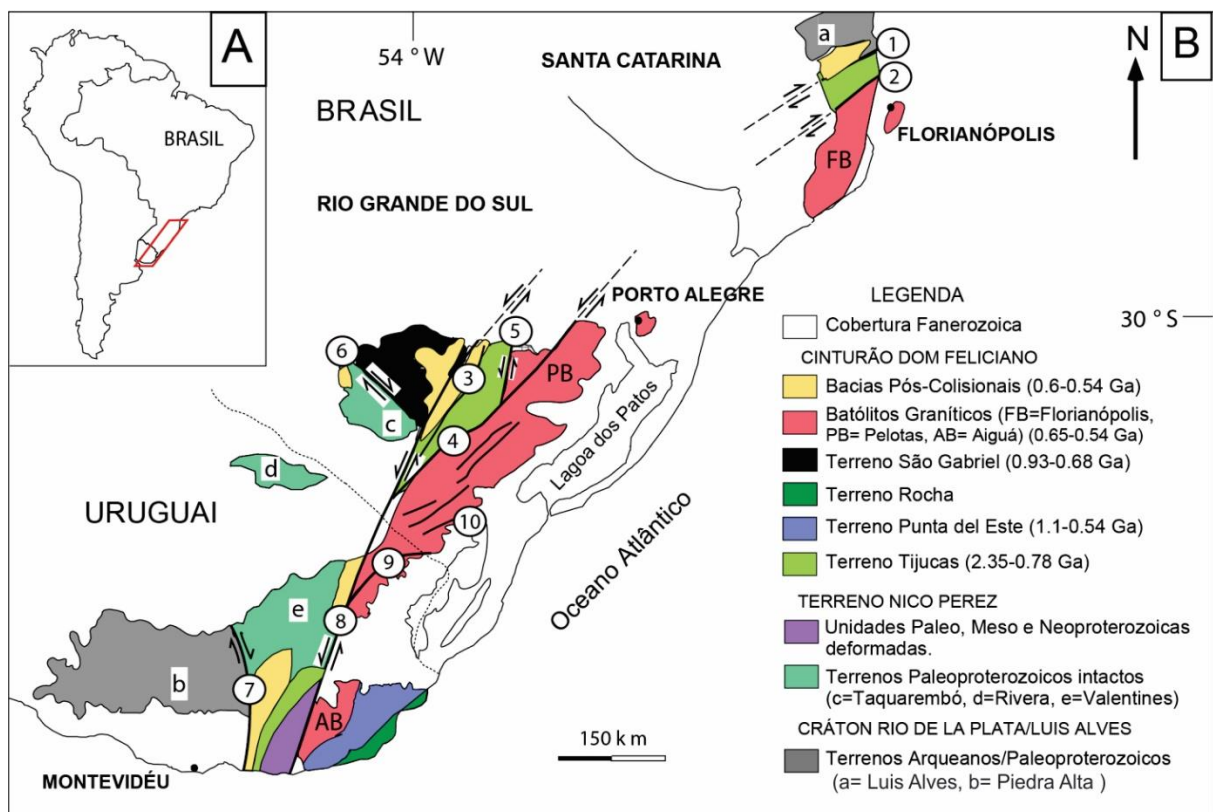


Figura 2- Mapa geral de localização e correlação das unidades geotectônicas. A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Santana da Boa Vista; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandi del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; 10- Arroio Grande. Modificado de Philipp *et al.* (2016).

A geologia desta área consiste em um antigo núcleo cratônico denominado de Crátón Rio de La Plata, representado pelo Terreno Taquarembó (complexo granulítico paleoproterozoico retrabalhado parcialmente no neoproterozoico), envolto pelo Cinturão Dom Feliciano (Hartmann *et al.*, 2007), composto, de oeste para o leste, pelos Terrenos São Gabriel (assinatura juvenil, com associações

petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos derivado de um manto neoproterozoico) e Tijucas (rochas paleoproterozoicas gnáissicas de composição tonalítica a diorítica e neoproterozoicas, metavulcânicas e metassedimentares resultantes da deposição em crosta continental distendida ou de um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica), e pelo Batólito Pelotas (complexo granítico e suítes intrusivas de idade brasiliana, entre 650-550 Ma, relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento e com septos do embasamento) (Jost, 1984; Soliani Jr., 1986; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007, 2016).

O Terreno Taquarembó (2,55 - 2,0 Ga) está situado na porção sudoeste do ESRG estando limitado pelo lineamento Ibaré (Costa, 1997) ao norte, pela anomalia magnética de Caçapava do Sul a leste e é recoberto pela Bacia do Paraná a oeste e sul. É caracterizado por fragmentos remanescentes do Cráton Rio de La Plata, parcialmente retrabalhados durante a orogenia Brasiliana Pan-africana (Hartmann *et al.*, 1999, 2000, 2007; Soliani Jr. *et al.*, 2000). Registra do Paleoproterozóico o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, ocorrendo neste complexo granulitos máficos e félsicos, mármore, gnaisses, paragnaisses, rochas calcissilicatadas com idade 2.5 a 2.1 Ga das rochas ígneas protólitas e 2.02 Ga para o metamorfismo gerador dos granulitos (Hartmann *et al.*, 1999, 2000) que representam um arco insular (Philipp *et al.*, 2009).

O Terreno São Gabriel (880 - 680 Ma) compreende a porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano e possui forma alongada na direção N20 - 30°E. Esta região é coberta a oeste e norte por unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná, e limitada ao sul pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI) e a leste pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (ZCCS). É constituído por litologias de assinatura juvenil e associações petrotectônicas de arcos magmáticos, ofiolitos e ambientes de margem passiva e de retroarco (Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011).

O Terreno Tijucas (800 - 620 Ma) possui forma alongada na direção N30-40°E, estendendo-se por 170 x 25 km aproximadamente. Está em contato tectônico com o Terreno São Gabriel a oeste ao longo da Zona de Cisalhamento de Caçapava do Sul. O contato a leste, com Batólito Pelotas, é marcado pela zona de cisalhamento de Dorsal do Canguçu (*e.g.*: Fernandes *et al.*, 1992; Philipp *et al.*, 2003) e a nordeste é afetado pela Zona de Cisalhamento do Passo do Marinheiro. É

composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares resultantes de deposição em crosta continental distendida e de arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica (2,2 - 1,9 Ga, e.g. Gnaiss Encantadas – Jost & Bitencourt, 1980).

2.1.1. BATÓLITO PELOTAS

O Batólito Pelotas (Fig.3) localiza-se na porção leste do Escudo Sul-riograndense e foi descrito originalmente como uma área estável, composta por uma associação de rochas cristalinas Pré-cambrianas e denominada "Cráton Dom Feliciano" (Picada *et al.*, 1971; Issler *et al.*, 1972 apud Philipp *et al.*, 2000). Sua denominação atual foi definida por Frago Cesar (1986) para caracterizar uma unidade de forma alongada, com direção NE-SW, interpretado com um complexo plutônico polifásico e multi-intrusivo, resultante de processos tectônicos distintos e relacionados à evolução do Ciclo Brasileiro (Frantz & Remus, 1986; Soliani Jr., 1986).

Segundo levantamentos geológicos e geofísicos de Shukowsky & Mantovani (1991) e Hallinan (1993), o Batólito possui aproximadamente 400 km de comprimento e larguras, variando de 80 a 120 km. Apresenta continuidade para norte, no estado de Santa Catarina, e para o sul, no Uruguai. É composto principalmente por suítes granitóides relacionadas a uma grande variedade de xenólitos de rochas metamórficas de alto e baixo grau, incluindo termos para e ortoderivados que podem ser encontrados em todas as suítes graníticas (Philipp, 1998, 2001). Esta estrutura granítica complexa é marginada por espessas faixas miloníticas transcorrentes sinistrais de direção em torno NE-SW (Fragoso Cesar, 1991).

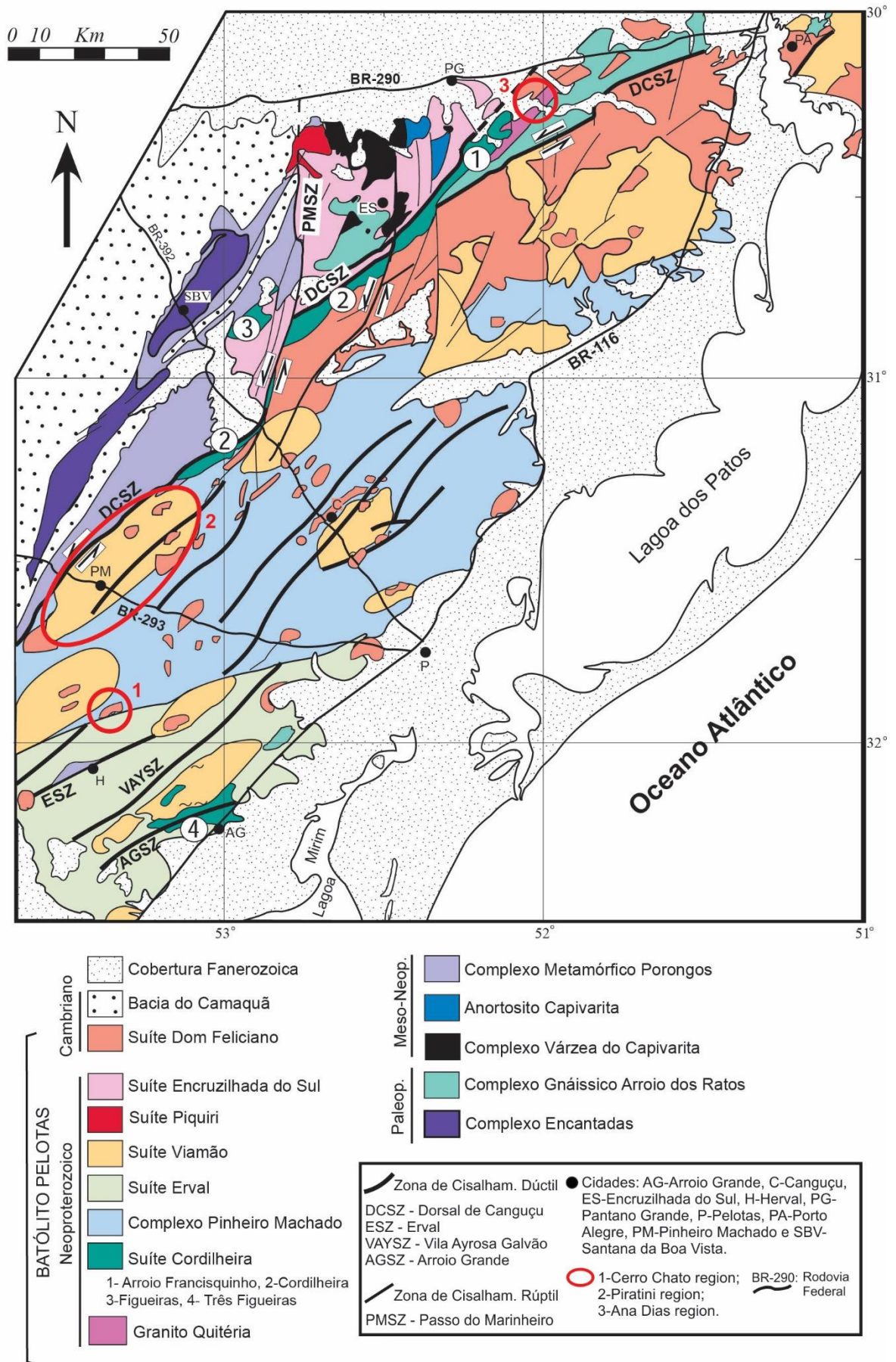


Figura 3 - Mapa geotectônico simplificado do Batólito Pelotas (modificado de Philipp *et al.* 2016).

O Batólito Pelotas é composto por um conjunto de suítes graníticas Neoproterozoicas, geradas durante e após o clímax da orogenia Dom Feliciano. As suítes graníticas são alongadas na direção N50 – 70°E, e sua geração e localização foram controladas por zonas de cisalhamento de alta transcodividade dúctil. Segundo Philipp *et al.* (2002, 2005) e Oliveira *et al.* (2001) sua estratificação interna, definida a partir de dados geoquímicos e petrológicos, é dada por sete unidades graníticas, sendo o granito Quitéria o mais antigo com ~650 Ma, seguido pela Suíte Cordilheira com 640-620 Ma, o Complexo Pinheiro Machado e as suítes Erval e Viamão com 625-615 Ma, a Suíte Piquiri com 615-610 Ma, a Suíte Encruzilhada do Sul ~600 Ma e a Suítes Dom Feliciano com 600-550 Ma (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2007, 2013; Philipp & Machado, 2005; Oliveira *et al.*, 2001), e manifestações sin-plutônicas (Riolitos Asperezas).

A Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) é constituída pelas rochas graníticas mais jovens presentes no Batólito Pelotas. Destaca-se por obter caráter intrusivo nas demais suítes e por posicionar-se tardiamente em relação às zonas de cisalhamento subverticais (D₂). Ocupa cerca de 20% em área do Batólito e ocorre especialmente na porção norte do mesmo. As unidades constituintes caracterizam-se por sua grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica além da teórica ausência de enclaves máficos e xenólitos de rochas encaixantes. A semelhança composicional e geoquímica marcante entre os corpos graníticos mais diferenciados da SGDF e rochas vulcânicas de composição riolítica, presente em diversas regiões do Batólito, tem sido utilizada como critério para sugerir o vínculo genético do plutonismo da SGDF com estas manifestações vulcânicas (Philipp, 1998). O corpo principal da suíte é lenticular e com orientação N50°E, com cerca de 180 km de comprimento e 15 a 45 km de largura. Embora alongados, os corpos desta suíte mostram colocação posterior às zonas de cisalhamento D₂, apenas alguns deles apresentando deformação dúctil incipiente. Segundo Philipp (1998), a semelhança composicional e geoquímica da porção mais diferenciada desta suíte com os diques riolíticos encontrados em várias regiões do batólito (Pedras Altas, Coxilha do Fogo, Canguçu, Mariana Pimentel, Barão do Triunfo, Barra do Ribeiro e Porto Alegre), sugere o vínculo genético entre ambos. Os enxames de diques félsicos das regiões de Porto Alegre, Mariana Pimentel, Canguçu, Piratini e Pinheiro Machado estão intimamente associados com diques máficos, constituindo diques compostos (Philipp *et al.*, 1995; Philipp, 1998). A relação dos diques com os granitos da suíte é, até o momento, apenas espacial e carece de dados que permitam a sua

correlação. Dados Rb-Sr mostram idades de referência de 572 ± 10 Ma (Cordani, 1974) e 550 Ma (Teixeira, 1982), com idade isocrônica de 547 ± 17 Ma (granitos e pegmatitos de cidade de Cristal), 544 ± 5 Ma (Granito Arroio dos Ladrões – Soliani Jr., 1986), 550 ± 6 Ma dos granitos equigranulares de Cristal e Dom Feliciano (Fragoso César, 1991) e 560 ± 12 Ma dos riolitos da Serra das Asperezas (Soliani Jr., 1986). A idade adquirida pelo método U-Pb TIMS em zircão para o Granito Ponta Grossa, indicou 600 Ma (Philipp *et al.*, 2007).

2.1.2. MANIFESTAÇÕES VULCÂNICAS E SUBVULCÂNICAS RIOLÍTICAS DO BATÓLITO PELOTAS.

As manifestações vulcânicas e subvulcânicas (hipoabissais) riolíticas de idades Neoproterozoicas do Rio Grande do Sul correlacionam-se a um intenso magmatismo ácido, vinculado a distintas unidades tectono-estratigráficas do Escudo Sul-rio-grandense. Os maiores volumes deste vulcanismo ocorrem na Bacia do Camaquã (centro-oeste do Escudo) e, subordinadamente, no Batólito Pelotas (leste do Escudo) (Sommer *et al.*, 2012). Trabalhos mais recentes (Oliveira, 2012; Sommer *et al.*, 2012; Noll Filho, 2014; Oliveira *et al.*, 2015) ratificam a correlação genética entre as rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas e os granitóides mais diferenciados da Suíte Dom Feliciano (550-570 Ma), proposta por Fragoso Cesar (1991) e Philipp (2000), através de dados geoquímicos e geocronológicos. Segundo Sommer *et al.* (2012), estes sistemas vulcânicos e subvulcânicos do Batólito Pelotas encontram-se paralelos a estruturas NE-SW e estão associados espacialmente a três domínios principais: domínios nordeste, central e sudoeste (Fig. 3).

No domínio nordeste ocorre o Riolito Ana Dias (RAD), situado na região de Quitéria, 40 km a sul do município de Butiá. Descrito primeiramente por UFRGS (1978) e posteriormente por UFRGS (2006, 2007) e Oliveira *et al.* (2015), é formado por rochas hipoabissais que ocorrem como um corpo intrusivo raso principal, na direção SW-NE com dimensões de 18 x 4,5 km, e na forma de diques métricos mais tardios com direção principal S-SW e dimensões variadas, intrudindo o próprio corpo riolítico principal e suas rochas encaixantes (Granito Arroio Francisquinho, Granito Quitéria, Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e Granodiorito Cruzeiro do Sul (UFRGS, 2006).

O domínio central caracteriza-se por um enxame de diques ácidos, métricos a decamétricos, com orientação dominante N10°W e N-S que ocorrem na região dos municípios de Pinheiro Machado e Piratini, RS (Riolito Asperezas; Enxame de

diques de Piratini) (Almeida *et al.*, 1990; 1991; Zanon *et al.*, 2005). Esses diques são intrusivos em unidades do Batólito Pelotas, mas ocorre preferencialmente na Suíte Granítica Dom Feliciano. Em algumas porções, estes corpos são afetados por zonas de cisalhamento rúptil-ducteis (N40°-50°E). Texturalmente podem variar de porfíricos a glomeroporfíricos, com matriz afanítica ou muito fina. A origem dos Diques Riolíticos Asperezas, conforme Fragozo César (1991), seria sin-plutônica e, portanto, a idade dos diques deve ser a mesma obtida nos granitos da Suíte Granítica Dom Feliciano. Através de evidências de contemporaneidade entre o magmatismo dos diques félsicos e máficos e pelo seu caráter tardio em relação às suítes graníticas mais jovens do Batólito Pelotas, Zanon *et al.* (2005) sugerem que estes dois tipos de magmatismo da região de Piratini foram gerados em ambiente intra-placa.

No domínio sudoeste, na região de Herval-RS, ocorrem os únicos registros de manifestações vulcânicas do Batólito Pelotas, representados por depósitos efusivos e piroclásticos, distribuídos em duas feições geomorfológicas de destaque: Cerro Chato e Cerro Partido. O Cerro Chato é constituído por depósitos piroclásticos e efusivos. A sequência piroclástica é caracterizada por ignimbritos com elevado grau de soldagem e com predomínio da fácies enriquecidas em cristais. Subordinadamente ocorrem ignimbritos ricos em líticos. Os depósitos efusivos são caracterizados por derrames riolíticos de textura porfírica, com fenocristais de quartzo e feldspatos, envoltos por matriz afanítica hemicristalina. Estruturas de fluxo subverticais são comuns, e em algumas porções a rocha mostra-se holohialina com notável textura esferulítica. O Cerro Partido é caracterizado por um corpo subvulcânico, alongado na direção NE-SW. É constituído por rochas riolíticas, com textura equigranular fina a glomeroporfírica, com fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, envoltos por uma matriz equigranular fina, composta de plagioclásio, quartzo e K-feldspato (Sommer *et al.*, 2012; Noll Filho *et al.*, 2012).

2.2. RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS SUPERFICIAIS.

Reservatórios magmáticos superficiais são aqueles localizados na porção superior da crosta terrestre, por vezes a profundidades inferiores a 1000 metros. Geralmente estão associados a magmas extremamente viscosos, de composição intermediária a ácida, sendo assim de difícil escoamento em comparação a magmas máficos, de menos viscosidade e conseqüentemente maior mobilidade.

As estruturas vulcânicas produzidas pelo escoamento de reservatórios magmáticos superficiais possuem características que os distinguem de estruturas formados a partir de reservatórios profundos, visto que, a energia necessária para desencadear a erupção se origina por processos distintos.

Os processos mais importantes estão relacionados a liberação repentina da pressão confinante, favorecendo a separação da fase volátil. Por esta razão os processos de fragmentação e vesiculação desempenham um papel importante durante a erupção, ao contrário de erupções provenientes de reservatórios mais profundos, em que estes processos praticamente inexistem. (Llambías *et al.*, 2008).

A quantidade de voláteis dissolvidos no magma afeta não somente a viscosidade e as temperaturas de solidificação e de fusão dos magmas, mas também a natureza das erupções vulcânicas, em termos de serem explosivas ou não explosivas (Cas & Wright, 1987). Segundo Jaupart (2000), quem dita o quanto de uma dada espécie química pode estar dissolvida em um líquido em determinadas condições é a solubilidade, e para cada espécie volátil a solubilidade é uma função da composição do magma, temperatura e pressão. Já que a maioria dos magmas se encontra próximo de seu *liquidus* é mais simples pensar na solubilidade em função da composição e da pressão. Para uma certa composição, portanto, pode-se pensar apenas em termos de pressão. Na maioria dos casos, os magmas encontram-se subsaturados em voláteis e atingem o limiar de saturação ao longo de sua ascensão, de modo que o teor inicial de voláteis é igual ao limite de solubilidade. Com a diminuição da pressão abaixo deste limiar, o magma torna-se supersaturado, de maneira que as espécies voláteis não conseguem permanecer em solução e começam a originar fases separadas como bolhas (Jaupart, 2000).

O excesso de pressão exercido pela concentração de voláteis permite superar a pressão litostática promovendo a formação de fraturas seguida pela extrusão altamente explosiva (Llambías *et al.*, 2008). A violenta descompressão do reservatório magmático produz de maneira imediata a supersaturação em água, gerando uma fase vapor independente que se separa do material fundido formando bolhas. A viscosidade do magma sendo alta faz com que as pressões internas dessas bolhas aumentem. Quanto maior a resistência do magma, maior o caráter explosivo do fraturamento do mesmo, sendo este processo denominado fragmentação e dá lugar a uma suspensão consistente de partículas vítreas, gás e partículas sólidas já existentes na câmara magmática (Fig. 4). Esta erupção libera para a superfície fragmentos juvenis (originados do próprio magma), conatos

(originados da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas anteriormente formadas), acessórios (originados a partir da fragmentação da rocha encaixante ejetados durante a erupção) ou acidentais (clastos englobados aleatoriamente durante o transporte).

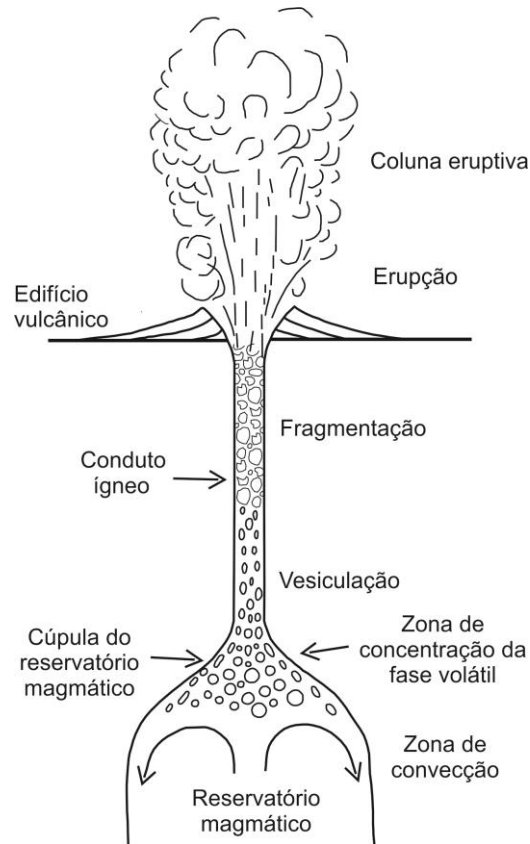


Figura 4 - Morfologia de um sistema vulcânico a partir de um reservatório magmático superficial (modificado de Llambías *et al.*, 2008).

Com o término do período explosivo, e esgotada a capacidade de vesiculação e fragmentação, a erupção não necessariamente cessa. A atividade vulcânica pode prosseguir através de magmatismo não fragmentado, dando início à erupção de lavas empobrecidas em voláteis que, devido a alta viscosidade do sistema, dificilmente fluem por longas distâncias em relação a sua fonte alimentadora (± 6 km) (Llambías *et al.*, 2008).

Erupções geralmente ocorrem de maneira cíclica ao longo do tempo geológico e suas variações durante cada ciclo de atividade vulcânica (piroclástico-explosivo/derrames de lavas em regimes efusivos) explicam-se pelas fraturas formadas no sistema vulcânico durante a fase explosiva que acabam por aumentar de forma considerável a permeabilidade do sistema, permitindo o escape de gases, e conseqüentemente a diminuição da pressão interna do sistema (Jaupart y Allègre, 1991; Jaupart *et al.*, 1998). Esta ciclicidade dos regimes eruptivos acaba por gerar

terrenos vulcânicos com uma ampla variedade litológica. As manifestações efusivas são representadas por fluxos de lava e domos, por vezes acompanhados de corpos intrusivos sin-vulcânicos (diques, soleiras e criptodomos), já os episódios explosivos podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários (*sensu* McPhie *et al.*, 1993): depósitos de fluxo (fluxo de púmices – ignimbrito; de bloco-e-cinza – *block and-ash* e de fluxo de cinzas e escórias), depósitos tipo surge (*base surge*, *ash-cloud surge* e *ground surge*) e depósitos de queda. Depósitos de fluxo e depósitos do tipo *surge* fazem parte de um processo contínuo denominado de corrente de densidade piroclástica (*pdc - pyroclastic density currents*; *cf.* Branney & Kokelaar, 2002). Todos estes produtos, quando depositados de forma não consolidada podem se acumular essencialmente ao longo dos flancos de edifícios vulcânicos e sofrer deslocamento durante ou após a erupção, sem modificar sua identidade original, gerando desta forma os depósitos vulcanoclásticos ressedimentados. Ainda ocorrem os depósitos sedimentares vulcanogênicos, muito semelhantes aos anteriores, porém, formados necessariamente a partir da ação intempérica e da erosão de terrenos vulcânicos pré-existentes (Fig. 5).

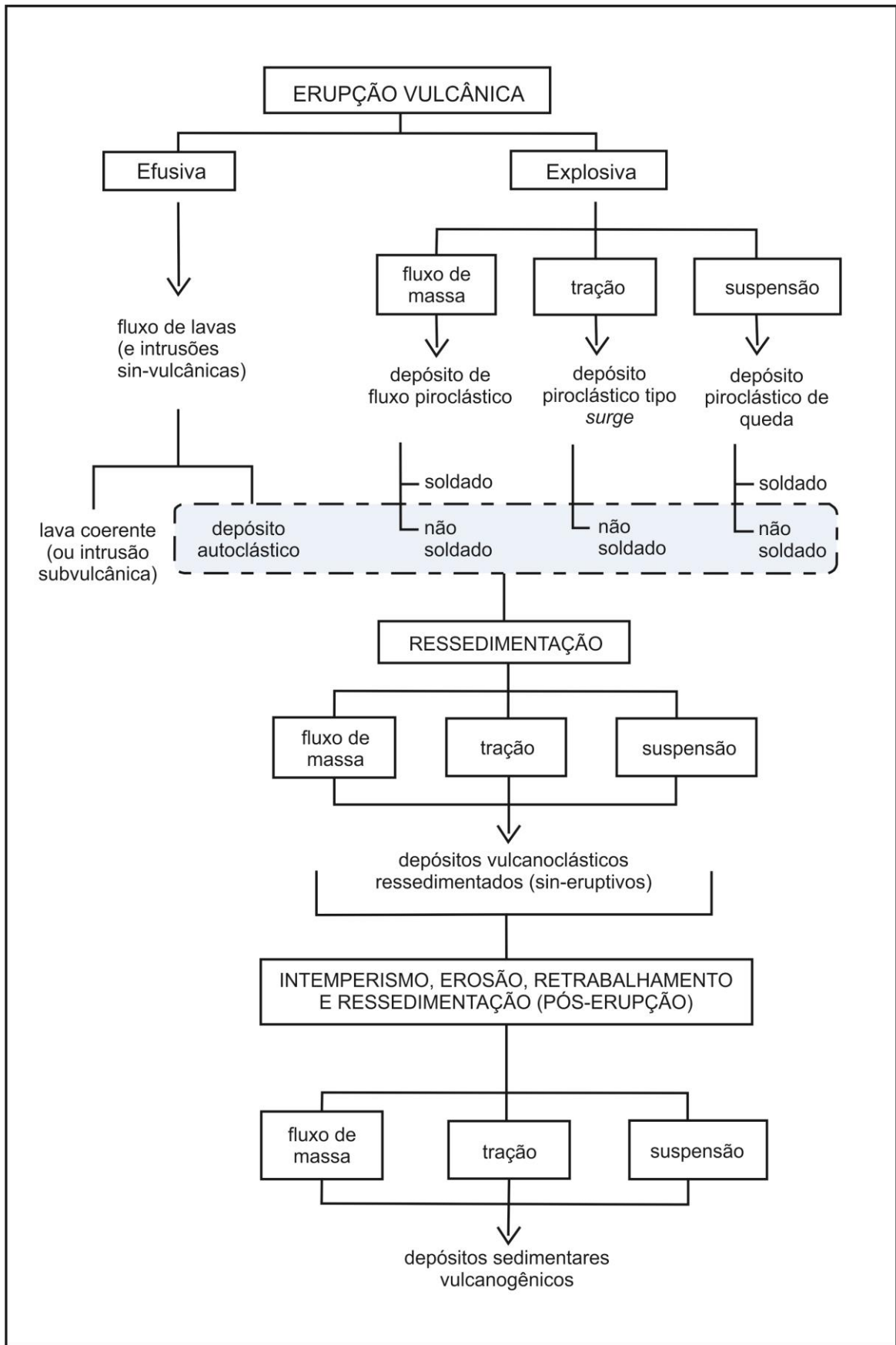


Figura 5 - Classificação genética dos depósitos Vulcânicos (modificado de McPhie *et al.*, 1993). Mecanismos de transporte e seus depósitos.

3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen, A.S.R.; Morgan, D.J.; Wilson, C.J.N.; Millet, M.A., 2013. From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contrib. Mineral Petrol.*, 166: p. 143 - 164.

Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Philipp, R.P.; Robaina, L.E.S.; Pintaúde, D.A., 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, região de Torrinhas, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.XIII, 31: p. 59-72.

Almeida, E.S.; Abreu de Castilhos, J.J.; Simon A.F.; Avila, E.L.; Aumond, J. J.; Pinto, N.L. C.; Dal Santo, N.A & Infante, N., 1991. Observações geomorfológicas na Praia do Forte - Ilha de Santa Catarina, Município de Florianópolis – SC. *GEOSUL*, 11: p. 38-54.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y., 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. *In: O Pré-cambriano do Brasil*, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.

Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24 (5): p. 439–442.

Bachmann, O.; Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45: p. 1565-1582.

Bachmann, O.; Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49: p. 2277 - 2285.

Bachmann, O.; Dungan, M.A., Lipman, P.W., 2002. The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado; rejuvenation and eruption of an upper crustal batholith. *Journal of Petrology*, 43: p. 1469-1503.

Bailey, D.K., 1974. Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanic rocks: a review. *Bulletin of Volcanology* 38 (2): p. 637–652.

Barth, T.F.V., 1945. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks: *Skrifter Det Norske Vid.-Akad. i Oslo. I. I]lat.- Naturv. kl*, 9: 103 pp.

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: p. 184-187.

Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), p. 3-16.

Branney, M. J.; Kokelaar, B. P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London, 152p.

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

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Brueseke, M.E.; Ellis, B.S., 2012. Messing up the mush model? Single crystal constraints from the Miocene Jarbidge Rhyolite (USA). *Am. Geophys. Union Fall Meeting 2012* (abstract #V43D-2894).

Cameron, K.L.; Cameron, M., 1986. Geochemistry of quartz-normative igneous rocks from the Chinati Mountains and Terlinga areas, west Texas--a comparison with Cenozoic volcanic rocks from Chihuahua and Baja California Sur, Mexico. *University of Texas Guidebook, Bureau of Economic Geology*, 23: p. 143-163.

Campbell, M.E.; Hanson, J.B.; Minarik, W.G.; Stix, J., 2009. Thermal history of the Bandelier magmatic system: evidence for magmatic injection and recharge at 1.61 Ma as revealed by cathodoluminescence and titanium geothermometry. *Journal of Geology*, 117: p 469 - 485.

Cathey, H.E.; Nash, B.P., 2004. The Cougar Point Tuff: implications for thermochemical zonation and longevity of high-temperature, large-volume silicic magmas of the Miocene Yellowstone Hotspot. *Journal of Petrology*, 45: p. 27 - 58.

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.

Cooper, G.F.; Wilson, C.J.N.; Millet, M.A.; Baker, J.A.; Smith, E.G.C., 2012. Systematic tapping of independent magma chambers during the 1 Ma Kidnappers supereruption. *Earth Planet. Sci. Lett.* 313 - 314, 23 - 33.

Collins, W.J.; Beams, S.D.; White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80 (2): p. 189–200.

Collins, W.J.; Wiebe, R.A.; Healy, B.; Richards, S.W., 2006. Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacrystic Kamberuka Suite, Australia. *Journal of Petrology*, 47: p. 2073–2104.

Cordani, U.G.; Halpern, M.; Berenholc, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha de Porto Alegre. In: Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim. Brasília, DNPM, p. 70-84.

Costa, A., 1997. Teste e modelagem geofísica das associações litotêctônicas pré- cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense. Porto Alegre. 2v., 257p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências, UFRGS .

Deering, C.D.; Bachmann, O., 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297: p. 324 - 331.

Eby, G.N., 1979. Mount Johnson, Quebec - An example of silicate-liquid immiscibility?. *Geology*, 7: p. 491 - 494.

Eichelberger, J.C.; Chertkoff, D.G.; Dreher, S.T.; and Nye, C.J. 2000. Magmas in collision: rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology* 28: p. 603–606.

Ellis, B.S; Barry, T.L.; Branney, M.J.; Wolff, J.A.; Bindeman, I.; Wilson, R.; Bonnicksen, B., 2010. Petrologic constraints on the development of a large-volume, high temperature silicic magma system: the Twin Falls eruptive centre, central Snake River Plain. *Lithos* 120: p. 475 - 489.

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Kraemer, G.; Scherer, C.M.; Menegat, R., 1992. Granitóides precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Pesquisas*, 19 (2): p. 197-218

Ferriz H.; Mahood G.A., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcaucic Belt. *Journal of Petrology*, 28: p. 171-209.

Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso-Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro De Geologia, 34, Goiânia. Anais. Goiânia, SBG, 3: p. 1322-1343.

Frantz, J. C. & Remus, M. V. D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais, 2: p.931-947.

Glazner, A. F.; Coleman, D. S.; Bartley, J. M., 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, 36: p. 183 - 186.

Greene, R. C., 1973. Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon. U.S.G.S Professional Paper, 797.

Gualda, G. A. R.; Ghiorso, M. S., 2013. The Bishop Tuff giant magma body: an alternative to the Standard Model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166: p. 755 - 775.

Halliday, A.N.; Fallick, A.E.; Hutchinson J.; Hildreth W., 1984. A Nd, Sr and O isotopic investigation into the causes of chemical and isotopic zonation in the Bishop Tuff, California. *Earth Planet Sci Lett*, 68: p. 379-391.

Halliday, A.N.; Mahood, G.A.; Hildreth, W.; Holden, P.; Stephens, W.E., 1987. Isotopic constraints on mechanisms of production and contamination of silicic magmas. Abs Symposium on the Origin of Granites. Proc. Royal Soc. Edinburgh and Royal Soc. London, p 33.

Harper, B.E.; Miller, C.F.; Koteas, G.C.; Cates, N.L.; Wiebe, R.A.; Lazzareschi, D.S.; Cribb, J.W., 2004. Granites, dynamic magma chamber processes and pluton construction: the Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Nevada, USA. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 95: p. 277–295.

Hartmann, L.A.; Chemale, F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. 50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Comunicação e Identidade. p.97-123.

Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829 e 844.

Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.L.; Remus, M.V.D.; Lima, E.F.; Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas*, 26: p. 45-63.

Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research* 19: p. 84 - 99.

Hervig, R. L.; Dunbar, N. W., 1992. Cause of chemical zoning in the Bishop (California) and Bandelier (New Mexico) magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 111: p. 97- 108.

Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geological Society of America Special Paper*, 180, p. 43-76.

Hildreth, W., 1987. New perspective on the eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *Bull. of Volcanol.*, 49: p. 680-693.

Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, no. 3-4, p. 169-198.

Hildreth, W.; Wilson, C. J. N., 2007. Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48: p. 951 - 999.

Issler, R. S.; Roisenberg, A., 1972. Lamprófiro das proximidades do Cerro Tupancí, Quadrícula Arroio São Sepé, Município de São Sepé, Rio Grande do Sul. *Revista Pesquisas*, 1: p.43-50.

Jackson S.; Pearson N.J.; Griffin W.L; Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*,. 211: p. 47-69.

Janoušek, V.; Erban, V.; Farrow, C. M. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (gcdkit). *J Petrol* 47: p. 1255–1259.

Jaupart, C., 2000. Magma Ascent at Shallow Levels. *In: Sigurdsson, H. (Ed.). Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p. 237-245.

Jaupart, C.; Allègre C. J.. 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 102: p. 413-429.

Jaupart, C.; Mareschal, J.C.; Guillou-Frottier, L.; Davaille, A., 1998. Heat flow and thickness of the lithosphere in the Canadian shield. *J. Geophys. Res.* 103: p. 15269-15286.

Jost, H. H., 1984. Província Mantiqueira - Setor meridional. *In: F. H. Almeida, O Pré- Cambriano do Brasil* (pp. 345-367). São Paulo, Brasil: Edgard Blucher.

Jost, H.; Bitencourt, M. F., 1980. Estratigrafia e Tectonica de uma fração da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4 p: 27-60.

Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40: p. 688 - 705.

Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field: *Geosphere*, 3: p. 423-70.

Llambías, E. J., 2008. *Geología de los cuerpos ígneos* (3 ed.). Buenos Aires, Instituto Salesiano de Artes Gráficas, 222p.

Loiselle, M.C.; Wones D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: p. 468.

Mahood, G.A.; Hildreth, W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11: p. 722-726.

Mason, B.G.; Pyle, D.M.; Oppenheimer, C., 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth: *Bulletin of Volcanology*, 66: p. 735 – 748.

McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 197p.

Miller, C.F.; Miller, J.S. 2002. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. *Lithos*, 61: p. 209–224.

Moll-Stalcup, E.J., 1987. The petrology and Sr and Nd isotopic characteristic of five Late Cretaceous-early Tertiary volcanic fields in western Alaska: unpublished Ph.D. thesis, Stanford University, 310 p.

Noll Filho, R. J., 2014. *Geologia e petrologia das rochas riolíticas da região do Cerro Chato, Herval, RS. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*

Noll Filho, R. J., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P. & Oliveira, D. S. 2012. Faciologia e petrografia das rochas vulcânicas na região do Cerro Chato (Município de Herval), extremo sul do Brasil. *In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG – Núcleo São Paulo, 2012. V. CD.*

Novak, S.M.; Mahood, G.A., 1986. Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash caldera, Nevada Contributions to Mineralogy and Petrology, 94:p. 352-373.

Oliveira, D.S., 2012. Geologia e petrologia das rochas riolíticas do Cerro Ana Dias, região de Quitéria, sudeste do RS. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Oliveira, D.S.; Sommer, C.A.; Philipp, R.P.; Lima, E.F.; Basei, M.A.S., 2015. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated to the Neoproterozoic Batholith Pelotas, Southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 63: p. 84 - 100.

Oliveira, L.D.; Koester, E.; Soliani Jr., E., 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. Geochimical Brasiliensis, Brasil, v. 15, n. 1/2, p. 65-92.

Philipp, R.P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255p.

Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Machado, R., 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. 50 Anos de Geologia, Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS, 1: p. 59-77.

Philipp, R.P.; Hartmann, L.A.; Chemale Jr., F., 2009. Significado Geotectônico das unidades Paleoproterozoico de Escudo Sul-Rio-Grandense. Simpósio anos de Geocronologia do Brasil, USP, Instituto de Geociências, Boletim de Resumos Expandidos: p. 283-285.

Philipp, R.P.; Machado, R., 2002. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. Revista Brasileira de Geociências, 31(3): p. 257-266.

Philipp, R.P.; Machado, 2005. The late neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 19: p. 461-478.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozoico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. Revista Brasileira de Geociência, 32(2): p. 277-290.

Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S., Machado, R., 1998. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. Contribuição

ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Bahia, Publicação Especial nº5, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, p. 129-152.

Philipp, R.P.; Massone, H.; Campos, R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24.

Philipp, R.P.; Nardi, L.S.V.; Bitencourt, M.F.S., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS. p.133-160.

Philipp, R. P.; Pimentel, M. M.; Chemale Jr., F., 2016. Tectonic evolution of th Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationship and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46: p. 83-104.

Philpotts, A.R., 1976. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.*, 276: p. 1147 - 1177.

Picada, R. S., 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense: caracterização dos sistemas de falhas. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 25, São Paulo, *Anais*, 1: p.167-191.

Schuraytz, B. C.; Vogel, T. A.; Younker, L. W., 1989. Evidence for dynamic withdrawal from a layered magma body: the Topopah Spring Tuff, southwestern Nevada. *J. Geophys. Res.* 94: p. 5925 - 5942.

Shaw, H. R.; Smith, R. L.; Hildreth, W., 1976. Thermogravitational mechanisms of chemical variations in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.* 8, 1102.

Shukowsky, W. & Mantovani, M. S. M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Revista Brasileira de Geociências*, 19: p.275-287.

Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Baitelli, R., 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-riograndense, parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 161-174.

Soliani Jr., E., 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 425 p.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Philipp, R.P.; Noll Filho, R.J.; Oliveira, D.S., 2012. Sistemas vulcânicos e sub-vulcânicos riolíticos associados ao Batólito Pelotas, porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: dados preliminares. *In: 46 Congresso*

Brasileiro de Geologia, Santos. Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG – Núcleo São Paulo. V. CD.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting: *Revista Geologica de Chile*, 31: p. 161 – 206.

Streck, M.J., 2014. Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284: p. 79 - 94.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon. *Bull. Volcanol.* 57: p. 151 - 169.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 1997. Compositional gradients and gaps in high-silica rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon. *Journal of Petrology*, 38: p. 133 - 163.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 2008. Phenocryst-poor-rhyolites of bimodal, tholeiitic provinces: the Rattlesnake Tuff and implications for mush extraction models. *Bull. Volcanol.* 70: p. 385 - 401.

Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL. Relatório Interno.

Turner, S.P.; Foden, J.D.; Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos* 28: p. 151-179.

UFRGS 2006. Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas, colorido, escala 1:25 000.

UFRGS 2007. Mapeamento Geológico de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Herval – SH22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 1º vol., 2 mapas, colorido, escala: 1:25 000.

UFRGS 1978. Projeto: Quitéria – Serra do Herval: Geologia da Faixa III. Porto Alegre. 110 p. *Trabalho de Graduação em Geologia*. RS, Porto Alegre. 1 mapa, color., escala: 1:25.000.

Verma, S.P., 1983. Strontium and neodymium isotope geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Gulf of California. *Chemical Geology*, 41: p. 339 - 356.

Wallace, P. J.; Anderson, A. T.; Davis, A. M., 1999. Gradients in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large volume silicic magma system: interpreting the record

preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104: p. 20,097 - 20,122.

White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1983. Granotoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*, 159: p. 21 - 34.

Wiebe, R.A.; Blair, K.D.; Hawkins, D.P.; and Sabine, C.P., 2002. Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114: p. 909–920.

Wilcock, J.; Goff, F.; Minarik, W.G.; Stix, J., 2013. Magmatic recharge during the formation and resurgence of the Valles Caldera, New Mexico, USA: Evidence from quartz compositional zoning and geothermometry . *Journal of Petrology*, 54: p. 635 - 664.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin, Springer, 466p.

Wolff, J.; Ramos, F.C., 2013. Processes in caldera-forming high-silica rhyolite magma: Rb-Sr and Pb isotope systematics of the Otowi member of the Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico, USA. *Journal of Petrology*, 55: p. 345 - 375.

Wolff, J.; Ramos, F.C.; Olin, P.H., 2012. Compositional zoning in high-silica rhyolite tuffs. *Am. Geophys Union, Fall Meeting 2012 (abstract #V43D-2888)*.

Zanon, C.; Machado, R.; Philipp, R.P., 2006. Petrologia e geoquímica dos diques félsicos e máficos associados ao Batólito Pelotas na região de Piratini, RS. *Revista Brasileira de Geociência*, 36(1): p. 23-34.

Zanon, C., 2005. *Petrografia, química mineral e geoquímica dos enxames de diques e suas encaixantes nas regiões de Piratini e Pinheiro Machado, RS. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 270 p.*

III - ARTIGO SUBMETIDO: Confirmação de Submissão


[Start New Submission](#)
[Click here to view your submissions with a final decision](#)

My Submissions with Journal (1)

THE HIGH-SILICA EDIACARAN VOLCANISM IN THE DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL

Current status: With Editor (10/May/2017)

VOLGEO_2017_164

Editor: Kelly Russell

Article Type: Research Paper

Initial submission: 09/May/2017

Manuscript Details

Manuscript number	VOLGEO_2017_164
Title	THE HIGH-SILICA EDIACARAN VOLCANISM IN THE DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL
Article type	Research Paper

Abstract

The Cerro Chato region is located in the southern portion of Rio Grande do Sul and is characterized by associations of acid volcanic and subvolcanic rocks, whose magmatism has been related to the later Pelotas Batholith suites from the Dom Feliciano Belt. The volcanites of the region are affected by NW and NE faults and are grouped into two geomorphologically distinct features: Cerro Chato and Cerro Partido. Cerro Chato is represented by ignimbrites that occur in two main facies: lithic-rich ignimbrites and crystal-rich ignimbrites. They are poorly selected and consist of lapilli-sized pyroclasts in a tuffaceous matrix. The lithoclasts rich facies is characterized by cognate fragments of rhyolites and ignimbrites and, occasionally, accidental fragments. The crystal-rich ignimbrites are characterized by the abundance of crystal fragments and phenocrysts of K-feldspar and quartz. Both facies present eutaxitic texture and an ash-sized vitroclasts matrix. Hemi-crystalline rhyolitic flows represent effusive events, with porphyritic texture, flow structures and spherulites. Cerro Partido is characterized by a subvolcanic body, elongated in the NE-SW direction, of approximately 8 km long by 0.7 km wide. It consists of rocks with porphyritic texture, composed of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts, within a fine quartz-feldspathic equigranular matrix. Through geochemical data the rhyolitic volcanites were characterized as high-silica type rhyolites, correlated to the alkaline series, but close to the limit of the sub-alkaline series; they present metaluminous to peraluminous character and high contents of alkalis, FeO_t / FeO_t + MgO and apgaitic index. The Cerro Partido rhyolites were classified as high-Ti with higher CaO, P₂O₅, FeO_t, MgO and K₂O contents than the Cerro Chato low-Ti rhyolites. The rhyolites REE pattern is slightly enriched in LREE in relation to the HREE and has a strong negative Eu anomaly, typical of metaluminous and highly differentiated alkali systems. The chemical characteristics are similar to those of A type granitic magmatism, related to post-collisional environments. U-Pb geochronological dating indicates an age of 561 ± 2 Ma for the rhyolites of Cerro Partido, suggesting contemporaneity with the granitoids associated to the Dom Feliciano suite. The zircon U-Pb isotopic dating of the Cerro Chato rhyolites indicates an age of 630.4 ± 2.8 Ma. These ages are in agreement with those obtained in the volcanic clasts at the base of the Maricá formation, which may indicate a possible relationship between the volcanites of the Cerro Chato with the initial sin-sedimentary volcanism of the Camaquã Basin.

Keywords	Post Collisional; Neoproterozoic; Rhyolites; Petrology; Geochronology.
Corresponding Author	Roberto Jacques Noll Filho
Corresponding Author's Institution	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Order of Authors	Roberto Jacques Noll Filho, Carlos Augusto Sommer, Evandro Fernandes de Lima, Ruy Paulo Philipp, Miguel Basei
Suggested reviewers	Dougal Jerram, Jose Arnosio, Breno Waichel, Rossana Muzio

Submission Files Included in this PDF

File Name [File Type]

[Cover letter Roberto et al. 2017.docx \[Cover Letter\]](#)
[Roberto J. Noll Filho Paper 2017.docx \[Manuscript File\]](#)

To view all the submission files, including those not included in the PDF, click on the manuscript title on your EVISE Homepage, then click 'Download zip file'.

THE HIGH-SILICA EDIACARAN VOLCANISM IN THE DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL

Roberto J. Noll Filho¹, Carlos A. Sommer², Evandro F. de Lima², Ruy P. Philipp², Miguel A. S. Basei³

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS; ²Instituto de Geociências, UFRGS;

³Centro de Pesquisas em Geocronologia (CPGEO), Instituto de Geociências, USP.

Abstract: The Cerro Chato region is located in the southern portion of Rio Grande do Sul and is characterized by associations of acid volcanic and subvolcanic rocks, whose magmatism has been related to the later Pelotas Batholith suites from the Dom Feliciano Belt. The volcanites of the region are affected by NW and NE faults and are grouped into two geomorphologically distinct features: Cerro Chato and Cerro Partido. Cerro Chato is represented by ignimbrites that occur in two main facies: lithic-rich ignimbrites and crystal-rich ignimbrites. They are poorly selected and consist of lapilli-sized pyroclasts in a tuffaceous matrix. The lithoclasts rich facies is characterized by cognate fragments of rhyolites and ignimbrites and, occasionally, accidental fragments. The crystal-rich ignimbrites are characterized by the abundance of crystal fragments and phenocrysts of K-feldspar and quartz. Both facies present eutaxitic texture and an ash-sized vitroclasts matrix. Hemi-crystalline rhyolitic flows represent effusive events, with porphyritic texture, flow structures and spherulites. Cerro Partido is characterized by a subvolcanic body, elongated in the NE-SW direction, of approximately 8 km long by 0.7 km wide. It consists of rocks with porphyritic/glomeroporphyritic texture, composed of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts, within a fine quartz-feldspathic equigranular matrix. Through geochemical data the rhyolitic volcanites were characterized as high-silica type rhyolites, correlated to the alkaline series, but close to the limit of the sub-alkaline series; they present metaluminous to peraluminous character and high contents of alkalis, $FeO_t / FeO_t + MgO$ and agpaitic index. The Cerro Partido rhyolites were classified as high-Ti with higher CaO, P_2O_5 , FeO_t , MgO and K_2O contents than the Cerro Chato low-Ti rhyolites. The rhyolites REE pattern is slightly enriched in LREE in relation to the HREE and has a strong negative Eu anomaly, typical of metaluminous and highly differentiated alkali systems. The chemical characteristics are similar to those of A type granitic magmatism, related to post-collisional environments. U-Pb geochronological dating indicates an age of 561 ± 2 Ma for the rhyolites of Cerro Partido, suggesting contemporaneity with the granitoids associated to the Dom Feliciano suite. The zircon U-Pb isotopic dating of the Cerro Chato rhyolites indicates an age of 630.4 ± 2.8 Ma. These ages are in agreement with those obtained in the volcanic clasts at the base of the Maricá formation, which may indicate a possible relationship between the volcanites of the Cerro Chato with the initial sin-sedimentary volcanism of the Camaquã Basin.

Keywords: rhyolites, ignimbrites, high-silica, Ediacaran, petrology

1. INTRODUCTION

High-silica rhyolitic systems represent highly differentiated magmas characterized by $\text{SiO}_2 > 73\%$ and very low contents of some elements, mainly Mg, Sr and Ba (Mahood & Hildreth, 1983; Mahood & Halliday, 1988). These systems are related to some of the highest volcanic eruptions and their great diversity of effusive and pyroclastic products (Mason *et al.*, 2004; Hildreth *et al.*, 1991; Stern, 2004). High-silica rhyolites can occur in the volcanic record as a glassy matrix, glass inclusions and whole rocks, and deposits formed from bigger eruptions are typically characterized by one or more of these components (e.g., Fish Canyon Tuff - Bachmann *et al.* 2002; Bishop Tuff - Hildreth 1979; Wallace *et al.* 1999).

Origin and evolution aspects about the high-silica magmas remain in permanent debate (e.g. Barth 1945; Greene, 1973; Bailey 1974; Philpotts, 1976; Shaw *et al.*, 1976; Eby, 1979; Loiselle & Wones, 1979; Hildreth, 1979; Collins *et al.* 1982; Verma, 1983; White & Chappell, 1983; Halliday *et al.*, 1984; Novak & Mahood, 1986; Cameron & Cameron, 1986a; Halliday *et al.*, 1987; Hildreth, 1987; Moll-Stalcup, 1987; Whalen *et al.*, 1987; Ferriz & Mahood, 1987; Schuraytz *et al.*, 1989; Wilson, 1989; Hervig & Dunbar, 1992; Turner *et al.*, 1992; Streck & Grunder, 1995; Streck & Grunder, 1997; Eichelberger *et al.* 2000; Miller & Miller, 2002; Wiebe *et al.* 2002; Bachmann & Bergantz, 2004; Cathey & Nash, 2004; Harper *et al.* 2004; Hildreth, 2004; Collins *et al.* 2006; Vernon & Paterson 2006; Dethier *et al.*, 2007; Hildreth & Wilson, 2007; Lipman, 2007; Bachmann & Bergantz, 2008; Glazner *et al.* 2008; Streck & Grunder, 2008; Campbell *et al.*, 2009; Deering & Bachmann 2010; Ellis *et al.*, 2010; Thomas *et al.* 2010; Cooper *et al.*, 2012; Wolff *et al.*, 2012; Gualda & Guiorso 2013; Wilcock *et al.*, 2013; Wolff & Ramos, 2013; Streck, 2014).

Constraining the conditions of generation, fractionation and crystallization of these magmas can also help to elucidate the possible connections between volcanic and plutonic systems. Recently, models based on granitic mush were proposed by Wolff *et al.* (2012) and can be used to explain the eruptions of rhyolitic pyroclasts and lava flows. In general, the models could explain the formation of these volcanic rocks from a complete remobilization of the plutonic body (Brueseke & Ellis, 2012; Allen *et al.*, 2013), or a partial and continued remobilization. In the last case, the process starts during remobilization, in which the interstitial rhyolitic melt separates early and is followed by continued remobilization of the remaining mush (Wolff *et al.*, 2012; Wolff & Ramos, 2013). From these processes, different high-silica melts could be generated, resulting in compositionally zoned rhyolitic lava flows and ignimbrites.

In southernmost Brazil shield areas, magmatic rocks are well exposed, and most of them were formed during the Brasiliano Orogeny. This period involved the subduction of oceanic crust (800–700 Ma) and collisional events between continents and magmatic arcs (ca. 700–500 Ma), leading to the consolidation of Pangea as a supercontinent (Brito Neves & Cordani 1991; Brito Neves *et al.* 2014).

The post-collisional stage in the eastern portion of this region is marked by the Southern Brazilian Shear Belt (SBSS; Bitencourt & Nardi 1993, 2000) with voluminous magmatism and high-silica rhyolites, which constitute the Pelotas Batholith (Phillip *et al.*, 2000) (Fig. 1). This unit is characterized by syntranscurrent, high-K, calc-alkaline granitoids and leucocratic peraluminous granites, in addition to granitoids with shoshonitic affinity and eventually to late- to post-transcurrent, dominantly metaluminous alkaline granites. The majority of granitoid types are associated with the basic magmatism represented by mafic components in comingling systems and mafic microgranular enclaves.

High-silica rhyolitic volcanic and subvolcanic rocks of the Pelotas Batholith are genetically related to a more differentiated granitic suite (Dom Feliciano Suite - 550-570 Ma) (Almeida *et al.*, 1991; Fragoso Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 1998; Philipp *et al.*, 2000; Zanon *et al.*, 2006; Oliveira *et al.* 2015). According to Sommer *et al.* (2012), these rhyolitic systems are geographically associated with three domains of the Pelotas Batholith, which are typically parallel to NE-SW structures: the southwest, central and northeast domains (Fig. 1).

The southwest domain includes effusive and pyroclastic high-silica rhyolitic rocks that form two prominent geomorphological features: Cerro Chato and Cerro Partido; these deposits can be considered unique volcanic *strictu sensu* records in the Pelotas Batholith. It is located close to the Herval town and is bounded by the meridians 53°18'W and 53°30'W, and parallels 31°51'S and 31°57'S (Fig. 1).

In this article, we present the results of an integrated volcanic stratigraphic, petrographic, geochemical, and geochronological study performed on the high-silica volcanic rocks of the Cerro Chato Region, in order to hypothesize about its potential correlation with the most differentiated Ediacaran magmatism of the Pelotas Batholith and re-evaluate the evolution of the post-collisional magmatism in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil.

2. GEOLOGICAL SETTINGS

The Sul-Rio-Grandense Shield comprises the southern portion of Mantiqueira Province, a structural province that extends for about 3000 km-oriented NNE-SSW along the Atlantic coast, from Montevideo (Uruguay) to the south of Bahia (Fig 1A). Allied with Borborema, São Francisco e Tocantins Provinces, configures the Atlantic Shield (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Almeida & Hasui, 1984). It is composed of Mesoproterozoic and Neoproterozoic metamorphic/granitic rocks fragments from Nico Perez Terrane, interlayered and surrounded by Neoproterozoic associations of the Dom Feliciano Belt and record two main orogenic events in the Brasiliano Orogeny: Early Neoproterozoic accretion of the São Gabriel magmatic arc (850-680 Ma) and late Neoproterozoic collision of the Rio de La Plata and Kalahari cratons (~630-550 Ma) (Chemale Jr. 2000; Hartmann *et al.*, 2007, 2011).

The Dom Feliciano Belt (DFB) is a mobile belt formed during the Neoproterozoic to Eopaleozoic (Brasiliano-Pan African Orogenic Cycle) due to the amalgamation of the West Gondwana paleocontinent (Brito Neves *et al.*, 1999, 2014; Heilbron *et al.*, 2004; Fernandes *et al.*, 1995a; Hartmann *et al.*, 2007). It consists of four major associations (Fig. 1B), divided from west to east in: (i) the São Gabriel or Vila Nova juvenile accreted terrane, situated in the west portion of the Dom Feliciano Belt (Babinski *et al.*, 1996), which is represented mainly by ophiolites, calc-alkaline arc-related rocks, passive margin or back-arc sedimentation slices formed from 0.9 to 0.7 Ga (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2000); (ii) the NE-SW trending volcano-sedimentary association with Archean crustal blocks and Paleoproterozoic granite-gneisses (Hartmann *et al.*, 2000, 2001; Silva *et al.*, 2005), Mesoproterozoic (e.g. Gaucher *et al.*, 2010) and Neoproterozoic metavolcano-sedimentary sequences (Mallmann *et al.*, 2007) as part of the Brasiliano continental arc with septa of Archean to Mesoproterozoic basement rocks; (iii) granite-gneissic magmatic arch formed from 650 Ma to 540 Ma; (iv) pre-, syn- and post-collisional granite, gneisses and migmatites, 780–750 Ma tonalitic xenoliths and septa- of Paleoproterozoic basement rocks in the eastern portion of the Dom Feliciano Belt (Babinski *et al.*, 1997; Leite *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2005; Passarelli *et al.*, 2010). This magmatic arc is ca. 800 km long and 150 km wide, represented by the Florianópolis (Silva *et al.*, 2005), and Pelotas batholiths (Philipp & Machado, 2005), and Cuchilla Dionísio Terrane (Bossi *et al.*, 1998) exposed from Uruguay to southern Brazil (Rio Grande do Sul and Santa Catarina states).

The Pelotas Batholith is a multi-intrusive plutonic complex (Fragoso Cesar *et al.*, 1986) including granites, with subordinated gabbros and diorites, as well as rhyolitic to basaltic dikes swarms (Philipp & Machado 2005). It results from magmatic episodes linked with the post-collisional period, which is related to Late Neoproterozoic evolution in southern Brazil (Philipp *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000; Philipp & Machado, 2002, 2005; Bittencourt & Nardi, 2000; Nardi & Bittencourt, 2007; Philipp *et al.*, 2007, 2013) (Fig.1C). The magmas intruded in several stages, through the same structure associated with a lithospheric discontinuity, which was active between 650 and 550 Ma and is referred to as the South-Brazilian Shear Belt (Nardi & Bittencourt, 2007). The magmatism of the Pelotas Batholith represents an early generation of high-K calc-alkaline suites with metaluminous to peraluminous affinity, followed by alkaline magmatism and, finally, less voluminous peralkaline intrusions (Philipp & Machado 2005, Oliveira *et al.* 2015). Its internal structure is formed by granitic complexes and suites of which the oldest unit is the Quitéria Granite (650 Ma), followed by the Cordilheira Suite (640-620 Ma), Pinheiro Machado Complex, and the Viamão, Erval Suites (625-615 Ma), the Piquiri Suite (615-610 Ma), the Encruzilhada do Sul Suite (600-595 Ma), Dom Feliciano and the Itapuã suites (600-550 Ma) (Koester *et al.* 2001a, Frantz *et al.* 2003, Philipp *et al.* 2002, 2003, 2013).

The Dom Feliciano and Itapuã suites have considerable compositional, structural, and petrographic homogeneity with restricted microgranular enclaves. The main body of the Dom Feliciano Suite is lens-shaped, 180 km long and 15-45 km wide, with the main axis oriented toward N50°E. The syenogranites predominate over the alkali-granite, quartz syenite, and syenite. According to Philipp (1998) proposal, the petrographic and geochemical similarity of the most differentiated portion of this suite, compared with those of the rhyolite dykes in various regions of the batholith, suggests a genetic link between both. However, additional data are necessary to demonstrate their correlation.

Rhyolitic volcanic and subvolcanic systems occur in the Pelotas Batholith and are genetically related to a more differentiated granitic suite (Dom Feliciano Suite - 550-570 Ma) (Fragoso Cesar, 1991; Almeida *et al.*, 1991; Philipp *et al.*, 2000; Philipp *et al.*, 1998; Zanon *et al.*, 2006; Sommer *et al.* 2012; Oliveira *et al.* 2015). They are geographically associated with three domains of the Pelotas Batholith, which are typically parallel to NE-SW structures: the southwest, central and northeast domains (Sommer *et al.* 2012). The northeast domain presents acid subvolcanic rocks formally named as Ana Dias Rhyolite (ADR) and it consists of hypabyssal rocks that

compose a shallow body and metric-thick dykes (NNE-SSW). The central domain contains several swarms of meter-to decameter-thick acid dykes with the dominant orientation to N10°W and N-S (Asperezas Rhyolite; Piratini dyke swarm - Almeida *et al.*, 1990, 1991; Philipp *et al.*, 1991; Zanon *et al.*, 2006). They often intrude granitoids of the Dom Feliciano Suite and are occasionally affected by brittle-ductile shear zones (N40-50°E). The rhyolitic system that can be considered the unique volcanic deposit *strictu sensu* recorded in the Pelotas Batholith is located in the southwest domain. It includes effusive and pyroclastic deposits that form two prominent geomorphological features: Cerro Chato and Cerro Partido;

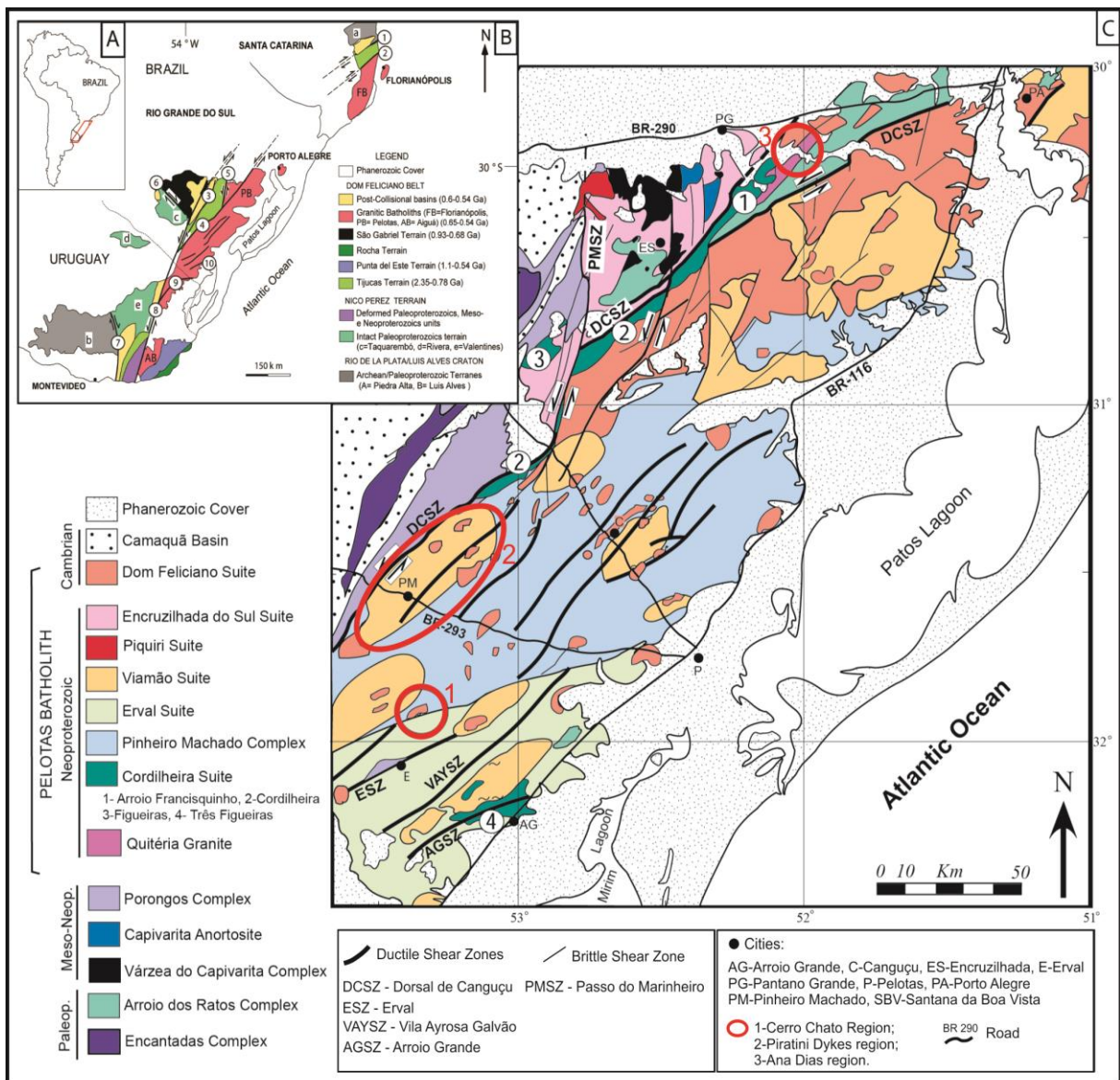


Figure 1 - (A) Location of the studied area; (B) Main tectonic units from southern Brazil and Uruguay. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandí del Yi, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Source: Philipp *et al.* (2012), after Hartmann *et al.* (2007) and Oyhantçabal *et al.* (2011); (C) Geological unit of Pelotas Batholith (after Philipp *et al.*, 2001), red circles mark the location of: 1-Cerro Chato region, 2-Piratini Dykes region and 3-Ana Dias region.

3. GEOLOGY OF THE CERRO CHATO AREA

The volcanic deposits of the Cerro Chato region occur as two prominent geomorphological features, Cerro Chato and Cerro Partido (Fig.2), both affected by NW and NE faults.

The Cerro Chato occurs in the NE portion of the study area, with approximately 22 km². It is morphologically defined as a dome with flattened tops, which consists of rhyolitic pyroclastic deposits at the base, followed by effusive deposits at the top of same composition. The pyroclastic rocks normally take place as sub-horizontal tabular layers and are characterized by welded ignimbrites, with dominant lapilli-sized terms and an incipient facies variation between lithic-rich and crystal-rich ignimbrites. The rhyolites represent the effusive fraction of the volcanism and occur as hemi-crystalline lava flows, in the form of domes. Porphyritic terms also occur, constituted by phenocrysts of quartz and alkali feldspar. Flow structures with high angle attitudes are predominant, though irregular attitudes are common.

The Cerro Partido comprises a sub-volcanic rhyolitic body, elongated in the NE-SW direction, with approximately 10 km long per 0.7 km wide, which occurs in the SW portion of the study area. It is mostly composed of porphyritic rocks with quartz and alkali feldspar phenocrysts, immersed in a fine equigranular matrix of same composition.

The basement in the Cerro Chato area consists of granitoids of the Pinheiro Machado Complex (Pelotas Batholith), and the contacts between Cerro Chato and the basement in the north are usually defined by faults or unconformities. The Cerro Partido sub-volcanic body has its northern contacts with Dom Feliciano Intrusive Suite (Pelotas Batholith) defined by faults. It is intrusive in the Pinheiro Machado Complex metagranitoids, in the Cerro Chato basal pyroclastic sequence and in the siltstones related to the Cerro Chato Sedimentary Sequence.

The Pinheiro Machado Complex (CPM) (Fragoso Cesar,1991) in the Cerro Chato area is characterized by metagranitoides and orthogneisses. The granitoids are porphyritic, mesocratic, with foliation marked by the orientation of porphyroclasts and matrix constituents. They include xenoliths and mega-xenoliths, dominantly of quartz-feldspathic gneisses with amphibolite facies metamorphism; the orthogneisses have granodioritic to monzogranitic composition and contain xenoliths and mega-xenoliths of diorite, tonalite, poly-deformed amphibolite and paragneiss of variable shapes and sizes.

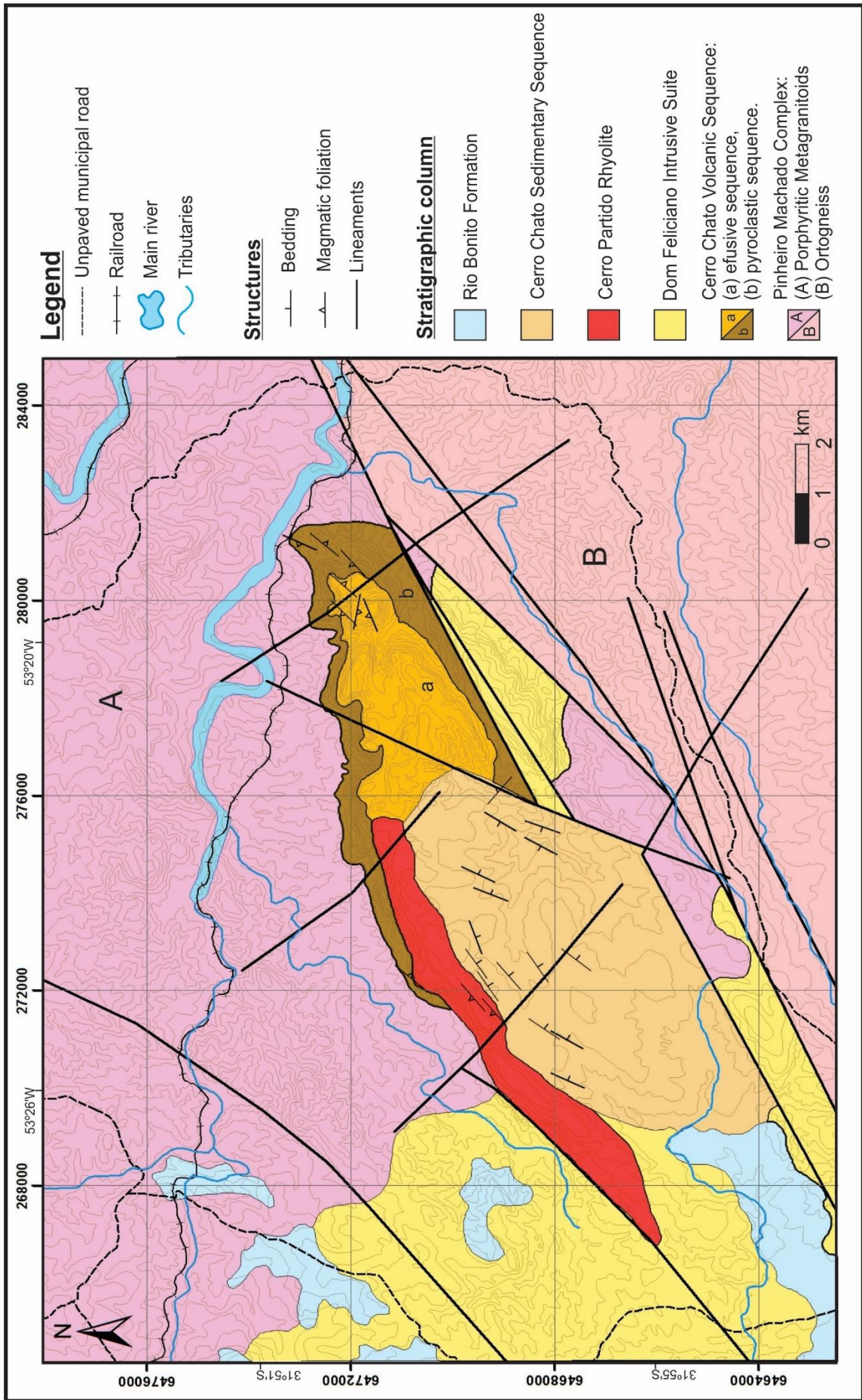


Figure 2 – Geological map of the Cerro Chato region (modified from Ramgrab & Wildner, 1999).

The Dom Feliciano Intrusive Suite (SIDF) lithologies are grouped into monzogranitic and syenogranitic compositions, porphyritic, with biotite as the mafic dominant. They generally present magmatic flow structures, highlighted by the orientation of alkali feldspar phenocrysts. The syenogranitic facies is coarse-grained, with a general equigranular texture, trending eventually to porphyritic terms.

The Cerro Chato Sedimentary Sequence (Caldasso & Lopes, 1994) comprises immature and poorly sorted sedimentary rocks, with a high grade of diagenesis, represented by conglomerates interlayered with arkoses constituting a fining-upwards succession. The conglomerates are grain supported, formed by rhyolite grains and pebbles, quartz, feldspar and subordinate granitoids and fine sediments. The arkoses are poorly sorted and have sub-angular to angular grains. Massive siltstones were described by Belotti (2014) and are probably associated to this sequence. The sequence occurs as discontinuous and tilted ridges, elongated in two main directions: E-W and SW-NE.

The Rio Bonito Formation belongs to the Paraná Basin and in the Cerro Chato area occurs as subordinated sandstones bodies restricted to the western portion, covering the granitoids from Pinheiro Machado Complex and Dom Feliciano Intrusive Suite. It consists of medium to coarse arkosean sandstones of light gray color, locally conglomeratic, with normal grading and cross stratification grading to fine sandstones with minor occurrences of green-gray carbonaceous pelites.

4. FACIES ANALYSES AND PETROGRAPHY

Lithofacies analyses is widely used in the sedimentary stratigraphy area and may also be applied to volcanic rocks in which lithological, structural and textural attributes (composition, texture, grain size, etc.) observed may indicate conditions of effusion and eruption rates or placement styles (Cas & Wright, 1987).

In the lithofacies identification, the code consists of at least two letters that facilitate the documentation and identification in the field and laboratory (Miall, 1996; 2000). The primary lithologic descriptions are identified by capital letters and lowercase letters providing information about texture, structure and other descriptive features. Therefore, when applied to volcanic deposits, lithofacies cannot be based only on the grain size or rock type (Branney & Kokelaar, 2002). According to these criteria and based on lithologic descriptions of a primary deposit, the following nomenclature may be used: tuff=T; lapilli-tuff=LT; lapilli-stone=L; *breccia*=Br.

Complementing this first lithological description, lowercase letters are added, thereby qualifying the lithofacies, according to the criteria described: massive lapilli-tuff=mLT; stratified lapilli-tuff=sLT.

Several examples of terms and lithofacies abbreviations without genetic connotation are suggested by Branney & Kokellar (2002) and widely used by the scientific community. The advantage of using this nomenclature is that it can be extended and subdivided in accordance with the observed characteristics, and applied similarly to the effusive deposits. This nomenclature is used to characterize the facies variation observed in the Cerro Chato area, in which will be inserted descriptive field and petrographic aspects in macro and microscopic scale.

4.1. Facies analysis and petrography of rhyolitic rocks of the Cerro Chato region

The Cerro Chato constitutes a succession of effusive and pyroclastic deposits of rhyolitic composition. The pyroclastic deposits occur at the base of the volcanic sequence. They are classified genetically as ignimbrites, according to their compositional and textural aspects. The high grade of welding is characteristic of these deposits and present incipient and gradational facies variation between them, represented by two distinct facies: lithic fragments – rich lapilli-tuff (ILT) in the lower portion of sequence; crystals-rich lapilli-tuff with evident eutaxitic texture (ecLT), with variations in the amount of crystals and pumice fragments (Fig.3D, 3E and 3F). Effusive deposits overlay this pyroclastic sequence, mainly defined by hemi-crystalline rhyolite lava flows, with a strong flow structure (fhR) and autobrecciated rhyolite (bR) (Fig.3C and 3D).

The Cerro Partido is represented by a rhyolitic subvolcanic, intrusive in the basement rocks and pyroclastic deposits. Porphyritic rhyolites with a fine-grained equigranular matrix (pR) characterize this facies (Fig. 3A and 3B).

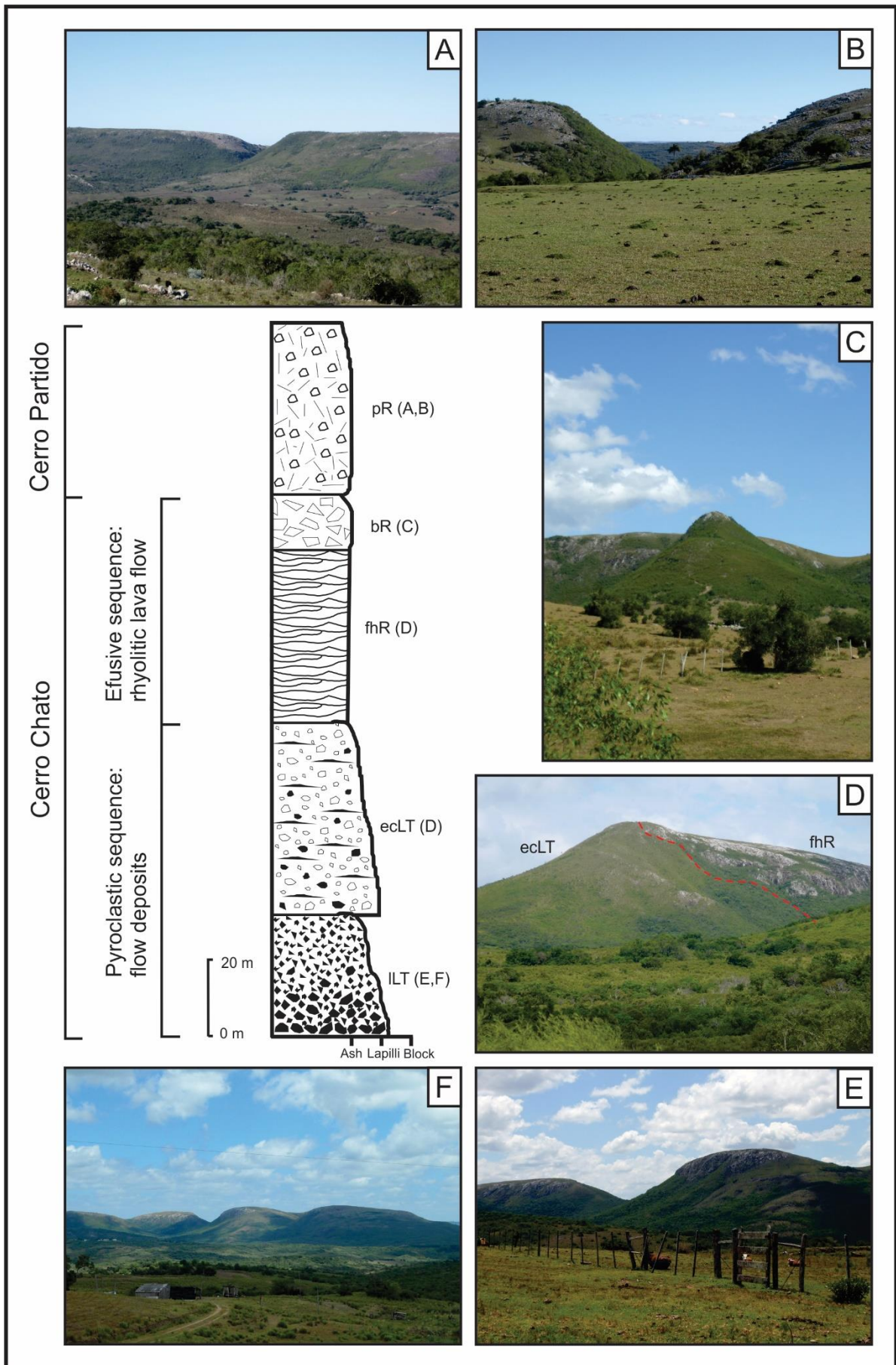


Figure 3 - Stratigraphic column of the Cerro Chato region; A and B: photographs showing geomorphological and field features of Cerro Partido; C: Domic feature, typical of porphyritic rhyolites of Cerro Chato; D: photography highlighting the contact between pyroclastic rocks and effusive rhyolites of Cerro Chato; E and F: Images highlighting the morphology and form of occurrence of the Cerro Chato pyroclastic rocks.

4.1.1. Lithic fragments-rich Lapilli-Tuff (ILT)

Ignimbrites represented by tabular deposits with metric thicknesses and a moderate to high grade of welding, poorly sorted, with predominant lapilli-sized fragments. The lithoclasts constitute about 20% of the rock and are sub-rounded with 1 mm to 2 cm in diameter (Fig.4A and 4B). The lithics comprise rhyolites and ignimbrites cognate fragments and subordinate accidental lithoclasts from the host rocks of the region (Fig.5B). Juvenile constituents are represented by pumice fragments and crystals (about 30%), and 50% of a tuffaceous matrix. The presence of *fiamme* is common and its orientation sets the eutaxitic structure (Fig.5A). The crystals typically occur as fragments of quartz, sanidine and plagioclase, with diameters between 0.2 and 1 mm. Quartz phenocrysts are subordinate and occur as subhedral to euhedral crystals of 1 mm in diameter, sometimes fractured and reabsorbed. The matrix is extremely thin, formed by shards and devitrification products of originally vitreous material (Fig.5B)

4.1.2. Crystals-rich Lapilli-Tuff with eutaxitic texture (ecLT)

Ignimbrites characterized by metric tabular deposits, with a high grade of welding. The rocks are poorly sorted, dominated by lapilli-sized crystals fragments and pumice (40-50%) immersed in a very fine grain matrix (Fig.4C and 4D). Pumice and *fiamme* sometimes occur in greater amounts when compared to phenocrysts and crystal fragments (Fig.5D), with a granophiric quartz-feldspathic arrangement generated by a devitrification process. The flattening grade of the pumiceous material ranges from moderate to high, evidencing a strong eutaxitic structure (Fig. 5C). Parataxitic structure occurs at some portions indicating a rheomorphic process. The crystals are predominantly quartz, sanidine and plagioclase phenocrysts ranging from 1 to 1.5 mm diameter, subhedral/euhedral, sometimes preserved within the pumices. Fractures and reabsorbed edges are very common features, mainly in quartz crystals. The crystals fragments are usually formed by angular quartz, smaller than 1mm in diameter. The matrix is extremely thin, composed of shards in a half moon shape and filaments of less than 0.2 mm length.

4.1.3. Foliated hemi-crystalline Rhyolites (fhR) and autobrecciated Rhyolites (bR)

This lithofacies occur overlapping the pyroclastic deposits. The rock is porphyritic, constituted by euhedral/subhedral phenocrysts (5-10%) of quartz,

sanidine and subordinate plagioclase set in a very fine equigranular to aphanitic matrix. Normally it has a planar flow structure, but high angle flow structure is also common, creating folds of different patterns (Fig.4E and 4G). The autobrecciated rhyolites (bR) show the rupture of this foliation due to the high viscosity of the system. The fragments are centimetric and angular with evident *jigsaw fit* texture.

Quartz is one of the main phases, occurring as subhedral to euhedral phenocrysts with straight edges and sometimes rounded suggesting early crystallization. Its dimensions range from 0.5 to 1.5 mm and commonly display microfractures. In the matrix it occurs filling the interstitial spaces and intergrown with alkali feldspar, generating granophyric texture (Fig.5E). The sanidine phenocrysts display a tabular to prismatic habit and dimensions between 0.8 and 1.5 mm of diameter. Zircon and apatite occur as accessory minerals with diameters of less than 0.4 mm. High temperature devitrification processes of glassy material are common and some different stages are indicated by spherulites (Fig.4F and 5F) and granophyric intergrowths throughout the matrix.

4.1.4. Porphyritic Rhyolites (pR)

This facies is related to the Cerro Partido and consists of porphyritic rhyolites with subhedral/euhedral quartz, alkali feldspar and plagioclase phenocrysts (45%) (Fig.4H). The matrix is aphanitic to fine equigranular, hypidiomorphic, composed predominantly of quartz and feldspar (Fig.5G and 5H).

Quartz phenocrysts are generally faceted and sometimes fractured, with a maximum diameter of 3 mm. A few grains present resorption features such as borders and gulfs of corrosion. It occurs in the matrix as anhedral grains intergrown with alkali feldspar with lobed contacts. K-feldspar and plagioclase are euhedral/subhedral with diameters ranging from 1-5 mm. Many grains present corrosion gulfs, indicating resorption by the matrix. The contacts are straight and crystals have polysynthetic twinnings (plagioclase). Quartz-feldspathic intergrowth occurs in the matrix characterizing the granophyric texture, resulting from rapid cooling or devitrification processes. Zircon is the predominant accessory mineral, generally subhedral with diameters of approximately 0.1 mm, as inclusions in some mineral phases such as quartz. Opaque minerals occur disseminated in different forms: anhedral, amorphous, scattered in the matrix, filling microfractures and included in some phenocrysts.

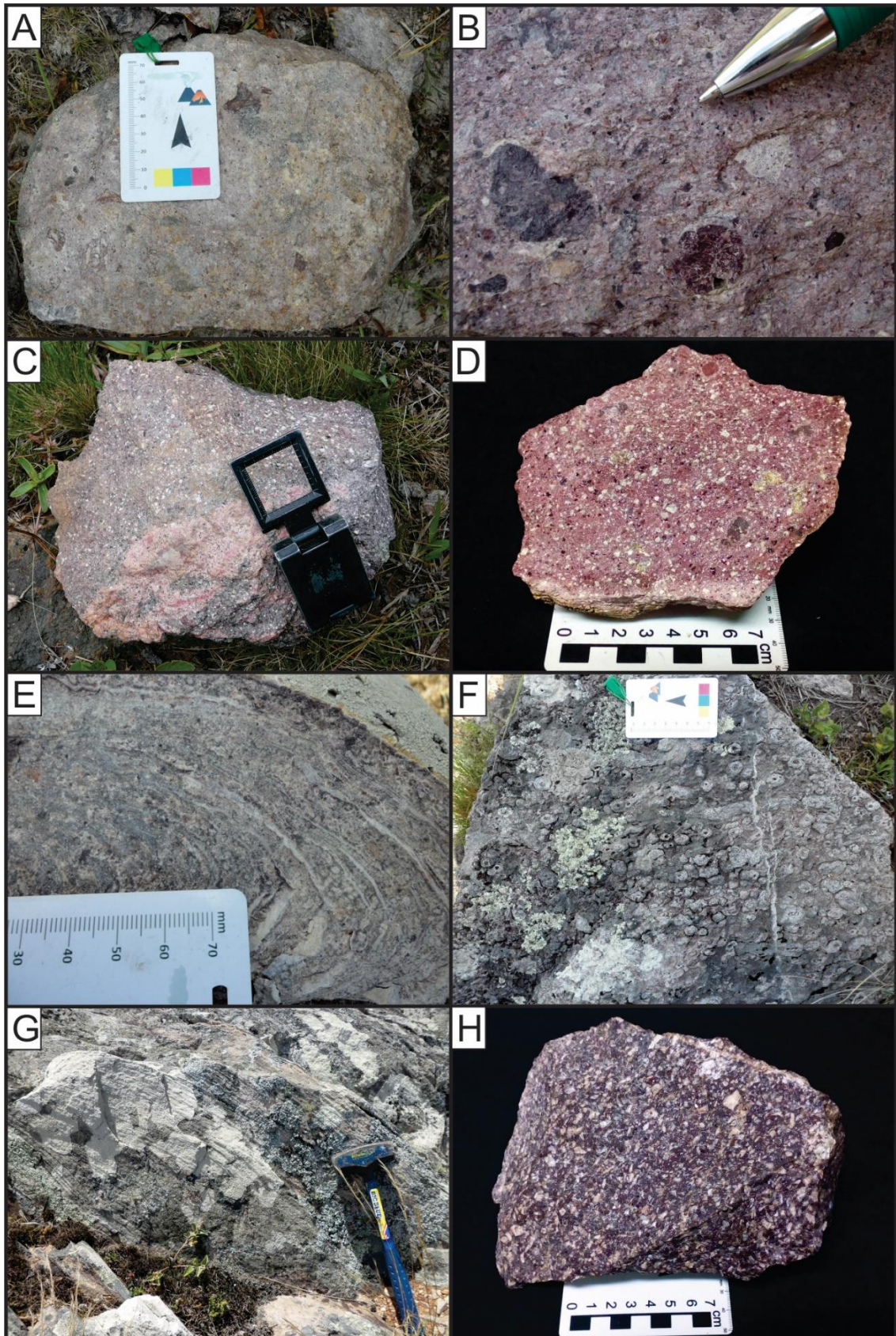


Figure 4 - Photographs showing macroscopic petrographic features: A and B) samples of ILT facies with characteristic centimeter lithic fragments; C and D) eLT facies with pumices and millimeter crystals in evidence; E, F and G) fhR and bR facies features: E-flow folding, F- centimeter spherulites and G- flow structures; and H) porphyritic texture from pR facies

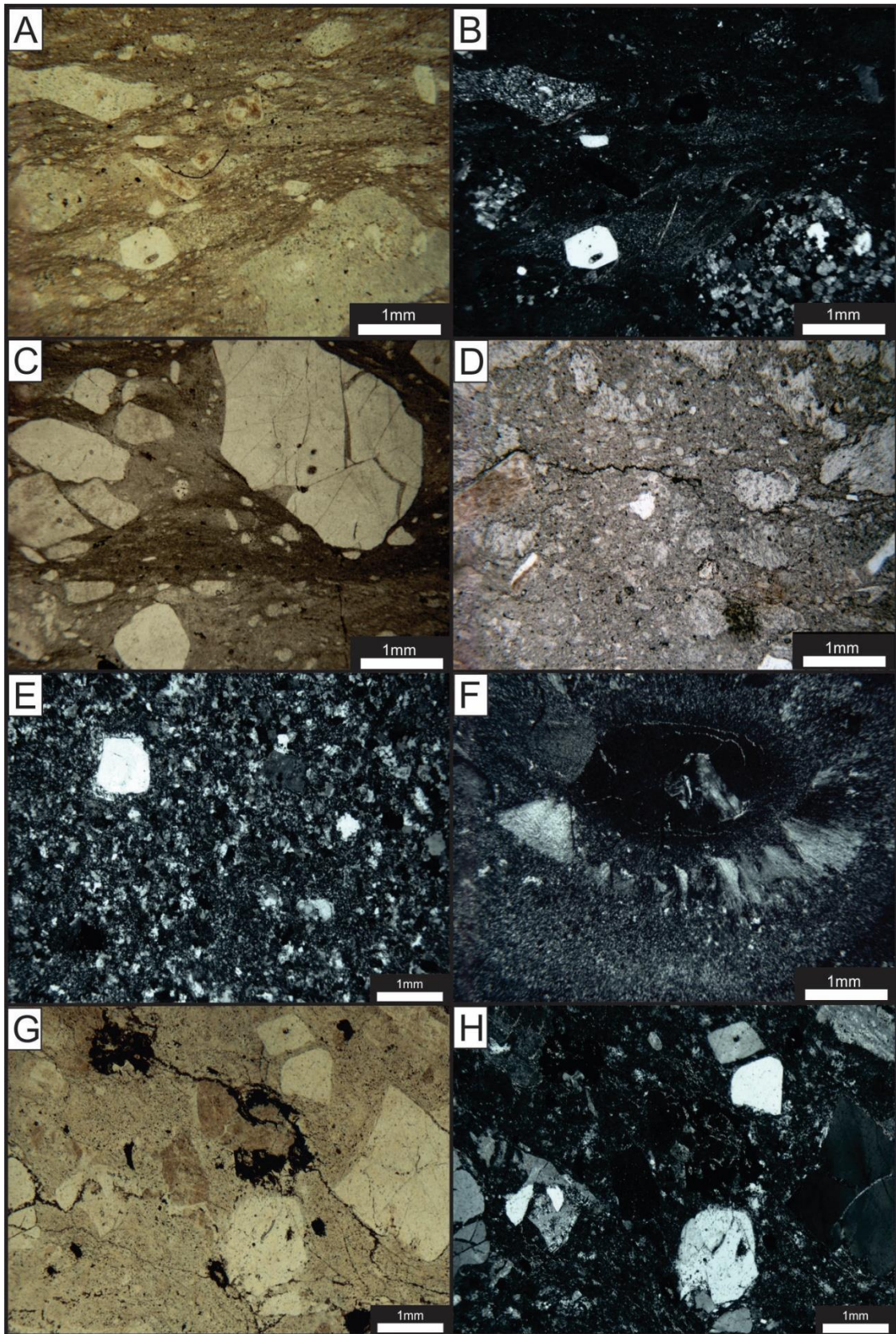


Figure 6—Microscopic petrographic features of the different facies: A) Parallel polarizers (PP) and B) crossed polarizers (CP) images from ILT facies displaying eutaxitic structure and characteristic centimetric lithic fragments of rhyolitic composition; C) and D) PP images from eLT facies features: C- eutaxitic structure and large amount of crystals fragments with strong fracturing pattern and D- high ratio pumices/crystals fragments, incipient welding; E and F) CP images from fhR and bR facies: E- Phenocrysts of quartz immersed in granophiric matrix and F-Spherulite resulting from high temperature devitrification processes; G) PP and H) CP images from pR facies displaying porphyritic texture with euhedral phenocrysts to subhedral quartz, K-feldspar and plagioclase immersed in fine equigranular matrix.

5. GEOCHEMISTRY

5.1. Analytical procedures

Sixteen samples were selected (6 rhyolites from Cerro Chato and 10 vulcanites from Cerro Partido) for whole-rock chemical analysis performed at ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canada. Major oxides were analysed by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), while trace elements, including rare earth elements (REEs) were analyzed by inductively coupled plasma atomic mass spectrometry (ICP-MS). The analytical protocol at ACME laboratory included the analysis of standard STD SO-18 and BLK and of three sample duplicates. The data obtained were processed using the software GCDkit, by Janoušek *et al.* (2006).

Geochemical characterization of pyroclastic sequences remains a problematic issue for some authors (e.g. Ui, 1971; Walker, 1972; Cas & Wright, 1987). Compositional and textural characteristics of this type of rock, as the presence of accidental pyroclastics and accessories, could generate errors which may be significant in the whole rock chemical analysis. Through petrography, all the samples with accidental fragments, accessories and cognates that could alter the original composition of the magma were discarded. Another important procedure is to also avoid the selection of the most vitreous samples, in which elements such as sodium and potassium could be easily removed by alteration processes. Samples chosen for the chemical characterization of the Cerro Chato volcanic sequence were from ignimbrites which always occurred associated with effusive deposits. In general, there is not much variation between the lavas and the ignimbrites, and less mobile elements (eg TiO_2 , Nb, Y, Zr and ETR) can be used for the geochemical characterization of the pyroclastic sequence and the effusive rocks.

Table 1 – Lithochemical results of major elements (%), trace, and rare earth elements (ppm) from Cerro Chato e Cerro Partido

Samples	Cerro Chato									
	CC 01A	CC 11A	CC 12	CC 03b(A)	CC 03b(B)	CC 07B	CC 19B	CC 08b	PB 011	PB 015B
SiO ₂	74.2	75.44	76.59	76.11	77.14	76.1	77.28	76.92	76.69	76.47
Al ₂ O ₃	13.41	13.23	11.40	12.53	12.26	12.31	11.82	11.46	11.78	11.92
Fe ₂ O ₃	2.06	1.79	1.67	1.43	1.53	2.26	1.68	1.48	1.21	1.26
MnO	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.03	0.03	0.02	0.02
MgO	0.38	0.21	0.06	0.29	0.07	0.12	0.07	0.01	0.02	0.01
CaO	1.05	0.37	0.27	0.51	0.87	0.40	0.27	0.32	0.09	0.05
Na ₂ O	3.69	2.80	2.54	2.42	2.46	3.26	2.87	3.81	3.89	4.42
K ₂ O	2.75	5.68	5.66	5.31	5.27	4.94	5.38	4.79	4.50	4.05
TiO ₂	0.16	0.15	0.13	0.07	0.09	0.15	0.09	0.06	0.07	0.07
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03
LOI*	1.87	0.89	0.54	1.05	1.16	0.20	0.40	0.55	0.43	0.36
Total	99.65	100.62	98.92	100.91	99.77	99.84	99.89	99.45	98.73	98.66
Rb	222	287	269	363	295	261.40	323.10	368	341	317
Ba	160	105	72	18	89	204	29	21	24	10
Sr	190	62	25	27	91	81.40	15.80	12	9	5
Ga	31	30	22	35	28	19.30	23.20	28	31	34
Zr	268	247	222	233	178	231.30	159.10	193	185	193
Y	101	79.10	70.40	97.60	94.20	75.40	70.60	88.90	61.90	104
Nb	56.80	59.20	36.60	84.50	58.20	48.60	48.80	79.90	56.30	63.60
La	84.60	49.80	67.40	29	34.90	61.60	33.70	20	14.40	32.50
Ce	162	110	147	76.10	82.30	141.30	98.80	54.50	58.60	84.70
Pr	19.70	13.80	17.90	10.20	10.80	16.87	10.38	6.89	5.77	11.40
Nd	69.80	54.70	67.40	46.20	48.50	68.40	44.70	32.40	22.10	46.70
Sm	15.20	13.30	15.10	13.10	13.40	14.84	10.42	9.73	6.52	12.20
Eu	0.36	0.25	0.22	0.04	0.15	0.29	0.08	0.01	0.06	0.02
Gd	14.90	12.30	13.50	14	14.40	14.31	10.81	10.10	9.52	15.20
Tb	2.56	2.25	2.21	2.64	2.58	2.59	2.04	2.13	2.05	3.04
Dy	15.80	14.10	13.20	16.70	16.10	14.11	11.23	14.80	12.90	17.80
Ho	3.23	2.90	2.56	3.48	3.24	2.72	2.37	3.29	2.52	3.29
Er	9.42	8.57	7.20	10.50	9.31	7.42	6.64	9.97	7.68	9.97
Tm	1.35	1.29	1.02	1.55	1.34	1.19	1.06	1.44	1.18	1.51
Yb	8.32	7.98	6.13	9.47	8.04	6.86	5.94	8.73	7.19	8.81
Lu	1.17	1.13	0.86	1.32	1.12	0.95	0.84	1.24	1.02	1.21
Hf	10.30	9.60	7.90	11.20	7.90	9.10	7.10	9.60	8.70	9.20
Ta	5.31	4.86	2.91	6.61	4.87	3.40	3.40	5.95	5.26	5.69
Th	34.40	32.70	24.60	27.10	30.70	29.70	28.80	22.50	20.10	22.20
U	4.19	5.68	2.95	5.08	3.76	4.80	4.20	5.03	3.40	6.10

*loss of ignition

Table 1 – Cont.

Cerro Partido						
Samples	PB 007	PB 008	PB 019	PB 021C	PB 022	PB 024
SiO ₂	74.65	76.92	68.85	76.95	74.50	76.83
Al ₂ O ₃	12.09	12.29	11.67	11.56	11.80	11.98
Fe ₂ O ₃	1.78	1.90	1.54	1.65	1.74	2.03
MnO	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.02
MgO	0.11	0.17	0.12	0.23	0.20	0.18
CaO	0.32	0.45	0.64	0.44	0.83	0.33
Na ₂ O	2.85	2.90	1.57	2.79	2.09	2.72
K ₂ O	5.62	5.27	4.91	4.79	5.86	5.40
TiO ₂	0.17	0.22	0.14	0.16	0.19	0.17
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04
LOI*	0.75	0.75	1.81	1.06	1.09	0.98
Total	98.43	100.97	91.36	99.71	98.39	100.68
Rb	320	304	305	320	355	323
Ba	260	385	261	171	224	266
Sr	122	80	44	48	70	72
Ga	22	21	24	20	23	23
Zr	186	240	147	182	192	188
Y	67.10	65.60	104	69.70	71.70	52.10
Nb	24.20	20.70	25.40	23.60	22.50	23.70
La	78.70	88.70	55.90	84.80	85.10	59
Ce	181	198	115	182	181	131
Pr	20.60	22.90	15.80	22	22.30	16.30
Nd	69.80	74	55	69	69.80	50.60
Sm	11.60	13	12	13.10	13.20	9.16
Eu	0.36	0.74	0.51	0.42	0.49	0.39
Gd	10.60	11.60	13.20	12.20	12.10	7.75
Tb	1.92	2.05	2.37	2.14	2.15	1.44
Dy	11.20	11.40	14.10	12	12	8.48
Ho	2.11	2.12	2.74	2.22	2.22	1.71
Er	6.56	6.40	8.40	6.72	6.85	5.36
Tm	1.03	0.96	1.25	1.02	1.03	0.86
Yb	6.45	6.04	7.54	6.40	6.44	5.74
Lu	0.98	0.85	1.10	0.93	0.96	0.88
Hf	6.10	6.90	6	6.10	6.20	6.40
Ta	2.82	2.12	3.03	2.71	2.59	2.96
Th	42.50	35.10	35.90	40.70	40	41.20
U	2.56	3.18	2.07	5.36	3.19	2.76

*loss of ignition

5.2. Major, trace and rare earth elements data

The rhyolitic rocks have high SiO₂ values that range from 69 to 76%. Most of the samples present a SiO₂ content higher than 73%, being classified as “high silica rhyolitic systems” according to Mahood & Hildreth (1983) and Metz & Mahood (1991). Generally, rocks with these characteristics have small ranges of SiO₂ variation, difficulting the classification based on geochemical parameters.

Following the IUGS determinations for the classification of volcanic rocks, when plotted in the TAS diagram (Le Bas *et al.* 1986), expressed by the ratio alkali (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂ (Fig.6A), the samples occupy the rhyolite field. Though, due to the high silica content, it is not possible to distinguish between the alkaline / sub-alkaline fields using this diagram.

Considering a possible loss of alkalis during the crystallization of alkaline magmas or in post-magmatic alteration processes (Leat *et al.*, 1986), samples were also plotted in other diagrams, such as the diagram by De La Roche *et al* (1980), which uses the ratio between the sum of several major elements (Fig.6B), and those of Pearce (1996) and Winchester & Floyd (1977), which use the ratio between trace elements and their ratio vs. SiO₂ respectively (Fig.6C and 6D). These diagrams express a very similar behavior to that observed in the TAS diagram, in which the samples occupy the rhyolites and alkaline rhyolites fields, always very close to the limit of the subalkaline rocks. However, in the diagram Zr / Ti vs. Nb / Y, the Cerro Chato lithologies present an alkaline character and the Cerro Partido rhyolites tend to be more dacitic.

The potassic nature of the magmatism is evidenced by the high ratio of K₂O/Na₂O, with values between 1.3 and 3.0 (Fig.7). This behavior is typical of shoshonitic rhyolites (K-alkaline), though the studied rocks do not fit this context due to their low Sr values (<150 ppm). These characteristics associated with high alkaline values (Na₂O+K₂O =7.5 to 8.5 wt. %), FeOt/(FeOt+MgO) ratios of 0.9 to 1.0 and agpaite indexes (molar(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃) greater than 0.75 (Fig.7) indicate a silica-saturated and metaluminous alkaline series associated with A-type granites in post-collisional environments (Nardi & Bittencourt, 2009). The alkaline nature of magmatism is also evidenced by the use of the Sylvester diagram (1989), based on major element ratios (Fig.8A). The metaluminous character, previously cited, is corroborated by the Shand diagram (Maniar & Piccoli, 1989), in which the selected samples occupy the metaluminous to peraluminous fields (Fig.8B).

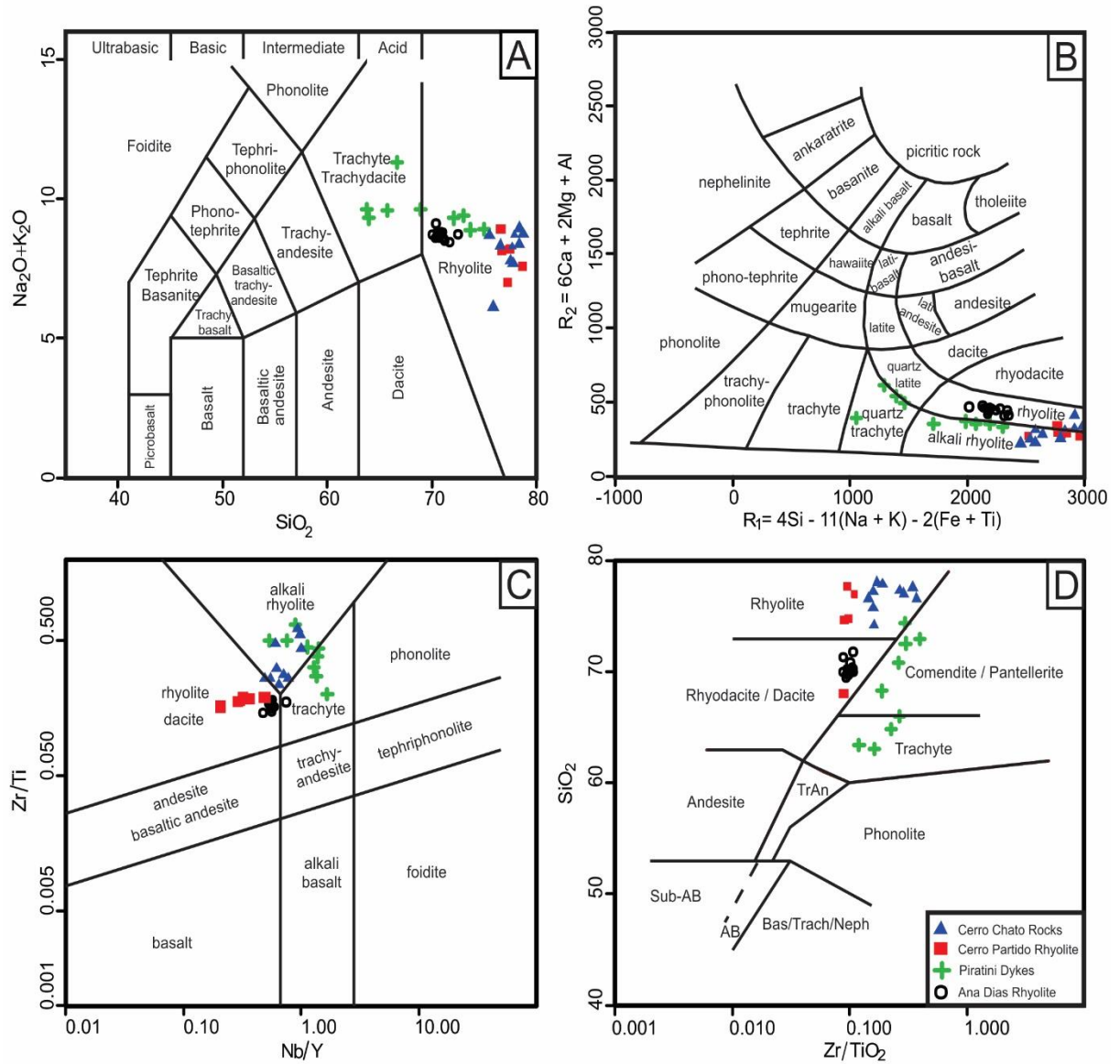


Figure 6 - Classification diagrams and geochemical affinity; A) TAS (Le Bas et al., 1986.); B) R_1 vs. R_2 (De La Roche et al., 1980); C) Zr/Ti vs. Nb/Y (Pearce, 1996); D) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977). Geochemical data from Piratini dykes and Ana Dias Rhyolite: extracted from Philipp et al. (1998) and Oliveira et al. (2015) respectively.

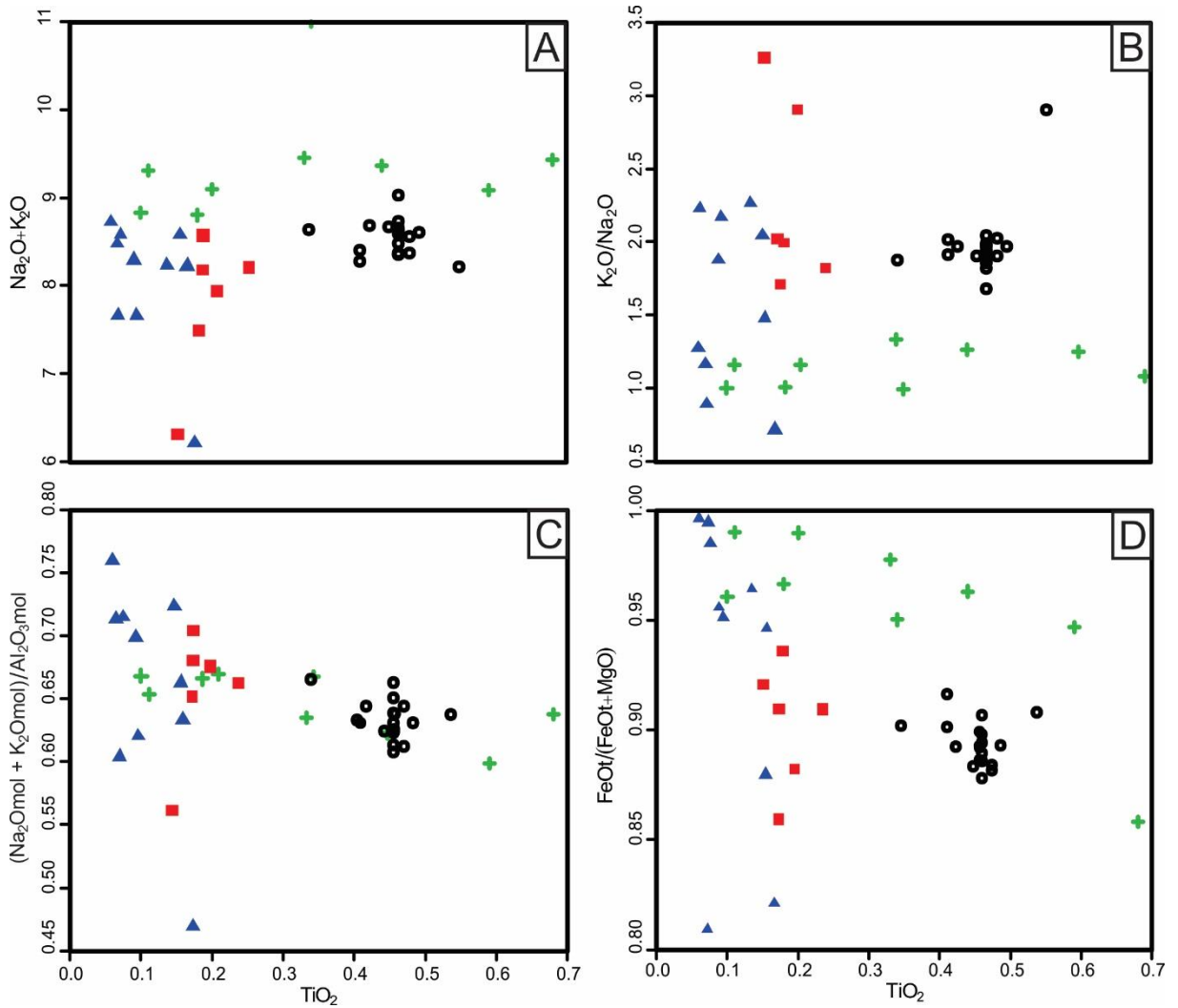


Figure 7 - Variation diagrams: (A) $Na_2O + K_2O \times TiO_2$ (wt.%); (B) $K_2O / Na_2O \times TiO_2$ (wt.%), (C) agpaitic index $\times TiO_2$ (wt.%); (D) $FeO / FeO+MgO \times TiO_2$ (wt.%). Legend as in Figure 6.

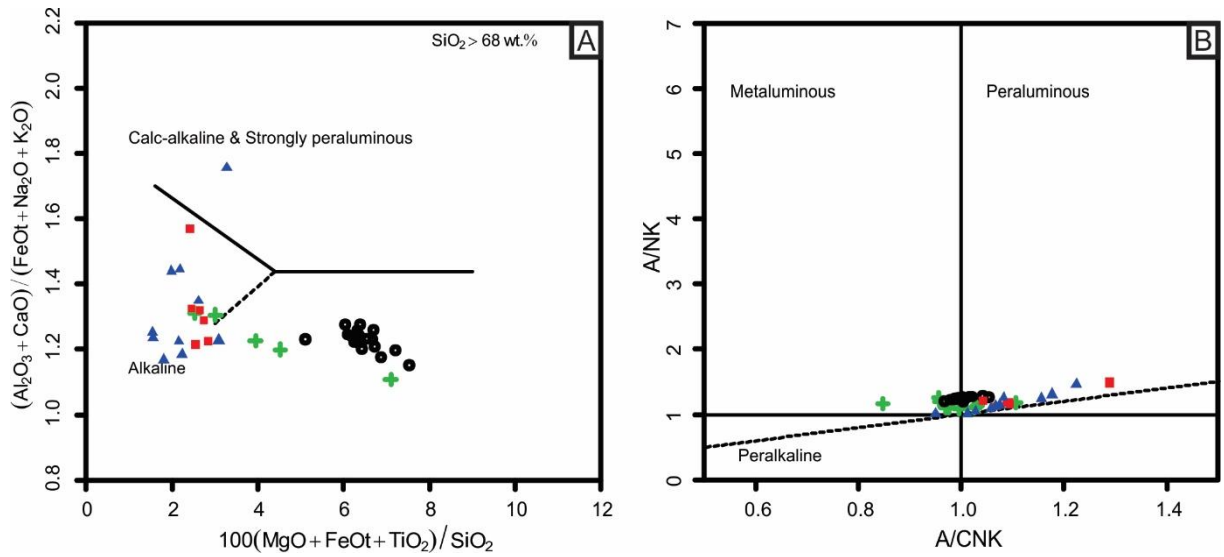


Figure 8 - (A) Scheme of classification proposed by Sylvester (1989), evidencing the alkaline nature of the studied rocks; (B) Shand diagram with the molar ratios between $Al_2O_3 / NaO + K_2O$ vs. $Al_2O_3 / NaO + K_2O + CaO$, according to Maniar & Piccoli (1989). Legend as in Figure 6.

In Harker diagrams there are two evolutive trends for the rhyolites, a high-Ti and a low-Ti, related to Cerro Partido and Cerro Chato respectively. However, the pyroclastic deposits have intermediate TiO_2 contents when compared to the rhyolites. The use of TiO_2 content as a differentiation index minimizes the effect of the common constant sum for high-silica systems. With regard to the major elements (Fig.9), MgO , P_2O_5 and FeO^t show a positive correlation with TiO_2 while the other elements do not have any defined correlation pattern. Concentrations of CaO , P_2O_5 , FeO^t , MgO and K_2O are also higher in the Cerro Partido rhyolites than in the Cerro Chato ones. The Na_2O values are lower in the Cerro Partido and Al_2O_3 and SiO_2 present similar concentrations in both rhyolites. The trace elements show medium to high values of Zr, Y, Nb and Rb and low concentrations of Ba and Sr. Cerro Partido is characterized by higher Ba and Sr and lower Nb values than Cerro Chato. (Fig. 10). High Zr, Nb, Y and Rb contents, and low Ba and Sr values are typical of alkaline silicic magmatism (Pearce *et al*, 1984; Whalen *et al*, 1987; Nardi, 1991).

When normalized to the ORG values (Pearce *et al.*, 1984), certain trace elements and REE show a pattern close to 1 for HFSE (Hf, Zr, Sm, Y e Yb), as well as a LILE enrichment (K_2O , Rb and Th) (Fig.10A). The samples show a strong negative Ba anomaly, mainly in the Cerro Chato volcanic rocks. Ta and Nb contents are higher and Ce values are lower in samples from the Cerro Chato. When compared to Nb, the enrichment of K_2O and Rb suggests that these rocks could be derived from a mantellic source and enriched in incompatible elements with a certain level of crustal contribution.

When normalized to the chondrite (Nakamura, 1974), the REE patterns show moderate to elevated values ($\Sigma\text{REE}=151\text{--}440$ ppm) and are characterized by a slight LREE enrichment when compared to the HREE (Fig.10B), This pattern is characteristic of metaluminous alkaline rhyolitic magmas (Nardi, 1991; Nardi & Bonin, 1991). The fractionation between LREE and HREE is low in the Cerro Chato rhyolites with a ratio La_N/Yb_N ranging between 1.5 and 2.5. Through this normalization, it is possible to chemically distinguish the rhyolites. Samples from Cerro Partido ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.87$ to 4.20) have higher concentrations of LREE and lower of HREE when compared to samples from Cerro Chato ($\text{La}_N/\text{Sm}_N= 1.26 - 3.42$), (Tb_N/Lu_N - Cerro Partido= 1.15-1.40; - Cerro Chato = 1.55-1.65). All the samples show a strong Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.0$ to 0.18), which is more expressive in the Cerro Chato samples. This anomaly is probably related to the bivalent character of this element and the fractionation of feldspar, mainly of plagioclase.

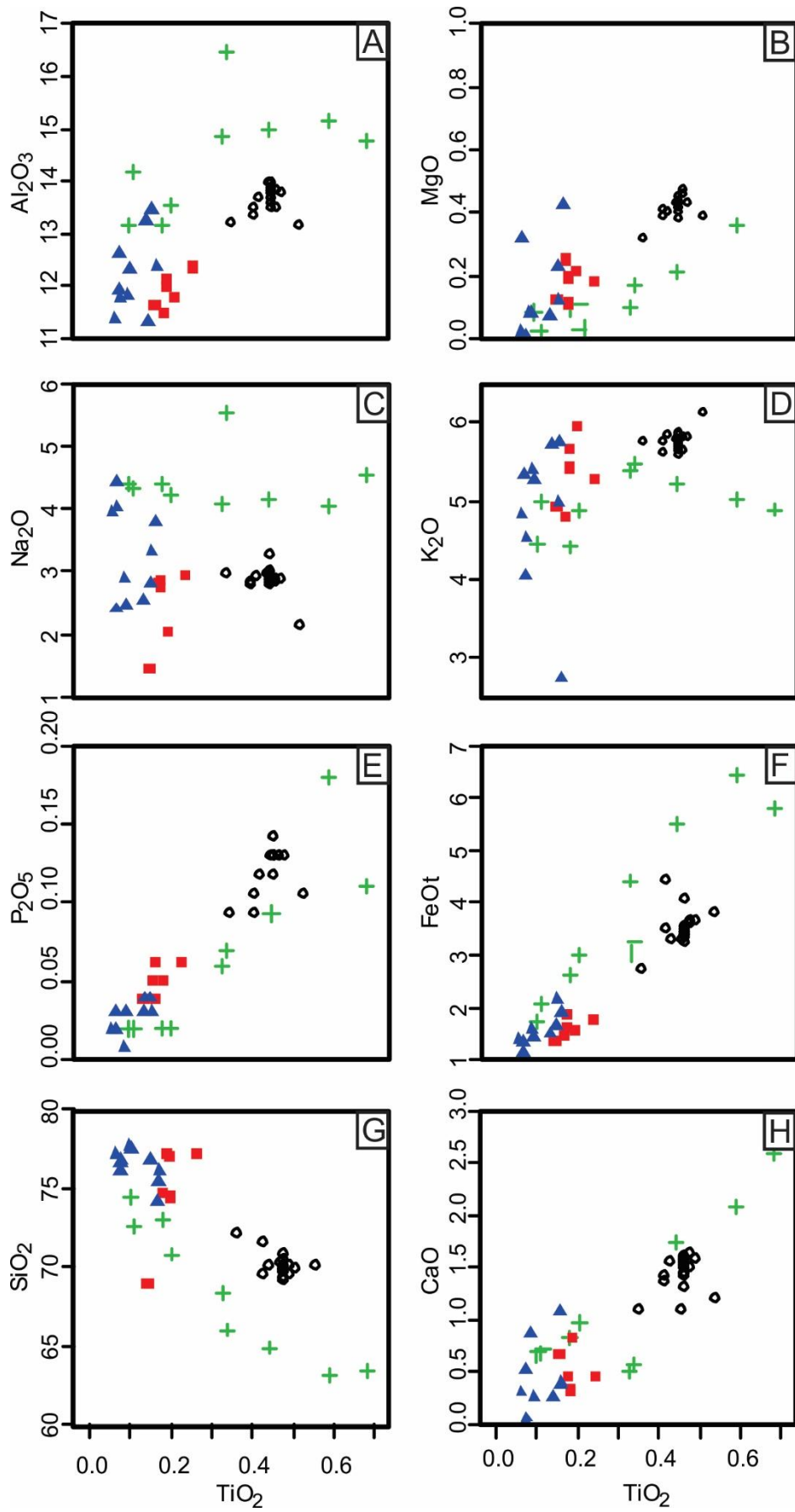


Figure 9 - Harker diagrams (major elements vs. SiO_2 content (wt. %)). Legend as in Figure 6.

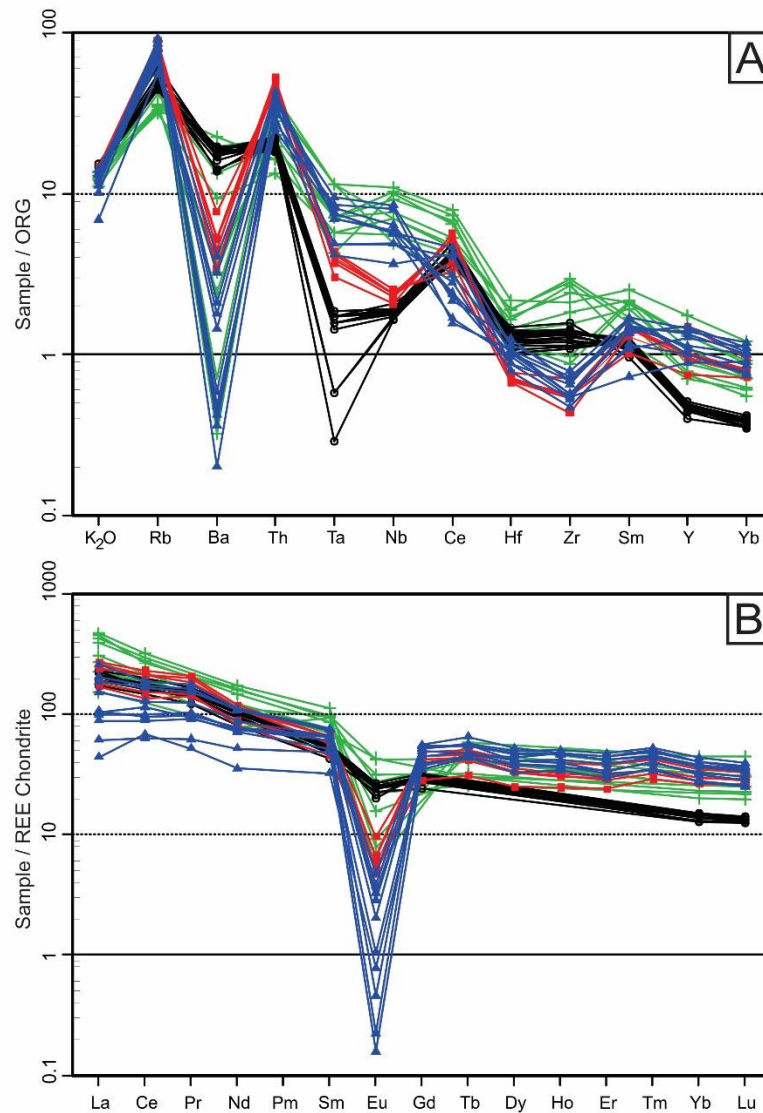


Figura 10 - (A) Spidergram normalized to the ORG, according to Pearce *et al.* (1984). (B) Distribution pattern of rare earth elements from the rhyolitic rocks normalized to the chondrite (Nakamura, 1974). Legend as in Figure 6.

In the discriminating diagrams of tectonic settings that use trace elements (Y+Nb vs. Rb, Y vs. Nb) from Pearce *et al.* (1984), the rhyolitic rocks plot in the field of post-collisional environments field (Fig.10). Samples from Cerro Chato (ignimbrites and rhyolites), which are more differentiated evolved with relatively high Nb and Y values, have a trend affinity with intra-plate rocks (WPG).

Based on granitoid classification diagrams (Whalen *et al.*, 1987), the samples occupy the field of "A" type granites (Fig.12) which represents for the author alkali and anorogenic granites. This classification was confirmed by the values $(10^4 \text{Ga})/\text{Al} > 2.6$, $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} > 400$ ppm and $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t + \text{MgO} > 0.9$, as suggested by Nardi and Bittencourt (2009) for "A" type granitic magmatism in southern Brazil.

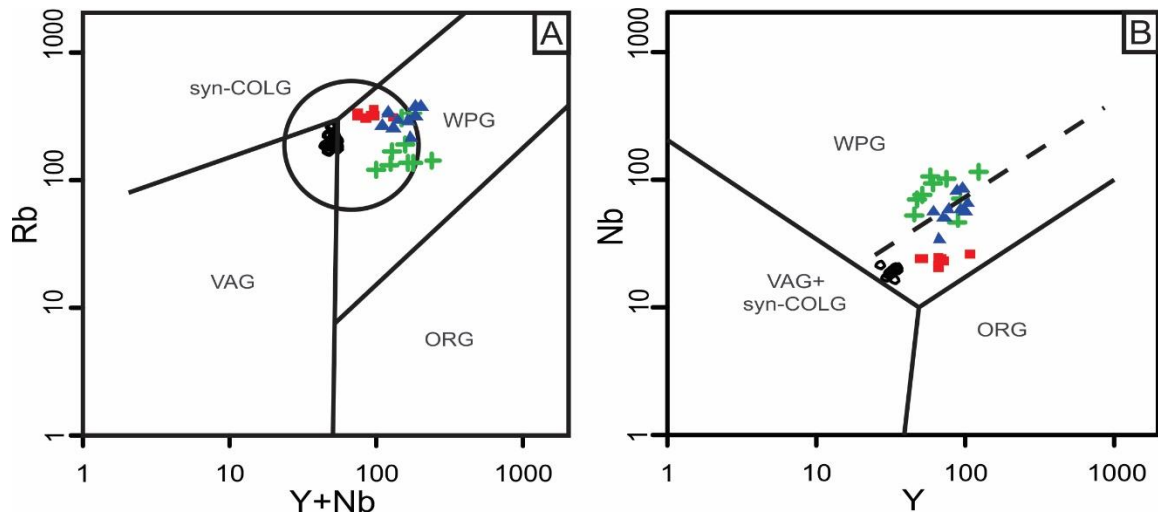


Figure 11 - Discriminant diagrams of tectonic environments (Pearce et al., 1984): A) Rb vs. Y+Nb; B) Nb vs. Y. Elliptical area: field of post-collisional magmatism suggested by Pearce (1996). Legend as in Figure 6.

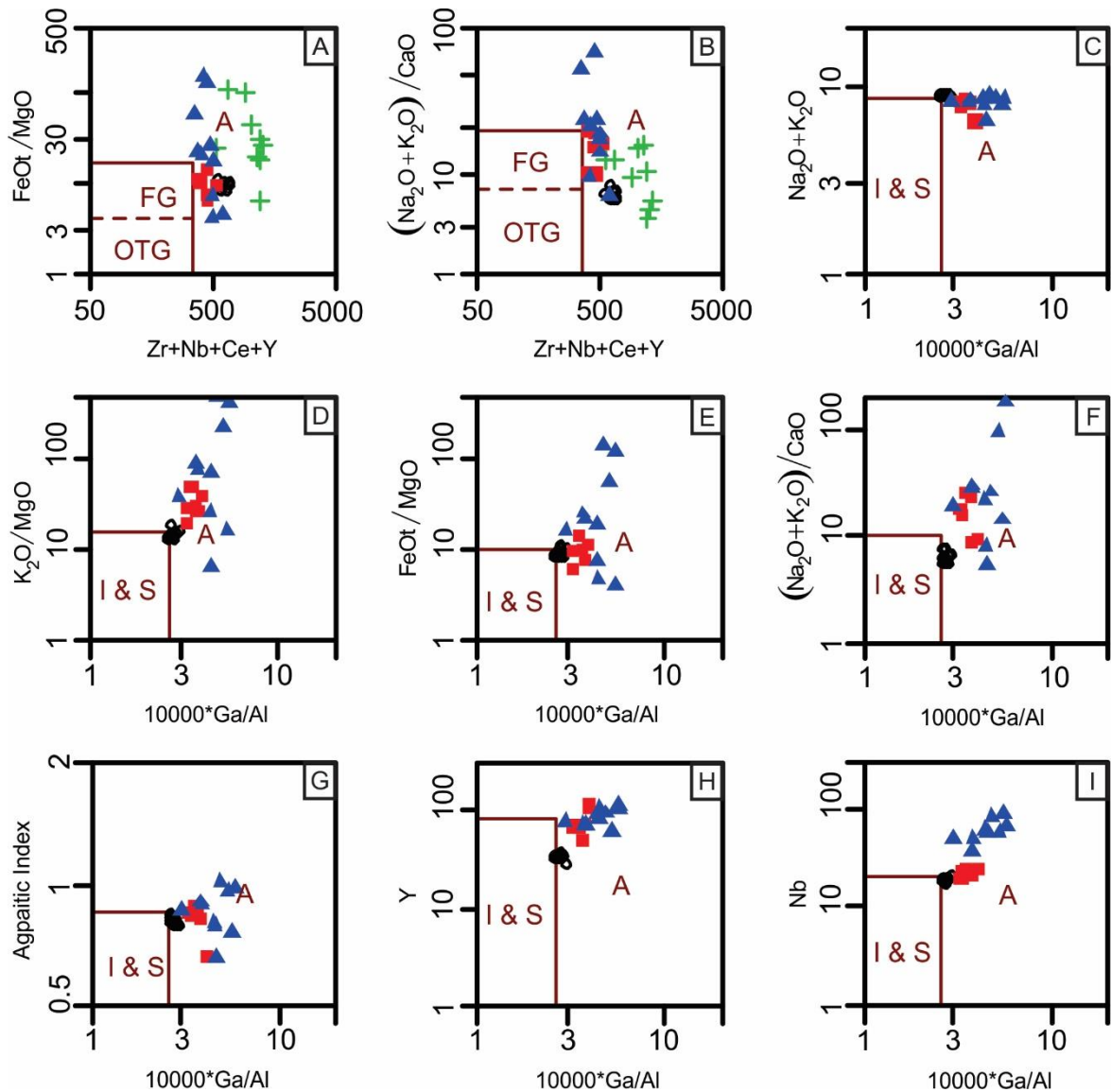


Figure 12 - Classification diagrams of granitoids and the discriminant of tectonic environments from Whalen et al. (1987): A) FeOt/MgO vs. Zr+Nb+Ce+Y; B) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. Zr+Nb+Ce+Y; C) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; D) $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; E) FeOt/ MgO vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; F) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; G) IAGP vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; H) Y vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$; I) Nb vs. $10000 * \text{Ga}/\text{Al}$. Legend as in Figure 6.

6. RADIOMETRIC DATING

6.1. Material and methods

Two rhyolites were sampled in the Cerro Chato region (Fig.2) for Laser Ablation ICP-MS analysis of zircon U-Pb isotopes, one from the Cerro Partido subvolcanic system (PCC 001, 31°53'18.11" S - 53°24'50.74" W) and other from the Cerro Chato effusive system (CC-08, 31°51'55.53" S - 53°20'01.96" W).

Approximately 10 kg of each sample were crushed, pulverized, and sieved for zircon separation. The zircon grains were concentrated using conventional magnetic and heavy liquid separation techniques, after which more than 300 grains were handpicked and mounted in epoxy resin. The mount was polished using diamond pastes of different grain sizes to expose the internal features of the zircon crystals. For zircon dating, the grains were imaged using backscattered electrons and cathodoluminescence to determine their internal structures and crystallization phases. Only perfect grains, without imperfections, fractures and mineral inclusions were selected for isotopic analyses. All U-Pb isotopic analyses were performed at the Geochronological Research Center of the Geosciences Institute, University of São Paulo (USP), using a NEPTUNE inductively coupled plasma-mass spectrometer (ICP-MS) and an excimer laser ablation (LA) system.

Table 2 provides the cup and ICP-MS configuration as well as the laser parameters used during the analysis. The U-Pb analyses were used to measure the materials in the following order: two blanks, two NIST standard glasses, three external standards, 13 unknown samples, two external standards, and two blanks. Each experiment comprises 40 cycles with 1 s/cycle. The ^{204}Hg interference for ^{204}Pb was adjusted using ^{202}Hg , where $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg} \approx 4.2$. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio was used to normalize both the NIST and external standards, while the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio was used to normalize the external standard. The GJ standard was used for the zircon analyses. Zircon typically contains low concentrations of common Pb. Thus, the reliability of the measured $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios critically depends on accurately assessing the common Pb component. The residual common Pb was corrected based on the measured ^{204}Pb concentration using the known terrestrial composition (Stacey & Kramers, 1975).

The uncertainty introduced by laser-induced fractionation of elements and mass instrumental discrimination was corrected using a reference zircon standard (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004). The isotope ratios and inter-element fractionation of data

collected using the ICP-MS instrument were evaluated by interspersing the GJ-1 zircon standard in each set of thirteen zircon samples (spots). The GJ-1 standard meets the requirements for the methods used in the laboratory, and the ratios $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, and $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ were homogeneous throughout the application of the bracket technique. External errors were calculated using error propagation for the individual measurements of the standard GJ-1 and the individual zircon sample measurements (spots). The ages were calculated using Isoplot version 4 and were based mainly on $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ludwig, 2008). *Chemale et al.* (2011) detail the analytical methods and data treatment.

Table 2 - Instrument parameters used during the acquisition of U-Pb isotopic data. L-low mass to faraday cup position, H-high mass to faraday cup position, and IC – ion counting, continuous dynode system.

Configurations	
Cup	^{202}Hg
IC3	$^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$
IC4	^{206}Pb
L4	^{207}Pb
IC6	^{208}Pb
L3	^{232}Th
H2	^{238}U
H4	
LA	
Energy	6 mJ
Repetition rate	5 Hz
Spot size	25-38 μm
Helium carrier gas	0.35 + 0.5 L min ⁻¹
ICP	
Ratio frequency power	1100 W
Cool gas flow rate	15 L min ⁻¹ Ar
Auxiliary gas flow rate	0.7 L min ⁻¹ Ar
Sample gas flow rate	0.6 L min ⁻¹ Ar

6.2. Results

PCC 001: About 150 crystals were separated from this subvolcanic rhyolite sample, and the grains selected for isotopic analysis were in the size range of 250 to 450 μm . One population was identified with different morphological characteristics. This zircon population comprises mainly euhedral, predominantly colorless, transparent, and short-prismatic crystals. Aspect ratios range from stubby (1:1 aspect ratio) to elongated (3:1) and are predominantly between 1:1 and 2:1. The cathodoluminescence photographs indicate that oscillatory zoning is the prominent textural feature with mostly fine growth bands (Fig.13). Twenty six LA-ICP-MS U-Pb zircon analyses were obtained from this sample and data were plotted in a concordia diagram. Corrected isotope data and calculated ages are presented in Table 3 and shown in the concordia diagram based on the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios (Fig.14). The crystallization age for sample PCC-001 is 561.1 ± 2.2 Ma (at the 95% confidence level, MSWD = 1.4).

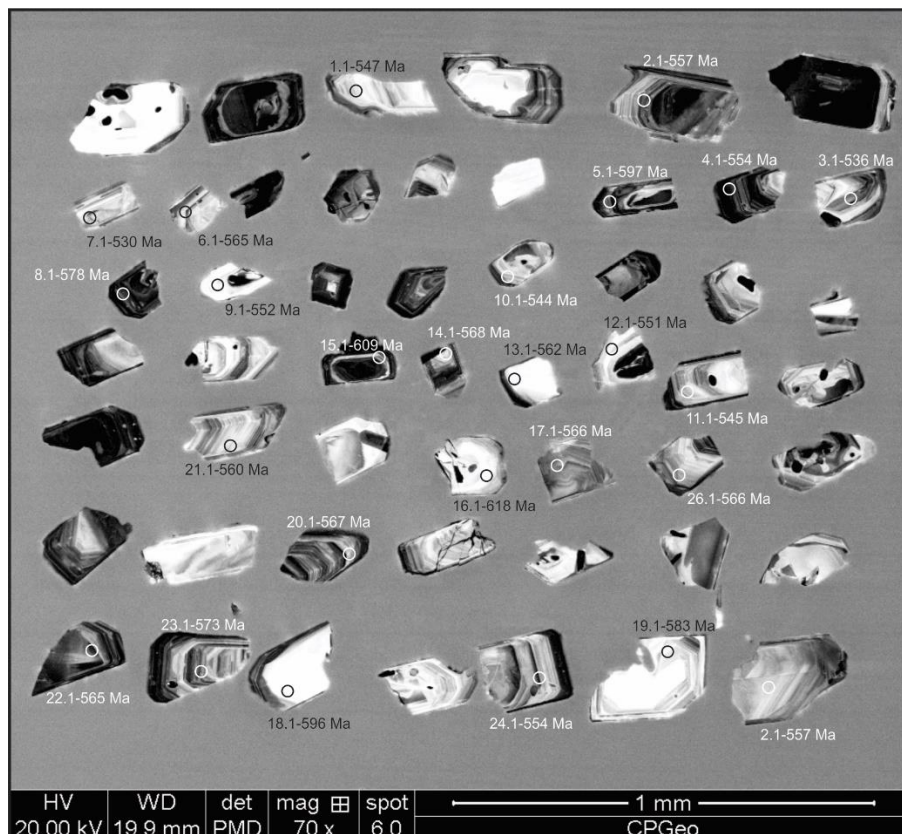


Figure 13 - Cathodoluminescence images of selected zircon crystals from the sample PCC 001 with indication of spots and obtained U-Pb ages.

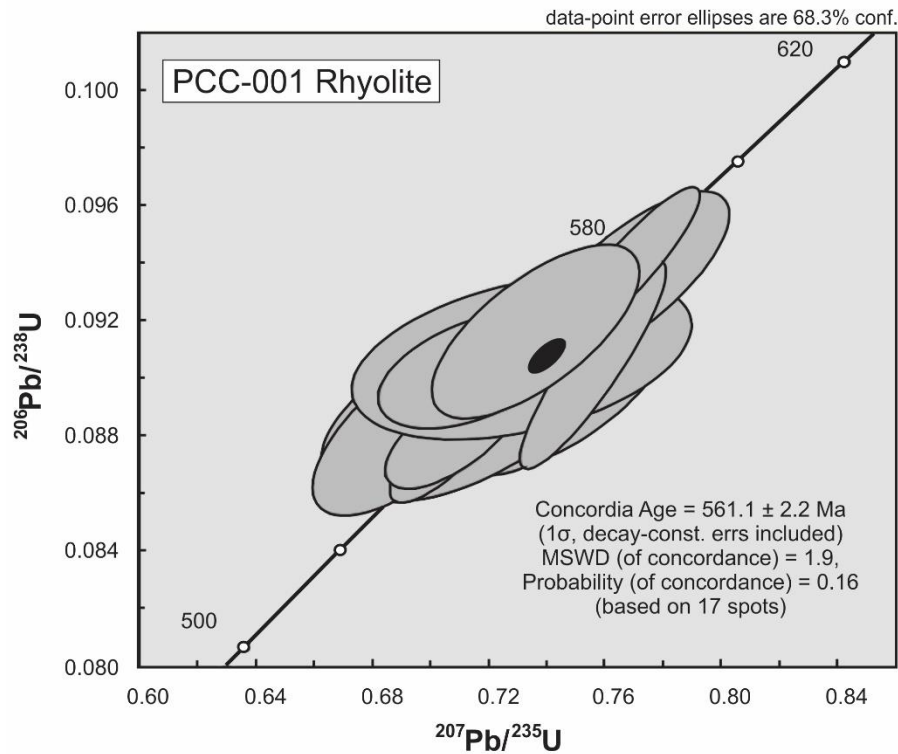


Figure 14 - Diagram with U/Pb zircon data for the sample PCC 001 obtained by LA-ICP-MS, providing an age of 561.1 ± 2.2 Ma to Cerro Partido subvolcanic rhyolite.

Table 3 – U-Pb zircon LA-ICP-MS isotope data from sample PCC-001.

Spot	Isotopic Ratios										
	^{207}Pb		^{206}Pb		corr.	^{238}U		^{207}Pb		^{208}Pb	
	^{235}U	1σ	^{238}U	1σ		^{206}Pb	1σ	^{206}Pb	1σ	^{206}Pb	1σ
2,1	0,740	0,028	0,090	0,002	0,622	11,140	0,260	0,059	0,002	0,493	0,181
4,1	0,730	0,019	0,090	0,002	0,776	11,144	0,221	0,059	0,000	0,438	0,160
9,1	0,709	0,031	0,089	0,002	0,525	11,263	0,261	0,058	0,002	0,574	0,210
10,1	0,695	0,024	0,088	0,002	0,697	11,308	0,270	0,059	0,002	0,522	0,191
11,1	0,712	0,018	0,089	0,002	0,853	11,296	0,239	0,059	0,001	0,433	0,158
12,1	0,735	0,019	0,091	0,002	0,845	11,009	0,243	0,059	0,001	0,824	0,301
14,1	0,748	0,015	0,091	0,002	0,875	11,015	0,197	0,059	0,001	0,421	0,035
17,1	0,739	0,015	0,091	0,001	0,710	11,021	0,154	0,059	0,001	0,245	0,020
20,1	0,738	0,015	0,092	0,001	0,731	10,903	0,158	0,059	0,001	0,312	0,025
22,1	0,743	0,015	0,091	0,001	0,739	10,935	0,163	0,059	0,001	0,473	0,038
23,1	0,753	0,015	0,092	0,001	0,717	10,814	0,153	0,059	0,001	0,368	0,028
24,1	0,707	0,015	0,088	0,001	0,648	11,363	0,156	0,059	0,001	0,336	0,026
25,1	0,731	0,039	0,091	0,002	0,392	11,022	0,228	0,059	0,003	0,420	0,035
26,1	0,715	0,022	0,090	0,001	0,484	11,075	0,163	0,059	0,001	0,493	0,039
8,1	0,769	0,022	0,094	0,002	0,736	10,691	0,224	0,059	0,001	0,302	0,111
16,1	0,756	0,017	0,090	0,002	0,900	11,054	0,290	0,059	0,002	0,401	0,037
19,1	0,768	0,016	0,094	0,002	0,900	10,645	0,200	0,059	0,001	0,401	0,035
6,1	0,736	0,024	0,092	0,002	0,682	10,913	0,238	0,059	0,001	0,307	0,113

Table 3 – cont.

PCC 001 - Cerro Partido Rhyolite					Apparent Ages (Ma)				
Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
common %	ppm	ppm	ppm		²³⁸ U		²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb %
<0.001	10,4	89,0	85,6	1,040	0,554	0,012	0,555	0,059	100
0,05	45,9	376,5	386,0	0,975	0,554	0,011	0,555	0,018	100
0,44	6,5	64,6	53,2	1,214	0,548	0,012	0,535	0,076	102
0,83	8,0	76,2	67,0	1,138	0,546	0,013	0,547	0,055	100
<0.001	9,2	76,2	80,7	0,944	0,547	0,011	0,545	0,019	100
<0.001	6,9	94,2	48,4	1,947	0,560	0,012	0,558	0,033	100
<0.001	7,4	64,5	61,0	1,058	0,560	0,010	0,561	0,032	100
0,34	12,7	62,3	116,0	0,537	0,560	0,008	0,560	0,023	100
4,36	15,4	101,2	133,2	0,760	0,566	0,008	0,567	0,024	100
<0.001	19,9	176,6	159,9	1,104	0,564	0,008	0,564	0,029	100
<0.001	18,1	133,0	152,4	0,873	0,570	0,008	0,568	0,025	100
0,20	19,1	148,9	171,1	0,870	0,544	0,007	0,544	0,025	100
4,71	7,8	66,5	61,4	1,083	0,560	0,011	0,556	0,098	101
0,69	12,3	110,9	98,6	1,125	0,557	0,008	0,559	0,047	100
<0.001	28,1	170,0	246,8	0,689	0,576	0,012	0,577	0,030	100
<0.001	2,6	21,5	21,5	0,997	0,558	0,014	0,561	0,055	100
<0.001	4,9	35,7	40,2	0,888	0,579	0,010	0,578	0,036	100
<0.001	14,1	94,4	123,5	0,765	0,565	0,012	0,566	0,034	100

CC-08: Thereabout 150 crystals were obtained from this rhyolite and the grains selected for isotopic analysis were in the size range of 50 to 100 μm. The population identified and used for the analyzes comprises mainly euhedral, colorless, transparent, and prismatic grains, with generally 3:1 and 4:1 length/width ratios. The cathodoluminescence imaging exposed different compositional zoning in most of the zircons. This zoning is the prominent textural feature with mostly fine growth bands (Fig.15). Thirteen LA-ICP-MS U-Pb zircon analyses were made from this sample and data were plotted in a concordia diagram. Corrected isotope data and calculated ages are presented in Table 4 and shown in the concordia diagram based on the ²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios (Fig.16). The crystallization age for sample CC-08 is 630.4 ± 2.8 Ma (at the 95% confidence level, MSWD = 1.4).

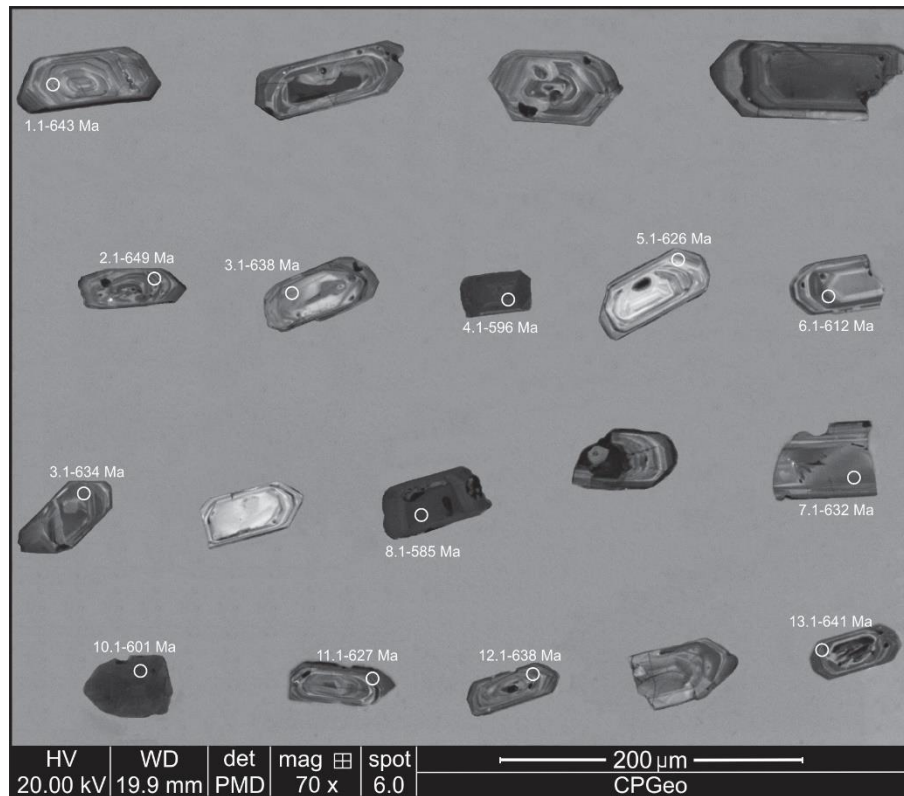


Figure 15 - Cathodoluminescence images of selected zircon crystals from the sample CC-08 with indication of spots and obtained U-Pb ages.

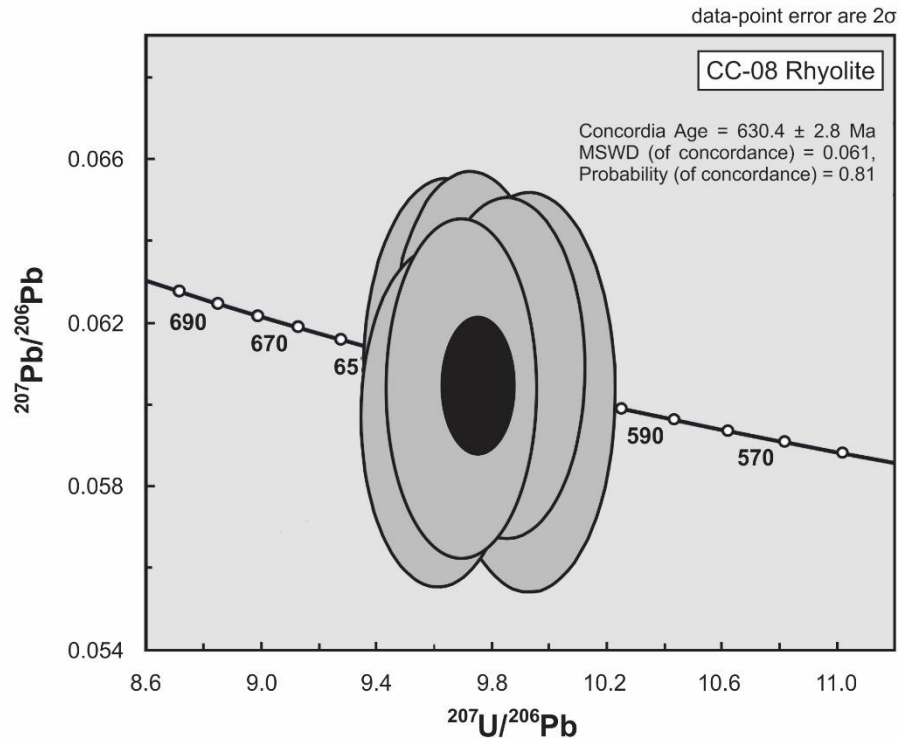


Figure 16 - Diagram with U/Pb zircon data for the sample CC-08 obtained by LA-ICP-MS, providing an age of 630.4 ± 2.8 Ma to Cerro Chato Rhyolite.

Table 4 – U-Pb zircon LA-ICP-MS isotope data from sample CC-08.

Isotopic Ratios											
Spot	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	corr.	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ
Size											
7,1	0,838	0,024	0,101	0,001	0,620	9,925	0,123	0,060	0,002	0,359	0,033
11,1	0,853	0,022	0,102	0,001	0,640	9,848	0,111	0,061	0,002	0,237	0,042
5,1	0,870	0,022	0,103	0,001	0,740	9,719	0,111	0,061	0,002	0,250	0,016
12,1	0,859	0,022	0,103	0,001	0,840	9,687	0,107	0,060	0,002	0,241	0,018
3,1	0,872	0,024	0,104	0,001	0,300	9,638	0,117	0,061	0,002	0,272	0,031
9,1	0,857	0,022	0,104	0,001	0,580	9,609	0,109	0,060	0,002	0,214	0,012
4,1	0,779	0,018	0,095	0,001	0,860	10,517	0,109	0,059	0,001	0,207	0,031
8,1	0,798	0,015	0,098	0,001	0,870	10,239	0,089	0,059	0,001	0,231	0,010
10,1	0,799	0,015	0,099	0,001	0,860	10,152	0,089	0,059	0,001	0,202	0,007
1,1	0,919	0,030	0,108	0,002	0,580	9,303	0,133	0,062	0,002	0,202	0,012
13,1	0,913	0,023	0,108	0,001	0,180	9,275	0,105	0,061	0,002	0,212	0,027
6,1	0,864	0,025	0,103	0,001	0,870	9,754	0,121	0,061	0,002	0,358	0,044
2,1	0,897	0,024	0,106	0,001	0,860	9,430	0,111	0,061	0,002	0,292	0,019

Table 4 – cont.

CC08 - Cerro Chato Rhyolite					Apparent Ages (Ma)						
Pb total	Pb	Th	U	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$
commom	rad	ppm	ppm								%
%	ppm	ppm	ppm								
2,59	51,50	358,00	314,90	1,14	0,619	0,007	0,618	0,013	0,615	0,071	100
0,88	43,60	197,00	303,00	0,65	0,623	0,007	0,626	0,012	0,637	0,062	97
0,00	35,90	158,10	246,60	0,64	0,631	0,007	0,636	0,012	0,651	0,062	96
4,86	36,20	185,50	251,30	0,74	0,633	0,007	0,630	0,012	0,617	0,060	102
1,02	25,60	112,70	185,40	0,61	0,636	0,007	0,637	0,013	0,637	0,068	99
0,49	44,60	182,00	306,20	0,60	0,638	0,007	0,629	0,012	0,594	0,061	107
2,26	107,10	673,70	802,40	0,84	0,586	0,006	0,585	0,010	0,582	0,051	100
0,45	133,70	707,30	1026,10	0,69	0,601	0,005	0,596	0,008	0,576	0,043	104
0,47	136,10	606,60	1062,60	0,57	0,606	0,005	0,596	0,009	0,561	0,045	107
0,60	19,30	75,90	136,00	0,56	0,658	0,009	0,662	0,016	0,674	0,084	97
2,11	39,20	203,70	258,60	0,79	0,660	0,007	0,659	0,013	0,654	0,064	100
22,43	33,80	190,10	217,90	0,87	0,629	0,007	0,632	0,013	0,642	0,066	97
12,57	32,80	186,40	244,70	0,76	0,650	0,007	0,650	0,013	0,651	0,064	99

7. DISCUSSION

The Cerro Chato region comprises an association of acid volcanic rocks of effusive, pyroclastic and subvolcanic nature grouped into two morphologically distinct features, both affected by NW and NE faults: Cerro Chato and Cerro Partido. Cerro Chato is constituted by a succession of pyroclastic deposits superimposed by effusive rocks, both of rhyolitic composition. The Cerro Partido comprises a subvolcanic rhyolitic body in the western portion of the studied area, with NE-SW orientation, cutting the basement rocks and the pyroclastic deposits in the basal portion of Cerro Chato.

Normally, these types of volcanic deposits are associated with superficial magmatic reservoirs of extremely viscous magmas often located at depths of less than 1km. The eruption generated by these reservoirs usually has an explosive character, in which the internal pressure generated by the gradual enrichment of volatiles is greater than the lithostatic pressure. The excess of pressure exerted by the volatile concentration allows to overcoming the lithostatic pressure promoting the formation of fractures followed by the highly explosive extrusion (Llambías *et al.*, 2008).

Explosive volcanism related to the beginning of the eruptive cycle occurred punctually in the Pelotas Batolith domain, being previously restricted to the study area. The base of the pyroclastic sequence, characterized by pyroclastic density currents (PDCs) rich in lithic materials, can be related to the phase of greater explosive intensity, with intense pressure exerted by the volatiles, making possible the fragmentation and extraction of fragments from the conduit and the adjacent lithotypes. Through constant devolatilization of the magma chamber, the system graded to terms richer in crystals, sometimes extremely rich in pumices. This gradation is due to the decrease of the volatiles pressure inside the magmatic reservoir, which leads to a decrease in the eruptive power, reducing vesiculation and magmatic fragmentation and releasing almost exclusively juvenile material. Field and laboratory data allow inferring that the process established was of low magnitude, probably related to the instantaneous collapse of an eruptive column. In this model, the column cannot be sustained, presenting a low volatiles/solids ratio in which pyroclastic materials move as flows, probably expelled by a fissural system, since the deposits are aligned in the NE-SW direction.

The end of an explosive period does not necessarily indicate a break in the eruptive process. Volcanic activity can proceed through non-fragmented magmatism.

In the Cerro Chato, the magma has a highly viscous rhyolitic composition, which generates lava flows with well developed flow structures as well as folds generated by the difficulty of lava displacement. The formation of domes is another characteristic of this non-explosive eruptive process. Rhyolitic domes are volcanic structures generated by the extrusion of viscous lava from a central or fissural conduit. According to Aguillón-Robles *et al.*, (1994), its growth is endogenous, through injections of lava inside an initial body. Generally, the outer walls of the dome, in contact with the air, form chaotic breccias of the same composition as the inner part of the dome. These characteristics are present in Cerro Chato and influence directly the local topography composed of a sequence of hills with flattened tops by the erosion of rhyolitic flows associated to small domes related to the final stages of the eruptive cycle.

Normally, subvolcanic bodies are associated with effusive volcanic environments and systems, originating from liquids with high viscosity and low mobility. Most of them cannot rise to the surface, freezing in shallower portions of the crust. When erosion discovers the roots of a volcanic system, the presence of these shallow intrusive bodies is observed, cutting and intruding the cogenetic basal units, corresponding to the same volcanic and magmatic system. The intrusive body of Cerro Partido, through field observations and interpretation of satellite images, was defined as intrusive in the pyroclastic sequence of Cerro Chato. Its NE-SW direction is consistent with the orientation of the alignment formed by the volcanic hills and domes, suggesting a possible regional magmatism of fissural origin, or through conduits associated with regional linear structures.

Geochemical data indicate that the volcanic rocks are similar to high-silica systems, with high SiO₂ contents (>74%). Many authors suggest that the high-silica rhyolites represent residual rhyolitic liquids produced by fractionation of alkaline magmas with a mantellic origin (Loiselle & Wones, 1979; Turner *et al.*, 1992; Wilson, 1989). Under this hypothesis, fractional crystallization that was potentially combined with crustal contamination or assimilation is responsible for evolution of the alkaline magmas, which are highly differentiated from the transitional basalts or moderately alkaline magma. Similar processes have been proposed by various authors (e.g., Verma, 1983, 1984; Halliday *et al.*, 1984; Novak & Mahood, 1986; Cameron & Cameron, 1986a; Halliday *et al.*, 1986; Ferriz & Mahood, 1987; Moll-Stalcup, 1987; Hildreth, 1987; Halliday *et al.*, 1987) to explain the genesis of high-silica rhyolites in many environments, such as the Volcanic Center Sierra La Primavera (Pleistocene -

Mexico, Mahood & Halliday, 1988). Recent studies (e.g., Hildreth, 2004; Bachmann & Bergantz, 2004; Lipman, 2007) propose that high-silica rhyolites originated from the separation of liquids derived from rhyolitic crystal mush linked to large granodioritic or granitic plutons.

The magmatism related to these volcanic rocks corresponds to a silica saturated alkaline series of metaluminous character. This is corroborated by the elevated alkalis (7.5 to 8.5), $\text{FeO}t / \text{FeO}t + \text{MgO}$ (0.9 to 1) and agpatic indexes above 0, 75. Although they present a high $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ ratio, which is a characteristic of shoshonitic series rhyolites (alkaline-K), the low Sr (<200 ppm) does not allow the inclusion of the studied rocks in this series. TiO_2 was used as a differentiation index and through the generated binary graphs two distinct groups were identified: a high-Ti, comprised by the rhyolites of Cerro Partido and a low-Ti, comprised by the rhyolites of Cerro Chato. The compositional differences observed between the high and low Ti groups may be attributed to different rates of mantle melting, or different rates of crustal contamination.

Concerning trace elements and ETR, the samples of both hills have moderate to high values of Zr, Y and Rb. The Nb occurs in very low values in Cerro Partido, and in Cerro Chato its contents are moderate, accompanied by low values of Ba and Sr, corroborating mechanisms of magmatic differentiation in the evolution of these rhyolitic magmas. The trace and REE elements show an enrichment in LILEs, a strong negative Ba anomaly and an enrichment of K_2O and Rb in relation to Nb, suggesting characteristics of magmas derived from shallow mantle sources, enriched in incompatible elements with possible crustal participation. This behavior, together with the slight enrichment of ETRL in relation to ETRP and the strong Eu anomaly, observed when normalized to the chondrite of Nakamura (1974), also suggests alkaline metaluminous rhyolitic magmas.

Geochemical data from Cerro Chato and Cerro Partido rhyolites were compared to data from other rhyolitic systems of the Pelotas Batholith, such as the rhyolites related to the Piratini dyke swarm (Zanon, 2005) and Ana Dias rhyolite (Oliveira, 2015). The Cerro Chato rhyolites have similar characteristics to the Cerro Ana Dias rhyolites. The Piratini rhyolites are more differentiated and have a higher degree of alkalinity, tending to peralkaline magmas. The magmatism related to these lithologies has a more sodic character, as evidenced by the lower $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ ratio, with values close to 1. The behavior of the trace elements ratifies the findings obtained through major elements data, which are very similar for the Cerro Chato

and Cerro Ana Dias rocks. The highest enrichment in HFSE, observed in the rhyolites of the Piratini Dyke Swarm, is characteristic of sodic alkaline liquids.

The Cerro Chato rhyolites, as well as the rhyolites of the Cerro Ana Dias and the Piratini dykes, have geochemical characteristics compatible with A-type granites, such as $(104 \cdot Ga) / Al > 2.5$, $Ce + Y + Nb + Zr > 400$ ppm and $FeOt / (FeOt + MgO) > 0.9$. These values, together with the $Rb / (Y + Nb)$ and Nb / Y ratios, suggest magmas associated with intra-plate and post-collisional environments as proposed by Nardi & Bitencourt (2009) for A-type granites in southern Brazil. According to Nardi & Bitencourt (2009), the origin and evolution of this granitic magmatism may be related to processes involving magmatic differentiation, from basic to intermediate mantellic magmas.

Ages related to the Cerro Chato and Cerro Partido rhyolites presented a certain disagreement, which corroborates with the field and lithochemistry data, attesting the occurrence of two different volcanic events: 1) Related to Cerro Partido (561.1 ± 2.2 Ma) with similar ages to the Dom Feliciano Suite granites and other rhyolitic dykes from the Pelotas Batholith; and 2) Related to the Cerro Chato rhyolites (630.4 ± 2.8 Ma) with similar ages to those found in the pyroclastic cobbles from the upper Maricá Formation, 630.2 ± 3.4 Ma (Borba *et al.* 2008), suggesting a temporal correlation between the volcanism of Cerro Chato and the syn-sedimentary volcanism of the Maricá Formation in the Camaquã Basin.

8. CONCLUSIONS

Covering a relatively small territorial extension, 22 km² approximately, the study area stands out for being the only record of *strictu sensu* volcanism related to the geological context of Pelotas Batholith in southernmost Brazil. It comprises pyroclastic deposits superimposed by rhyolitic flows (Cerro Chato), both intruded by a subvolcanic body (Cerro Partido). Four distinct facies were individualized through their compositions and textures, two pyroclastic, one effusive and one intrusive occurring stratigraphically in the following order Lithic fragments-rich Lapilli-Tuff (ILT); Crystals-rich with evident eutaxitic texture Lapilli-Tuff (ecLT); Foliated hemi-crystalline Rhyolites (fhR) and autobrecciated Rhyolites (bR); And Porphyritic Rhyolites (pR).

Ages related to the rhyolites from Cerro Chato (630.4 ± 2.8 Ma) and Cerro Partido (561.1 ± 2.2 Ma) presented certain disagreement, which corroborates with

the field and lithochemistry data, attesting the occurrence of two different volcanic events.

The geochemical data of Cerro Chato rhyolites exhibit characteristics that are similar to those of the subvolcanic rocks of the Dom Feliciano Suite (Ana Dias Rhyolite and Piratini Dykes), which is considered the most evolved granitic suite during the final stages of emplacement of the Pelotas Batholith. These characteristics are pointed out by elevated SiO_2 and alkali concentrations, high $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ ratios and agpaite index; and low Al_2O_3 , CaO, and MgO contents, which suggest that the rhyolites belong to the alkaline to subalkaline series and have a metaluminous to peraluminous character. The moderate contents of Zr, Rb, Y, Nb, and Ga and the relatively low Ba and Sr values are common in acid magmas with alkaline affinity. The enrichment in incompatible elements, in addition to the negative Ba anomaly, the slight enrichment in Ce relative to adjacent elements, as well as the enrichment in K_2O and Rb relative to Nb, suggest magmas derived from mantle sources enriched in incompatible elements with some crustal contamination. The Cerro Chato rhyolites as well as the subvolcanic rocks of the Dom Feliciano Granitic Suite present geochemical characteristics that are consistent with those of A-type granitic magmas associated with the Late Neoproterozoic post-collisional magmatism in the Sul-Rio-Grandense Shield, southernmost Brazil.

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to CAPES for the Master research grant and to C.A. Sommer and E.F. Lima who provided partial financial support from CNPq (400724/2014-6, 441766/2014-5, 302213/2012-0, 303584/2009-2, 473683/2007, 5470641/2008-8, 470203/2007-2, 471402/2012-5, 303038/2009-8 and 470505/2010-9), from the Rio Grande do Sul State Research Foundation (FAPERGS) 1180/12-8, and PRONEX 10/0045-6. We also thank IGEO/UFRGS for the laboratory support.

REFERENCES

- Aguillón-Robles, A.; Aranda-Gómez, J. J.; Solorio-Munguía, J. G., 1994. Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México. *Rev. Mex. Cienc. Geol*, 11(1): p. 29-42.
- Allen, A.S.R.; Morgan, D.J.; Wilson, C.J.N.; Millet, M.A., 2013. From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body. *Contrib. Mineral Petrol.*, 166: p. 143 - 164.
- Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Philipp, R.P.; Robaina, L.E.S.; Pintaúde, D.A., 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, região de Torrinhas, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.XIII, 31: p. 59-72.
- Almeida, E.S.; Abreu de Castilhos, J.J.; Simon A.F.; Avila, E.L.; Aumond, J. J.; Pinto, N.L. C.; Dal Santo, N.A & Infante, N., 1991. Observações geomorfológicas na Praia do Forte - Ilha de Santa Catarina, Município de Florianópolis – SC. *GEOSUL*, 11: p. 38-54.
- Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y., 1984. O embasamento da Plataforma Sul Americana. *In: O Pré-cambriano do Brasil*, p. 1-5. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, Campina Grande, Anais, 363-391.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24 (5): p. 439–442.
- Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic–gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 10 (3–4), 263–274.
- Bachmann, O.; Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45: p. 1565-1582.
- Bachmann, O.; Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49: p. 2277 - 2285.

Bachmann, O.; Dungan, M.A.; Lipman, P.W., 2002. The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado; rejuvenation and eruption of an upper crustal batholith. *Journal of Petrology*, 43: p. 1469-1503.

Bailey, D.K., 1974. Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanic rocks: a review. *Bulletin of Volcanology* 38 (2): p. 637–652.

Barth, T.F.V., 1945. Studies on the igneous rock complex of the Oslo region. II. Systematic petrography of the plutonic rocks: *Skrifter Det Norske Vid.-Akad. i Oslo. I. I]lat.- Naturv. kl*, 9: 103 pp.

Belotti, K.K., 2014. Caracterização geológica da sequência sedimentar neoproterozoica do Cerro Chato, Herval, RS. Trabalho de conclusão de curso. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 48p.

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: p. 184-187.

Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), p. 3-16.

Bonin B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78, p. 1-24.

Borba, A.W.; Mizusaki, A.M.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Onoes, A.T.; Hartmann, L.A., 2008. U-Pb zircon and ^{40}Ar - ^{39}Ar 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: p. 359-375.

Bossi, J.; Ferrando, L.; Montaña, J.; Campal, N.; Morales, H.; Gancio, F.; Schipilov, A.; Piñeyro, D.; Sprechmann, P., 1998. Carta geológica del Uruguay. In: Escala 1:500.000. Geoeditores, Montevideo.

Branney, M. J.; Kokelaar, B. P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London*, 152p.

Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana, an approach to the Brasiliano-Pan african Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: p.155-166.

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

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Brueseke, M.E.; Ellis, B.S., 2012. Messing up the mush model? Single crystal constraints from the Miocene Jarbidge Rhyolite (USA). *Am. Geophys. Union Fall Meeting 2012* (abstract #V43D-2894).

Caldasso, A. L. S.; Lopes, R. C., 1994. A Calha Tectônica de Cerro Chato no contexto da Evolução Eo-Paleozóica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camburiú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camburiú: SBG, 3: p. 229-230.

Cameron, K.L.; Cameron, M., 1986. Geochemistry of quartz-normative igneous rocks from the Chinati Mountains and Terlinga areas, west Texas--a comparison with Cenozoic volcanic rocks from Chihuahua and Baja California Sur, Mexico. *University of Texas Guidebook, Bureau of Economic Geology*, 23: p. 143-163.

Campbell, M.E.; Hanson, J.B.; Minarik, W.G.; Stix, J., 2009. Thermal history of the Bandelier magmatic system: evidence for magmatic injection and recharge at 1.61 Ma as revealed by cathodoluminescence and titanium geothermometry. *Journal of Geology*, 117: p 469 - 485.

Cas, R. A. F.; Wright, J. V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, Allen & Unwin, 528p.

Cathey, H.E.; Nash, B.P., 2004. The Cougar Point Tuff: implications for thermochemical zonation and longevity of high-temperature, large-volume silicic magmas of the Miocene Yellowstone Hotspot. *Journal of Petrology*, 45: p. 27 - 58.

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.; Dussin, I.A.; Alkmim, F.; Martins, M.S.; Queiroga, G.; Armstrong, R.; Santos, N.M., 2011. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhac, o Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, in press.

Cooper, G.F.; Wilson, C.J.N.; Millet, M.A.; Baker, J.A.; Smith, E.G.C., 2012. Systematic tapping of independent magma chambers during the 1 Ma Kidnappers supereruption. *Earth Planet. Sci. Lett.* 313 - 314, 23 - 33.

Collins, W.J.; Beams, S.D.; White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80 (2): p. 189–200.

Collins, W.J.; Wiebe, R.A.; Healy, B.; Richards, S.W., 2006. Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacrystic Kamberuka Suite, Australia. *Journal of Petrology*, 47: p. 2073–2104.

De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: p. 183-210.

Deering, C.D.; Bachmann, O., 2010. Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297: p. 324 - 331.

Dethier, D.P.; Kampf, S.K.; Sawyer, D.A.; Budhan, J.R., 2007. Chemical zonation in the upper Bandelier Tuff: evidence from the chemistry of distal outcrops, Puye quadrangle. *New Mexico Geol. Soc. Guidebook 58th Field Conference, Geol of the Jemez Mountains Region II*, p. 333 - 343.

Eby, G.N., 1979. Mount Johnson, Quebec - An example of silicate-liquid immiscibility?. *Geology*, 7: p. 491 - 494.

Eichelberger, J.C.; Chertkoff, D.G.; Dreher, S.T.; and Nye, C.J. 2000. Magmas in collision: rethinking chemical zonation in silicic magmas. *Geology* 28: p. 603–606.

Ellis, B.S.; Barry, T.L.; Branney, M.J.; Wolff, J.A.; Bindeman, I.; Wilson, R.; Bonnicksen, B., 2010. Petrologic constraints on the development of a large-volume, high temperature silicic magma system: the Twin Falls eruptive centre, central Snake River Plain. *Lithos* 120: p. 475 - 489.

Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A. F. U.; Koester, E.; Porcher, C. C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G. E.; Camozzato, E., 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): p.351-374.

Ferriz H.; Mahood G.A., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcauc Belt. *Journal of Petrology*, 28: p. 171-209.

Fragoso-Cesar, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fragoso-Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro De Geologia, 34, Goiânia. Anais. Goiânia, SBG, 3: p. 1322-1343.

Frantz, J.C.; McNaughton, N.J.; Marques, J.C.; Hartmann, L.A.; Botelho, N.F.; Caravaca, G., 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constrains on the temporal evolution of ths Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and Eastern Dom Feliciano Belt. South American Symposium on Isotope Geology, 4, Short Papers, Salvador, SBG, 1: p. 174 - 177.

Gaucher, C.; Frei, R.; Chemale Jr., F.; Frei, D.; Bossi, J.; Martinez, G.; Chigolino, L.; Cernuschi, F., 2010. Mesoproterozoic evolution of the Rio de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? Int. J. Earth Sci., doi:10.1007/s00531-010-0562-x.

Glazner, A. F.; Coleman, D. S.; Bartley, J. M., 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, 36: p. 183 - 186.

Greene, R. C., 1973. Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon. U.S.G.S Professional Paper, 797.

Gualda, G. A. R.; Ghiorso, M. S., 2013. The Bishop Tuff giant magma body: an alternative to the Standard Model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166: p. 755 - 775.

Halliday, A.N.; Fallick, A.E.; Hutchinson J.; Hildreth W., 1984. A Nd, Sr and O isotopic investigation into the causes of chemical and isotopic zonation in the Bishop Tuff, California. *Earth Planet Sci Lett*, 68: p. 379-391.

Halliday, A.N.; Mahood, G.A.; Hildreth, W.; Holden, P.; Stephens, W.E., 1987. Isotopic constraints on mechanisms of production and contamination of silicic magmas. Abs Symposium on the Origin of Granites. Proc. Royal Soc. Edinburgh and Royal Soc. London, p 33.

Halliday, A.N.; Shepherd, T. J.; Dickin, A.P., MacLaren, F.; Darbyshire, F., 1986. Sm-Nd dating and fingerprinting of the north Pennine fluorite deposits. *Terra Cognita*, 6: 2 (abstract).

Harper, B.E.; Miller, C.F.; Koteas, G.C.; Cates, N.L.; Wiebe, R.A.; Lazzareschi, D.S.; Cribb, J.W., 2004. Granites, dynamic magma chamber processes and pluton construction: the Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Nevada, USA. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 95: p. 277–295.

Hartmann, L.A.; Campal, N.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Bossi, J.; Schipilov, A.; Lafon, J.-M., 2001. Archean crust in the Rio de La Plata Craton,

Uruguay—SHRIMPU—Pb zircon reconnaissance geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 557–570.

Hartmann, L.A.; Chemale, F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. 50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Comunicação e Identidade. p.97-123.

Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829 e 844.

Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research* 19: p. 84 - 99.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J., 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso Neto, A., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Ed. Beca, p. 203-234.

Hervig, R. L.; Dunbar, N. W., 1992. Cause of chemical zoning in the Bishop (California) and Bandelier (New Mexico) magma chambers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 111: p. 97- 108.

Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geological Society of America Special Paper*, 180, p. 43-76.

Hildreth, W., 1987. New perspective on the eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *Bull. of Volcanol.*, 49: p. 680-693.

Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, no. 3-4, p. 169-198.

Hildreth, W.; Wilson, C. J. N., 2007. Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48: p. 951 - 999.

Hildreth, W.; Halliday, A.N.; Christiansen, R.L., 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field: *Journal of Petrology*, 32: p. 63 – 137.

Jackson S.; Pearson N.J.; Griffin W.L.; Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, p. 211: 47-69.

Janoušek, V.; Erban, V.; Farrow, C. M. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (gcdkit). *J Petrol* 47: p. 1255–1259.

Koester, E.; Fernandes, L.A.D.; Soliani Jr., E.; Nardi, L.V.S.; Kraemer, G.; Roisenberg, A., 2001a. Geologia e geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 31 (2), 141 e 154.

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): p. 745–750.

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

Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40: p. 688 - 705.

Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; Fernandes, L.A.D.; McNaughton, N.J.; Soliani, E.; Koester, E.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 739–750.

Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field: *Geosphere*, 3: p. 423-70.

Llambías, E. J., 2008. *Geología de los cuerpos ígneos* (3 ed.). Buenos Aires, Instituto Salesiano de Artes Gráficas, 222p.

Loiselle, M.C.; Wones D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: p. 468.

Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley.

Mahood, G.A.; Halliday, A.N., 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 183-191.

Mahood, G.A.; Hildreth, W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11: p. 722-726.

Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Ávila, J.N.; Kawashita, K.; Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de La Plata Craton. *Gondwana Res.* 12, 489–508.

Maniar, P.D.; Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: p.635-64.

Mason, B.G.; Pyle, D.M.; Oppenheimer, C., 2004. The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth: *Bulletin of Volcanology*, 66: p. 735 – 748.

Metz, J.M.; Mahood, G.A., 1991. Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 106(3): p. 379-397.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlín: Springer Verlag. 582p.

Miall, A. D. 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag. 616p.

Miller, C.F.; Miller, J.S. 2002. Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV, USA. *Lithos*, 61: p. 209–224.

Moll-Stalcup, E.J., 1987. The petrology and Sr and Nd isotopic characteristic of five Late Cretaceous-early Tertiary volcanic fields in western Alaska: unpublished Ph.D. thesis, Stanford University, 310 p.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: p. 757-775.

Nardi, L.V.S., 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesq.*, 18(1): p. 44-57.

Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F.S, 2007..Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 125-139.

Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F.S., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): p. 1493-1503.

Nardi, L.V.S.; Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro Intrusive Suite. Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, 92 (1/2): p. 197-211.

Novak, S.M.; Mahood, G.A., 1986. Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash caldera, Nevada *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94:p. 352-373.

Oliveira, D.S.; Sommer, C.A.; Philipp, R.P.; Lima, E.F.; Basei, M.A.S., 2015. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated to the Neoproterozoic Batholith Pelotas, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: p. 84 - 100.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K., 2011. The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal Earth Science*, 100: p. 201-220.

Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga, O., McReath, I., Neto, M.D.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Res.* 17 (4), 688–703.

Pearce, J. A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, n. 4, p.120-125.

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

Philipp, R.P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255p.

Philipp, R.P.; Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Pintaúde, D.A., 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Atca Geologica Leopoldensia*, XIV, 34: p. 95-122

Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Machado, R., 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *50 Anos de Geologia*, Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS, 1: p. 59-77.

Philipp, R.P.; Jelinek, A.R.; Chemale Jr., F., 2012. New U-Pb zircon ages of post-collisional granitic magmatism and orthogneiss basement of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano belt, RS. *VIII Symposium on Isotope Geology (SSAGI)*, Medellin, Corpogemmas, v. 1, p. 155-155.

Philipp, R.P.; Machado, R., 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3) (no prelo).

Philipp, R.P.; Machado, R., 2002. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): p. 257-266.

Philipp, R.P.; Machado, 2005. The late neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: p. 461-478.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Chemale Jr, F., 2003. Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Implicações Petrogenéticas e Idade de Reativação das Zonas de Cisalhamento. *Geologia USP Série Científica*, 3: p. 71 - 84.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozoico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociência*, 32(2): p. 277-290.

Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S., Machado, R., 1998. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Bahia, Publicação Especial nº5, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, p. 129-152.

Philipp, R.P.; Massone, H.; Campos, R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24.

Philipp, R.P.; Nardi, L.S.V.; Bitencourt, M.F.S., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS. p.133-160.

Philpotts, A.R., 1976. Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.*, 276: p. 1147 - 1177.

Ramgrab, G. E.; Wildner, W., 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SH.22-Y-C. CPRM. Porto Alegre, Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000 - Brasília.

Schuraytz, B. C.; Vogel, T. A.; Younker, L. W., 1989. Evidence for dynamic withdrawal from a layered magma body: the Topopah Spring Tuff, southwestern Nevada. *J. Geophys. Res.* 94: p. 5925 - 5942.

Shaw, H. R.; Smith, R. L.; Hildreth, W., 1976. Thermogravitational mechanisms of chemical variations in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.* 8, 1102.

Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon based U–Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.* 136, 203–240.

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Philipp, R.P.; Noll Filho, R.J.; Oliveira, D.S., 2012. Sistemas vulcânicos e sub-vulcânicos riolíticos associados ao Batólito Pelotas, porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: dados preliminares. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. *Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia.* São Paulo: SBG – Núcleo São Paulo. V. CD.

Stacey, J.S.; Kramer, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: p. 207-221.

Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Hornos caldera, Mexico: Nd and Sr isotope data. *Nature*, 302: p. 52-55.

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting: *Revista Geologica de Chile*, 31: p. 161 – 206.

Streck, M.J., 2014. Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284: p. 79 - 94.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon. *Bull. Volcanol.* 57: p. 151 - 169.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 1997. Compositional gradients and gaps in high-silica rhyolites of the Rattlesnake Tuff, Oregon. *Journal of Petrology*, 38: p. 133 - 163.

Streck, M. J.; Grunder, A. I., 2008. Phenocryst-poor-rhyolites of bimodal, tholeiitic provinces: the Rattlesnake Tuff and implications for mush extraction models. *Bull. Volcanol.* 70: p. 385 - 401.

Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granite. *Journal of Geology*, 97: p. 261 - 280.

Thomas, J.B.; Watson, E.B.; Spear, F.S.; Shemella, P.T.; Nayak, S.K.; Lanzirotti, A., 2010. Titanium under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 160: p. 743–759.

Turner, S.P.; Foden, J.D.; Morrison, R.S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos* 28: p. 151-179.

Ui, T., 1971. Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 18: p. 53-127.

Verma, S.P., 1983. Strontium and neodymium isotope geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Gulf of California. *Chemical Geology*, 41: p. 339 - 356.

Verma, S.P., 1984. Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zaca-tecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico. *Isotopic Geoscience*, 2: p. 37-53.

Vernon, R.H.; Paterson, S.R. 2006. Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 97: p. 369–381.

Wallace, P. J.; Anderson, A. T.; Davis, A. M., 1999. Gradients in H₂O, CO₂, and exsolved gas in a large volume silicic magma system: interpreting the record preserved in melt inclusions from the Bishop Tuff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104: p. 20,097 - 20,122.

Walker, G.P.L., 1972. Crystal Concentration in Ignimbrites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 36: p. 135 - 146.

Whalen, J. B.; Currie, K. L.; Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: p. 407-419.

White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1983. Granotoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir*, 159: p. 21 - 34.

Wiebe, R.A.; Blair, K.D.; Hawkins, D.P.; and Sabine, C.P., 2002. Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 114: p. 909–920.

Wilcock, J.; Goff, F.; Minarik, W.G.; Stix, J., 2013. Magmatic recharge during the formation and resurgence of the Valles Caldera, New Mexico, USA: Evidence from quartz compositional zoning and geothermometry . *Journal of Petrology*, 54: p. 635 - 664.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin, Springer, 466p.

Winchester, J.A.; Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Journal: Chemical Geology*, 20: p. 325-343.

Wolff, J.; Ramos, F.C., 2013. Processes in caldera-forming high-silica rhyolite magma: Rb-Sr and Pb isotope systematics of the Otowi member of the Bandelier Tuff, Valles Caldera, New Mexico, USA. *Journal of Petrology*, 55: p. 345 - 375.

Wolff, J.; Ramos, F.C.; Olin, P.H., 2012. Compositional zoning in high-silica rhyolite tuffs. *Am. Geophys Union, Fall Meeting 2012* (abstract #V43D-2888).

Zanon, C.; Machado, R.; Philipp, R.P., 2006. Petrologia e geoquímica dos diques félsicos e máficos associados ao Batólito Pelotas na região de Piratini, RS. *Revista Brasileira de Geociência*, 36(1): p. 23-34.

Zanon, C., 2005. Petrografia, química mineral e geoquímica dos enxames de diques e suas encaixantes nas regiões de Piratini e Pinheiro Machado, RS. [Ph.D. thesis]: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 270 p.