

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

**RIOLITOS NEOPROTEROZOICOS NA REGIÃO DO CERRO DO PERAU,  
CAÇAPAVA DO SUL, RS: REOLOGIA E MODELO DE COLOCAÇÃO**

RAYANE BASTOS DE FREITAS

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre – 2019

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

**RIOLITOS NEOPROTEROZOICOS NA REGIÃO DO CERRO DO PERAU,  
CAÇAPAVA DO SUL, RS: REOLOGIA E MODELO DE COLOCAÇÃO**

RAYANE BASTOS DE FREITAS

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Dr. Felipe Padilha Leitzke - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Dr. Matheus Silva Simões - CPRM/Serviço Geológico do Brasil

Prof. Dr. Vinícius Matté - Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA)

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

Porto Alegre – 2019

## CIP - Catalogação na Publicação

FREITAS, RAYANE BASTOS DE  
RIOLITOS NEOPROTEROZOICOS NA REGIÃO DO CERRO DO  
PERAU, CAÇAPAVA DO SUL, RS: REOLOGIA E MODELO DE  
COLOCAÇÃO / RAYANE BASTOS DE FREITAS. -- 2019.  
73 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,  
2019.

1. Riolitos. 2. Estruturas. 3. Reologia. 4. ASM. 5.  
Modelo de colocação. I. Sommer, Carlos Augusto,  
orient. II. Título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à Deus por ter nos dado o dom da vida e a possibilidade de, ao longo de toda caminhada geológica, aprender que a beleza está nas coisas mais simples. Aos meus pais Freitas e Geane e meu irmão João Paulo, que sem eles eu não teria a força e a alegria para continuar essa caminhada que por vezes pareceu ser impossível.

Agradeço também ao meu querido orientador Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, por aceitar me orientar mesmo sem me conhecer, pela elaboração do projeto, toda sua disponibilidade, atenção e paciência comigo.

Aos professores Dr. Jairo Savian e Dr. Evandro de Lima por suas grandes contribuições nesse trabalho. Aos colegas que também participaram ativamente nesse projeto, Maurício Haag, Johnatan Gambeta e Diego Lyra. Ao laboratório de Paleomagnetismo da USP, que me ajudaram na obtenção dos dados para a realização deste trabalho.

A instituição que financiou nosso projeto Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFRGS (Ppggeo).

Quero também agradecer aos meus amigos da UFRGS que foram eles que facilitaram a minha vida depois que cheguei em Porto Alegre, todos inseridos no Estrelas - VIP.

Marcele, Giselle, Giovanna, Gabriel e agora também a Maya, que me proporcionaram um lar mesmo eu estando tão longe de casa, esses momentos foram muito importantes para me manter bem mesmo com a saudade de lá.

Ao meu amigo Anderson que me trouxe várias experiências gastronômicas e está me ensinando a degustar melhor os vinhos e me apresentou a novos amigos super parceiros da canastra, Fredo, Jô, Gago e respeita a Gringa!!! E o Mugler, é claro...

Muito obrigada também a todos que direta ou indiretamente ajudaram a desenvolver esse trabalho.

## RESUMO

Os depósitos de fluxo de lavas riolíticas são importantes produtos das manifestações vulcânicas, frequentemente subordinadas a eventos explosivos, cujas principais ocorrências são relacionadas ao vulcanismo vinculado a sistemas de arcos vulcânicos e grandes províncias ígneas. Apesar de sua importância, vários aspectos relacionados à colocação dos fluxos de lavas riolíticas ainda são enigmáticos. Estudos recentes realizados em fluxos riolíticos modernos sugerem mecanismos de colocação semelhantes às das lavas basálticas, sugerindo um modelo de crescimento mais dinâmico para as lavas ácidas, incluindo complexos sistemas de alimentação a partir de estruturas lobulares. Apesar desses avanços, estudos relacionados ao reconhecimento dessas características em fluxos antigos ainda são raros. Neste trabalho, foi realizado um estudo de um fluxo riolítico de idade Neoproterozoica na área do Cerro do Perau, Caçapava do Sul, RS, integrando trabalhos de campo, petrografia, geoquímica, reologia e paleomagnetismo (anisotropia de suscetibilidade magnética (AMS)). A região do Cerro do Perau é constituída por riolitos vinculados à Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã e representa uma excelente exposição para o estudo dos fluxos de riolitos, com diversos padrões estruturais e texturais vinculados à processos primários de colocação das lavas. Os riolitos são foliados, originalmente hemicristalinos, com baixo conteúdo de cristais e alto teor em sílica, indicando uma colocação como fluxos de obsidiana. A análise estrutural indica a predominância de planos de foliação sub-verticais, incluindo planos axiais de dobras, indicativos de uma região proximal e superior nos fluxos de riolitos. A ausência de lineações sugere uma acomodação predominantemente plana da deformação induzida pelo fluxo, o que é confirmado pela forma dos elipsóides obtidos por ASM. Várias amostras de ASM exibem um alto grau de anisotropia, principalmente relacionado a fábrica oblata e indicativos do desenvolvimento de zonas de alta deformação no fluxo. Os dados geoquímicos mostram altas temperaturas líquidas para os fluxos de lava (acima de 957 °C), com viscosidades máximas de  $8,5 \log \eta$  (Pa.s) e temperaturas de transição do vidro ( $T_g$ ) de 750 °C. A ausência de texturas e estruturas particulados, indicam a ausência de processos rúpteis, sugerindo pouca ou nenhuma movimentação das lavas em temperaturas abaixo da  $T_g$ .

**Palavras-chave:** Riolitos; Estruturas; Reologia, Fluxo de lavas, Anisotropia de susceptibilidade magnética.

## ABSTRACT

Rhyolites compose an important record in the volcanic history of Earth, with main occurrences in volcanic arcs and large igneous provinces, often associated with explosive events. Despite their importance, several aspects related to the emplacement of rhyolite flows are still enigmatic. Recent studies in modern rhyolitic flows imply similar emplacement mechanisms when compared to basaltic lavas, suggesting a more dynamic growth model for silicic flows, including outbreak lobes and outpour structures. Despite these advances, studies related to the recognition of these features in ancient flows are still rare. In this work we perform a multi-proxy study of an ancient (Neoproterozoic) rhyolitic flow combining fieldwork, petrography, geochemistry, rheology and paleomagnetism (anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis). The Cerro do Perau rhyolites (CPO) outcrops close to Caçapava do Sul, RS city and is correlated to Acampamento Velho Formation of the Camaquã Basin. They consist of a excellent exposure for the study of rhyolite flows, presenting partially preserved flow with distinct flow features and folds. CPO flows consists of an originally hemicrystalline, low-crystal and high-silica rhyolite, suggesting its emplacement as an obsidian flow. Structural analysis indicates the predominance of sub-vertical foliation planes, including axial planes of folds, indicative of a proximal (near-vent) and upper regions in rhyolite flows. The absence of lineations suggests a predominantly planar accommodation of flow-induced deformation, which is confirmed by the shape of AMS ellipsoids. Several AMS samples display a high degree of anisotropy, mostly related to an oblate fabric, indicative of the development of high-strain zones in the flow. Geochemistry data show high liquidus temperatures for CPO flows (above 957 °C), with maximum viscosities of  $8.5 \log \eta$  (Pa.s) and glass transition temperatures ( $T_g$ ) of 750 °C. The absence of brittle features suggests little to no displacement below  $T_g$ .

Keywords: Rhyolites; Structures; Lava flows; Anisotropy of magnetic susceptibility.

**LISTA DE FIGURAS**

<b>Figura 1</b> – Mapa de localização da área de estudo.....	13
<b>Figura 2</b> – Contexto geológico regional.....	19

## SUMÁRIO

<b>1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO</b> .....	<b>9</b>
<b>2. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>10</b>
<b>2.1. Objetivos</b> .....	<b>12</b>
<b>2.2. Localização</b> .....	<b>12</b>
<b>3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>14</b>
<b>3.1. A Bacia do Camaquã</b> .....	<b>14</b>
<b>3.2. Vulcanismo Acampamento Velho</b> .....	<b>17</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>20</b>
<b>4.1. Revisão bibliográfica</b> .....	<b>20</b>
<b>4.2. Atividades de campo</b> .....	<b>20</b>
<b>4.3. Atividades de laboratório</b> .....	<b>21</b>
<b>4.3.1. Petrografia</b> .....	<b>21</b>
<b>4.3.2. Geoquímica</b> .....	<b>21</b>
<b>4.4. - Geofísica - Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)</b> .....	<b>22</b>
<b>4.4.1. Mineralogia magnética</b> .....	<b>24</b>
<b>5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>25</b>
<b>6. ARTIGO SUBMETIDO</b> .....	<b>33</b>
<b>6.1. ANEXOS AO ARTIGO</b> .....	<b>64</b>



## 1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo submetido à publicação em periódico científico da área, conforme a Norma 103 de Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS 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) Contexto Geológico Regional;

c) Referências bibliográficas citadas nesta parte introdutória. A lista de figuras abrange somente as inseridas nesta parte inicial da dissertação;

d) Artigo científico, submetido para publicação na revista *Tectonophysics*.

## 2. INTRODUÇÃO

Lavas riolíticas alta sílica são normalmente representadas por fluxos de obsidiana, cuja maior parte das investigações e proposições de modelos de colocação tem se concentrado nas excepcionais ocorrências de fluxo de lavas holocênicas nos Estados Unidos (Fink, 1978; Fink, 1980; Fink, 1983; Manley & Fink, 1987) e, subordinadamente, na ilhas Eólias, Itália (Bullock *et al.*, 2018). No entanto, vários aspectos relacionados aos mecanismos de colocação de lavas riolíticas ainda são enigmáticos (Tuffen *et al.*, 2013), ao contrário das lavas basálticas, onde o entendimento geral da colocação é notavelmente maior, com estudos de caso modernos e antigos (*e.g.* Walker, 1967; Pinkerton & Sparks, 1978; Single & Jerram, 2004; Guest *et al.*, 2012; Vye-Brown *et al.*, 2013; Bernardi *et al.*, 2015).

Observações recentes de atividades vulcânicas riolíticas (*e.g.* vulcões Chaitén e Puyehue-Córdon Caulle - Chile) têm permitido o refinamento de modelos e o desenvolvimento de novas hipóteses sobre os produtos originados das atividades efusivas vinculados a estes sistemas (Carn *et al.*, 2009; Lara, 2009; Bernstein *et al.*, 2013; Castro *et al.*, 2013; Pallister *et al.*, 2013; Schipper *et al.*, 2013; Tuffen *et al.*, 2013; Bertin *et al.*, 2015; Farquharson *et al.*, 2015; Magnall *et al.*, 2017). Vários estudos têm sido realizados, incluindo comparações com os fluxos de lava basáltica, demonstrando algumas vezes, mecanismos de colocação comuns para os dois sistemas extremos que conduzem a um modelo unificado para as erupções efusivas (Castro *et al.*, 2013; Schipper *et al.*, 2013; Tuffen *et al.*, 2013; Bertin *et al.*, 2015; Magnall *et al.*, 2017).

Devido ao seu alto teor de sílica, os magmas riolíticos geralmente entram em erupção explosiva, produzindo abundantes correntes de densidade piroclástica (Di Genova *et al.*, 2017), sendo raros os registros históricos de fluxos de lava riolítica (Cas & Wright, 1987). Como resultado, um número considerável de estudos se concentrou no estudo de depósitos explosivos (por exemplo, Elston & Smith, 1970; Wilson *et al.*, 2005; Finn *et al.*, 2015; Alva-Valdivia *et al.*, 2017; Nakagawa *et al.*, 2018), enquanto que são escassos os dados e interpretações acerca do posicionamento estrutural dos fluxos de lava riolítica (*e.g.* Fink, 1980; Manley & Fink, 1987; Tuffen *et al.*, 2013; Bullock *et al.*, 2018)

Apesar dessa ocorrência discreta, seu estudo é primordial para a compreensão dos mecanismos de colocação de lavas alta-sílica, onde a reologia tem um controle primordial (Cassidy *et al.*, 2018). Vários trabalhos abordam a complexidade estrutural destes fluxos de lavas que

incluem a presença de dobras com complexidade e dimensões variáveis, estruturas do tipo *crease*, bandamento granulométrico e composicional, desvitrificação e brechação, entre outras características e processos (Fink, 1980; Manley & Fink, 1987).

No geral, devido à alta viscosidade dos magmas riolíticos, os fluxos ocorrem com espessuras relativamente grandes e extensões limitadas. No entanto, estudos em sistemas vulcânicos recentes (*e.g.* Tuffen *et al.*, 2013) e antigos (*e.g.* Besser *et al.*, 2018; Simões *et al.*, 2018) têm demonstrado uma natureza mais complexa e dinâmica dos fluxos de lava riolítica, demonstrando que o transporte das lavas pode ter sido feito através de vários lóbulos, assim como em lavas basálticas, formando unidades de fluxo complexas e resultando em campos de lava riolíticos notavelmente extensos e com alta mobilidade (Manley, 1992; Tuffen *et al.*, 2013). Estes dados indicam que os mecanismos de colocação de fluxos de lavas riolíticas ainda são polêmicas, com muitas questões em aberto sobre os controles reológicos no avanço do fluxo (Magnall *et al.*, 2017).

Depósitos de fluxos de lavas riolíticas, com aspectos morfológicos, estruturais e texturais preservados são raros em sucessões vulcânicas antigas. O vidro é metaestável e sofre constantes processos de desvitrificação, provocando algumas modificações texturais significativas nas rochas. No entanto, feições estruturais planares (*e.g.* estruturas de fluxo, dobras, etc) e lineares (lineações) podem revelar informações fundamentais sobre aspectos morfológicos e de colocação destas lavas, desde que não afetados por processos posteriores, como metamorfismo e deformação.

Neste sentido, uma das melhores exposições de depósitos de fluxo de lavas riolíticas de idade Neoproterozoica, não metamorfisado e não deformado tectonicamente, é encontrado na região do Cerro do Perau, próximo a cidade de Caçapava do Sul, RS (Fig. 1). As rochas vulcânicas são correlacionadas a Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã, Escudo Sul-riograndense. A Formação Acampamento Velho representa a fração extrusiva do magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica, vinculado ao final do estágio pós-colisional do ciclo orogênico Pan-Africano brasileiro (Wildner *et al.*, 2002). Essa formação é composta principalmente por ignimbritos e lavas riolíticas, e subordinadamente, basaltos e corpos subvulcânicos básicos e ácidos (Sommer *et al.*, 2011; Sommer *et al.*, 2013).

## 2.1. Objetivos

O objetivo desta dissertação é caracterizar os aspectos texturais, estruturais, composicionais e reológicos de um depósito de fluxo de lavas riolítica vinculada à Formação Acampamento Velho, na região do Cerro do Perau, Caçapava do Sul, RS, com o intuito de sugerir um mecanismo de transporte e, conseqüentemente, um modelo de deposição destas lavas ácidas.

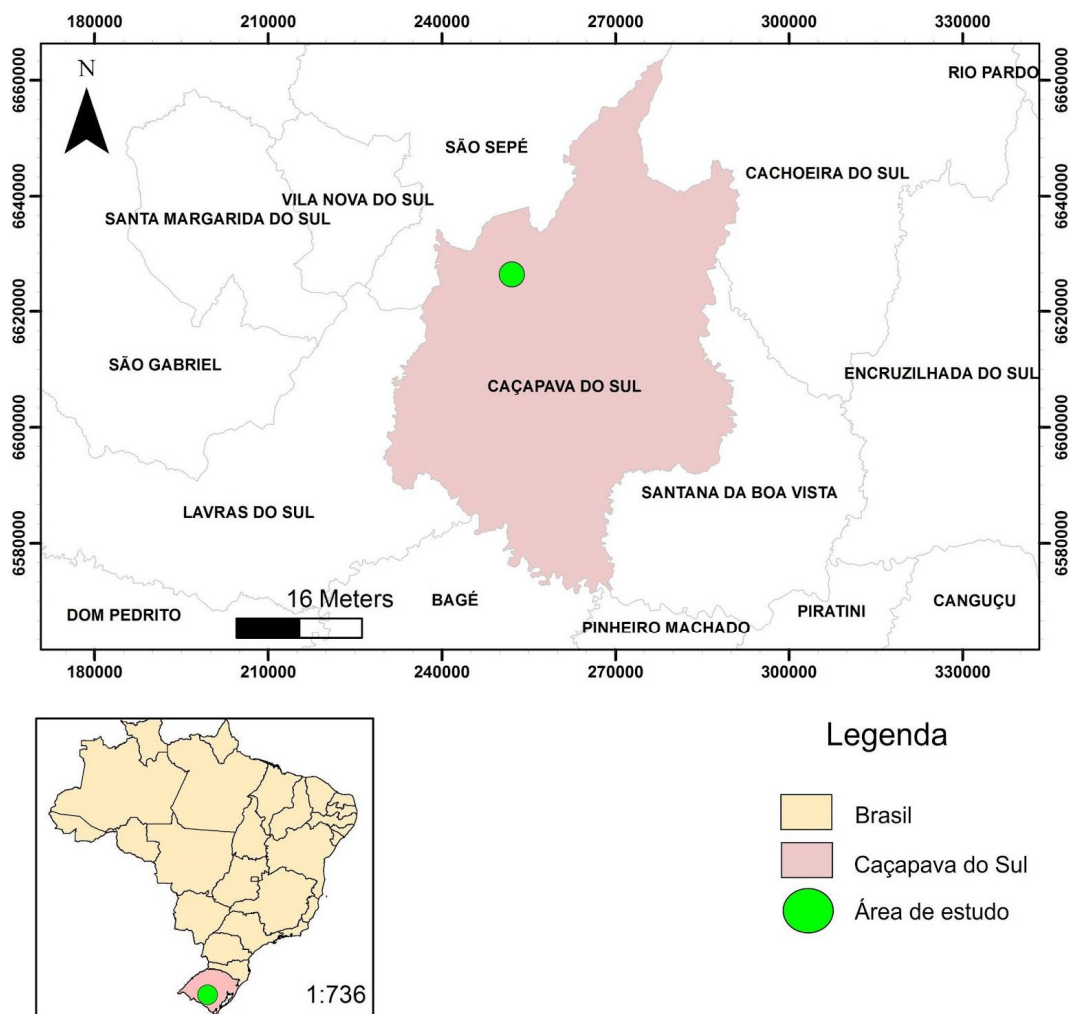
Como objetivos específicos destaca-se:

- Mapeamento geológico de detalhe do derrame riolítico;
- Caracterização das estruturas planares e lineares primários, decorrentes do mecanismo de transporte das lavas;
- Análise estrutural das medidas obtidas;
- Obtenção de dados estruturais da mineralogia magnética através do método geofísico de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM);
- Caracterização petrográfica das rochas riolíticas;
- Caracterização geoquímica e correlação com a Formação Acampamento Velho;
- Obtenção de dados reológicos: viscosidade, temperatura *liquidus* e temperatura de transição de vidro ( $T_g$ );
- Proposição de um modelo de colocação das lavas riolíticas.

## 2.2. Localização

A área do Cerro do Perau está inserida na carta geológica de escala 1:50.000, Passo do Salsinho (Folha SH.22-Y-A-I-4). O principal acesso à região, saindo de Porto Alegre, se dá pela BR-290, cerca de 260km até Caçapava do Sul. A partir daí, segue a uma estrada secundária não pavimentada, em direção oeste por cerca de 15km, onde aflora o corpo em estudo (Fig. 1).

## Mapa de Localização



**Figura 1** - Mapa de localização da área de estudo

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 3.1. A Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã (BC) formou-se no período tardi- a pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, vinculado a complexa evolução do Escudo Sul-rio-grandense. (Fragoso-César, 1984; Chemale Jr. *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007, Paim *et al.*, 2014). Direcionada no sentido NE-SW, a Bacia do Camaquã é ladeada pelos cinturões Tijucas e Dom Feliciano e sobreposta a um embasamento, dividida em quatro terrenos, condensados pelas suas características litoestratigráficas, petrográficas, geofísicas e geoquímicas (Fig. 2):

a) Terreno Taquarembó: complexos granulíticos félsicos e máficos, desenvolvidos durante o Ciclo Transamazônico e retrabalhados durante o Neoproterozoico por conta da intrusão de magmas graníticos (Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007).

b) Terreno São Gabriel: gnaisses cálcico-alcálicos de arco juvenis (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007) e também por complexos de granitoides deformados e de rochas metavulcano-sedimentares de arco magmático continental (Silva Filho, 1984; Silva Filho & Soliani, 1987; Chemale *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2007).

c) Terreno Tijucas: associação de rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas de médio grau metamórfico, fácies xisto verde e anfibolito, e rochas graníticas geradas e deformadas no evento Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000). Hartmann *et al.* (2007) sugere que o ambiente tectônico propício para esse terreno tenha sido uma deposição em crosta continental distendida ou em um arco magmático continental, com retrabalhamento da crosta continental paleoproterozóica.

d) Batólito Pelotas: conjunto de um complexo granítico-gnássico e sete suítes graníticas formadas durante o retrabalhamento crustal neoproterozoico dos terrenos paleoproterozoicos (Mantovani *et al.*, 1987; Babinski *et al.*, 1997; Chemale, 2000; Silva *et al.*, 2005; Philipp & Machado, 2005; Hartmann *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp & Chemale Jr., 2007).

A evolução da Bacia do Camaquã é complexa, mas dados sugerem que inicia como uma bacia de retroarco, passando para bacia *strike-slip* e finalizando como bacia rifte, com alguma componente transtensiva (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves & Cordani, 1991; Gresse *et al.*, 1996;

Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014). A Bacia do Camaquã representa um *locus* deposicional, no qual bacias menores foram evoluindo, cada uma gerada por mecanismos distintos e apresentando litologias características que podem ser individualizadas através de critérios tectônicos, termomecânicos e geocronológicos (Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014).

Em termos dinâmicos, constata-se a presença de períodos deposicionais, com a geração de espessos pacotes sedimentares e vulcânicos, intercalados com processos erosivos. Há o predomínio de vulcanismo, normalmente, na base das unidades de maior hierarquia, sucedidos pela formação de rochas sedimentares, predominantemente siltitos, arenitos e conglomerados. Esta evolução sugere uma transição de ambientes sedimentares siliciclásticos desde marinho raso, costeiro, lacustre-aluvial até ambientes desérticos continentais. Os depósitos vulcânicos ocorrem intercalados (Paim *et al.*, 2000; Paim *et al.*, 2014) e depositados aproximadamente entre 630 (Ediacarano) e 535 Ma (Cambriano).

Diversas divisões têm sido propostas para as unidades da Bacia do Camaquã, mas adota-se neste trabalho a estratigrafia sugerida por Paim *et al.* (2014) (Fig. 2):

i) Grupo Maricá: compõe a unidade mais antiga e deformada da bacia, com depósitos predominantemente costeiros e marinhos de idade entre 630 e 601 Ma (Borba *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2012), e presença de dobras leves a moderadas associadas a falhas transcorrentes, inversas e de empurrão (Paim *et al.*, 2014). Embora não haja a exposição de vulcanismo na base desta sequência, sua ocorrência não pode ser destacada, pois há clastos de riolitos dentro dos conglomerados desta unidade.

ii) Grupo Bom Jardim: caracterizado por uma sequência vulcano-sedimentar, com depósitos aluviais intercaladas na base com rochas vulcânicas de composição básica a intermediária (Formação Hilário, Ribeiro & Fantinel, 1978). É considerado o primeiro expressivo episódio vulcânico registrado na BC (Paim *et al.*, 2014).

iii) Grupo Santa Bárbara: caracteriza o segundo ciclo vulcano-sedimentar, com depósitos continentais aluviais, lacustres e fluviais (Borba & Mizusaki, 2003; Borba *et al.*, 2007), com intercalações com vulcanismo bimodal da Formação Acampamento Velho, onde estão incluídas rochas vulcânicas piroclásticas e efusivas de composição bimodal, mas com amplo predomínio dos termos ácidos (Janikian *et al.* 2005; Sommer *et al.*, 2005b; Lima *et al.*, 2007; Janikian *et al.*, 2008; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2014; Matté *et al.*, 2016).

iiii) Grupo Guaritas: representa o último episódio vulcano-sedimentar da BC, onde expressivos depósitos eólicos, intercalam-se com depósitos aluviais. As vulcânicas de composição básica-intermediária, vinculadas ao Membro Rodeio Velho ocorrem na base desta unidade (Ribeiro & Fantinel, 1978; Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

Vários autores (*e.g.* Wildner *et al.* 2002; Sommer *et al.* 2006; Lima *et al.* 2007), organizaram os episódios vulcânicos em diferentes ciclos que foram estabelecidos em ambientes continentais sob condições subaéreas (Fig. 2). Dentro da evolução magmática da BC, o vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano foi um fator importante nas fases de preenchimento, partindo desde magmas toleíticos e cálcico-alcálicos alto-K para shoshoníticos até alcalino-sódicos que podem ser compreendidos nos seguintes ciclos (Fig. 2):

i) Vulcanismo Hilário: pertencente ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) ou Alogrupo Bom Jardim (Paim *et al.*, 2000). Esse magmatismo é caracterizado por rochas vulcânicas de composição predominantemente intermediária e assinatura calcialcalina alto-K a shoshonítica (Nardi & Lima, 1985; Nardi, 1986; Lima, 1995; Nardi & Lima, 2000; Lima *et al.*, 2007; Almeida *et al.*, 2012). São as rochas vulcânicas mais antigas da BC, onde dados geocronológicos de U-Pb e Ar-Ar, obtidas em rochas da Formação Hilário, indicam idade entre  $593 \pm 6$  e  $580 \pm 4$  Ma (Janikian *et al.*, 2005; Janikian *et al.*, 2008).

As rochas efusivas são representadas por traquibasaltos, traquiandesitos associados a termos hipabissais monzoníticos, quartzo-monzoníticos e lamprofíricos, intercalados gradualmente por conglomerados ricos em clastos vulcânicos e por depósitos arenosos a pelíticos. Também são encontrados depósitos vulcanoclásticos subaéreos, de regimes de queda e fluxo, até raros subaquosos, de ambiente lacustre com rápida deposição de piroclásticos (Lima *et al.*, 2007).

ii) Vulcanismo Acampamento Velho: vinculado ao Grupo Santa Bárbara; é caracterizado por uma sequência vulcânica bimodal, com predomínio de depósitos piroclásticos e efusivos subaéreos de composição ácida. Subordinadamente ocorrem lavas e diques de composição básica a intermediária (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007; Matté *et al.*, 2016). Dados de U-Pb, obtidos pelo método SHRIMP, indicam idades entre  $574 \pm 7$  e  $550 \pm 5$  Ma (Chemale Jr., 2000; Sommer *et al.*, 2005a; Sommer *et al.* 2005b; Sommer *et al.*, 2006; Janikian *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2012; Matté *et al.*, 2016).



iii) Vulcanismo Rodeio Velho: é considerado último evento vulcânico na BC e está inserido no Grupo Guaritas. Esse vulcanismo é marcado por derrames e diques intermediários a básicos, além de diques clásticos, onde estão intercalados com arenitos e ruditos (Paim *et al.*, 2014). Possui uma afinidade alcalina a toleítica alto K, representada e dados geocronológicos apontam idades de  $547 \pm 6$  e  $535 \pm 1$  Ma (Almeida *et al.*, 2010; Almeida *et al.*, 2012).

### 3.2 Vulcanismo Acampamento Velho

Os primeiros trabalhos do tema, foram propostos por Leinz *et al.* (1941), relatando a presença de riolitos extrusivos, classificados como quartzo-pórfiros, na região chamada na época de Planalto da Ramada. Essa região, hoje chamada de Platô da Ramada, foi interpretada como sendo relacionado a eventos posteriores de uma possível orogênese, em função da presença de depósitos de tufos riolíticos, sem deformação, sobrepostos a camadas dobradas dos Membros Hilário e Maricá, que foram formados durante essa orogênese.

Posteriormente, Mau (1959) conseguiu diferenciar os litotipos dentro da unidade, separando-os em ignimbritos e tufos soldados, provenientes de um sistema de erupção subaéreo. Nesse trabalho ele descreve várias seções, sendo a mais espessa chegando a 250m.

Goñi *et al.* (1962) sugere a criação de uma Sequência Vulcânica, sobreposta ao Grupo Maricá, composta por tufos, riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros e aglomerados, os ignimbritos descritos por Mau (1959) são inseridos na unidade tufos, sendo depositados na camada por processos do tipo “nuvens ardentes”. Ele também percebeu que existia uma menor abundância de lavas em relação a piroclásticas, interferindo também, na presença de intrusões hipabissais, mineralizações e outras características recorrentes nas rochas encaixantes.

Robertson (1966) apresentou a criação de uma nova unidade, chamada Formação Riolito Ramada, descrevendo depósitos de tufos riolíticos, sobrepondo-se discordantemente de rochas sedimentares da então Série Maricá.

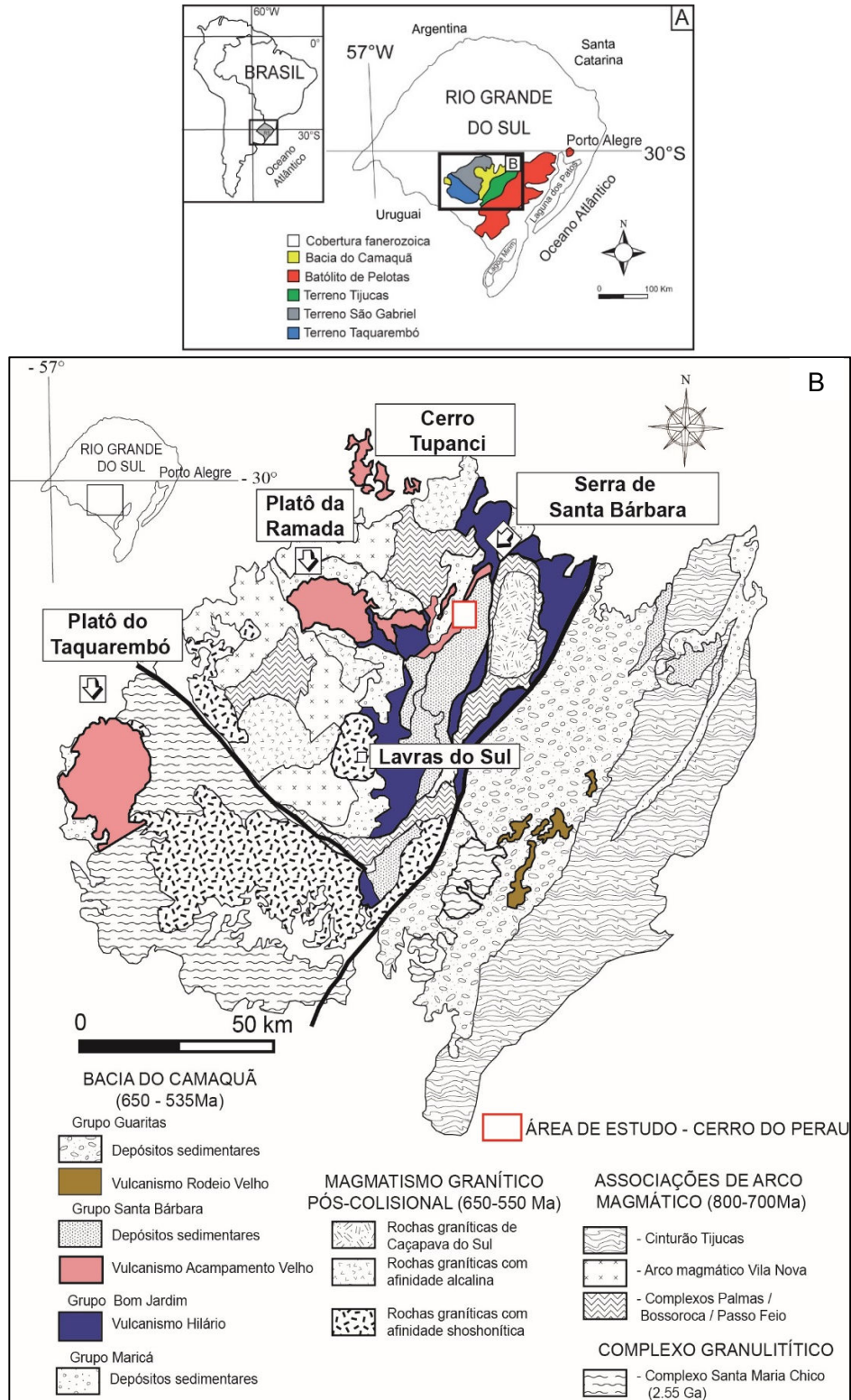
Trabalhos realizados por Ribeiro *et al.*, (1966) propuseram a primeira denominação da região em Membro Acampamento velho, onde incluía riolitos, dacitos e piroclásticas associadas, sendo inserida na Formação Crespos, no Grupo Bom Jardim, onde corresponde a mesma unidade da Formação Riolito Ramada proposto por Robertson (1966). Cordani *et al.*, (1974) sugeriram a

mudança de Membro Acampamento Velho para Formação, elevando a categoria e posteriormente sendo utilizada por diversos autores como Ribeiro & Fantinel (1978), Fragoso-César *et al.* (1985).

Diversos outros trabalhos foram elaborados em função da organização estratigráfica da bacia, sendo ainda bem discutidos nos dias de hoje (Sommer *et al.*, 1999; Zerfass *et al.*, 2000; de Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Paim *et al.*, 2014; Leitzke *et al.* 2016; Matté *et al.* 2016; Sommer *et al.*, 2017).

As melhores exposições do vulcanismo Acampamento Velho ocorrem no Platô da Ramada e no Cerro Tupanci, na região de Vila Nova do Sul, no Platô do Taquarembó, na cidade de Dom Pedrito, e nos Cerros do Bugio e Perau, em Caçapava do Sul.

Os depósitos mais abundantes vinculados ao vulcanismo são ignimbritos de faciologia variável e depósitos efusivos de composição predominantemente riolítica. Nos depósitos ignimbíticos preservam-se feições típicas de processos piroclásticos primários, principalmente cristaloclastos de quartzo e K-feldspato, púmices e *shards*. Componentes líticos conatos são os mais abundantes nas porções basais dos depósitos, onde também é possível encontrar clastos das rochas encaixantes. A geometria dos depósitos é variável, observando-se depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. Nas lavas é comum porções autobrechadas, foliadas e maciças (Sommer *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007; Sommer *et al.*, 2011; Matté *et al.* 2016).



**Figura 2** - A) localização e compartimentação geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense (modificado de Hartmann *et al.*, 2007); B) Contexto geológico regional e localização do Cerro do Perau. Modificado de Paim *et al.* (2000); Lima *et al.* (2007); Matté *et al.* 2016.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

Neste capítulo, são descritos os métodos utilizados para a obtenção dos dados geológicos, geoquímicos e geofísicos para a caracterização dos riolitos do Cerro do Perau.

### **4.1. Revisão bibliográfica**

Foi realizada uma revisão bibliográfica e compilação de dados, como mapas e figuras relativas ao contexto geológico regional da área estudada. Para isso, foram utilizados livros, periódicos científicos, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações, monografias e informações adicionais disponíveis sobre os tópicos abordados neste trabalho. A revisão bibliográfica iniciou-se na primeira etapa do trabalho e foi concluída somente na fase de integração final.

### **4.2. Atividades de campo**

As atividades de campo na região do Cerro do Perau foram feitas nos dias 15 a 17 de agosto de 2017 e em 11 e 12 de janeiro de 2018. Nessa área, foram realizadas atividades como descrição do afloramento e confecção de croquis em caderneta, aquisição de fotografia, coletas de amostras de riolitos, preferencialmente menos intemperizados, para caracterização litológica e geoquímica. Também foram feitas medidas de bússola para posterior confecção de um mapa estrutural e coleta dos dados de ASM, cuja explicação será feita no item de geofísica.

Para as medidas estruturais, foram utilizadas as bússolas Silva e Clar, sendo utilizada a notação de trama. Os pontos foram georreferenciados com um receptor GPS, usando o sistema de coordenadas UTM, no datum WGS-84, que foi escolhido por ser o mesmo datum empregado pelo Google Earth.

### **4.3. Atividades de laboratório**

#### *4.3.1. Petrografia*

A análise macroscópica da rocha permitiu visualizar texturas, estruturas, laminações e os padrões dos minerais componentes da rocha. Foram confeccionadas sete lâminas delgadas no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq/IGEO/UFRGS).

A análise petrográfica foi realizada utilizando o microscópio de modelo Leica DM4500 com câmera acoplada (modelo LEICA DFC495) no laboratório de microscopia do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGEO/UFRGS. Para as descrições de lâminas, foram utilizadas as técnicas de luz natural e nicóis cruzadas, sendo empregados os critérios petrográficos baseados principalmente em Kerr (1977), Sial (1984) e Mcphie *et al.* (1993).

O principal objetivo das descrições petrográficas foi a caracterização dos litotipos vulcânicos de acordo com as unidades individualizadas, segundo suas principais características minerais, estruturais e texturais, além de comparação com as características das rochas da região descritas na literatura.

#### *4.3.2. Geoquímica*

Foram realizadas análises litoquímicas de rocha total em 8 amostras, visando caracterizar as rochas vulcânicas ácidas da região do Cerro do Perau, em termos de elementos maiores, traços e terras raras.

Antes de submeter as amostras para a análise, elas foram fragmentadas em tamanhos de (10x10x10cm) aproximadamente. Então, foi utilizada uma prensa hidráulica para fragmentar as amostras em pedaços menores. Após isso, estes fragmentos foram reduzidos mais uma vez com o auxílio do almofariz (gral) de ágata com pistilo. Posteriormente, a amostra foi quarteada e encaminhada para a pulverização em um pulverizador (moinho) de bolas de ágata, permitindo assim, a obtenção de frações inferiores a 200 mesh, estando apta a análises químicas nos equipamentos adequados, descritos a seguir. Nesta etapa, tomou-se cuidado na limpeza dos equipamentos após a preparação de cada amostra, devido ao alto risco de contaminação.

As amostras foram analisadas no *Acme Laboratories Ltd.* (Canadá), através da técnica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) para a quantificação de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, 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.

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 geração destes gráficos, diagramas e cálculos permitiu 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.

#### **4.4. - Geofísica - Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)**

A análise de susceptibilidade magnética é um método geofísico capaz de medir a magnetização de um mineral quando submetido a um campo magnético (Tarling & Hrouda, 1993). Com essa informação é possível determinar as direções do fluxo do magma e sua intensidade (Cañón-Tapia, 2005).

A aplicação da técnica de ASM tem sido muito útil na reconstrução de ambientes vulcânicos, como domos relacionados a colapsos de caldeiras e sistemas fissurais associados a grandes províncias ígneas. Vários trabalhos têm demonstrado excelentes relações entre os planos e linhas de foliação com as direções da susceptibilidade média máxima, de susceptibilidade média intermediária e o plano que contém as direções de susceptibilidade máxima e intermediária.

De uma maneira geral, há o consenso que a homogeneidade reológica dos fluxos de lava amostrados permite uma boa reconstrução com o uso de ASM. Nestes casos, as foliações magnéticas e as direções  $k_{max}$  e a orientação aleatória da trama magnética pode refletir uma alta dispersão dos dados dos eixos  $k_{max}$ ,  $k_{min}$  e  $k_{int}$  e isso poderia ser o resultado de padrões de fluxo magmáticos muito complexos (Simões *et al.*, 2018), como observados em sistemas riolíticos, onde observa-se intenso dobramento na mistura de dois líquidos (Ottino, 1989). Além disso, mudanças

pós-magmáticas em minerais magnéticos (Hrouda, 1985; Raposo, 2011) e mudanças nas condições de stress dentro do magma em movimento, poderiam gerar várias fases de dobramento.

Trabalhos realizados em rochas ácidas indicam que no caso de domos e fluxos de lava ácida os eixos magnéticos  $k_{\min}$  seriam quase verticais (Cañon-Tapia & Castro, 2004),  $k_{\max}$  de alto ângulo e  $k_{\max}$ - $k_{\text{int}}$  horizontais (Mcphie *et al.*, 2008). Ainda, também podem apresentar zoneamento da trama com  $k_{\max}$  com alto ângulo próximo da zona de conduto e  $k_{\max}$  horizontal nas bordas do fluxo (Závada *et al.*, 2009) ou inclinação das estruturas originais por Colapso (Anchuela *et al.*, 2014). Em fluxos de lavas com fluxo magmático predominantemente horizontal, sugere-se que a disposição da foliação magnética seja relativamente plana.

Esforços têm sido despendidos na tentativa de se fazer a distinção entre condutos alimentadores e lavas, com a junção das informações obtidas a partir das estruturas de campo, texturas microscópicas e da orientação da fábrica magnética. No geral, constata-se que os condutos alimentadores teriam uma maior dispersão dos dados de ASM, podendo ter  $k_{\max}$  horizontal ou localmente vertical. No entanto, a complexidade do comportamento reológico ao longo dos condutos pode dividir esses sistemas em diferentes domínios de fluxo de magma. Nas lavas, os valores de  $k_{\max}$  horizontais associados a foliações magnéticas horizontais são um padrão comum (Simões *et al.*, 2018).

Para a obtenção dos dados, 12 sítios representativos da área foram amostrados utilizando uma perfuratriz portátil da marca STIHL. Cada sítio contém aproximadamente 10 cilindros orientados. Em laboratório, o corte dos cilindros foi feito em uma serra especial para estudos de ASM com suas dimensões programadas. Cada espécime tem 2,5cm de diâmetro e 2,2cm de altura, onde totalizaram-se 254 espécimes.

As medidas de ASM foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo (USPmag), do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, utilizando-se de um susceptímetro KAPPABRIDGE MFK1 – FA (AGICO), operando em um campo baixo de 300 A/m e frequência de 976 Hz. Os dados obtidos dessas análises foram processados utilizando um software da mesma empresa fabricante do equipamento, chamado Anisoft5, onde possibilitou visualizar os eixos da ASM e resultados escalares (susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ), parâmetro de forma (T) e grau de anisotropia (P)).

#### 4.4.1. Mineralogia magnética

Para identificar os minerais que contêm magnetização nas rochas constituintes do Cerro do Perau, foram feitas análises de curvas termomagnéticas, curvas de magnetização remanente isotermal (MRI), de histereses e diagramas FORC (*first order reversal curve*). Para medir as curvas termomagnéticas, foi necessário moer 3 amostras até uma fração bem fina e analisá-las no equipamento Kappabridge KLY-4 da empresa AGICO, onde a medição dos valores de susceptibilidade magnética foi adquirida em função do progressivo aumento de temperatura. A geração das curvas pôde ser concluída utilizando-se do software Cureval 8 (AGICO Inc.), da mesma empresa do equipamento. Já para a obtenção dos dados das curvas de histerese e MRI, uma pequeníssima amostra de rocha foi submetida a campos magnéticos de até 1 Tesla (T) utilizando-se do magnetômetro VSM (*vibrating sample magnetometer*) MicroMag 3900. Já nos diagramas FORC, foram utilizadas as mesmas amostras de histerese e MRI, utilizando-se também do mesmo aparelho, o magnetômetro de amostra vibrante (VSM) MicroMag 3900 da Princeton Measurements Corporation, onde as amostras passaram por uma calibração de 300 curvas de reversão num tempo de 200 milissegundos, e processando os dados no programa FORCinel (Harrison & Feinberg, 2008) do software Igor Pro (Wavemetrics), utilizando um fator de suavização 5.

Com o intuito de avaliar a distribuição espacial dos minerais magnéticos foram analisadas duas lâminas representativas, utilizando o microscópio eletrônico de varredura (MEV) Jeol JSM 6610-LV, operado a uma tensão de feixe de 15kV, no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI-UFRGS). A distribuição mineral foi determinada usando imagens de elétrons retroespalhados (BSE), enquanto a presença de Ti e Fe foi determinada usando Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS) (Goldstein *et al.*, 2003).



## 5. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, D.P.M., Chemale Jr., F., Machado, A., 2012. Late to post-orogenic Brasiliano- Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: Ismail Al-Juboury, Ali (Ed.), *Petrology e New Perspectives and Applications*, vol. 2012. InTech e Open Access Publisher, Rijeka, 73-130.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1-29.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragosso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *Journal of Geology*, v. 118, p. 145-161.
- Alva-Valdivia, L.M., Agarwal, A., Caballero-Miranda, C., García-Amador, B.I., Morales-Barrera, W., Rodríguez-Elizarraráz, S., and Rodríguez-Trejo, A., 2017, Paleomagnetic and AMS studies of the El Castillo ignimbrite, central-east Mexico: Source and rock magnetic nature: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 336, p. 140–154.
- Anchuela, Ó.P., Casas-Sainz, A.M., Pocoví-Juan, A., Garbí, H.G., Calvín, P., 2014. Characterization of the Karstic Process in an Urban Environment Using GPR Surveys. *Journal of Materials in Civil Engineering*, v. 26, 5014004.
- 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*, v. 24, n.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. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10(3-4):263-274.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Jalowitzki, T.L.R., Orihashi, Y., Ponce, A.D., 2015. Emplacement history and inflation evidence of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* v. 293, p. 46–56.
- Bernstein, M., Pavez, A., Varley, N., Whelley, P., Calder, E.S., 2013. Rhyolite lava dome growth styles at Chaitén Volcano, Chile (2008-2009): Interpretation of thermal imagery. *Andean Geology*, 40.
- Bertin, D., Lara, L.E., Basualto, D., Amigo, Á., Cardona, C., Franco, L., Gil, F., Lazo, J., 2015. High effusion rates of the Cordón Caulle 2011–2012 eruption (Southern Andes) and their relation with the quasi-harmonic tremor. *Geophysical Research Letters* v. 42, p. 7054–7063.
- Besser, M.L., Vasconcellos, E.M.G., Nardy, A.J.R., 2018. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, p. 201–219.
- Bicca, M.M., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Oliveira, C.H.E., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 48, p. 173-192.
- Borba A.W. & Mizusaki A.M.P., 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic post-collisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, pp. 365-380

- Borba, A.W., Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., 2007. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-rio-grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. *Pesquisas em Geociências*, v. 34, p. 57-74.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J., Mizusaki, A.M.P., 2007. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-rio-grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. *Pesquisas em Geociências*, v. 34, p. 57-74.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 53, p. 23-40.
- Bullock, L.A., Gertisser, R., O'Driscoll, B., 2018. Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands). *Bulletin of Volcanology*, v. 80.
- Cañón-Tapia, E., 2005. Uses of anisotropy of magnetic susceptibility in the study of emplacement processes of lava flows, in: Special Paper 396: Kinematics and Dynamics of Lava Flows. *Geological Society of America*, pp. 29–46.
- Cañón-Tapia, E. & Castro, J. 2004. AMS measurements on obsidian from the Inyo Domes, CA: a comparison of magnetic and mineral preferred orientation fabrics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 134, n. 3, p. 169-182.
- Carn, S.A., Pallister, J.S., Lara, L., Ewert, J.W., Watt, S., Prata, A.J., Thomas, R.J., Villarosa, G., 2009. The Unexpected Awakening of Chaitén Volcano, Chile. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 90, p. 205–206.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Springer Netherlands.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., Bachmann, O., 2018. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*, v. 9.
- Castro, J.M., Schipper, C.I., Mueller, S.P., Miltzer, A.S., Amigo, A., Parejas, C.S., Jacob, D., 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, v. 75.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense . In: De Ros, L. F. & Holz, M. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. P. 13-52.
- Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Da Silva, L.C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay. *Acta Geológica Leopoldênsia*, v. 44, p. 1-111.
- 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, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. DNPM, Brasília, p. 70-84
- de Almeida, D. del P.M., Zeffass, H., Basei, M.A., Petry, K., Gomes, C.H., 2002. The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro Do Bugio, Perau and Serra De Santa Bárbara (Caçapava Do Sul, Rio Grande Do Sul, RS - Brazil). *Gondwana Research*, v. 5, p. 721–733.

- Di Genova, D., Kolzenburg, S., Wiesmaier, S., Dallanave, E., Neuville, D.R., Hess, K.U., Dingwell, D.B., 2017. A compositional tipping point governing the mobilization and eruption style of rhyolitic magma. *Nature*, v. 552, p. 235–238.
- Elston, W.E. & Smith, E.I., 1970. Determination of Flow Direction of Rhyolitic Ash-Flow Tuffs from Fluidal Textures. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, 3393.
- Farquharson, J.I., James, M.R., Tuffen, H., 2015. Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011–2012 lava flowfield at Cordón-Caulle, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 304, p. 336–348.
- Fink, J. H., 1978, *Surface structures on obsidian flows*. Stanford, California. Ph.D. thesis, Stanford University.
- Fink, J., 1980. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, v. 8, 250.
- Fink, J.H., 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin* v. 94, 362.
- Finn, D.R., Coe, R.S., Kelly, H., Branney, M., Knott, T., Reichow, M., 2015. Magnetic anisotropy in rhyolitic ignimbrite, Snake River Plain: Implications for using remanent magnetism of volcanic rocks for correlation, paleomagnetic studies, and geological reconstructions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, p. 4014–4033.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Lavina, E.L., Altamirano, J.R.F., 1985. Revisão da estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, SC, 1985. Atas... SBG., v. 1, p. 477-491.
- Fragoso-César, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro. SBGEO, v.1, p.3272-3283.
- Göny, J.C., Goso, H., Issler, R.S., 1962. Estratigrafia e geologia econômica do PréCambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul Riograndense. *Avulso. Escola de Geologia, Universidade do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. n. 3, p. 1-105.
- Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J.R. 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*. Third Edition. Springer US. New York. p. 689.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F., Hartmann, L.A., 1996. Late to post orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, v. 8, p. 157-171.
- Guest, J.E., Duncan, A.M., Stofan, E.R., Anderson, S.W., 2012. Effect of slope on development of pahoehoe flow fields: Evidence from Mount Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 219–220, p. 52–62.
- Harrison, R. J. & Feinberg, J. M. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, n. 5, 2008.

- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.) *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. 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*, v. 47, p. 829-844.
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, 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*, v. 26, p. 45-63.
- Hrouda, F., Stráník, Z., 1985. The magnetic fabric of the Ždánice thrust sheet of the flysch belt of the west Carpathians: Sedimentological and tectonic implications. *Sedimentary Geology*, v. 45, p. 125–145.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Corrêa, C.R.A., Pelosi, A.P.M.R., 2005. Evolução paleoambiental e sequências deposicionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, p. 245-256.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L., Tohver, E., 2008. The continental record of Ediacaran volcanosedimentary successions in southern Brazil and its global implications. *Terra Nova*, v. 20, p. 259-266.
- Janousek, V., Farrow, C.M. and Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, v. 47, p. 1,255-1,259.
- Kerr, P.F. 1977. *Optical mineralogy*. 4th ed. New York: McGraw-Hill, 492p.
- Lara, L. E. 2009. The 2008 eruption of the Chaitén volcano, Chile: A preliminary report, *Andean Geology*, v. 36, n. 1, p. 125–129.
- Leinz, V., Barbosa, A. F., Teixeira, E. A., 1941. Mapa geológico Caçapava - Lavras. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do Rio Grande do Sul* v. 90, p. 1-39.
- Leitzke, F.P., Fonseca, R.O.C., Michely, L.T., Sprung, P., Münker, C., Heuser, A., Blanchard, H., 2016. The effect of titanium on the partitioning behavior of high-field strength elements between silicates, oxides and lunar basaltic melts with applications to the origin of mare basalts. *Chemical Geology*, v. 440, p. 219–238.
- Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S., 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p. 79-95.
- Lima, E.F., 1995. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-ASLS, RS*. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 338p.

- Magnall, N., James, M.R., Tuffen, H., Vye-Brown, C., 2017. Emplacing a Cooling-Limited Rhyolite Lava Flow: Similarities with Basaltic Lava Flows. *Frontiers in Earth Science*, v. 5.
- Manley, C.R., 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, p. 27-46.
- Manley, C.R. & Fink, J.H., 1987. Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. *Geology*, v. 15, p. 549.
- Mantovani, M. S. M.; Hawkesworth, C. J. & Basei, M. A. S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on crustal evolution of southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p.263-268.
- Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 71, p. 201-222.
- Mau, H., 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração, Metalurgia*, v. 29, n, 169, p. 13-14.
- McPhie J., DellaPasqua F., Allen S.R., Lackie M. A. 2008. Extreme effusive eruptions: Palaeoflow data on an extensive felsic lava in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v, 172, p. 148-161.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993. Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania, 198p.
- Nakagawa, M., Amma-miyasaka, M., Tomijima, C., Matsumoto, A., Hase, R., 2018. Eruption Sequence of the 46 ka Caldera-forming Eruption of Shikotsu Volcano, Inferred from Stratigraphy of Proximal Deposits at South of Lake Shikotsu, Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, v. 127, p. 247–271.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. O magmatismo shoshonítico e alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. O. 119-131.
- Nardi, V.S.N. 1986. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 3-10.
- Nardi, V.S.N. & Lima, E.F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, p. 139-146.
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. U-Pb and Lu-Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, v. 246, p. 240-255.
- Ottino, J. M., *The Kinematics of Mixing: Stretching, Chaos, and Transport*. Cambridge etc., Cambridge University Press, 1989, 364 pp.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr. F, Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz M & De Ros L.F (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-274.
- Paim, P.S.G.; Chemale Jr, F.; Wildner, W. 2014. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, v. 36, n. 3, p. 183-193.

- Pallister, J.S., Diefenbach, A.K., Burton, W.C., Muñoz, J., Griswold, J.P., Lara, L.E., Lowenstern, J.B., Valenzuela, C.E., 2013. The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology*, 40.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 461-478.
- Philipp, R.P.; Machado, R. & Chemale Jr., F. 2007. Geração dos granitóides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências da composição isotópica de Nd e Sr e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi R., Frantz J.C. (Eds.), *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, p. 59-77.
- Pinkerton, H. & Sparks, R.S.J., 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature*, v. 276, p. 383–385.
- Porcher, C.A.; Leites, S.R.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E., 1995. Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4. Brasília: CPRM, 1995. Escala 1:50000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. p. 372.
- Raposo, M.I.B., Pressi, L.F., de Assis Janasi, V., 2011. Magnetic fabrics and their relationship with the emplacement of the Piracaia pluton, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, v. 101, p. 773–786.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Filho, P.M., Tessari, R., 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. Brasil, Rio de Janeiro, n. 127, p. 1-232.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M., 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I tabulação de distribuição das associações petroectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia* 5, p. 19-54.
- Robertson, J.F., 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava - Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e estudos*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. v. 1 (2), p. 41-54.
- Schipper, C.I., Castro, J.M., Tuffen, H., James, M.R., How, P., 2013. Shallow vent architecture during hybrid explosive–effusive activity at Cordón Caulle (Chile, 2011–12): Evidence from direct observations and pyroclast textures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 262, p. 25–37.
- Sial, A.N. 1984. Padrão regional de isótopos de oxigênio em granitóides do espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33.
- Silva Filho, B.C. & Soliani Jr., E., 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: Exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba, 1, Anais, pp. 127-145.
- Silva Filho, B. C., 1984. *Structural Sequence and Petrogenesis of the Polyphase Deformed Precambrian Terrain of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil*. Glasgow, 220 p. PhD thesis, University of Glasgow, Scotland, UK.
- 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 for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, v. 136, p. 203-240.
- Simões, M.S., Raposo, M.I.B., Lima, E.F., Sommer, C.A. 2018. Magmatic flow patterns in silicic feeder conduits and lava flows from 1 Paraná Etendeka LIP, southern Brazil: AMS fabric, magma transport properties and implications for emplacement. *Bulletin of Volcanology*.
- Single, R.T. & Jerram, D.A., 2004. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. *Journal of the Geological Society*, v. 161, p. 911–926.
- Sommer, C. A., Leitzke, F. P., Lima, E. F. de, Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Matté, V., *et al.* (2017). Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-rio-grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 47, n. 4, p. 545-560.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Machado, A., Rossetti, L. de M.M., Pierosan, R., 2013. Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the Neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* v. 47, p. 152–165.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências* v. 29, n. 2, p. 245-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G., Pierosan, R., 2005a. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18(3), 237-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R., 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense . *Pesquisas em Geociências*, v. 30, p. 3-26.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2005b. Neoproterozoic, Mildly Alkaline, Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review*, v. 47, p. 1090-1110.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Waichel, B.L., 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 78, p. 573-589.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Pierosan, R., Machado, A., 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do Vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 420-435.
- Tarling, D. & Hrouda, F. *Magnetic anisotropy of rocks*. Springer Science & Business Media, 1993.
- Tuffen, H., James, M.R., Castro, J.M., Schipper, C.I., 2013. Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. *Nature Communications*, 4.
- Vye-Brown, C., Self, S., Barry, T.L., 2013. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA. *Bulletin of Volcanology*, v. 75.

- Walker, G.P.L., 1967. Thickness and Viscosity of Etnean Lavas. *Nature*, v. 213, p. 484–485.
- Wildner, W., Lima, E., Nardi, L.V., Sommer, C., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 261–283.
- Wilson, C.J.N., Blake, S., Charlier, B.L.A., Sutton, A.N., 2005. The 26,5 ka Oruanui Eruption, Taupo Volcano, New Zealand: Development, Characteristics, and Evacuation of a Large Rhyolitic Magma Body. *Journal of Petrology*, v. 47, p. 35–69.
- Závada, P., Kratinová, Z., Kusbach, V., Schulmann, K., 2009. Internal fabric development in complex lava domes. *Tectonophysics*, v. 466, p. 101–113.
- Zerfass, H., Almeida, D. del PM. de. and Gomes, C.H., 2000. Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Barbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul- RS). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 12-16.



## 6. ARTIGO SUBMETIDO

### Carta de submissão

21/10/2019

Gmail - TECTO: Your new submission received



rayane bastos <raybastosf@gmail.com>

---

### TECTO: Your new submission received

---

**Tectonophysics** <eesserver@eesmail.elsevier.com>

Sat, Oct 19, 2019 at 3:41 PM

Reply-To: Tectonophysics <tecto-eo@elsevier.com>

To: mauricio.barceloshaag@gmail.com

Cc: raybastosf@gmail.com, casommer@sinos.net, evandro.lima@ufrgs.br, johnathanhenrique@hotmail.com, diegolyra.geo@hotmail.com, ricardo.trindade@iag.usp.br, jairosavian@gmail.com

\*\*\* Automated email sent by the system \*\*\*

Dear Mr. Haag,

Your submission entitled "Emplacement of an ancient rhyolite flow: A multi-proxy case study in the Cerro do Perau outcrop, southern Brazil" has been received by Tectonophysics for the article type Research Paper.

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <https://ees.elsevier.com/tecto/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal Management  
Tectonophysics

**Emplacement of an ancient rhyolite flow:**

**A multi-proxy case study in the Cerro do Perau outcrop, southern Brazil**

Rayane Bastos de Freitas<sup>a</sup>, Carlos Augusto Sommer<sup>a</sup>, Jairo Francisco Savian<sup>a</sup>, Maurício Barcelos Haag<sup>a\*</sup>, Evandro Fernandes Lima<sup>a</sup>, Johnathan Henrique Gambeta<sup>a</sup>, Diego da Silveira Lyra<sup>a</sup>, Ricardo I. F. Trindade<sup>b</sup>

\* Corresponding author. E-mail address: carlos.sommer@ufrgs.br (C. A. Sommer).

<sup>a</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

<sup>b</sup>Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226 - São Paulo, São Paulo, Brazil

**Abstract**

Rhyolites compose an important record in the volcanic history of Earth, with significant occurrences in volcanic arcs and large igneous provinces, often associated with explosive events. Despite their importance, several aspects related to the emplacement of rhyolite flows are still enigmatic. Recent studies in modern rhyolitic flows imply similar emplacement mechanisms when compared to basaltic lavas, suggesting a more dynamic growth model for silicic flows, including outbreak lobes and outpour structures. Despite these advances, studies related to the recognition of these features in ancient flows are still rare. In this work we perform a multi-proxy study of an ancient (Neoproterozoic) rhyolitic flow combining fieldwork, petrography, geochemistry, rheology and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) analysis. The Cerro do Perau outcrop (CPO, southern Brazil), consists of a natural laboratory for the study of rhyolite flows, presenting excellent exposure of a partially preserved flow with distinct flow features and folds. CPO flow consists of a high-silica low-crystal content rhyolite, suggesting its emplacement as an obsidian flow. Rheology data indicates high liquidus temperatures ( $> 957$  °C), with maximum viscosities of  $8.5 \log \eta$  (Pa.s) and glass transition temperatures ( $T_g$ ) of 750 °C. The absence of brittle features suggests little to none displacement below  $T_g$ . Structural analysis indicates the predominance of sub-vertical foliation planes, including axial planes of folds, indicative of proximal (near-vent) and upper region in rhyolite flows. The absence of lineations favors a predominantly planar accommodation of the flow-induced deformation, which is confirmed by the shape of AMS ellipsoids. Several AMS samples display a high degree of anisotropy, mostly related to an oblate fabric, indicative of the development of high-strain zones within the flow. Our data suggests that CPO flow presents several similarities with recently proposed emplacement models for rhyolitic flows.

**Keywords:** Rhyolite flow; Emplacement; Rheology; AMS; High-silica lava.

## 1. Introduction

Several aspects related to the emplacement mechanisms of rhyolitic lavas are still enigmatic (Tuffen *et al.*, 2013). While basalts occur in almost every tectonic setting (from mid-ocean ridges to volcanic belts), the presence of rhyolites requires either a high degree of magma differentiation or partial melting of the crust, hence their occurrence concentrates along with volcanic belts and a few large igneous provinces (*e.g.*, Whitsunday; Bryan *et al.*, 2002). As a result, our general understanding of the emplacement of basaltic lavas is remarkably greater, with both modern and ancient case studies (*e.g.*, Walker, 1967; Pinkerton and Sparks, 1978; Single and Jerram, 2004; Guest *et al.*, 2012; Vye-Brown *et al.*, 2013; Bernardi *et al.*, 2015) when compared to rhyolitic lavas. Because of its high silica content, silicic magmas generally erupt explosively, producing abundant pyroclastic density currents and ignimbrite deposits (Di Genova *et al.*, 2017), with rare historic records of rhyolitic lava flows (Cas and Wright, 1987). As a result, a considerable number of studies have focused on the study of explosive deposits (*e.g.*, Elston and Smith, 1970; Wilson *et al.*, 2005; Finn *et al.*, 2015; Alva-Valdivia *et al.*, 2017; Nakagawa *et al.*, 2018), while the structural emplacement of rhyolitic lava flows is still poorly constrained, with only a few examples (*e.g.*, Fink, 1980; Manley and Fink, 1987; Tuffen *et al.*, 2013; Bullock *et al.*, 2018).

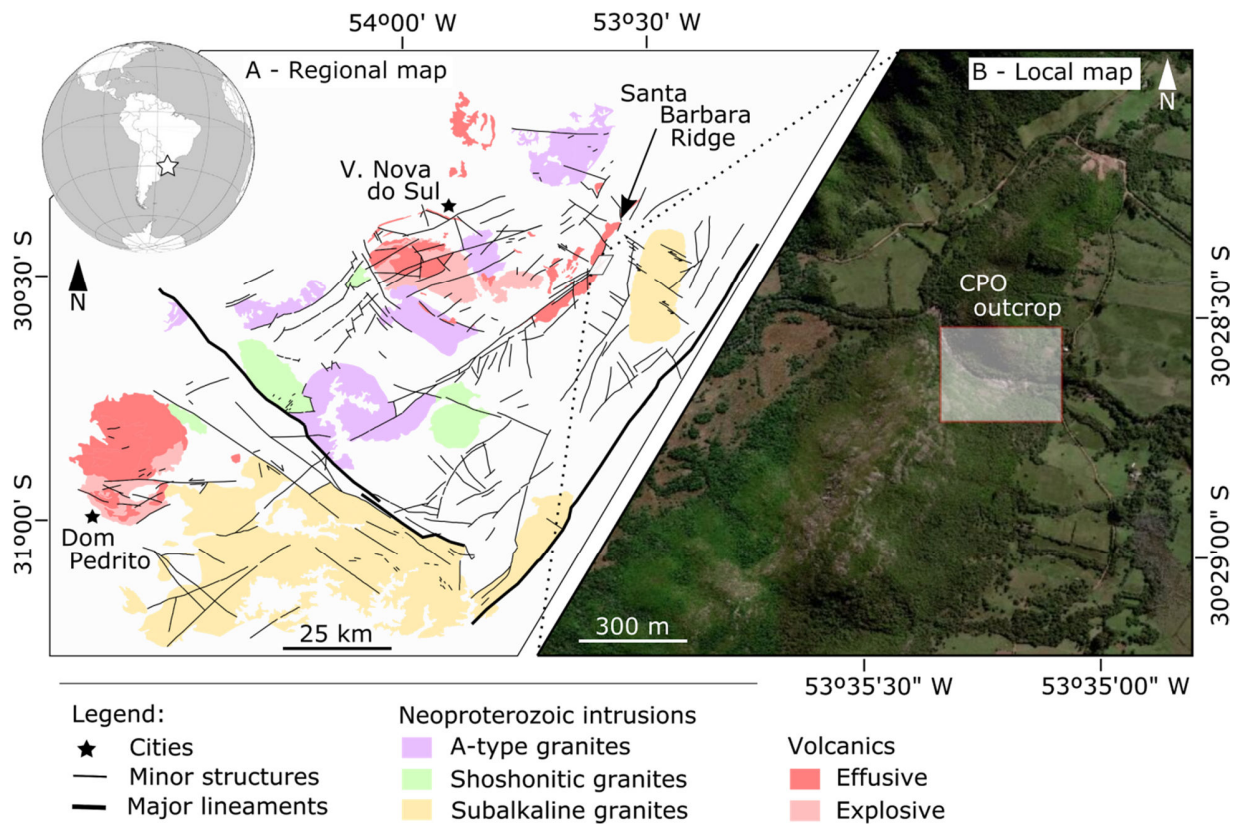
Despite their discrete occurrence, the study of these flows may be a key factor for understanding the emplacement mechanisms of silicate melts, which is ultimately controlled by melt rheology (Cassidy *et al.*, 2018). Several works highlighted the structural complexity of rhyolite flows, which includes the presence of variable wavelength folds, creases, flow banding, devitrification, and brecciation, among others features and processes (Manley and Fink, 1987; Fink, 1980). The general knowledge about these rocks indicates that these flows occur as relatively large thickness, length limited flows, as a result of their high viscosity. Recent studies have challenged this length-limited model for silicic flows, with both modern (*e.g.*, Tuffen *et al.*, 2013) and ancient examples (*e.g.*, Besser *et al.*, 2018) revealing a more complex and dynamic nature associated with rhyolitic lava flows. In these case studies, flows can evolve through several breakout lobes, just as basaltic lavas, forming complex flow units and resulting in remarkably extensive rhyolitic lava fields with high mobility (Manley, 1992; Tuffen *et al.*, 2013). These findings suggest that the emplacement mechanisms of silicic flows is still a debate, with many open questions regarding the

rheological controls (*e.g.*, structural features, viscous and yields strength, crust development, and deformation, process timescale) on flow advance (Magnall *et al.*, 2017).

In this work, we apply a multi-proxy approach to the study of the Cerro do Perau outcrop (CPO), a no metamorphosed and no tectonic deformed ancient (Neoproterozoic) partially preserved rhyolite flow present in southern Brazil. The CPO composes a natural laboratory for the study of rhyolite flows, displaying complex structures, with abundant folding and flow foliations (Zerfass *et al.*, 2000). In order to constrain the emplacement mechanisms of this ancient flow, we conducted fieldwork, collected structural data and samples for anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), petrography, and geochemistry. From this data, we derived the basic rheological parameters (*liquidus* and glass temperatures, viscosity) and the structural patterns (using both AMS and compass data) of CPO. Finally, we used these results to build an emplacement model and constrain the emplacement of CPO flow. Our results indicate that similar mechanisms observed in modern flows (*e.g.*, Tuffen *et al.*, 2013) controlled the emplacement of this ancient flow.

## 2. Geological setting

The CPO, located in southern Brazil (Fig. 1A), is part of the Acampamento Velho Formation, a Neoproterozoic volcanic succession characterized by intense magmatism between  $574 \pm 7$  Ma and  $549 \pm 5$  Ma (Sommer *et al.*, 2005; Janikian *et al.*, 2008; Matté *et al.*, 2016) and marked by the presence of abundant pyroclastic and effusive silicic deposits (Sommer *et al.*, 1993; Zerfass *et al.*, 2000; Wildner *et al.*, 2002). The CPO composes a partially preserved, ancient rhyolitic flow which stands out for its excellent exposure and preservation of flow structures and folds (Zerfass *et al.*, 2000). The outcrop presents an approximate area of 10,000 m<sup>2</sup>, is located next to the Pessegueiro stream in the Santa Barbara ridge, a NE-SW prominent structure in the studied region (Fig. 1B).



**Figure 1.** Location map of the studied area: (A) distribution of Neoproterozoic silicic magmatism in southern Brazil, adapted from Hartmann *et al.* (2007) and (B) satellite imagery of the studied area.

The Acampamento Velho Formation comprises the most expressive silicic subaerial volcanic succession developed in the post-collisional setting of the Brasiliano-Pan-African orogeny (Lima *et al.*, 2007), a period marked by intense plutonism, volcanism, and sedimentation along strike-slip basins (Sommer *et al.*, 2013). One important characteristic of this period is the occurrence of several granitoid intrusions (Fig. 1A) along with the intense silicic volcanism of Acampamento Velho Fm., as revealed by field data and available ages (Lima *et al.*, 2007; Matté *et al.*, 2016). In this context, the Acampamento Velho Fm. represents the extrusive manifestation of the sodic, silicic saturated magmatism, and the volcanic products are mostly ignimbrites, rheoignimbrites and rhyolitic flows with subordinate basalts and acid to basic subvolcanic rocks (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007). The volcanic deposits show a

remarkably volume, forming ignimbrite plateaus with areas of up to 400 km<sup>2</sup> and thicknesses reaching 100 m (Lima *et al.*, 2007; Sommer *et al.*, 2013). The stratigraphic analysis of the deposits shows that eruptive cycles usually began with explosive manifestations and finished with lava flows, suggesting a decrease in the volatile activity throughout the eruptive cycle (Sommer *et al.*, 2013).

### **3. Methodology**

#### *3.1. Fieldwork*

The fieldwork involved detailed geological mapping and structural measurements were performed using a magnetic compass and GPS receptor. The field data was processed and compiled using ArcMap 10.5 (ESRI), while the structural data was analysed using contour plots processed in Stereonet 10. The fieldwork also included sampling for geochemistry, petrography, and AMS.

#### *3.2. Geochemistry and petrography*

Six representative samples were selected for whole-rock geochemistry analysis. The chemical analysis was carried out at Acme Analytical Ltd, Vancouver, Canada using the methods of ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy) of major elements and ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) for minor and trace elements. Thin sections were prepared using seven representative samples of CPO. The samples were analyzed using a Leica DM4500 digital microscope model with an attached camera (LEICA DFC495 model).

#### *3.3. Rheology*

Based on geochemical data, we estimated rheological parameters for Cerro do Perau melts using the numerical models of Sisson and Groove (1993) and Giordano *et al.* (2008). Using the model of Sisson and Groove (1993) we estimated the liquidus temperature ( $T_L$ ), while the model of Giordano *et al.* (2008) was applied to the determination of both melt viscosity ( $\eta$ ) and the glass transition temperature ( $T_g$ ). The  $T_g$  parameter ultimately reflects the boundary temperature between

a ductile (above  $T_g$ , allowing pyroclastic sintering and welding) and a fragile (below  $T_g$ ) behavior of a given silicate melt (Giordano *et al.*, 2005). In order to evaluate the effect of dissolved water over the melt rheology, viscosity was calculated using both anhydrous and wet compositions containing 0.25 and 0.5 wt% of  $H_2O$ .

### 3.4. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

The AMS allows the determination of the petrofabrics of rocks, through the measurement of the orientation of magnetic minerals present in a sample (*e.g.*, Graham, 1954; Tarling and Hrouda, 1993). AMS is applied in rock studies, including rhyolitic lavas, considering the challenges in defining the magmatic fabric and flow structures using standard compass field measurements. The technique consists of measuring the magnetic susceptibility ( $\kappa$ ) of a rock in different directions and define the magnitude (intensity and orientation) of the three principal axis  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$  (Tarling and Hrouda, 1993). Using the obtained AMS tensor we are able to define both the magnetic foliation (which pole is marked by  $K_3$ , the minor anisotropy axis) and the magnetic lineation (marked by  $K_1$ , the major anisotropy axis) of a given sample. This definition allows the determination of flow directions, as well as strain patterns and intensities (Cañón-Tapia, 2005).

For AMS analyses, 12 representative paleomagnetic sites were sampled using a hand-held gasoline-powered non-magnetic drill. Each paleomagnetic site consisted of at least 10 oriented cylinders. At the laboratory, the cylinders were cut into specimens with 2.5 cm in diameter and 2.2 cm in height, using a diamond-coated wheel saw, totalizing 254 standard specimens. The AMS measurements were performed at the Laboratory of Paleomagnetism and Geomagnetism (USPMag), University of Sao Paulo - Brazil, using a MFK1-A apparatus (Agico Ltd.) operating in a low alternating field (200 A/m) at 976 Hz. Directional data were processed using Anisoft5 (Agico Ltd.), which allowed the visualization of both AMS axes and scalar results (mean magnetic susceptibility ( $K_m$ ), shape parameter (T) and degree of anisotropy (P)). Bootstrap statistics was applied to our results in order to assist main magnetic tensor evaluation and the determination of flow patterns (Tauxe *et al.*, 1991).



### 3.5. Magnetic mineralogy

The magnetic mineralogy and domain states of ferromagnetic phases on the magnetic fabric is fundamental in studies for determination of flow directions in pyroclastic deposits and lava flows (e.g., Rochette *et al.*, 1999; Moncinhatto *et al.*, 2019). In order to evaluate our interpretation of magnetic fabric, we performed a magnetic mineralogy characterization at USPMag using thermomagnetic curves, isothermal remanent magnetization (IRM), hysteresis loops and first-order reversal curves (FORC) diagrams. Thermomagnetic curves (e.g., Petrovsky and Kapicka, 2006) were obtained measuring low-field magnetic susceptibility on 3 representative powdered samples through heating and cooling cycles from  $-195\text{ }^{\circ}\text{C}$  up to  $700\text{ }^{\circ}\text{C}$  under Ar atmosphere, using a CS-L cryostat and CS-4 furnace coupled to a Kappabridge KLY-4S susceptibility meter (AGICO). For both hysteresis and IRM acquisition curves (e.g., Kruiver *et al.*, 2001), small rock chips of 9 representative samples were measured by applying fields of up to 1 T using a Princeton Measurement Corporation MicroMag 3900 vibrating sample magnetometer (VSM). FORC diagrams (Roberts *et al.*, 2000) were obtained for 4 representative samples at room temperature after 200 reversal curves with an average time of 200 ms, and data were processed using the FORCinel software package (Harrison and Feinberg, 2008), with a smooth factor of 5. To evaluate the spatial distribution of magnetic minerals, two representative thin sections were studied using a Scanning Electron Microscope (SEM) model Jeol JSM 6610-LV operated at a beam voltage of 15kV, at the Laboratory of Isotopic Geology (LGI-UFRGS). Mineral distribution was determined using backscattered electron (BSE) images, while Ti and Fe presence was determined using energy dispersive spectroscopy (EDS).

## 4. Results and Discussion

### 4.1. Field and petrographic aspects

CPO rocks are characterized by intensively folded rhyolites, with remarkably flow foliations (Fig. 2). Folds and foliations are widespread, pervasive, over the entire site and show an almost chaotic distribution over the outcrop. The observed structures include both metric (Fig. 2A) and centimetric folds (Fig. 2B), of variable orientations and wavelengths. The presence of folds in rhyolitic lavas result from the lateral movement and compression, leading to significant shear and development of folds (Smith *et al.*, 1994). A critical aspect for fold development is the presence of

rheological contrasting layers (Fink, 1980), which suggests that CPO folds may have developed preferentially in the margins of the flow unit, where higher strain and rheological contrasts are expected to occur. In addition to that, the overall presence of upright folds in CPO suggests that the current level of erosion marks the top region the flow (Christiansen and Lipman, 1966; Fink, 1980; Dragoni *et al.*, 1992).

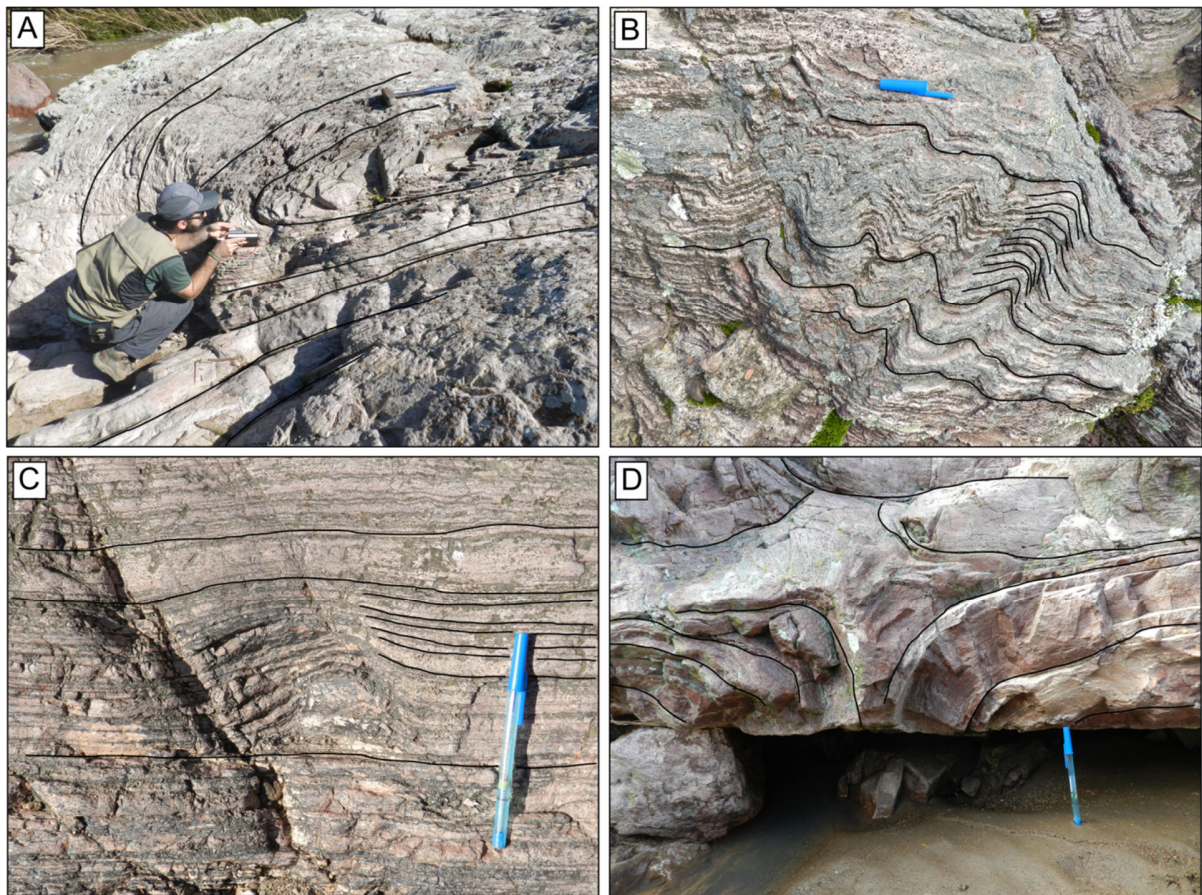
Another characteristic pattern observed at CPO is the presence of millimetric flow layers (Fig. 2C), which are marked by alternating levels of devitrification. These layers are continuous across several meters, being coherent with the more spaced, tabular foliations and suggesting a prolonged viscous flow of the melt, a diagnostic feature of lava flows (Manley *et al.*, 1992).

Some regions present distinct structures (Fig. 2D) composed of a high dipping plane which gradually becomes horizontal, resembling outpour structures in feeding systems. These structures may be associated with breakout lobes, as characterized by Tuffen *et al.* (2013). Lineations are absent among the observed structures, suggesting little to none constrictional strain during the flow emplacement (Yang *et al.*, 2019).

Petrographically, the rhyolites of CPO are aphanitic hemicrystalline, localized porphyritic. The percentage of phenocrysts is very low (less than 5%) and is represented by quartz and K-feldspar, which occur in association with microphenocrystals of opaque minerals (0.2 mm) and zircon. In all cases, the content of crystals is lower than 5%, and their presence localized, which suggests little to none effect on the overall flow rheology (Lejeune and Richet, 1995; Castruccio *et al.*, 2010).

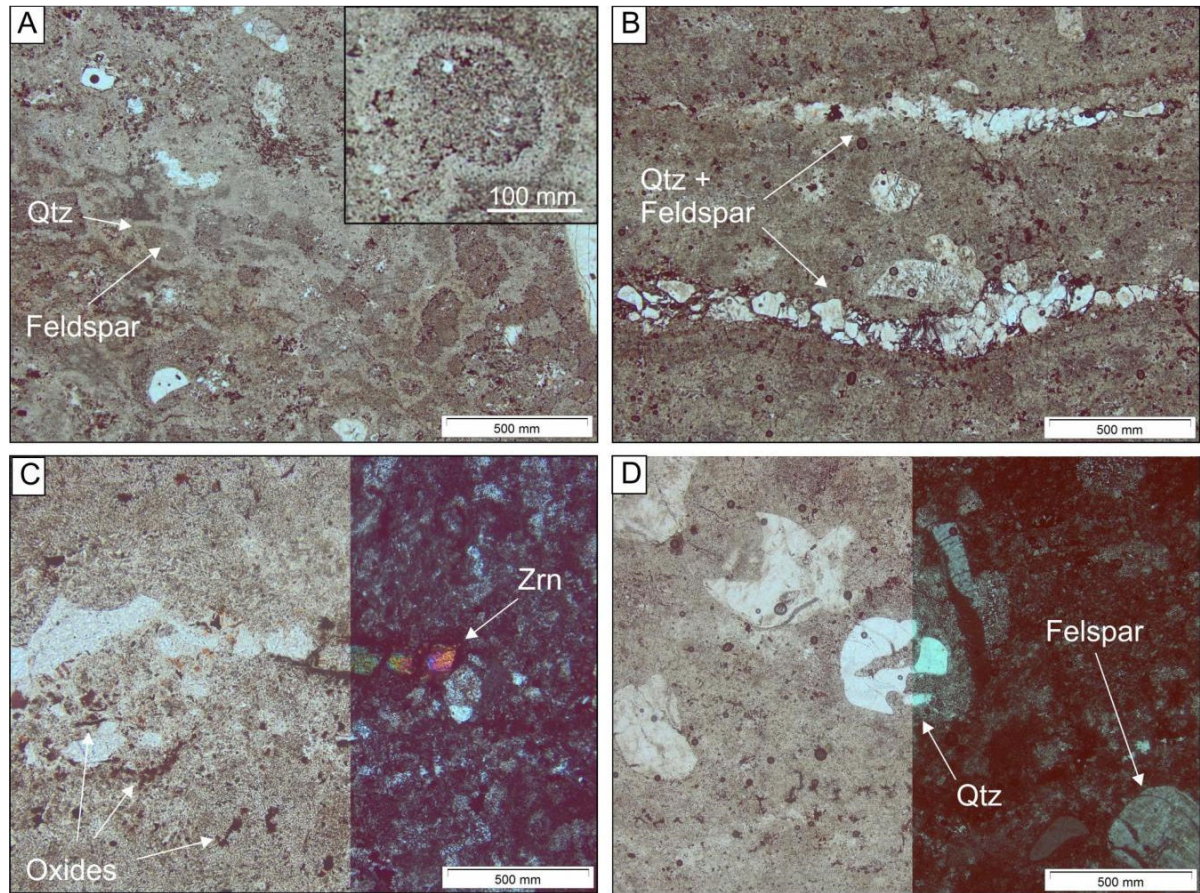
The matrix is represented by a thin mosaic of quartz-feldspar microliths and crystallites. Several devitrification textures are observed, including spherulites with necklace-like morphologies (Fig. 3A) and a mean diameter of 200 nm. Flow foliation is sometimes enhanced by levels with a higher degree of crystallinity and may have an incipient pattern, which sometimes involves phenocrysts. Spherulites form preferentially in volatile-rich regions of the flow and can develop to form crystalline bands (Seaman *et al.*, 2009), therefore the presence of fine levels with distinct granularities consisting of quartz, feldspar and opaque minerals is a common feature (Fig. 3B). The foliation is also marked by pre-existing crystals, as millimetric zircon crystals (Fig. 3C), suggesting effective mechanical orientation of these particles during flow emplacement. Resorption features are common in quartz phenocrysts, highlighting the corrosion gulfs and the amoeboid geometry of some crystals (Fig. 3D). Some studies have shown that the origin of the

textural heterogeneities in silicic volcanic units can be attributed to local chemical differences, particularly the volatile content (*e.g.*, Fink and Manley, 1987), leading to the development of layers with distinct vesicularity patterns, degree of crystallinity, and color, as observed in most CPO samples.



**Figure 2.** Field aspects observed at CPO: (A) metric size synclinal fold, (B) decimetric convolute folds, (C) millimetric flow lamination marked by different devitrification phases and (D) outpour structure resembling a feeding zone of a possible breakout lobe.





**Figure 3.** Representative microscopic features Cerro do Perau samples: (A) abundant spherulites, (B) late devitrification phases defined by quartz and feldspar, (C) zircon forming flow foliation, (D) embayed quartz phenocryst.

#### 4.2. Geochemistry

Chemical whole-rock analyses of six representative samples were performed to investigate the composition and rheology of Cerro do Perau melts (spatial distribution of samples presented in Fig. 7A). CPO rocks generally have  $\text{SiO}_2$  values higher than 74 wt% (Table 1; please check supplementary item 1 for a complete geochemical table) and can be considered as high silica type rhyolites (Mahood and Hildreth, 1983).

The CPO rocks are related to subalkaline series where samples show trends situated close to the boundary between silica-saturated alkaline fields, as displayed on  $R_1$ - $R_2$  (Fig. 4A; De la Roche *et al.*, 1980) and the  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  diagram (Supplementary item 2; Winchester and Floyd, 1977). All samples display high contents of alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8.4$  wt%) and low

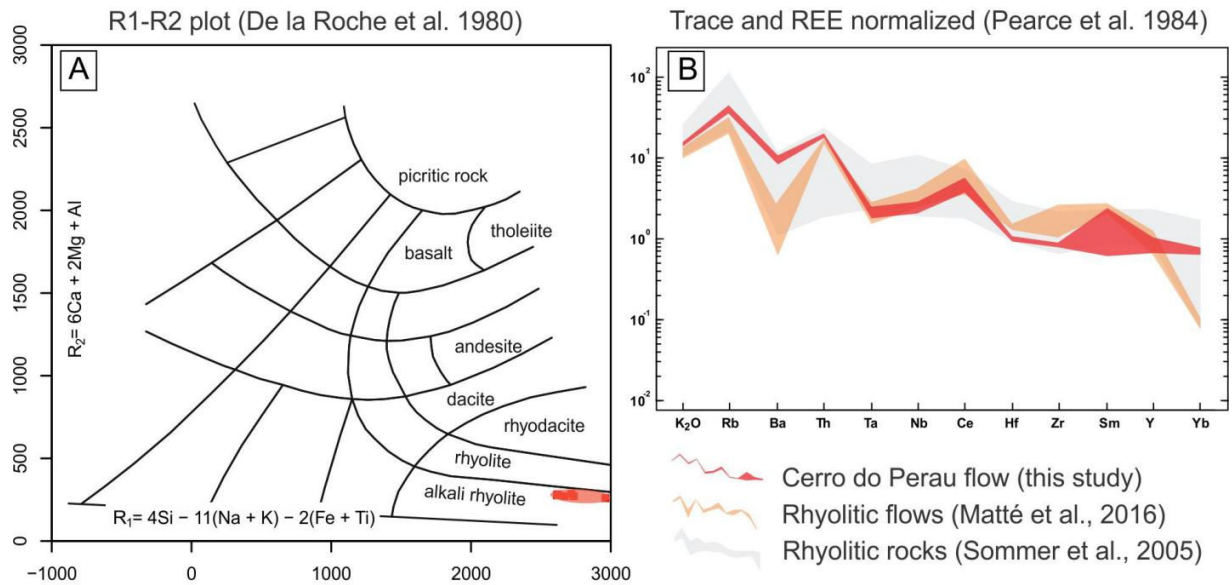
contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO and MgO, with agpaitic indices higher than 0.8, typical values for alkaline rhyolites (Ewart, 1979).

**Table 1.** Whole-rock analysis from Cerro do Perau, major and minor elements (% by weight).

Sample	B	E	T	L1	X	L2
SiO <sub>2</sub>	75.38	75.40	76.08	74.43	74.91	75.58
TiO	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.40	12.58	12.02	13.09	13.01	12.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	1.74	2.23	2.02	1.77	1.76
MnO	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
MgO	0.12	0.14	0.12	0.17	0.17	0.15
CaO	0.34	0.17	0.17	0.16	0.13	0.19
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.80	2.12	2.64	2.94	2.62
K <sub>2</sub> O	5.78	5.60	5.53	5.75	5.49	5.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01
LOI	1.4	1.2	1.4	1.4	1.2	1.3
Total	99.86	99.86	99.88	99.88	99.89	99.87

Trace element patterns of CPO rhyolites normalized against ocean-ridge granite (ORG) values (Pearce *et al.*, 1984) are displayed in Figure 4B, where all Acampamento Velho Fm. rhyolites show a similar pattern with low Ba and Sr values associated with high HFSE (high-field strength elements) contents, which is typical of rocks with alkaline affinity. In the granitoid classification diagrams proposed by Whalen *et al.* (1987), all samples plot in the “A” type granites

field (Supplementary item 2), which are alkaline and anorogenic. This classification is also confirmed by the values of  $(10000 * Ga) / Al > 2.6$ ,  $Ce + Y + Nb + Zr > 500$  ppm and  $FeOt / FeOt + MgO > 0.9$ .



**Figure 4.** (A) R1-R2 classification diagram (De la Roche *et al.*, 1980) showing the distribution of Cerro do Perau samples and (B) trace and REE diagram normalized to org (Pearce *et al.*, 1984) showing a comparison of Cerro do Perau samples and other silicic rocks of the Acampamento Velho Fm.

The geochemical data of the CPO rhyolites indicate a genetic link with the Acampamento Velho Fm. magmatism, with similar geochemical signatures to alkaline rhyolites of the Ramada Plateau (Sommer *et al.*, 2005) and Taquarembó Plateau (Sommer *et al.*, 1999) regions and related to the post-collisional Neoproterozoic type “A” magmatism in southern Brazil.

#### 4.3. Rheology

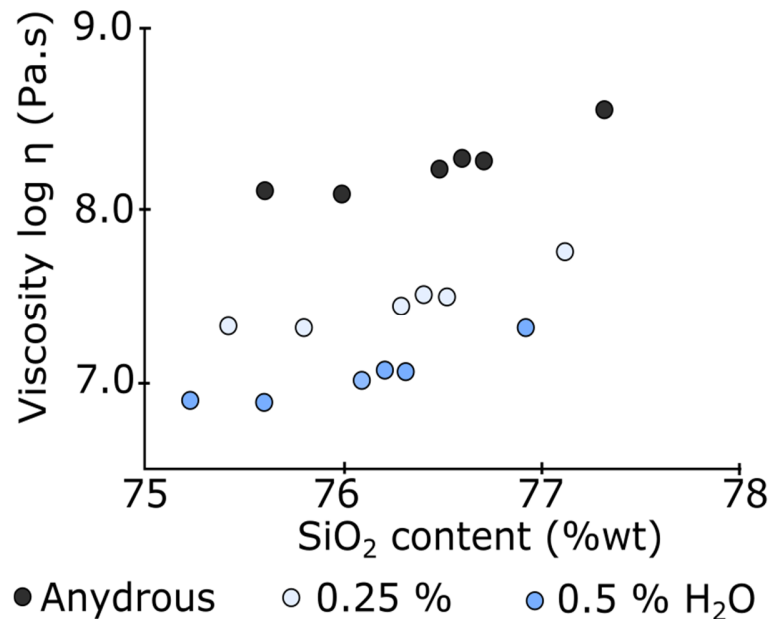
All samples from Cerro do Perau present high silica content, suggesting a strong non-arrhenian behavior for these melt (Giordano *et al.*, 2006). Using the method proposed by Sisson and Groove (1993) we obtained almost uniform *liquidus* temperatures ( $T_L$ ) for Cerro do Perau melts, considering their similar composition, with values ranging from 957 to 963 °C. The

obtained results are comparable to the temperatures for ignimbrites of the Acampamento Velho Fm., which ranged from 870 to 978 °C (Sommer *et al.*, 2013). These values match the generation temperature of type-A magmas (Patiño Douce, 1997), highlighted by the spatio-temporal association of type-A granitoids with the Acampamento Velho Fm. in southern Brazil (Fig. 2A)

The calculated melt viscosity using the model of Giordano *et al.* (2008) at  $T_L$  ranged from 8.0 to 8.5 log  $\eta$  (Pa.s), which are also similar to the results obtained by (Sommer *et al.*, 2013) for ignimbrites in the Acampamento Velho Fm., as well as other estimates for rhyolitic flows (Fink, 1980; Závada *et al.*, 2009; Bullock *et al.*, 2018). One important feature of CPO flow is that it presents a very low crystal content, suggesting its emplacement as an obsidian flow and little to none effect of crystals over the melt viscosity (Lejeune and Richet, 1995).

The simulated addition of water to our samples led to a considerable decrease in melt viscosity, obtaining a melt 10 times less viscous with the addition of only 0.25 wt. % of H<sub>2</sub>O, as previously noticed by Dingwell *et al.*, 1996. This ‘hydrous Cerro do Perau melt’ scenario would ultimately lead to lower viscosities and higher ascent rates in the conduit (Cassidy *et al.*, 2018). This dynamic commonly results in less time for degassing, leading to explosive eruptions (Gonnermann and Manga, 2007), which is probably not the case for Cerro do Perau flow.

The glass transition temperature ( $T_g$ ) calculated using the model of Giordano *et al.* (2008) resulted in values ranging from 745 to 759 °C. The overall absence of brittle structures in the outcrop suggests a predominance of viscous or ductile behavior of the melt, with little to none flow movement after crossing  $T_g$ . This could be resulted by the development of a crust sufficiently strong to inhibit flow advance (Magnall *et al.*, 2017). It is important to note that slower cooling rates result in lower  $T_g$  values (Giordano *et al.*, 2005), granting a wider ‘ductile window’ for the melt to deform or flow. This setting is expected to occur in slow cooling rates sections of a given flow unit, such as the flow core (Manley *et al.*, 1992).



**Figure 5.** Rheological results for Cerro do Perau melts and the estimated effect of the variable amounts of water on the melt viscosity.

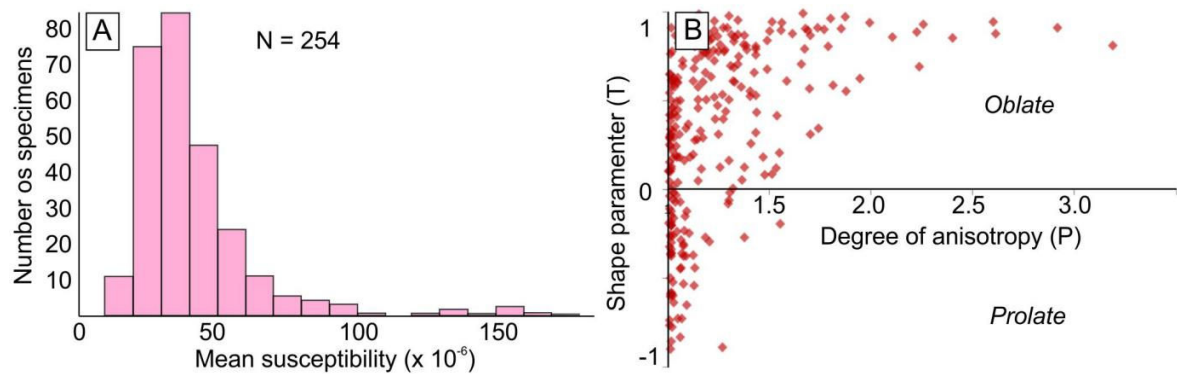
#### 4.4. Structural as AMS data

A total of 12 AMS sites were sampled in the Cerro do Perau Outcrop, generating 254 specimens. Since no tectonic fabric was identified in the outcrop, we interpreted the AMS results as a record of the magmatic strain during the flow emplacement (Dragoni *et al.*, 1997; Paterson *et al.*, 1998; Borradaile and Jackson, 2010; Cañón-Tapia, 2005).

CPO samples present a low mean magnetic susceptibility ( $K_m$ ), as expected for rhyolitic rocks (Hunt *et al.*, 1995), with most values clustering around  $40 \times 10^{-6}$  SI (Fig. 6A). The scalar results also show a bimodal distribution of magnetic susceptibilities, with  $K_m$  ranging from 10 to  $170 \times 10^{-6}$  SI (Fig. 6A). This distinct distribution is common for rhyolites and can be related to variable oxidation stages inside a given flow unit (Clark, 1997). The shape parameter ( $T$ ) of magnetic tensors indicates a predominance of oblate ellipsoids ( $T > 0.0$ , 74% of total), although several samples fall under the prolate ( $T < 0.0$ ) and triaxial ( $T = 0.0$ ) fields (Fig. 6B). The predominant oblate ellipsoids matches the field observations, where linear features were almost absent. Samples present a wide range of degree of anisotropy ( $P$ , Fig. 6B), from 1.003 to 3.18 (3%



to 218%). The average P is 1.25 (25%), a relatively high value when compared to other reported AMS results for silicic flows, which usually present  $P < 1.5$  (e.g., Cañón-Tapia and Castro, 2004; Tomek *et al.*, 2016; Cañón-Tapia and Raposo, 2018; Guimarães *et al.*, 2018). Petrographically, some regions of CPO flows present a distinct distribution of opaque minerals (Fig. 3B-C).

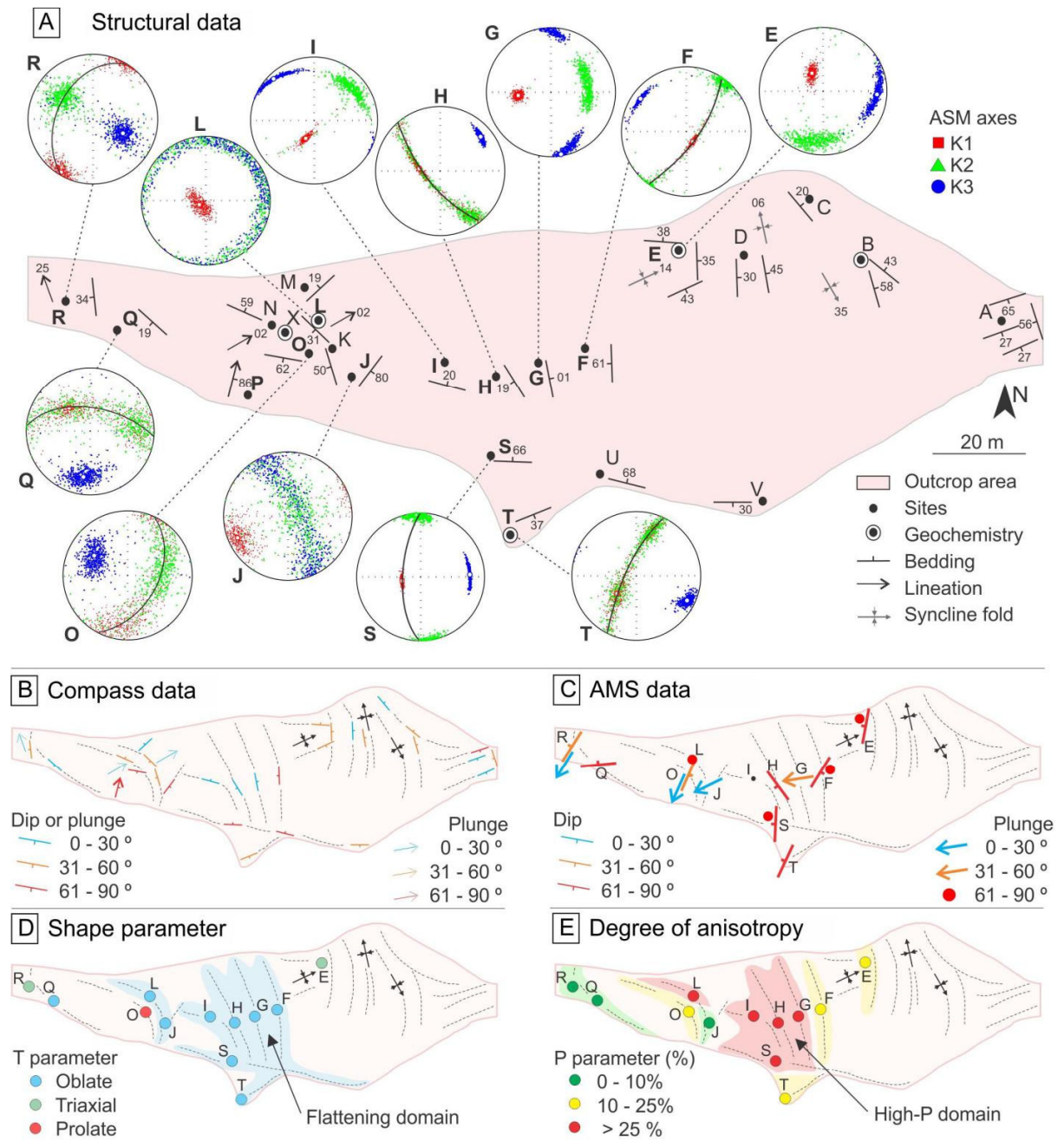


**Figure 6.** Scalar results of AMS analyses: (A) mean magnetic susceptibility and (B) shape parameter and degree of anisotropy plot.

Some of the observed high P values are comparable to AMS occurrences in shear zones (Mertanen and Karell, 2011), which suggests the occurrence of high-strain zones within the CPO flow. These zones could represent strain-softening regions (Fig. 7E) in the flow, which is ultimately linked to the non-Newtonian behavior of silicate melts (Sonder *et al.*, 2006). Please note that there are only oblate ellipsoids with high P values ( $P > 50\%$ ), indicating that flow-induced strain was preferably accommodated through flattening (Fig. 7D).

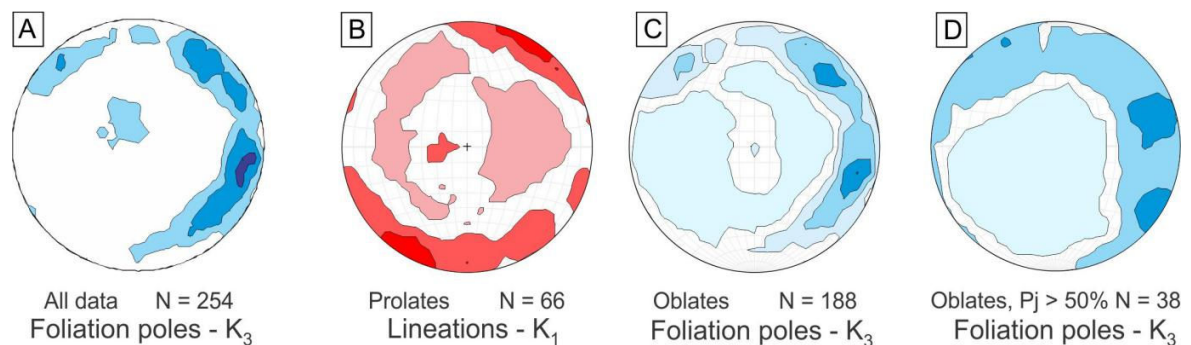
The AMS directional data was plotted in a detailed map along with representative geologic structures (Fig. 7A), in order to assist the structural analysis. Magnetic axes within each paleomagnetic site are usually well-grouped (with exception to sites J, O, Q and R), allowing AMS based interpretations (please check supplementary item 3 for a full table of AMS results). In several sites (e.g., H, F, and T) both  $K_1$  (magnetic lineation) and  $K_2$  clusters, suggesting the presence of strongly oblate ellipsoids, with a well-defined  $K_3$  (pole of the magnetic foliation). Overall, the sites present sub-vertical foliation planes, a pattern consistent along the entire outcrop area, which is confirmed by both compass (Fig. 7B) and AMS data (Fig. 7C). Despite this general sub-vertical

pattern, several sites present variable trends of magnetic foliations, reflecting the structural complexity of CPO flows (Fig. 7A).



**Figure 7.** (A) Overview of the structural data collected at CPO and lower hemispheres stereo plots of AMS data. Below, maps showing (B) compass data, (C) AMS data, (D) shape parameter and (E) degree of anisotropy distribution.

Contour plots were applied in order to define general trends in the flow. Considering all measured specimens, there is a clear predominance of sub-vertical planes, with  $K_3$  persistently showing an ESE sub-horizontal plunge (Fig. 8A). We used the shape parameter in order to analyse each ellipsoid format separately. The magnetic lineation of prolate ellipsoids ( $K_1$ ) reveals a NE-SW alignment (Fig. 8B), which could be associated with a radial stretching along the NE-SW axis (Buisson and Merle, 2004). Oblate ellipsoids are represented by NNE-SSW trending planes, and high dip values, defined by the predominance of low plunge, ENE and ESE trending,  $K_3$  axes (Fig. 8C). To examine the orientation of high-strain ellipsoids, which account for 15% of all measured specimens, we also build a contour plot using only ellipsoids with  $P > 50\%$  (Fig. 8D). High-strain ellipsoids display similar orientation when compared to other foliations (Fig. 8A and C), suggesting the presence of high strain zones with a consistent NE-SW orientation within the CPO flow. Such zones are observed in modern flows and can act as breakout zones for new lobes in a complex flow unit (Tuffen *et al.*, 2013). Since both flow foliations and the axial planes of flow-induced folds are expected to form trending perpendicular to flow direction (Christiansen and Lipman, 1966; Smith and Houston, 1994; Smith, 1996; Fink, 1980), we can estimate a NW-SE flow direction for CPO flows.



**Figure 8.** Contour plots of AMS data, including (A)  $K_3$  using all data, (B)  $K_1$  using only prolate ellipsoids, (C)  $K_3$  using only oblate ellipsoids and (D)  $K_3$  using only oblate ellipsoids with  $P > 50\%$ .

Despite the absence of brittle structures (which may suggest a marginal section of a given flow), both AMS results (marked by high  $P$  values) and field data (highlighted by the distinctive presence of folds) indicate a significant strain, which is expected to occur closer to the flow limits

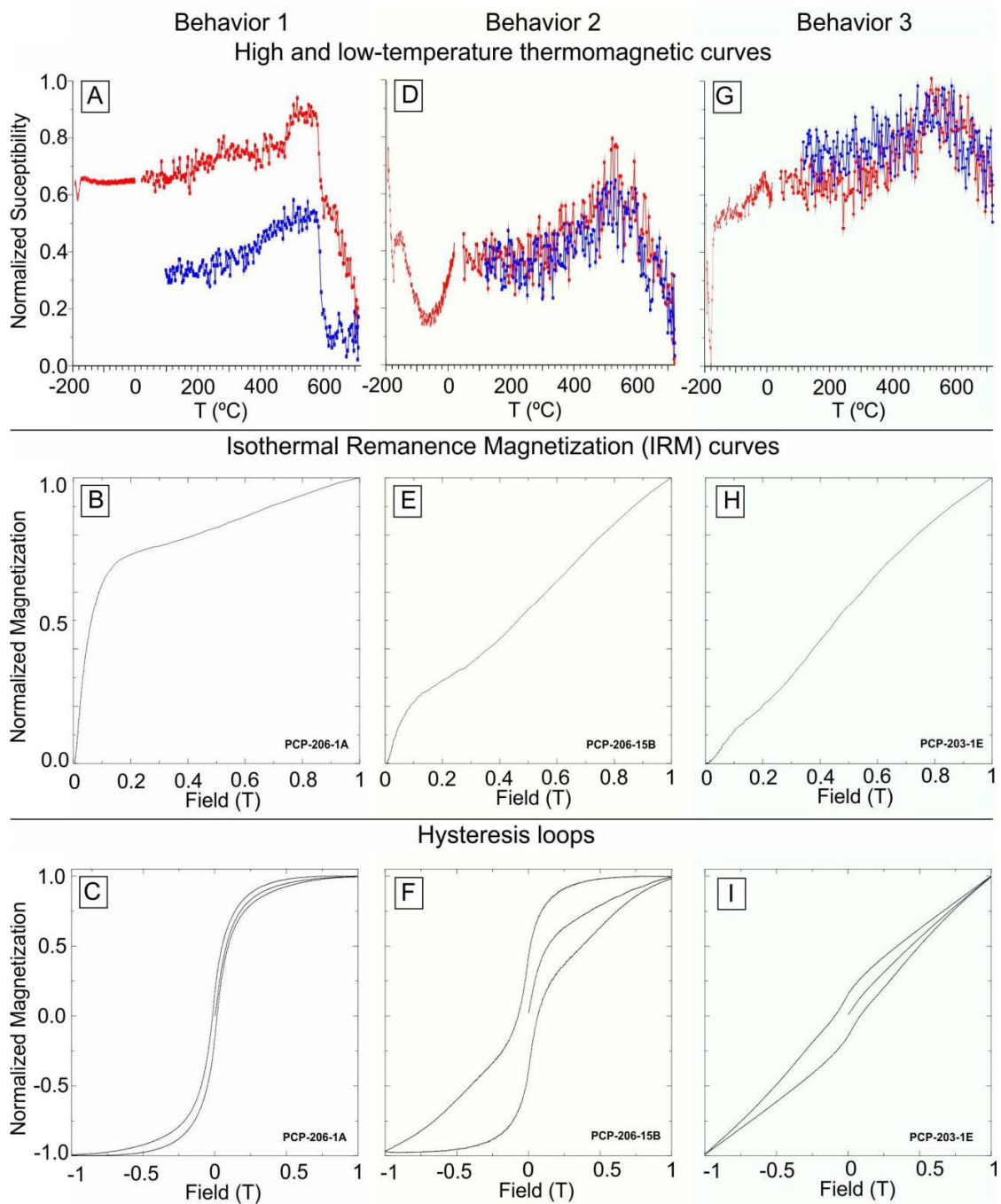
(Fink, 1980; Ventura *et al.*, 1996). These features may suggest an important role of the flow crust over the thermal evolution of CPO flow, granting efficient thermal insulation and promoting slow cooling rates and viscous deformation even next to the flow limits, as reported by observations of modern flows (Tuffen *et al.*, 2013; Magnall *et al.*, 2018).

#### 4.5. Magnetic Mineralogy

Using a combination of thermomagnetic curves, IRM acquisition curves, hysteresis loops we were able to characterize the magnetic mineralogy and define 3 distinct patterns for the studied samples (Fig. 9).

Behavior 1 is marked by high-temperature curves indicating at least major drops in susceptibility at 590 and 670 °C (Fig. 9A), suggesting the presence of magnetite and hematite as the main ferromagnetic minerals (Dunlop and Özdemir, 1997). IRM curves display a mixture of low (which account for 75% of the ferromagnetic minerals) and high-coercivity magnetic phases (Fig. 9B). Hysteresis loops show a wasp-waisted with small contribution of high-coercivity phases (Fig. 9C). Behavior 2 is also characterized by at least two magnetic transitions recorded by high-temperature magnetic curves (Fig. 9D). IRM curves indicate a higher amount of high-coercivity phases (Fig. 9E), most likely hematite (which add up to approximately 30% of ferromagnetic minerals). Hysteresis loops (Fig. 9F) show a distinct wasp-waisted pattern, suggesting a mixture of minerals with hard and soft coercivities (Roberts *et al.*, 1995; Tauxe *et al.*, 1996). Behavior 3 presents a rather noisy thermomagnetic signal (Fig. 9G), with a gradual drop in magnetic susceptibility above 570 °C. IRM curves indicate a predominance of high-coercivity minerals (Fig. 9H) and hysteresis loops (Fig. 9I) indicate a strong contribution of paramagnetic minerals.

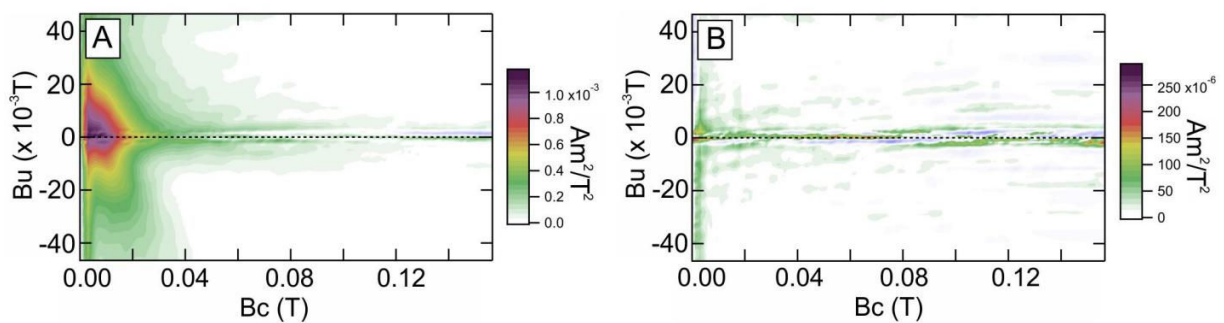
Low-temperature thermomagnetic curves display a hyperbolic decrease of magnetic susceptibility from -194 °C to 0 °C, a typical behavior of paramagnetic mineralogy (Fig. 9A,D,G, Petrovsky and Kapicka, 2006). All samples also present low mean magnetic susceptibility values (lower than  $10^{-5}$  SI, Fig. 6A), implying a low content of ferromagnetic minerals.



**Figure 9.** Magnetic characterization of the studied samples: three distinct behaviors (A-C) 1, (D-F) 2, and (G-I) 3.



The IRM acquisition curves and hysteresis loops were largely used in paleomagnetic studies. However, for geological samples where we have a variable concentration of coexisting low and high coercivity magnetic fraction, hysteresis parameters can be influenced directly (e.g., Roberts *et al.*, 2017, 2018, 2019). FORC diagrams (Roberts *et al.*, 2000) provide information about all components of magnetization in a sample. FORC analysis are shown for select samples (Fig. 10).



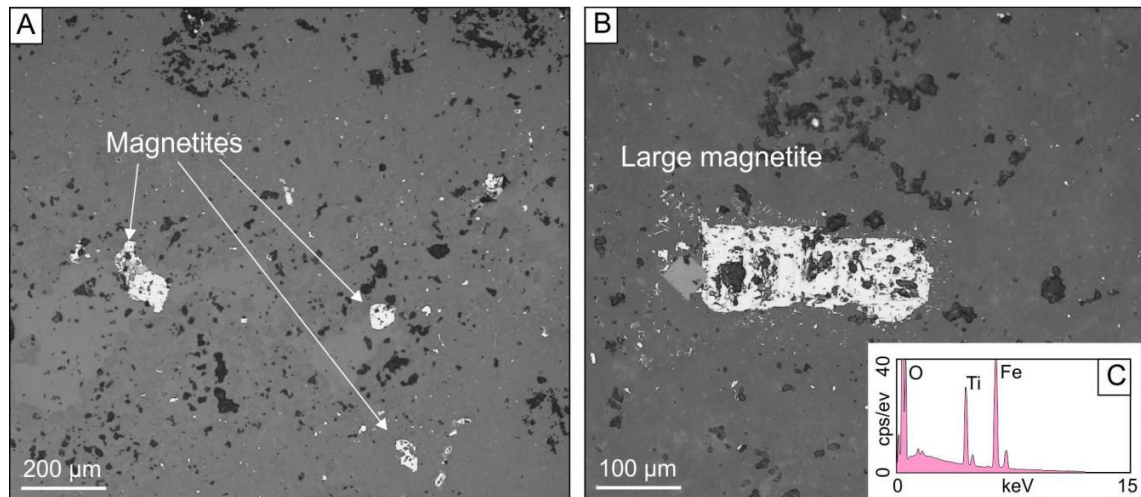
**Figure 10.** Representative FORC diagrams of selected samples from CPO flow. (A) mixture of hematite and magnetite, MD grains. (B) Absence of ferromagnetic signal.

Overall, the FORC distribution is centred in  $B_u = 0$ , which small differences in spread along the  $B_c$ . This result suggests a mixture of magnetite and hematite minerals (Liu *et al.*, 2019), also indicating the presence of multi domain grains (MD, Fig. 10A, Roberts *et al.*, 2000; Muxworthy and Roberts, 2007). In several samples, only a small amount of signal was detected, suggesting a virtual absence of ferromagnetic phases (Fig. 10B). Please check supplementary items 4, 5, 6 and 7 for additional magnetic mineralogy data.

#### 4.6 SEM observations

SEM analyses performed in two representative samples indicate the presence of a small amount of oxides (Fig. 11A), mostly coarse grained, equant, crystals (around 200  $\mu\text{m}$ , Fig. 11B). Such coarse grains are not expected to carry little to none remanence (Dunlop and Özdemir, 1997), as suggested by the low values of bulk magnetic susceptibility in the samples (Fig. 6A). EDS spectra indicates the presence of both hematite and magnetite with low contents of Ti (Fig. 11C),

implying a primary origin for these crystals. Both SEM and magnetic mineralogy data suggest the silicate fabric as the predominant carrier of the AMS signal, considering the observed amount, nature and distribution of the ferromagnetic phases.

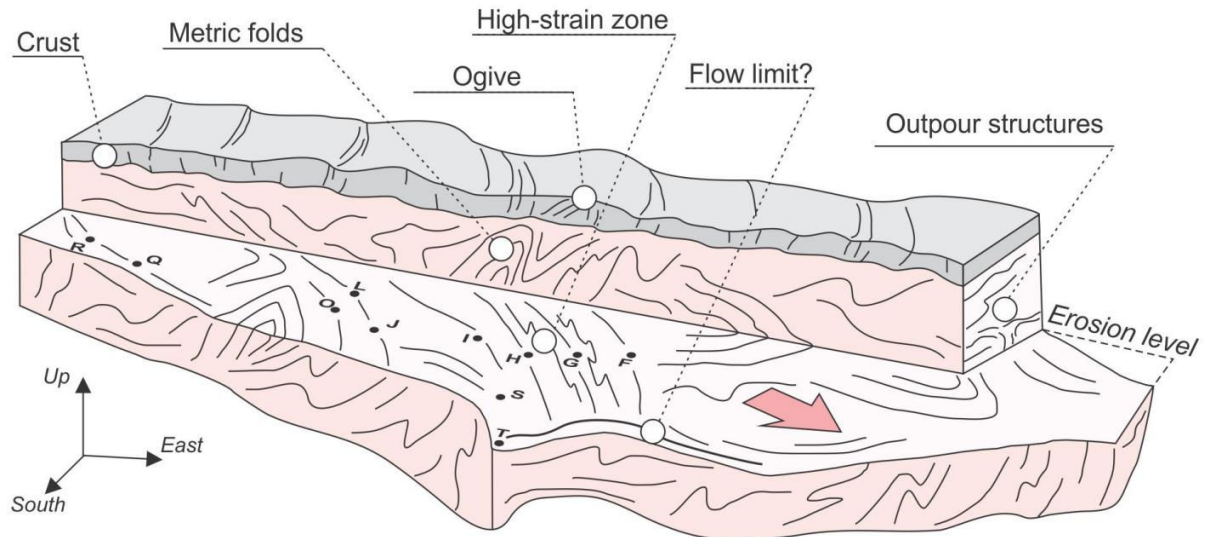


**Figure 11.** SEM observations of CPO flow: (A) group of magnetites and (B) large magnetite crystal; (C) representative EDS spectra for the studied magnetic phases.

#### 4.7. Emplacement model

Fieldwork and rheology data indicates that most flow-induced deformation of CPO flows were accommodated through viscous flows, above the  $T_g$  (approximately 750°C; Giordano *et al.*, 2005), which is attested by the presence of continuous flow layers and the absence of brittle features, as observed in both field features and petrographic analyses. The low crystal content of CPO suggests its emplacement as an obsidian flow, with little to none effect of crystals over the melt rheology (Castruccio *et al.*, 2010). This observation also allows us to constrain COP emplacement as either a viscosity of a crust yield strength-controlled flow (Magnall *et al.*, 2017). The presence of distinct folds with variable sizes and wavelengths suggests some degree of rheological contrast among the flow layers (Fink, 1980; Dragoni *et al.*, 1992), with minimum emplacement viscosity estimations of  $10^8$  Pa.s. Deformation is predominantly recorded by the silicate fabric, resulting in an AMS singla that shows a preferentially NW-SE flow direction, with the distinct presence of high-dipping foliations. The virtual absence of lineations and predominance of oblate ellipsoids suggests an overall flattening regime, which includes the presence of high-strain zones marked by a high degree of anisotropy. The overall presence of upright folds indicates

that the exposed CPO area may represent the upper region of a rhyolite flow unit (Christiansen and Lipman, 1966; Fink, 1980) (Fig. 12).



**Figure 12.** Emplacement model for Cerro do Perau outcrop flow, with AMS sites.

## 5. Final remarks

Using the multiproxy approach involving fieldwork, structural, geochemistry, rheology and AMS analyses we were able to constrain the emplacement of the ancient Neoproterozoic CPO rhyolitic flow, despite its structural complexity. CPO emplacement occurred with little to none flow movement after crossing  $T_g$  (Giordano *et al.*, 2005), due to the overall absence of brittle structures. Structural patterns based on fieldwork and AMS data suggests that the observed section of CPO flow may represent the upper region of an ancient rhyolitic flow (Christiansen and Lipman, 1966; Fink, 1980). The distinct presence of high-dipping foliations and the absence of lineations and predominance of AMS oblate ellipsoids suggests an overall flattening regime, including high-strain zones within the flow.



## Acknowledgments

This work was partially funded by the Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq), projects 303015/2015-2, 441766/2014-5, 304036/2018-8, and 406925/2018-6.

## References

- Alva-Valdivia, L.M., Agarwal, A., Caballero-Miranda, C., García-Amador, B.I., Morales-Barrera, W., Rodríguez-Elizarraráz, S., Rodríguez-Trejo, A., 2017. Paleomagnetic and AMS studies of the El Castillo ignimbrite, central-east Mexico: Source and rock magnetic nature. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 336, 140–154. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.014>
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Jalowitzki, T.L.R., Orihashi, Y., Ponce, A.D., 2015. Emplacement history and inflation evidence of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 293, 46–56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.001>
- Besser, M.L., Vasconcellos, E.M.G., Nardy, A.J.R., 2018. Morphology and stratigraphy of Serra Geral silicic lava flows in the northern segment of the Torres Trough, Paraná Igneous Province. *Brazilian Journal of Geology* 48, 201–219. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180087>
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology* 32, 1519–1551. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.09.006>
- Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Leat, P.T., Stephens, C.J., 2002. Silicic volcanism: an undervalued component of Large Igneous Provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Volcanic Rifted Margins*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 362, pp. 99–120.
- Buisson, C., Merle, O., 2004. Numerical simulation of strain within lava domes. *Journal of Structural Geology* 26, 847–853. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.017>
- Bullock, L.A., Gertisser, R., O’Driscoll, B., 2018. Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands). *Bulletin of Volcanology* 80. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1222-4>
- Cañón-Tapia, E., 2005. Uses of anisotropy of magnetic susceptibility in the study of emplacement processes of lava flows, in: *Special Paper 396: Kinematics and Dynamics of Lava Flows*. Geological Society of America, pp. 29–46. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2396-5.29>
- Cañón-Tapia, E., Castro, J., 2004. AMS measurements on obsidian from the Inyo Domes, CA: a comparison of magnetic and mineral preferred orientation fabrics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134, 169–182. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.01.005>
- Cañón-Tapia, E., 2017. Paleomagnetic and AMS studies of the El Castillo ignimbrite, central-east Mexico: Source and rock magnetic nature. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 336, 140–154. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.02.014>

- Cañón-Tapia, E., Raposo, M.I.B., 2018. Anisotropy of magnetic susceptibility of silicic rocks from quarries in the vicinity of São Marcos, Rio Grande do Sul, South Brazil: Implications for emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355, 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.018>
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., Bachmann, O., 2018. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications* 9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>
- Castruccio, A., Rust, A.C., Sparks, R.S.J., 2010. Rheology and flow of crystal-bearing lavas: Insights from analogue gravity currents. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 471–480. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.051>
- Christiansen, R.L., Lipman, P.W., 1966. Emplacement and thermal history of a rhyolite flow near Fortymile Canyon, southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, 671–684. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1966\)77\[671:EATHOA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1966)77[671:EATHOA]2.0.CO;2)
- Clark, D.A., 1997. *Magnetic Petrophysics and Magnetic Petrology; Aids to Geological Interpretation of Magnetic Surveys*. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17, 83–103.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R 1 R 2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Di Genova, D., Kolzenburg, S., Wiesmaier, S., Dallanave, E., Neuville, D.R., Hess, K.U., Dingwell, D.B., 2017. A compositional tipping point governing the mobilization and eruption style of rhyolitic magma. *Nature* 552, 235–238. <https://doi.org/10.1038/nature24488>
- Dingwell, D.B., Romano, C., Hess, K.-U., 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, 19–28. <https://doi.org/10.1007/s004100050170>
- Dragoni, M., Lanza, R., Tallarico, A., 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International* 128, 230–240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1997.tb04083.x>
- Dragoni, M., Pondrelli, S., Tallarico, A., 1992. Longitudinal deformation of a lava flow: the influence of Bingham rheology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 52, 247–254. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90047-H](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90047-H)
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers* Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK (573p).
- Elston, W.E., Smith, E.I., 1970. Determination of flow direction of rhyolitic ash-flow tuffs from fluidal textures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3393–3406
- Ewart, A., 1979. A Review of the Mineralogy and Chemistry of Tertiary-Recent Dacitic, Latitic, Rhyolitic, and Related Salic Volcanic Rocks, in: *Developments in Petrology*. Elsevier, pp. 13–121. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-41765-7.50007-1>

- Fink, J., 1980. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology* 8, 250. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<250:sfavor>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<250:sfavor>2.0.co;2)
- Fink, J.H., Manley, C.R., 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. in *Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*, edited by Fink J.H., *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 212, 77-88.
- Finn, D.R., Coe, R.S., Kelly, H., Branney, M., Knott, T., Reichow, M., 2015. Magnetic anisotropy in rhyolitic ignimbrite, Snake River Plain: Implications for using remanent magnetism of volcanic rocks for correlation, paleomagnetic studies, and geological reconstructions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 4014–4033. <https://doi.org/10.1002/2014jb011868>
- Giordano, D., Mangiacapra, A., Potuzak, M., Russell, J.K., Romano, C., Dingwell, D.B., Di Muro, A., 2006. An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for metaluminous, peraluminous and peralkaline liquids. *Chemical Geology* 229, 42–56. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.01.007>
- Giordano, D., Nichols, A.R.L., Dingwell, D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.015>
- Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271(1–4), 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>
- Gonnermann, H.M., Manga, M., 2007. The Fluid Mechanics Inside a Volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39, 321–356. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.39.050905.110207>
- Graham, J.W., 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.
- Guest, J.E., Duncan, A.M., Stofan, E.R., Anderson, S.W., 2012. Effect of slope on development of pahoehoe flow fields: Evidence from Mount Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219–220, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.006>
- Guimarães, L.F., Raposo, M.I.B., Janasi, V.A., Cañón-Tapia, E., Polo, L.A., 2018. An AMS study of different silicic units from the southern Paraná-Etendeka Magmatic Province in Brazil: Implications for the identification of flow directions and local sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 355, 304–318. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.014>
- Harrison, R.J., Feinberg, J.M., 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, <https://doi.org/10.1029/2008gc001987>
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), *50 anos de Geologia*, vol. 1. Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre, pp. 97-123.
- Hunt, C.P., Moskowitz, B.M., Banerjee, S.K., 1995. Magnetic Properties of Rocks and Minerals, in: *AGU Reference Shelf. American Geophysical Union*, pp. 189–204. <https://doi.org/10.1029/rf003p0189>
- Janikian, L., de Almeida, R.P., da Trindade, R.I.F., Fragoso-Cesar, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L., Tohver, E., 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary

- successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova* 20, 259–266. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00814.x>
- Lejeune, A.-M., Richet, P., 1995. Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 4215–4229. <https://doi.org/10.1029/94jb02985>
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269–276.
- Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S. 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: Iannuzzi R. & Frantz J.C. (eds.) 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 79-95.
- Liu, P., Hirt, A.M., Schüler, D., Uebe, R., Zhu, P., Liu, T., Zhang, H., 2019. Numerical unmixing of weakly and strongly magnetic minerals: examples with synthetic mixtures of magnetite and hematite. *Geophysical Journal International*, 217, 280-287, <https://doi.org/10.1093/gji/ggz022>
- Magnall, N., James, M.R., Tuffen, H., Vye-Brown, C., 2017. Emplacing a Cooling-Limited Rhyolite Lava Flow: Similarities with Basaltic Lava Flows. *Frontiers in Earth Science* 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00044>
- Magnall, N., James, M.R., Tuffen, H., Vye-Brown, C., Schipper, C.I., Castro, J.M., Davies, A.G., 2018. The origin and evolution of breakouts in a cooling-limited rhyolite lava flow. *GSA Bulletin* 131, 137–154. <https://doi.org/10.1130/b31931.1>
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 11–30. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90087-x](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90087-x)
- Manley, C.R., 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 27–46. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90072-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90072-1)
- Manley, C.R., Fink, J.H., 1987. Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. *Geology* 15, 549. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<549:itorfa>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<549:itorfa>2.0.co;2)
- Matté, V., Sommer, C.A., Lima, E.F. de, Philipp, R.P., Basei, M.A.S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 71, 201–222. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.015>
- Mertanen, S.; Karell, F., 2011. Rock magnetic investigations constraining relative timing for gold deposits in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 83, 75–94.
- Moncinhatto, T.R., Haag, M.B., Poletti, W., Savian, J.F., Hartmann, G.A., Sommer, C.A., Caselli, A.T., Trindade, R.I.F., 2019. Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: A case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International*, in press.
- Muxworthy, A.R.; Roberts, A.P., 2007. First-order reversal curve (FORC) diagrams, In *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, edited by Gubbins D., Herrero-Bervera, E., pp. 266– 272, Springer, Dordrecht, Netherlands.

- Nakagawa, M., Amma-miyasaka, M., Tomijima, C., Matsumoto, A., Hase, R., 2018. Eruption Sequence of the 46 ka Caldera-forming Eruption of Shikotsu Volcano, Inferred from Stratigraphy of Proximal Deposits at South of Lake Shikotsu, Japan. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)* 127, 247–271. <https://doi.org/10.5026/jgeography.127.247>
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Jr., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos* 44, 53–82. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00022-x](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00022-x)
- Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25, 743. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0743:gomatg>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0743:gomatg>2.3.co;2)
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Petrovsky, E., Kapicka, A., 2006. On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. *Journal of Geophysical Research* 111, B12S27. <https://doi.org/10.1029/2006JB004507>.
- Pinkerton, H., Sparks, R.S.J., 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature* 276, 383–385. <https://doi.org/10.1038/276383a0>
- Roberts, A.P., Cui, Y., Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 17909–17924. <https://doi.org/10.1029/95jb00672>
- Roberts, A.P., Pike, C.R., Verosub, K.L., 2000. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 28461–28475. <https://doi.org/10.1029/2000jb900326>
- Roberts, A. P., Almeida, T. P., Church, N. S., Harrison, R. J., Heslop, D., Li, Y., Li, J., Muxworthy, A.R., Williams, W., Zhao, X., 2017. Resolving the origin of pseudo-single domain magnetic behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 9534–9558. <https://doi.org/10.1002/2017JB014860>
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A critical appraisal of the “Day” diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>
- Roberts, A. P., Hu, P., Harrison, R. J., Heslop, D., Muxworthy, A. R., Oda, H., Sato, T., Tauxe, L., Zhao, X., 2019. Domain state diagnosis in rock magnetism: Evaluation of potential alternatives to the Day diagram. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 5286–5314. <https://doi.org/10.1029/2018JB017049>
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M., 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics* 307, 219–234. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00127-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00127-4).
- Seaman, S.J., Dyar, M.D., Marinkovic, N., 2009, The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 183(3–4), 157–169. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.03.001>

- Single, R.T., Jerram, D.A., 2004. The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: examples from the Palaeogene Skye Lava Field. *Journal of the Geological Society* 161, 911–926. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-136>
- Sisson, T. W., Grove, T. L., 1993. Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(2), 167–184. <https://doi.org/10.1007/bf00283226>
- Smith, J.V., 1996. Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72, 217–223. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(96\)00009-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(96)00009-1)
- Smith, J.V., Houston, E.C., 1994. Folds produced by gravity spreading of a banded rhyolite lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 89–94. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90019-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90019-1)
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências* 29(2),245-254.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Machado, A., Rossetti, L. de M.M., Pierosan, R., 2013. Recognition and characterization of high-grade ignimbrites from the Neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 152–165. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.010>
- Sommer, C.A., De Lima, E.F., Nardi, L.V.S., De Liz, J.D., Waichel, B.L., 2005. Neoproterozoic, Mildly Alkaline, Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review* 47, 1090–1110. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.10.1090>
- Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., Lima, E.F., 1993. O vulcanismo ácido alcalino do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito, RS (Ext. Abstr.). In: *I Simp. Int. del Neoproterozóico–Cámbrico en la Cuenca del Plata*, Rocha, pp. 40–45.
- Sonder, I., Zimanowski, B., Büttner, R., 2006. Non-Newtonian viscosity of basaltic magma. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2005gl024240>
- Tarling, D., Hrouda, F., 1993. *Magnetic Anisotropy of Rocks*. Springer.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., Pick, T., 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research* 101, 571–583.
- Tauxe, L., Kylstra, N., Constable, C., 1991. Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research* 96, 11723. <https://doi.org/10.1029/91jb00572>
- Tomek, F., Žák, J., Holub, F.V., Chlupáčová, M., Verner, K., 2016. Growth of intra-caldera lava domes controlled by various modes of caldera collapse, the Štiavnica volcano–plutonic complex, Western Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 311, 183–197. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.01.006>
- Tuffen, H., James, M.R., Castro, J.M., Schipper, C.I., 2013. Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. *Nature Communications* 4. <https://doi.org/10.1038/ncomms3709>
- Ventura, G., De Rosa, R., Colletta, E., Mazzuoli, R., 1996. Deformation patterns in a high-viscosity lava flow inferred from the crystal preferred orientation and imbrication structures: an example

- from Salina (the Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Bulletin of Volcanology* 57, 555–562. <https://doi.org/10.1007/bf00304439>
- Vye-Brown, C., Self, S., Barry, T.L., 2013. Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA. *Bulletin of Volcanology* 75. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0697-2>
- Walker, G.P.L., 1967. Thickness and Viscosity of Etnean Lavas. *Nature* 213, 484–485. <https://doi.org/10.1038/213484a0>
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Wildner, W., Lima, E., Nardi, L.V., Sommer, C.A., 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 261–283. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(02\)00259-7](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(02)00259-7)
- Wilson, C.J.N., Blake, S., Charlier, B.L.A., Sutton, A.N., 2005. The 26,5 ka Oruanui Eruption, Taupo Volcano, New Zealand: Development, Characteristics, and Evacuation of a Large Rhyolitic Magma Body. *Journal of Petrology* 47, 35–69. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi066>
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yang, R., Jiang, D., Lu, L.X., 2019. Constrictional strain and linear fabrics as a result of deformation partitioning: a multiscale modeling investigation and tectonic significance. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2019tc005490>
- Závada, P., Kratinová, Z., Kusbach, V., Schulmann, K., 2009. Internal fabric development in complex lava domes. *Tectonophysics* 466, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.07.005>
- Zerfass, H., Almeida, D. del PM. de. and Gomes, C.H., 2000. Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Barbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul- RS). *Rev. Bras. de Geoci.* 30, 12-16.

## 6.1. ANEXOS AO ARTIGO

### Supplementary item 1 - Geochemistry data

A full table of all analysed samples, reporting the major, minor and trace elements.

Sample	B	E	T	L1	X	L2
SiO <sub>2</sub>	75.38	75.40	76.08	74.43	74.91	75.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.40	12.58	12.02	13.09	13.01	12.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	1.74	2.23	2.02	1.77	1.76
MgO	0.12	0.14	0.12	0.17	0.17	0.15
CaO	0.34	0.17	0.17	0.16	0.13	0.19
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.80	2.12	2.64	2.94	2.62
K <sub>2</sub> O	5.78	5.60	5.53	5.75	5.49	5.65
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.01	0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01
MnO	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	0.005	<0.002	<0.002	0.006	0.004
Ba	377	449	498	389	397	469
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	2	2	2	2	2	2
LOI	1.4	1.2	1.4	1.4	1.2	1.3

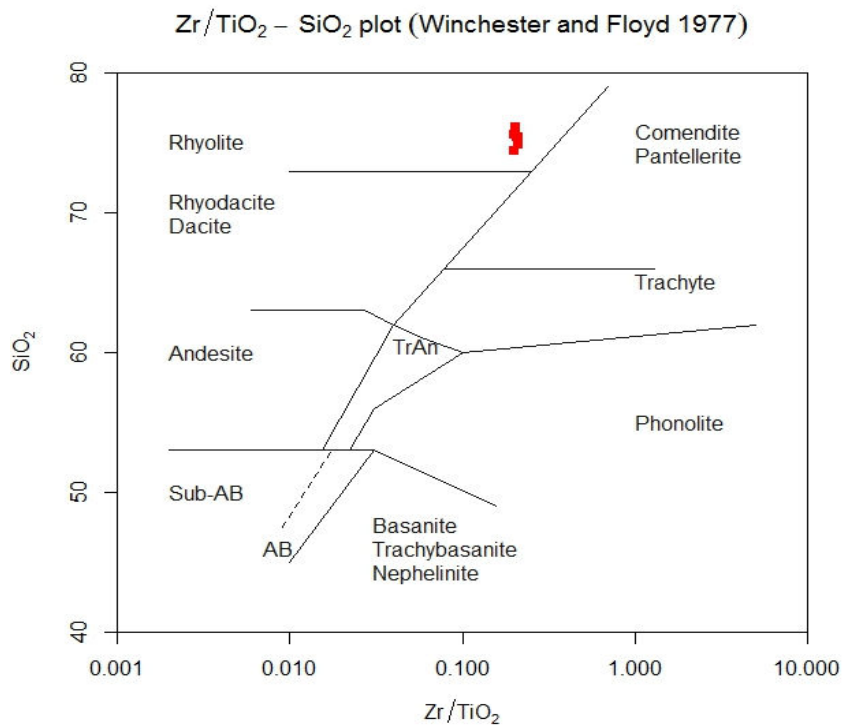


Sum	99.86	99.86	99.88	99.88	99.89	99.87
Be	2	5	1	4	3	7
Co	0.6	0.7	0.4	0.9	1.6	0.8
Cs	2.7	1.9	1.4	2.2	2.0	2.0
Ga	18.5	18.0	15.9	21.6	20.7	18.8
Hf	8.3	8.7	8.2	9.0	9.3	8.4
Nb	21.5	21.3	20.7	23.3	27.3	19.6
Rb	163.5	156.4	132.7	164.0	158.2	157.8
Sn	4	5	4	5	5	4
Sr	66.5	62.9	74.3	51.0	53.7	49.5
Ta	1.5	1.2	1.5	1.4	1.6	1.5
Th	14.8	15.3	14.2	14.0	15.0	14.1
U	1.2	1.4	1.0	1.3	1.5	1.2
V	<8	<8	<8	<8	<8	<8
W	2.2	18.4	11.1	9.0	9.6	8.9
Zr	271.3	287.5	263.1	280.8	293.7	257.8
Y	67.3	58.6	43.4	46.3	45.0	52.0
La	117.3	89.3	80.9	68.8	63.6	82.2
Ce	187.3	163.3	127.1	187.5	126.7	155.6

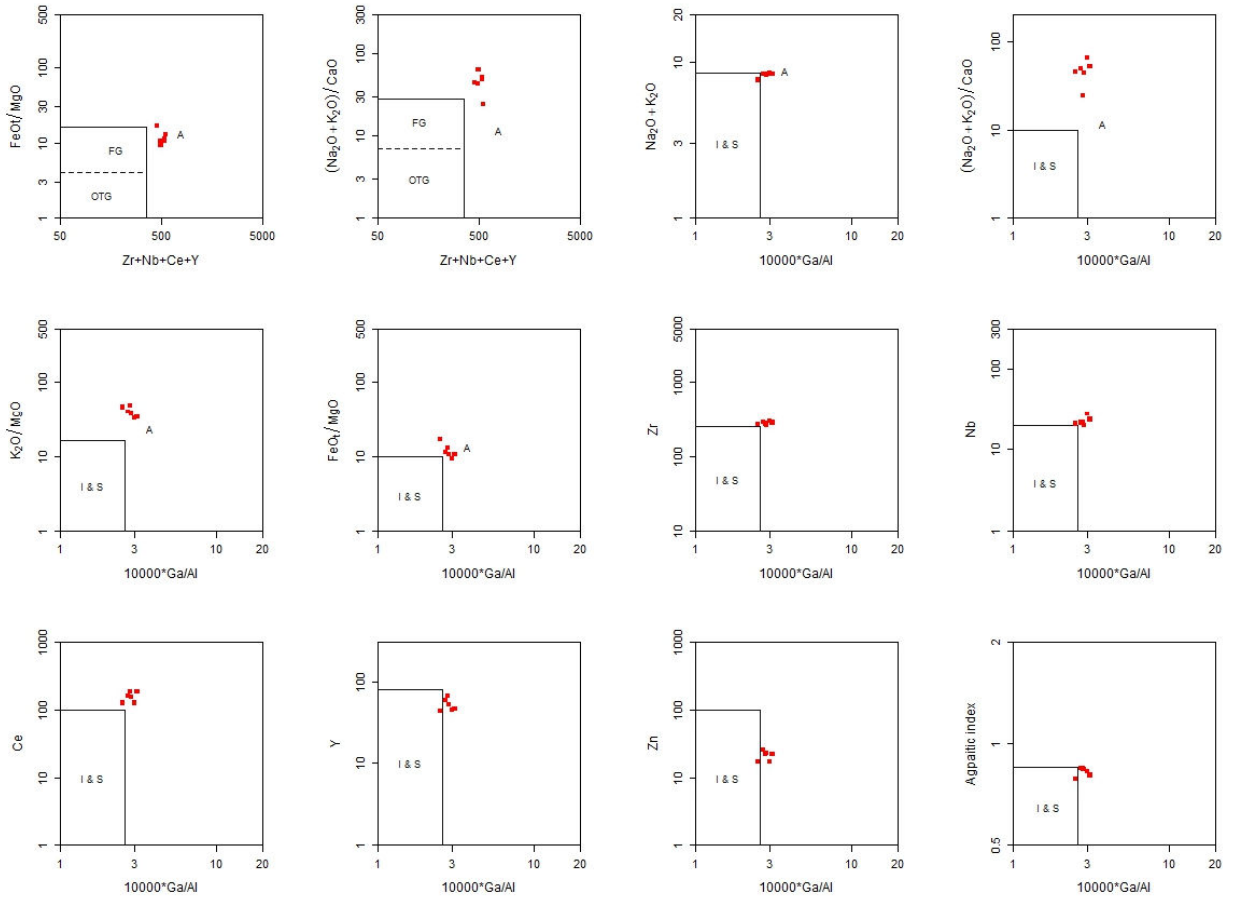
Pr	28.16	18.95	16.33	12.02	10.56	17.72
Nd	109.1	67.3	56.9	38.5	33.6	63.3
Sm	20.48	12.38	10.76	6.35	5.34	11.73
Eu	1.03	0.70	0.60	0.45	0.38	0.66
Gd	18.19	11.42	8.92	5.50	5.40	10.49
Tb	2.63	1.80	1.51	1.09	1.07	1.69
Dy	13.74	10.91	8.90	7.57	7.69	10.21
Ho	2.54	2.15	1.70	1.69	1.75	1.99
Er	6.75	6.47	5.14	5.84	5.36	5.64
Tm	0.95	0.95	0.73	0.87	0.80	0.81
Yb	5.98	5.89	4.90	6.04	5.48	5.26
Lu	0.87	0.88	0.70	0.88	0.78	0.77
Mo	0.8	0.9	0.7	0.6	0.8	0.7
Cu	20.2	25.8	19.7	18.2	16.1	25.0
Pb	18.4	17.1	14.7	22.7	15.0	19.3
Zn	22	26	17	22	17	23
Ni	0.2	0.7	0.3	0.7	1.1	0.9
As	9.5	6.3	10.4	8.3	5.9	6.3
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1

Sb	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2	0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	2.4	2.4	4.2	24.0	2.4	3.1
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

### Supplementary item 2 - Additional geochemical diagrams



Plots to distinguish A-type granitoids – Whalen (1987)



### Supplementary item 3 - AMS results table

A summary of the main AMS escalar and directional parameters of all the measured sites, presented as a table.

Site	N	Km	P	T	F	L	K1	e/z	b	K2	e/z	b	K3	e/z	b
G	25	3.74	1,354	0.657	1,028	1,275	264/48	18/12	11/09	078/41	59/16	13/45	170/03	59/14	45/7
E	13	3.24	1,169	0.028	1,055	1,099	327/62	20/10	20/08	190/20	45/19	21/42	093/16	45/9	42/7
T	21	3.05	1,131	0.204	1,016	1,096	227/56	81/11	90/18	018/29	81/9	90/19	116/13	25/8	09/15
I	21	6.60	1,403	0.354	1,043	1,290	205/64	18/5	27/08	050/23	46/18	29/34	316/09	46/4	34/3
L	26	6.63	1,360	0.239	1,113	1,211	236/80	48/13	28/12	141/08	84/45	32/90	051/09	84/23	90/32
Q	23	4.71	1,045	0.307	1,008	1,033	317/49	76/31	90/48	083/26	76/45	90/50	188/28	49/14	38/25
R	24	3.17	1,040	0.012	1,016	1,022	210/05	41/28	33/22	305/42	40/38	35/48	115/47	38/32	48/21
F	17	4.30	1,234	0.672	1,031	0.887	147/74	15/2	40/11	036/05	20/11	43/19	305/14	18/3	21/03
J	17	2.72	1,019	0.077	1,007	1,011	246/15	44/34	41/36	076/74	79/36	83/90	337/02	79/40	90/36
S	22	6.80	1,518	0.681	1,042	1,394	257/65	16/3	11/02	355/03	32/16	01/11	087/23	32/3	20/02
H	26	4.06	1,368	0.607	1,040	1,276	276/63	61/7	90/10	146/18	61/21	90/12	049/19	21/7	11/03
O	19	2.59	1,250	-0.117	1,064	1,152	191/22	73/44	90/41	078/41	73/36	90/40	300/39	49/23	30/35

Legend:

N = number of specimens

Km = mean/bulk magnetic susceptibility ( $10^{-5}$  SI)

P = Degree of anisotropy

T = Shape parameter

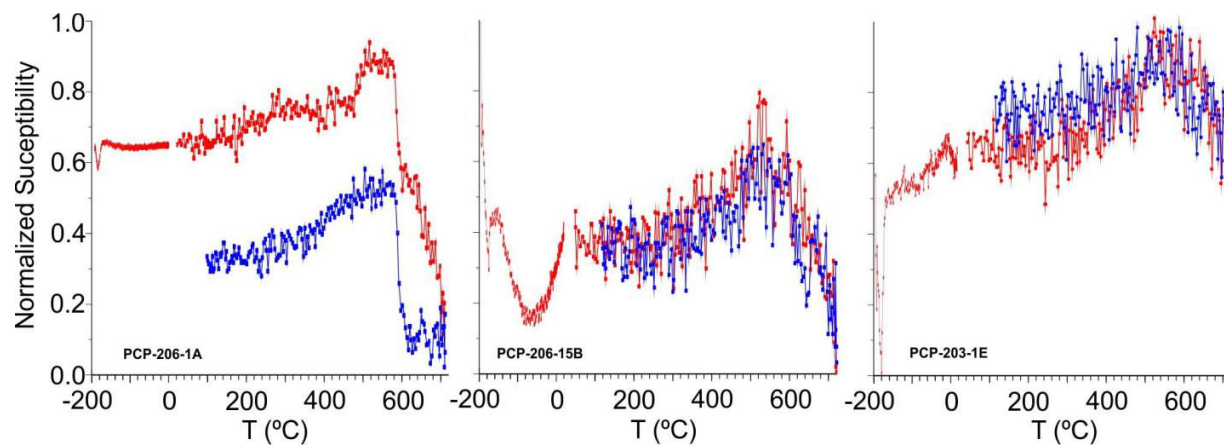
F = magnetic foliation

L = magnetic lineation

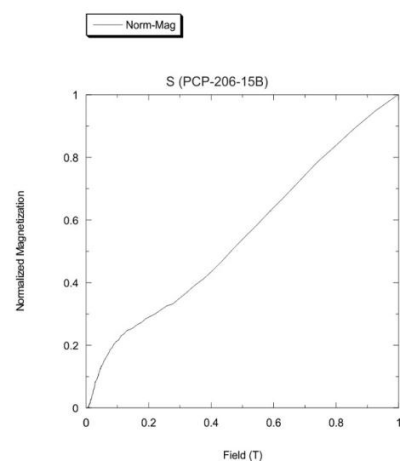
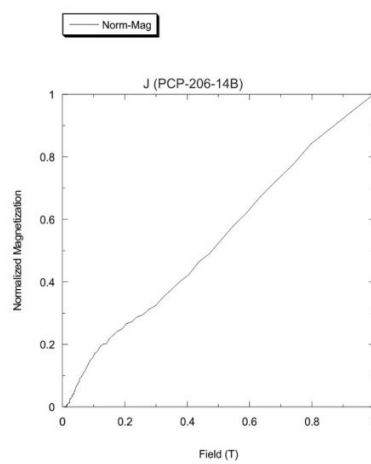
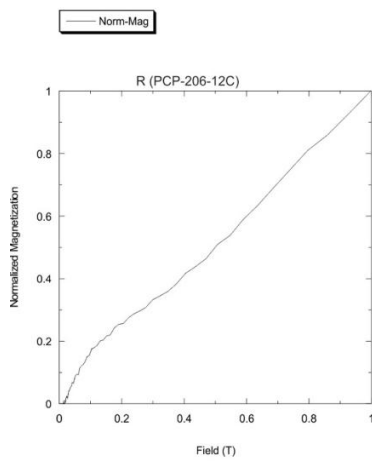
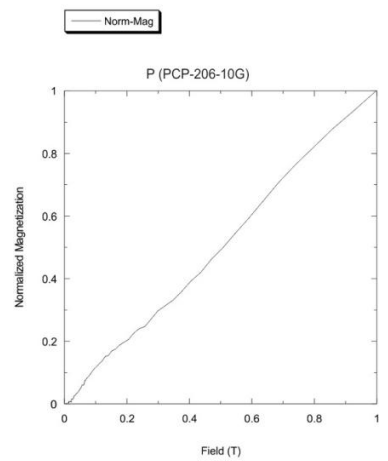
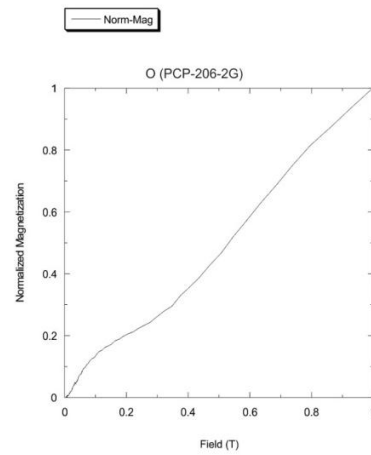
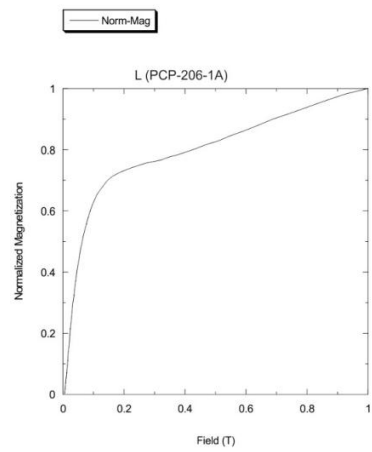
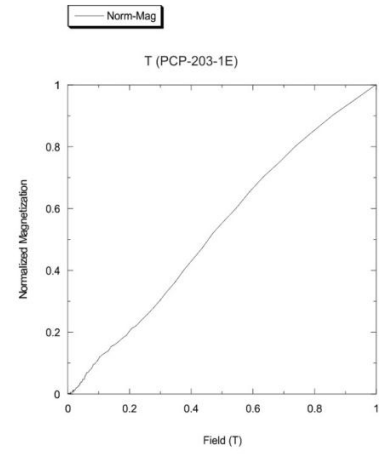
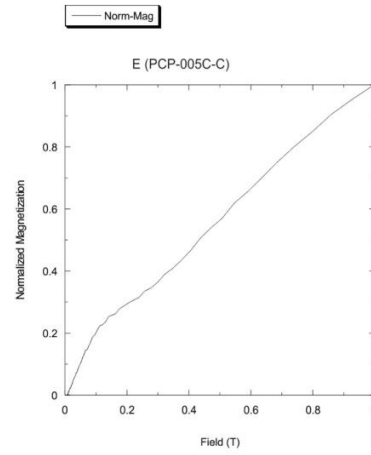
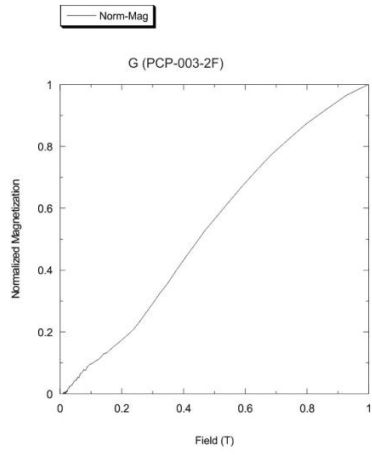
K1,2,3 = magnetic anisotropy axes, direction/plunge

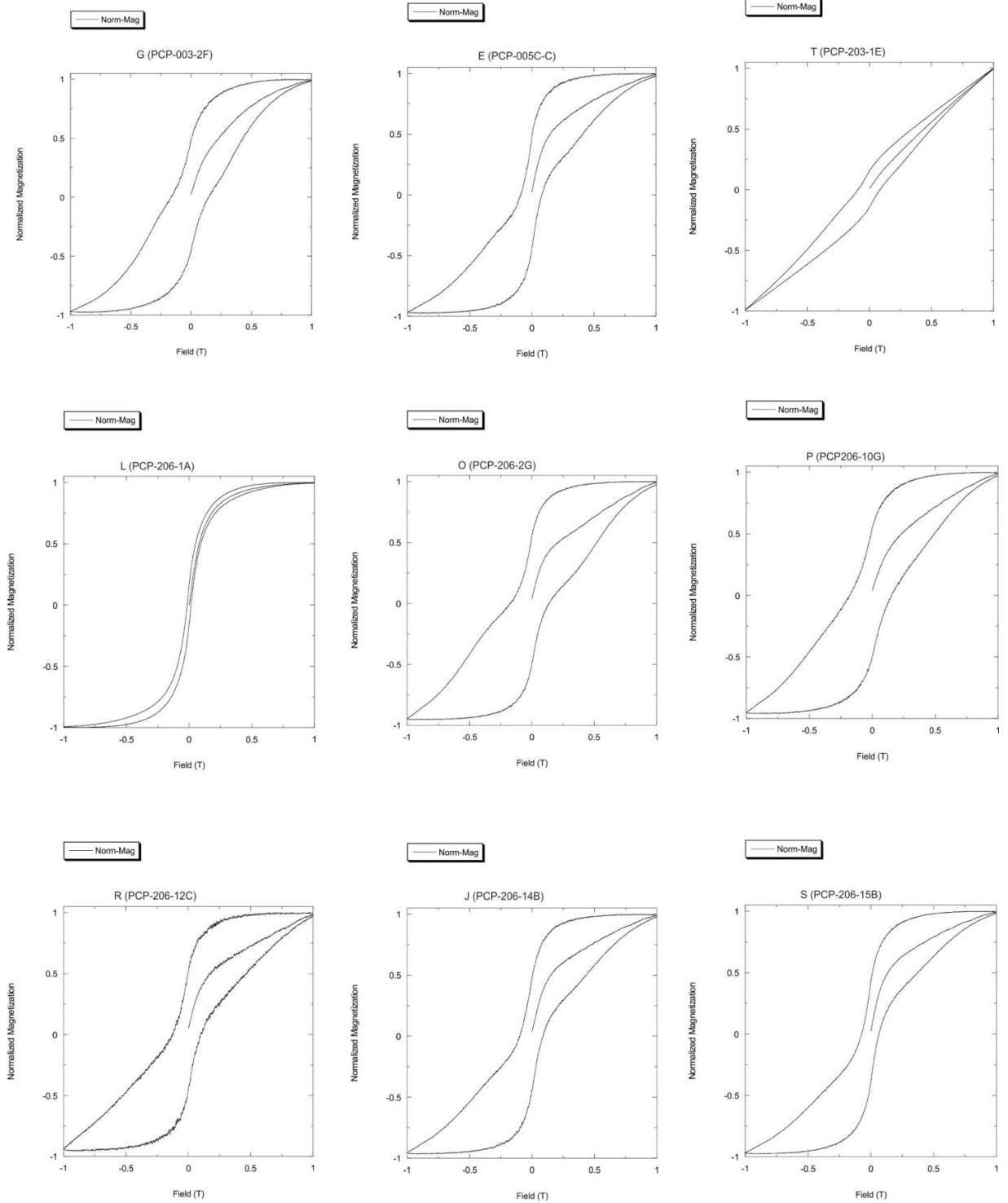
e/z = Jelinek confidence ellipses, direction/plunge

b = bootstrap confidence ellipses, direction/plunge

**Supplementary item 4 - low and high-temperature thermomagnetic curves**

## Supplementary item 5 - IRM curves



**Supplementary item 6 - hysteresis loops**



## Supplementary item 7 - FORC diagrams

