

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

**ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO
FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS
IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO
CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)**

MAURÍCIO BARCELOS HAAG

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
COORIENTADOR: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2021

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

**ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO
FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS
IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO
CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)**

MAURÍCIO BARCELOS HAAG

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

COORIENTADOR: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel - Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Elder Yokoyama - Universidade de Brasília

Dr. Matheus Silva Simões - Serviço Geológico do Brasil

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

Porto Alegre, 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Barcelos Haag, Maurício

ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA) / Maurício Barcelos Haag. -- 2021.

77 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Coorientador: Jairo Francisco Savian.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2021.

1. Ignimbrito. 2. Andes. 3. Caldeira. 4. Vulcanismo. 5. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética. I. Augusto Sommer, Carlos, orient. II. Savian, Jairo Francisco, coorient. III. Título.

AGRADECIMENTOS

A conclusão deste trabalho não seria possível sem a ajuda de diversas pessoas essenciais que me acompanharam durante a graduação e, agora, durante o meu mestrado na UFRGS.

Ao meus orientadores, Prof. Carlos Sommer e Prof. Jairo Savian, eu agradeço por todo apoio e suporte intelectual ao longo desses - quase - dois anos de mestrado. Obrigado por terem me incentivado a estudar esta área tão interessante que são os Andes e o Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue!

Por todo amor, carinho e compreensão eu agradeço a minha companheira, *crush* e eterna namorada Francyne <3. Agradeço a minha mãe, Adriana, e minhas irmãs, Mônica e Priscila, bem como a todos os meus familiares - Us, Claiton, Sofia e Tiago - por todo incentivo, paciência e momentos de descontração.

Pelas conversas, momentos de estudo e debate agradeço a todos integrantes do nosso grupo de pesquisa em rochas e processo vulcânicos - Fernanda, Patrick, Luís, Gabriel e Melissa. Meus agradecimentos também se estendem a todos integrantes do Laboratório de Paleomagnetismo da USP (*USPMag*), onde grande parte das análises deste trabalho foram realizadas.

A UFRGS, ao Instituto de Geociências e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (CNPq) e Tecnológico sou grato pela formação de excelência e pelo financiamento da minha bolsa de mestrado acadêmico.

RESUMO

Correntes de densidade piroclásticas (CDPs) são importantes fenômenos geológicos associados ao vulcanismo explosivo. Apesar de sua importância, o entendimento de elementos chave sobre a dinâmica das CDPs, centros emissores e seus depósitos resultantes (ignimbritos) ainda constitui um desafio geológico. Localizado na Zona Vulcânica Sul dos Andes, o Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (CVCC) compõem um dos centros vulcânicos mais ativos dos Andes, com extensivos depósitos efusivos e explosivos de baixo a alto grau. Especialmente relevantes para a evolução do CVCC, os Ignimbritos Riscos Bayos (IRB) constituem uma sequência de ignimbritos maciços, não soldados, composta por quatro unidades de fluxo. O centro emissor e a dinâmica responsável pela deposição dos IRB são questões em aberto. Neste trabalho, foi aplicada a caracterização de campo, magnética e de petrografia dos IRB, por meio da técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM). A caracterização magnética foi realizada utilizando as curvas termomagnéticas, curvas de magnetização remanente isotérmica, ciclos de histerese, diagramas de *first order reversal curve* (FORC) e microscopia eletrônica de varredura. Estes experimentos revelam a ocorrência de titanomagnetitas primárias, multi-domínio (MD) e com baixo teor de Ti como os principais portadores magnéticos da ASM. Os dados de ASM indicam a ocorrência de elipsoides predominantemente oblatos e com baixo grau de anisotropia, relacionados a dinâmica de deposição sedimentar dos CDPs, sob regimes de fluxo laminar. Apesar da organização maciça, a análise da petrografia magnética dos IRB sugere sua deposição de forma agradacional, possivelmente relacionada ao comportamento pulsatório dos CDPs, até então pouco observado em depósitos desse tipo. Finalmente, os dados direcionais obtidos em campo e com a ASM revelam a paleocaldeira de Las Mellizas (onde atualmente está localizado o vulcão Copahue) como o possível centro emissor dos IRB.

Palavras-chave: Ignimbrito; Andes; Caldeira; Vulcanismo; Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

ABSTRACT

Pyroclastic density currents (PDCs) are important geological processes associated with explosive volcanism. Despite their importance, the understanding of key-elements associated with the depositional dynamics of PDCs, their emission centers, and resulting deposits (ignimbrites) are still a challenge. Located in the Southern Andes, the Cavihue Copahue Volcanic Complex (CCVC) is one of the most active volcanic centers in the Andean Belt, with extensive high and low-grade ignimbrite deposits. Especially relevant to CCVC evolution, the Riscos Bayos Ignimbrites (RBI) comprise a sequence of non-welded massive ignimbrites composed of four flow units. Both the emission center and emplacement of RBI are still poorly constrained. In this study, we combine fieldwork, magnetic characterization, and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to study the RBI. The magnetic characterization was performed using thermomagnetic curves, isothermal remanent magnetization curves, hysteresis loops, first-order reversal curves, and scanning electron microscopy. These experiments reveal the presence of primary, multi-domain (MD), titanomagnetites with low-Ti contents as the main AMS carriers. ASM data indicate the predominance of oblate ellipsoids with a low degree of anisotropy, consistent with PDC sedimentary fabrics deposited under laminar flow conditions. Despite RBI massive structure, AMS analyses reveal changes in transport capacity that indicate the aggradational deposition of RBI, possibly associated with a pulsatory PDC. So far, this behaviour has been observed in only a few ignimbrite deposits. Finally, the directional AMS data implies the Las Mellizas Paleocaldera (where now is located the Copahue Volcano) as the emission center of RBI.

Key words: Ignimbrite; Andes; Caldera; Volcanism; Anisotropy of Magnetic Susceptibility.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	A) Localização da área de estudo no contexto da América do Sul e na Província de Neuquén (Argentina). B) Modelo digital de elevação do CVCC com as principais feições de relevo, estruturais e geográficas.	8
Figura 2.	Mapa de relevo sombreado do CVCC e as principais unidades geológicas (com idades disponíveis) e feições estruturais. Modificado de Melnick <i>et al.</i> (2006). O quadro tracejado indica a área de estudo.	10
Figura 3.	Feições de campo do CVCC e suas unidades ignimbríticas. A) flanco leste do Vulcão Copahue; B) borda sudoeste da Caldeira de Caviahue; C) ignimbrito da SVLM; D) ignimbrito associado aos IRB.	11
Figura 4.	Mapa com a ocorrência dos IRB e suas unidades de fluxo na área de estudo. Fonte: Imagens de satélite do <i>GoogleEarth</i> .	12
Figura 5.	Modelo de relevo do CVCC com a ocorrência dos IRB e seus possíveis centros emissores: (1) Caldeira de Caviahue, (2) Domo Cerro Bayo e (3) Caldeira Las Mellizas. Modificado de Haag <i>et al.</i> (2021).	13
Figura 6.	Resposta da magnetização (M) a aplicação de um campo magnético (H) para os diferentes materiais: A) diamagnetismo, B) paramagnetismo e C) ferromagnetismo. H_c é a coercividade e M_s é a magnetização de saturação dos minerais magnéticos. Modificado de Dunlop & Ozdemir (1997).	16
Figura 7.	Processo de obtenção da ASM em amostras rochosas. O resultado obtido é um tensor magnético que pode ser	18

	representado em um estereograma. Fonte: Savian <i>et al.</i> (2021).	
Figura 8.	Condições de registro da ASM em um depósito de fluxo piroclástico e suas possíveis orientações. A) CDP produz cisalhamento com o substrato levando a orientação das partículas. B) fábrica paralela; C) fábrica oblíqua; D) fábrica transversa. Elaborado a partir de Àgro <i>et al.</i> (2014).	20
Figura 9.	Fluxograma para caracterização magnética e da petrografia em rochas vulcânicas. Adaptado de Savian <i>et al.</i> (2021).	22
Figura 10.	Resumo dos resultados obtidos com a ASM. A) Mapa de relevo sombreado do CVCC com os principais centros magmáticos (Caldeira de Caviahue, Caldeira Las Mellizas e Cerro Bayo); B) estereogramas com a densidade dos eixos K_1 e K_3 para todos os sítios processados; C) estereogramas com a densidade do eixo K_3 para cada unidade de fluxo dos IRB.	25
Figura 11.	Capa do artigo publicado no volume 416 do <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i> .	32

SUMÁRIO

1.	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	6
2.	INTRODUÇÃO	7
2.1.	OBJETIVOS	8
3.	ESTADO DA ARTE	9
3.1.	CONTEXTO GEOLÓGICO	9
3.1.1.	<i>O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue</i>	9
3.1.2.	<i>Os Ignimbritos Riscos Bayos</i>	11
3.2.	CORRENTES DE DENSIDADE PIROCLÁSTICAS	13
3.3.	PRINCÍPIOS DA ASM	14
3.3.1.	<i>Propriedades magnéticas dos minerais e rochas</i>	15
3.3.2.	<i>Princípios de medição</i>	17
3.3.3.	<i>Aplicações da ASM nas CDPs</i>	19
4.	METODOLOGIA	21
4.1.	<i>Trabalho de campo</i>	21
4.2.	<i>Petrografia</i>	21
4.3.	<i>Amostragem paleomagnética</i>	21
4.4.	<i>Caracterização magnética</i>	21
4.5.	<i>Anisotropia de susceptibilidade magnética</i>	23
5.	PRINCIPAIS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS	24
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	26
7.	ARTIGO CIENTÍFICO	32
8.	ANEXOS	77

1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente Dissertação de Mestrado é estruturada em função de um artigo científico publicado na revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research* classificado no estrato *Qualis-CAPES A2*. A sua organização compreende sete partes principais:

- I) INTRODUÇÃO sobre o tema trabalhado, sua problemática, principais objetivos e uma breve introdução da área de estudo;
- II) ESTADO DA ARTE, que inclui o contexto geológico da área de estudo, conceitos sobre correntes de densidade piroclásticas e os princípios da ASM, a principal técnica utilizada neste trabalho;
- III) METODOLOGIA aplicada para a investigação do problema estudado;
- IV) PRINCIPAIS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS sobre o trabalho, integrando os resultados reportados no artigo;
- V) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS citadas ao longo dos capítulos anteriores;
- VI) ARTIGO CIENTÍFICO, publicado no *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, apresentando os principais resultados obtidos e suas implicações para a área de estudo;
- VII) ANEXOS, contendo uma tabela com os resultados da ASM.

2. INTRODUÇÃO

Correntes de densidade piroclásticas (CDPs) estão entre os principais processos associados às erupções vulcânicas explosivas. As CDPs dão origem a uma série de depósitos com grande espectro textural e composicional, desde altamente concentrados à altamente diluídos, incluindo ignimbritos e depósitos de *surge* (Sparks, 1976; Cas & Wright, 1987). Os produtos associados as CDPs podem cobrir extensas áreas, documentando importantes eventos tectono-magmáticos da Terra (de Silva, 1989; Morgan *et al.*, 2014; Matté *et al.*, 2016).

Apesar de sua importância, o entendimento acerca dos processos deposicionais associados a CDPs, bem como a identificação de centros emissores, ainda constitui um desafio em diversos centros magmáticos (*e.g.*, Morgan *et al.*, 1984; Giordano *et al.*, 2008; Agrò *et al.*, 2014; Lesti *et al.*, 2011; Ort *et al.*, 2014; Platzman *et al.*, 2020; Gambeta *et al.*, 2021). Especialmente no caso de ignimbritos não soldados, a erosão e a deformação em regiões tectonicamente ativas modificam o relevo, removendo preferencialmente os depósitos vulcanoclásticos friáveis. Por isso, o estudo destas sequências requer o uso de técnicas alternativas para reconstrução do ambiente vulcânico (*e.g.*, Pueyo Anchuela *et al.*, 2014). A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) constitui uma técnica geofísica que possibilita a determinação da petrotrama em rochas vulcânicas (Graham, 1954; Savian *et al.*, 2021). Especialmente em ignimbritos, a ASM pode ser útil na identificação de sentido e regime de fluxo, processos deposicionais e centros emissores (Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014; Savian *et al.*, 2021).

Localizado na porção sul da Cordilheira dos Andes, o Complexo Vulcânico Cavihue-Copahue (CVCC) (Fig. 1) é um dos centros magmáticos mais ativos da terra, com abundantes depósitos efusivos e explosivos, com destaque para ignimbritos com alto grau de soldagem (Melnick *et al.*, 2006; Caselli *et al.*, 2016; Sommer *et al.*, 2016). Nesta área, também afloram importantes sequências de ignimbritos não soldados, que são agrupados nos Ignimbritos Riscos Bayos (IRB; Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006). Como a única unidade de ignimbritos não soldados na região, os IRB compõe uma unidade fundamental para o entendimento do CVCC.

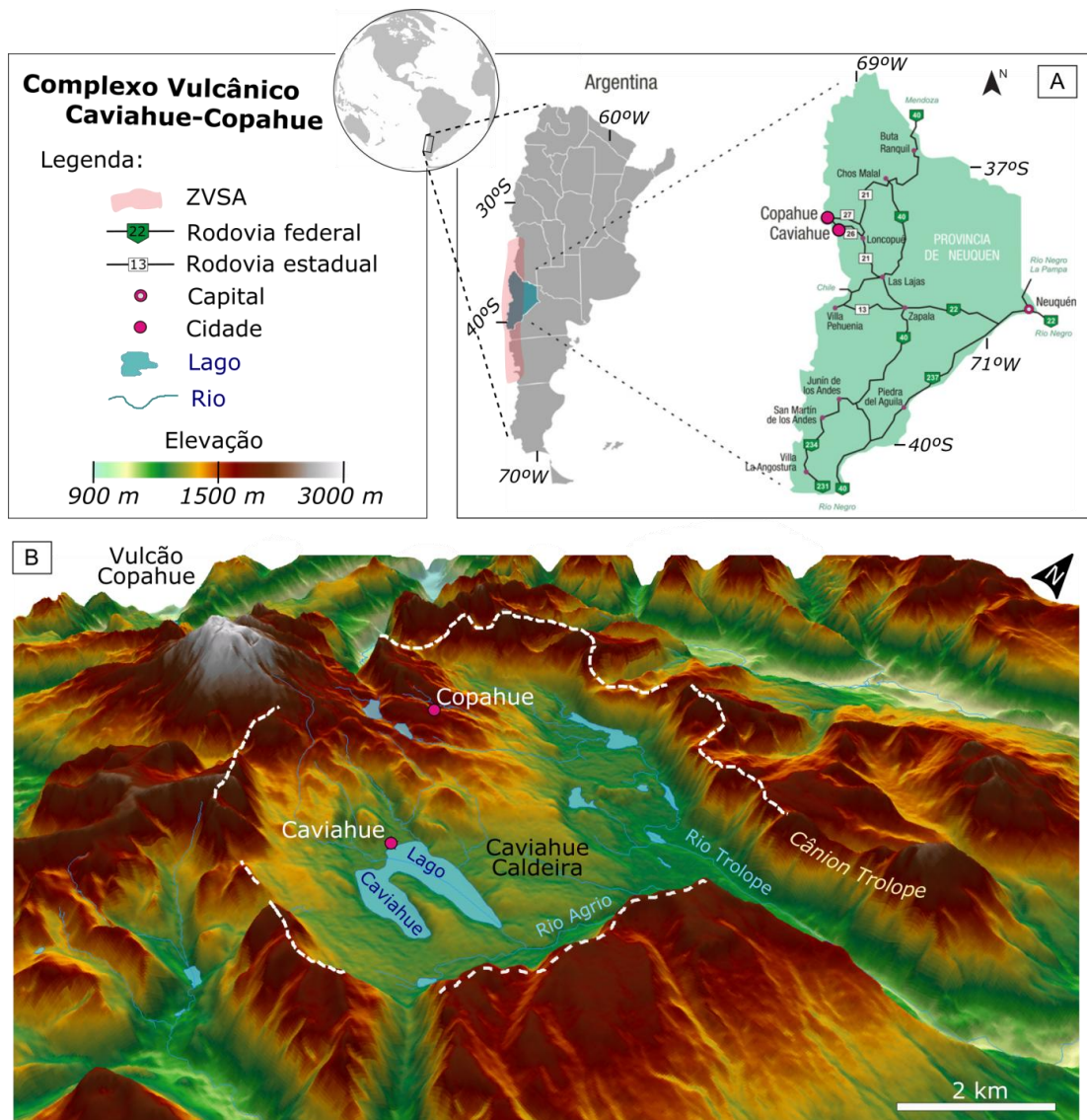


Figura 1: A) Localização da área de estudo no contexto da América do Sul e na Província de Neuquén (Argentina). B) Modelo digital de elevação do CVCC com as principais feições de relevo, estruturais e geográficas.

2.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo definir os dados direcionais dos IRB por meio da técnica de ASM e determinar as relações desta unidade com o Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue, enfocando suas condições de colocação e o seu centro emissor. Além disso, este trabalho também visa aprofundar o conhecimento sobre a dinâmica de deposição das CDPs para ignimbritos não soldados, utilizando os IRB como um estudo de caso.

3. ESTADO DA ARTE

3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1.1 O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue

Localizado na Zona Vulcânica Sul dos Andes (ZVSA), o CVCC (37°50'S, 71°10'W) compõe um centro vulcânico singular (Fig. 1B) que é marcado pela presença de uma caldeira vulcânica (Caviahue) associada a um vulcão ativo (Copahue) (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006; Fig. 2). O CVCC é fortemente controlado pelo contexto tectônico da ZVSA, que é marcada por uma intensa deformação oblíqua associada a zona de falha Liquiñe-Ofqui (Melnick *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2016). Nesse contexto, o CVCC constitui um dos centros vulcânicos mais ativos da ZVSA com diversas erupções históricas nas últimas décadas (Caselli *et al.*, 2016; Tassi *et al.*, 2016). Além do controle estrutural, diversos trabalhos apontam para os efeitos da ação exógena no CVCC, incluindo a ocorrência de glaciações (Díaz, 2003; Varekamp *et al.*, 2006; Báez *et al.*, 2020a). Combinados, tectônica e erosão contribuíram para a fragmentação do registro geológico na região (Díaz, 2003).

A região do CVCC é marcada por abundantes depósitos explosivos e efusivos desenvolvidos nos últimos 6 Ma (Melnick *et al.*, 2006). O registro geológico da região inclui unidades vulcano-sedimentares agrupadas nas Formações Cura-Mallin e Trapa-Trapa, com idade superior a 6,0 Ma (Fig. 2). A Fm. Cola de Zorro marca o início de uma ampla atividade magmática na região, com extensos derrames basálticos e andesíticos com idades de 5,6 a 4,0 Ma (Muñoz & Stern 1988; Linares *et al.*, 1999).

Estes episódios vulcânicos são sucedidos por uma intensa atividade explosiva, com o desenvolvimento de CDPs (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Ort *et al.*, 2014; Sommer *et al.*, 2016) entre 2,7 e 2,0 Ma (Linares *et al.*, 1999). Em especial, duas unidades ignimbríticas principais são reconhecidas no CVCC: a Sequência Vulcânica Las Mellizas (SVLM, ~ 2,6 Ma; Linares *et al.*, 1999), restrita a porção interna de Caviahue, e os Ignimbritos Riscos Bayos (IRB, 2,0 – 1,1 Ma; Muñoz & Stern, 1988; Linares *et al.*, 1999), localizados principalmente na porção externa, cerca de 15 km a sudeste dos limites de Caviahue (Fig. 2). Ambas as unidades têm sido associadas ao colapso de duas possíveis fontes: i) Caldeira de

Caviahue (Plioceno Superior), que hoje forma uma depressão de ~15 x 20 Km na área de estudo (Fig. 2 e Fig. 3A; Mazzoni & Licitra, 2000; Ort *et al.*, 2014); ii) Caldera Las Mellizas (Plioceno Inferior), originalmente localizada onde hoje está situado o vulcão Copahue (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006).

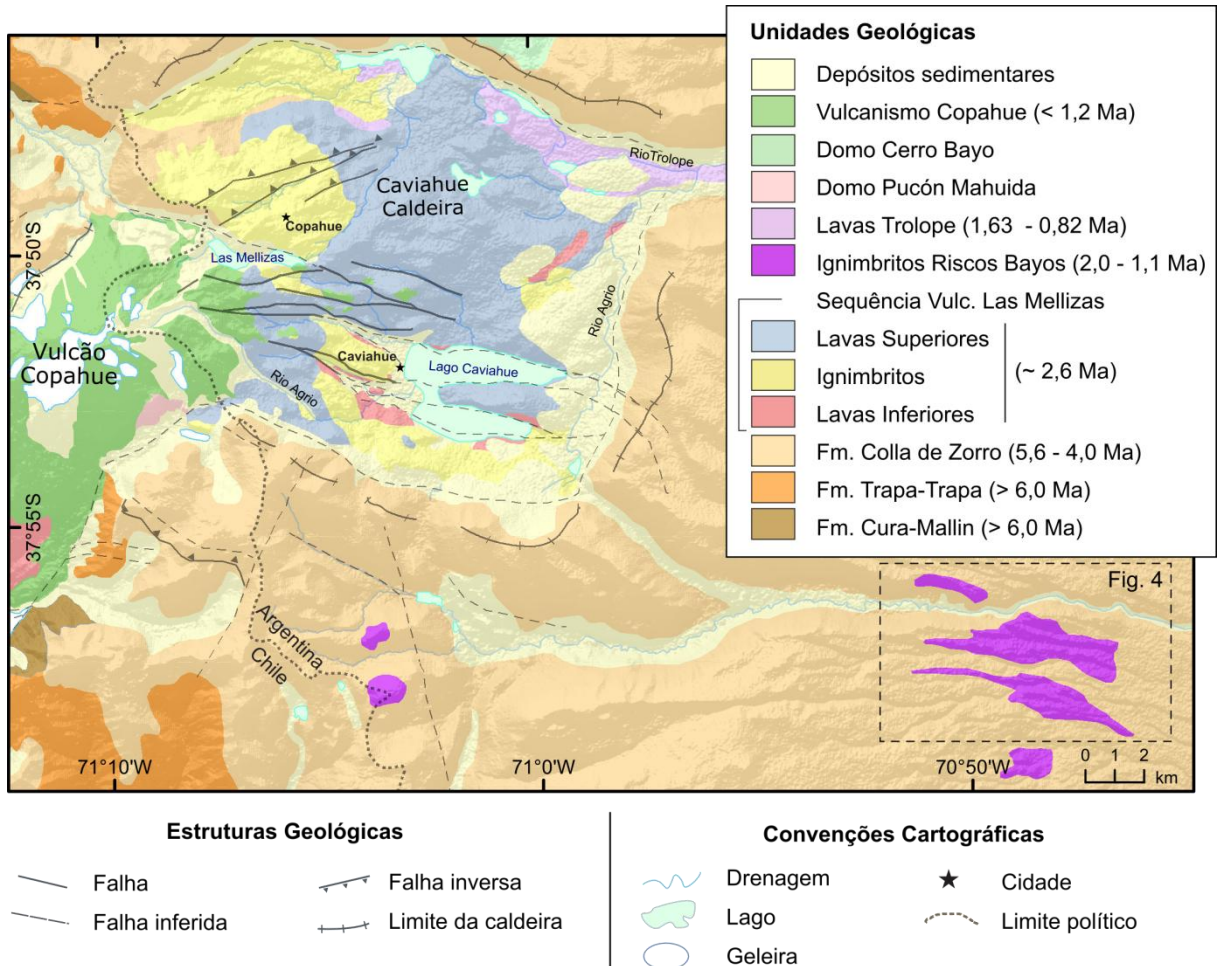


Figura 2: Mapa de relevo sombreado do CVCC e as principais unidades geológicas (com idades disponíveis) e feições estruturais. Modificado de Melnick *et al.* (2006). O quadro tracejado indica a área de estudo.

A atividade vulcânica precursora é marcada pela colocação de pequenos corpos intrusivos, como os domos Pucón Mahuida e Cerro Bayo, bem como derrames de lavas agrupados na Fm. Trolope, com idades entre 1,63 e 0,82 Ma (Muñoz & Stern 1988; Linares *et al.*, 1999; Melnick *et al.*, 2006). Esta evolução é alterada com a concentração do magmatismo e o surgimento do estratovulcão Copahue a partir de 1,2 Ma (Melnick *et al.*, 2006; Fig. 3B).

A SVLM e os IRB apresentam faciologia diversificada, principalmente em relação ao grau de soldagem que são muito contrastantes: enquanto a SVLM é marcada por ignimbritos com alto grau de soldagem (incluindo a ocorrência de

reognimbritos) ricos em fragmentos líticos na base, gradando para *lava-likes* no topo, e intercalados com fluxos de lava (Fig. 3C; Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2016), os IRB são compostos por seqüências de ignimbritos não soldados, com abundante matriz tufácea e fragmentos juvenis (i.e., púmices e *shards*) não deformados (Fig. 3D; Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006).

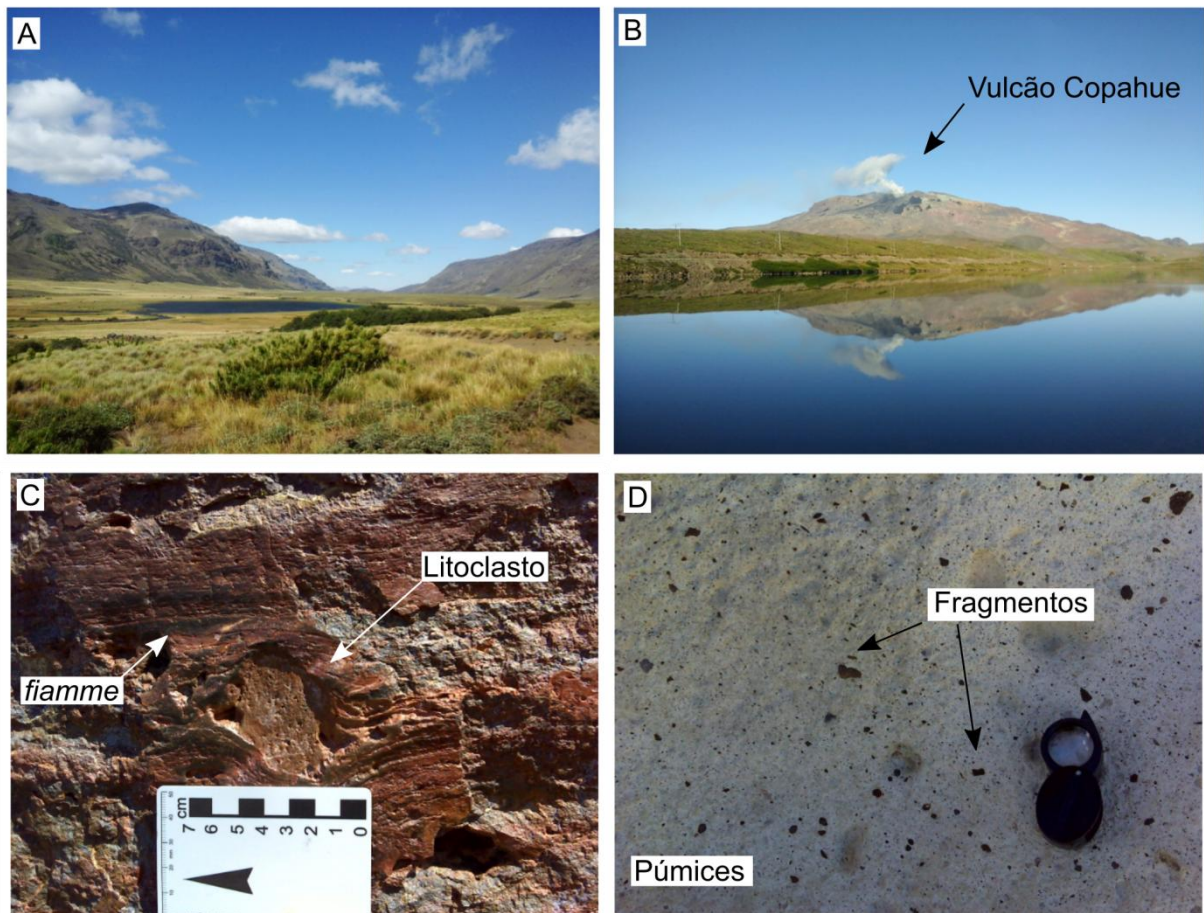


Figura 3: Feições de campo do CVCC e suas unidades ignimbríticas. A) flanco leste do Vulcão Copahue; B) borda sudoeste da Caldeira de Caviahue; C) ignimbrito da SVLM; D) ignimbrito associado aos IRB.

3.1.2. Os Ignimbritos Riscos Bayos

Os depósitos associados aos IRB ocorrem principalmente na forma de cristas alongadas segundo a direção ENE-WSW (Fig. 4). Estes depósitos geralmente são lúpili-tufos não soldados, mal selecionados, ricos em fragmentos de púmices e cristais, com textura predominantemente maciça a levemente foliada (Mazzoni &

Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006). É comum a presença de gradações internas, como granodecrescência ascendente de líticos e inversa de púmices. Em algumas porções são observadas base de grãos e fino e, nas porções de topo, zona de concentração de púmices em bolsões lenticulares.

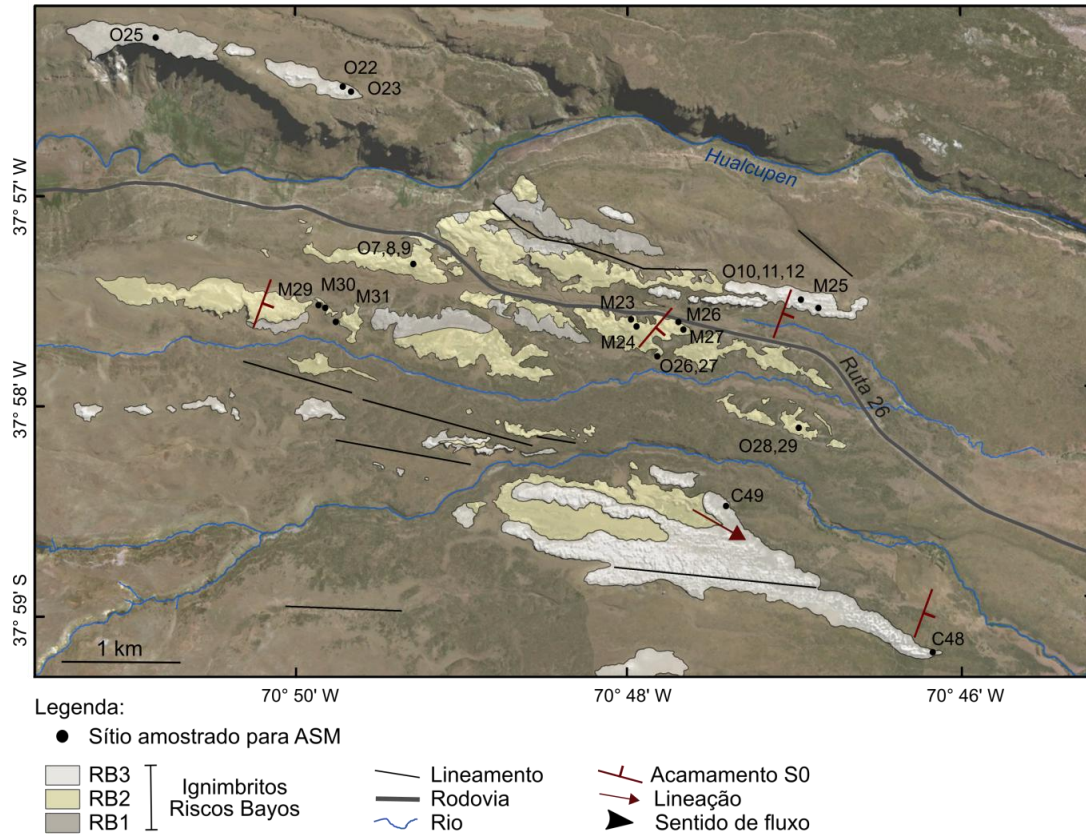


Figura 4: Mapa com a ocorrência dos IRB e suas unidades de fluxo na área de estudo.

Fonte: Imagens de satélite do *GoogleEarth*.

Com base em feições de campo, petrografia e geoquímica, os IRB são subdivididos em quatro unidades de fluxo (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006): IRB0, de coloração vermelha, é marcada por púmices acinzentados e escóreas associados a uma matriz tufácea muito fina; IRB1, de coloração cinza e espessuras de até 25 m, é composta principalmente por fragmentos de púmices em meio a uma matriz tufácea rica em cristais; IRB2: de coloração amarelada, pode alcançar até 40 m de espessura e é rica em fragmentos de púmices e, por vezes, horizontes líticos; IRB3: de coloração branca, pode alcançar até 20 m de espessura e é rica em fragmentos de púmices em meio a uma matriz tufácea.

Nas últimas décadas, diversos centros emissores têm sido associados a origem dos IRB, incluindo a Caldeira de Caviahue (Mazzoni & Licitra, 2000), (2) pequenos domos de lava adjacentes a Caldeira de Caviahue (Varekamp *et al.*, 2006) e (3) a Caldeira Las Mellizas (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006) (Fig. 5). No entanto, a identificação do centro emissor dos IRB continua em aberto, tendo em vista a ausência de estudos com enfoque na dinâmica de deposição e sentido de fluxo destes depósitos (*e.g.*, Ort *et al.*, 2014). A ausência de dados geocronológicos precisos também dificulta essa correlação (Melnick *et al.*, 2006).

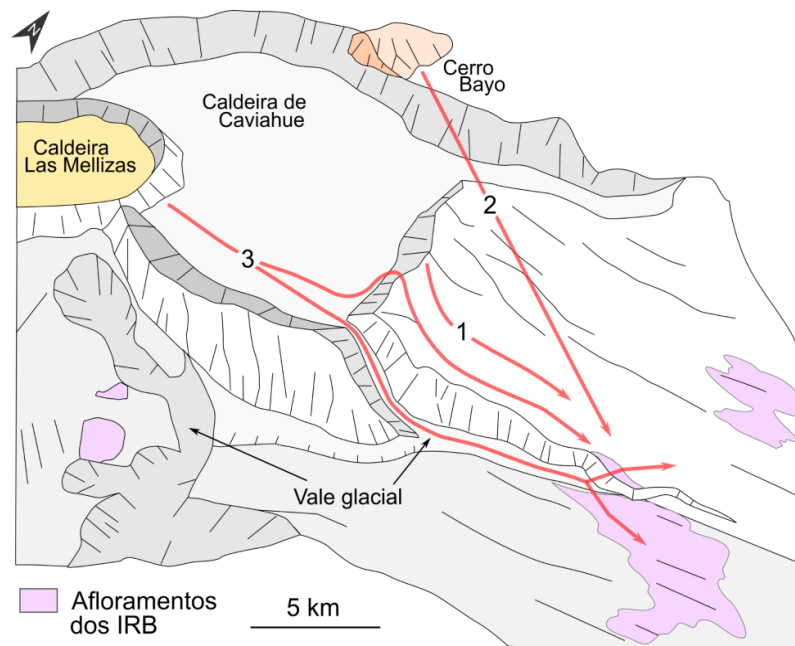


Figura 5: Modelo de relevo do CVCC com a ocorrência dos IRB e seus possíveis centros emissores: (1) Caldeira de Caviahue, (2) Domo Cerro Bayo e (3) Caldeira Las Mellizas. Modificado de Haag *et al.* (2021).

3.2. CORRENTES DE DENSIDADE PIROCLÁSTICAS

Correntes de densidade piroclásticas (CDPs) são correntes de densidades quentes, compostas pela mistura de gás e partículas e geralmente associadas a erupções explosivas (Sparks, 1976; Roche *et al.*, 2013). As CDPs são compostas por materiais juvenis derivados da fragmentação do magma (*e.g.*, púmices, *shards*, cristais), bem como fragmentos líticos e de cristais, sendo normalmente constituídas por uma porção de fluxo basal acoplada a uma porção de surge piroclástico (Roche *et al.*, 2013).

Como observações diretas das CDPs são difíceis, grande parte do conhecimento a respeito da dinâmica desses fenômenos é derivada de observações de campo (e.g., Sparks, 1976; Giordano *et al.*, 2008; LaBerge *et al.*, 2009; Báez *et al.*, 2020b) e de laboratório (e.g., Roche *et al.*, 2013). A deposição de uma CDP resulta na formação de uma grande variedade de depósitos, desde altamente concentrados em partículas, até altamente diluídos. Dentre os vários tipos produtos destaca-se os ignimbritos, que podem apresentar variados graus de soldagem em função da temperatura da CDP (Cas & Wright, 1987; Trolese *et al.*, 2019). Em relação aos processos de deformação pós a sin-deposicional que podem afetar os ignimbritos destaca-se a soldagem (Trolese *et al.*, 2019). Este processo envolve a aglutinação e deformação dúctil de fragmentos juvenis e está relacionado a diversos fatores, entre eles temperatura de erupção, quantidade líticos do depósito e carga litostática (Cas & Wright, 1987; Trolese *et al.*, 2019). Deste modo, os depósitos ignimbriticos não soldados apresentam púmices sem evidência de deformação dúctil (Cas & Wright, 1987). Em contraste, depósitos soldados são marcados por aglutinação e deformação dúctil dos fragmentos juvenis, levando ao estiramento dos púmices e geração de estruturas eutaxítica e paratáxítica (Cas & Wright, 1987).

Fatores relacionados a dinâmica no regime de deposição das CDPs - e como essa dinâmica é registrada nos depósitos - ainda são temas muito debatidos (e.g., Sparks, 1976; Branney & Kokelaar, 1992; Giordano *et al.*, 2008; LaBerge *et al.*, 2009; Báez *et al.*, 2020b). Vários modelos têm sido propostos para explicar a deposição de CDPs, sendo os tradicionalmente mais utilizados: i) modelo *en masse* (Sparks, 1976), que implica na sedimentação instantânea de ignimbritos maciços; ii) modelo agradacional (Branney & Kokelaar, 1992), que supõem a deposição progressiva de ignimbritos associada uma CDP contínua. Mais recentemente, têm se reconhecido o comportamento pulsatório das CDPs, que pode gerar combinações do modelo *en masse* e o agradacional (Giordano *et al.*, 2008; Báez *et al.*, 2020b).

3.3. PRINCÍPIOS DA ASM

A ASM consiste em uma técnica geofísica que possibilita a determinação da petrografia em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Graham, 1954; Savian *et al.*, 2021). Neste capítulo são apresentados os fundamentos dessa técnica, e como ela se relaciona com minerais presentes em amostras naturais de rochas.

3.3.1 Propriedades magnéticas dos minerais e rochas

Para entender como as rochas adquirem e preservam magnetismo temos, ante de tudo, de conhecer alguns princípios físicos do magnetismo. O magnetismo dos materiais pode ser descrito em termos do momento magnético de seus elétrons. Um elétron em órbita em torno de um núcleo é análogo a uma corrente elétrica passando por uma espiral, com um momento dipolar associado (Dunlop & Özdemir, 1997). A susceptibilidade magnética (κ) representa a facilidade com que um material adquire magnetização (M) quando submetido a um campo magnético (H).

$$M = \kappa H \quad (1)$$

Na expressão 1, a susceptibilidade é um escalar, indicando que M é paralelo a H . Entretanto, alguns materiais apresentam anisotropia magnética, o que quer dizer que M não é paralelo a H . Em materiais anisotrópicos, se um campo magnético for aplicado numa direção x , a magnetização não será somente induzida em x , mas também nas direções y e z . Para estes materiais, a susceptibilidade magnética é representada por um tensor, descrito por uma matriz 3x3.

Todos os materiais respondem à presença de um campo magnético, de modo que, em geral, nenhum pode ser chamado de "não magnético". Entretanto, os materiais podem reagir de maneira diferente perante o campo magnético aplicado, dependendo da sua composição mineralógica. Em amostras de rochas, κ decorre da presença de minerais com comportamentos magnéticos distintos, incluindo o para-, dia-, e ferromagnetismo (Butler, 1992).

A Figura 6 apresenta um resumo das propriedades magnéticas dos minerais. Minerais diamagnéticos, como o quartzo e a calcita, respondem de com uma M não permanente e antiparalela quando expostos a H (Fig. 6A). Minerais paramagnéticos, como no caso de biotitas e anfibólios, também apresentam M não permanente, porém paralela ao H aplicado (Fig. 6B). Finalmente, os minerais ferromagnéticos, como a magnetita e a hematita, têm a capacidade de registrar o H , por meio de uma M permanente (Fig. 6C).

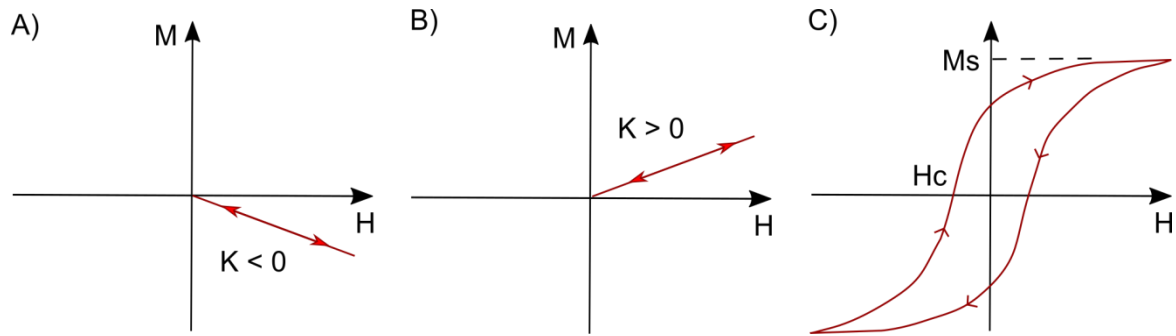


Figura 6: Resposta da magnetização (M) a aplicação de um campo magnético (H) para os diferentes materiais: A) diamagnetismo, B) paramagnetismo e C) ferromagnetismo. H_c é a coercividade e M_s é a magnetização de saturação dos minerais magnéticos. Modificado de Dunlop & Ozdemir (1997).

Os minerais ferromagnéticos apresentam um padrão distinto de M , marcado por uma histerese (padrão em *loop*, Fig. 6C). Além da forte intensidade de magnetização, uma propriedade fundamental dos minerais ferromagnéticos, que os tornam o foco da nossa atenção, é a sua habilidade de registrar a direção do campo magnético aplicado. Depois de magnetizado por um campo magnético H , a magnetização não irá retornar a zero, mesmo com a remoção do campo (Fig. 6C). Essa magnetização é denominada magnetização remanescente (M_r). Quando se aplica um campo magnético crescente em um material, a magnetização aumenta até atingir a magnetização de saturação (M_s , i.e., a máxima magnetização possível para o material) (Fig. 6C). Ao diminuirmos o campo magnético aplicado, a magnetização diminui de forma irreversível, até atingir a magnetização remanescente. O campo magnético aplicado no sentido inverso, necessário para anular a magnetização remanescente, é chamado de coercividade (H_c , i.e., resistência a remagnetização). O aumento contínuo do campo neste sentido, fará com que o material atinja a saturação, agora no sentido oposto. Devido a essas características, quando presentes em uma amostra, os minerais ferromagnéticos são os que mais contribuem para a susceptibilidade magnética de uma rocha (Tarling & Hrouda, 1993).

Os parâmetros magnéticos M_r , M_s , e H_c , os quais podem ser obtidos através da curva de histerese, são característicos de cada mineral ferromagnético, além de dependerem do tamanho e forma dos grãos magnéticos (Day *et al.*, 1977). Neste sentido, eles podem ser utilizados na identificação dos minerais magnéticos presentes nas rochas, além de contribuírem para o estudo da estrutura de domínio,

com implicações quanto a estabilidade da magnetização da rocha (Dunlop & Özdemir, 1997).

Para evitar campos magnéticos internos muito fortes, um grão mineral distribui seus momentos magnéticos em domínios magnéticos, de tal forma a diminuir as energias (Tauxe *et al.*, 2018). Um domínio é a parte de um grão magnético em que os momentos magnéticos estão alinhados em uma determinada direção. Nos materiais com grãos muito pequenos não há lugar para a formação de paredes. Os grãos resultantes denominam-se domínio simples (SD) e apenas campos fortes possibilitam a rotação dipolar individual. A magnetização permanente da maior parte das rochas é gerada por grãos que contêm um número pequeno de domínios magnéticos. As rochas caracterizadas por grãos de grande dimensão apresentam um número elevado de domínios ou multi-domínios (MD), de tal forma que a magnetização total pode ser nula. Para grãos multi-domínio de pequenas dimensões (1-20 μm no caso da magnetita), não é possível obter-se arranjos dos domínios magnéticos que gere magnetização global nula. Estes grãos são chamados pseudo-domínio simples (PSD) ou vórtex (Roberts *et al.*, 2018). Para grãos ainda menores (0.05 μm) a magnetização flutua aleatoriamente, como se elas fossem íons paramagnéticos com um alto valor de spin, este fenômeno é chamado superparamagnetismo.

Outra característica importante desse grupo é a mudança do comportamento ferromagnético para o paramagnético quando atingida uma dada temperatura de transição, chama temperatura de Curie (T_c , Butler, 1992; Dunlop & Özdemir, 1997). Essa mudança é marcada por uma queda na κ , sendo diferente e característica para cada material (e.g., 580°C para magnetita e 680 °C para hematita; Butler, 1992). As temperaturas de transição são, portanto, um parâmetro muito útil na determinação das fases minerais presentes em uma amostra.

4.3.2. Princípios de medição

A ASM se utiliza da κ presente em rochas para obter a orientação da trama microscópica dos minerais presente numa amostra (Graham, 1954), por meio do uso de susceptômetro. Este aparelho obtém κ aplicando um campo magnético (H) medindo a magnetização (M) da amostra (Fig. 7). Tendo em vista que M é

proporcional a κ , a aplicação do campo magnético com a amostra em diferentes posições possibilita a obtenção de um tensor magnético (K). Este tensor representa a orientação geral das partículas em uma amostra e pode ser definido por três eixos principais ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) (Fig. 7; Tarling & Hrouda, 1993). Em projeção estereográfica, a análise dos eixos da ASM é feita de forma semelhante a análise estrutural: K_1 representa a lineação magnética que, junto com K_2 , forma a foliação magnética, que tem seu pólo representado por K_3 (Fig. 7).

A ASM é especialmente útil no estudo de rochas vulcânicas, que frequentemente apresentam ausência de indicadores cinemáticos e de fluxo macroscópicos. Além dos parâmetros direcionais, a ASM também permite a obtenção de parâmetros escalares associados as relações entre os eixos principais K_1 , K_2 e K_3 . O grau de anisotropia (P') reflete a diferença de magnitude entre os eixos principais, possibilitando estimativas do grau de cisalhamento e organização das partículas. O parâmetro de forma (T) diz respeito ao formato do tensor magnético, que pode ser prolato ($T < 0$), oblato ($T > 0$) ou triaxial ($T \sim 0$) (Jelinek, 1981). Os elipsoides são geralmente interpretados como indicadores de alinhamento estatístico de grão alongados ou achatados. Quando uma rocha tem minerais ferromagnéticos em sua composição, a susceptibilidade é dominada por esses minerais e a anisotropia descreve a trama desses minerais.

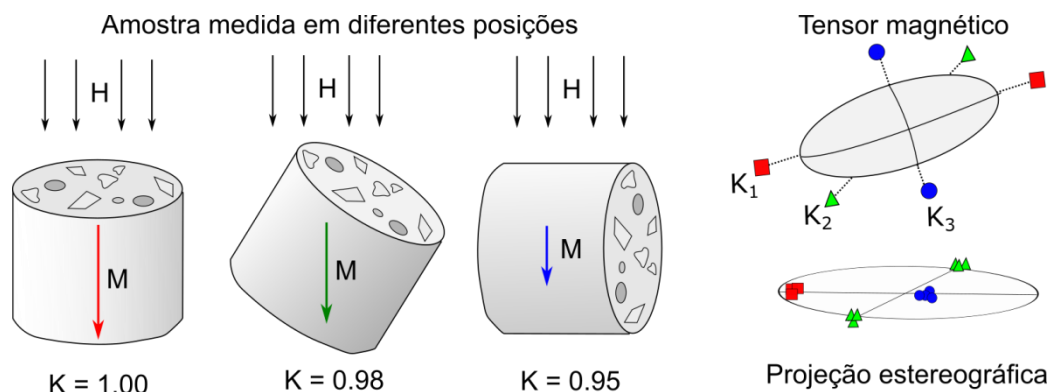


Figura 7: Processo de obtenção da ASM em amostras rochosas. O resultado obtido é um tensor magnético que pode ser representado em um estereograma. Fonte: Savian *et al.* (2021).

A ASM parte do princípio de que a trama microscópica reflete as condições de regime de fluxo (sentido, intensidade de cisalhamento ou deformação) da rocha amostrada (Graham, 1954). Nesse contexto, a anisotropia de forma dos minerais

magnéticos resulta em um sinal de ASM coerente com o regime de fluxo (Savian *et al.*, 2021). No entanto, diversos estudos têm demonstrado que fatores adicionais, como composição, estrutura cristalina e de domínio também podem afetar o resultado obtido com ASM, levando a ocorrência de tramas inversas e de difícil interpretação (Rochette *et al.*, 1992, 1999; Ferré, 2002; Moncinhatto *et al.*, 2020; Pasqualon *et al.*, 2020; Gambeta *et al.*, 2021). Por esse motivo, a correta caracterização da mineralogia magnética presente nas amostras estudadas é uma etapa fundamental nos estudos de ASM.

4.3.3. Aplicações da ASM nas CDPs

A ASM têm sido amplamente utilizada no estudo de depósitos associadas a CDPs, auxiliando na determinação do sentido de fluxo e regime de deposição (e.g., Palmer & MacDonald, 1999; Platzman *et al.*, 2020). De acordo com Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda (2014), a ASM presente em ignimbritos resulta de quatro fontes principais: i) partículas ferromagnéticas (principalmente óxidos de Fe e Ti) presentes como cristais livres; ii) partículas ferromagnéticas inclusas na matriz e nos fragmentos de púmices, líticos e shards; iii) minerais paramagnéticos; iv) fases ferromagnéticas como inclusões nas estruturas cristalinas de minerais. Assim, o surgimento da ASM nos ignimbritos está principalmente associada ao alinhamento mecânico destas partículas com passagem da CDP (Fig. 8A).

O registro da ASM em depósitos de fluxo piroclásticos é possível quando o fluxo granular basal suprime a turbulência e induz condições de deposição coerentes no depósito (Platzman *et al.*, 2020). Essa dinâmica dá origem a uma trama magnética geralmente oblata, com K_3 imbricado no sentido da CDP e com baixo grau de anisotropia (e.g., Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014). Nesse contexto, Àgro *et al.* (2014) definem três arranjos principais para a ASM em depósitos piroclásticos com base no ângulo entre a lineação magnética (K_1) e o sentido de fluxo da CDP (θ): i) fábrica paralela ($\theta < 35^\circ$, Fig. 8B); ii) fábrica oblíqua ($35^\circ < \theta < 55^\circ$, Fig. 8C); iii) fábrica oblíqua ($\theta > 55^\circ$, Fig. 8D). Esses arranjos têm sido associados a diversos regimes de deposição, embora a correlação entre K_1 e regime de fluxo ainda seja debatida (Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014).

De modo geral, a fábrica paralela têm sido associada a deposição laminar e sedimentar da CDP, enquanto que a fábrica oblíqua e a transversa são associadas a condições de deposição de mais alta energia (Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014). Além dos arranjos listados acima, também é possível obter um resultado caótico e disperso da ASM, frequentemente associado a condições turbulentas de deposição (Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014).

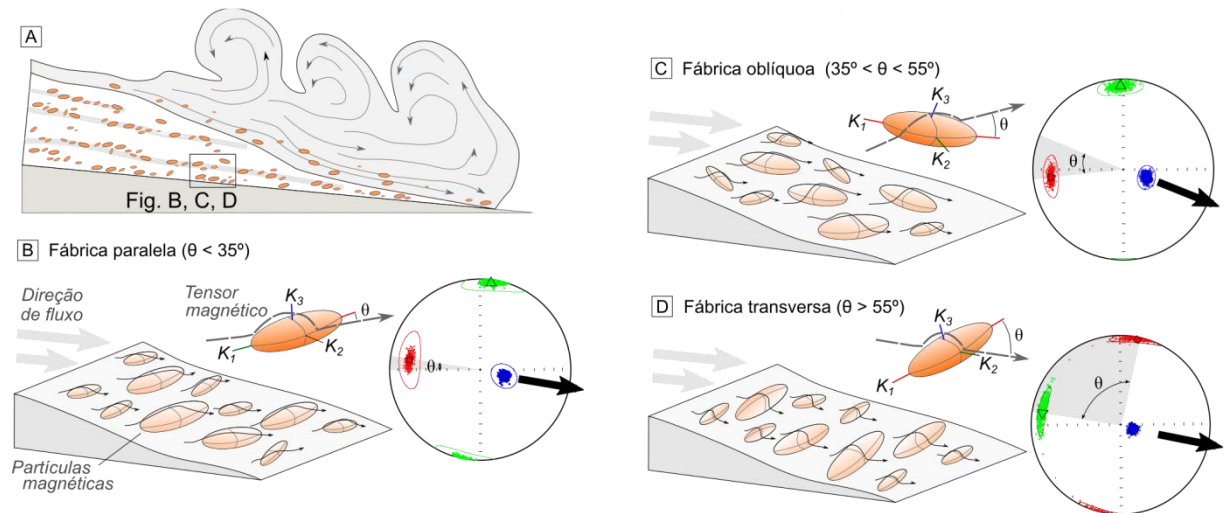


Figura 8: Condições de registro da ASM em um depósito de fluxo piroclástico e suas possíveis orientações. A) CDP produz cisalhamento com o substrato levando a orientação das partículas. B) fábrica paralela; C) fábrica oblíqua; D) fábrica transversa. Elaborado a partir de Àgro *et al.* (2014).

4. METODOLOGIA

4.1. *Trabalho de campo*

Os afloramentos associados aos IRB foram identificados com base em imagens do Google Earth, seguindo as ocorrências apontadas no mapa geológico de Melnick *et al.* (2006). Os melhores afloramentos ocorrem na porção sudeste da área de estudo, junto a rodovia Argentina número 26. Duas etapas de campo foram realizadas para a região (em 2016 e 2017), nas quais foram registradas as principais feições estruturais e de campo associadas aos IRB.

4.2. *Petrografia*

Quatro lâminas delgadas representativas das unidades estudadas foram analisadas com microscópio petrográfico utilizando as técnicas de luz transmitida, para análise dos silicatos, e refletida, para análise dos minerais ferromagnéticos (óxidos de Fe-Ti). A orientação da fábrica mineral foi obtida utilizando mosaicos das lâminas processados no software *ImageJ* (Schindelin *et al.*, 2012).

4.3 *Amostragem paleomagnética*

Paralelo as atividades de campo, um total de 10 sítios foram amostrados utilizando uma motosserra adaptada com broca diamantada não magnética para análises de trama magnética. No total, 144 cilindros (diâmetro de 25.4 mm) foram coletados para análises de ASM, mineralogia magnética, e petrografia das unidades IRB1, IRB2 e IRB3. Devido a ocorrência restrita, a unidade IRB0 não foi amostrada.

4.4. *Caracterização magnética*

Diversos trabalhos têm demonstrado que a interpretação da ASM depende de fatores microscópicos e macroscópicos, com destaque para a influência dos minerais magnéticos sobre a ASM (e.g., Rochette *et al.*, 1992; Moncinhatto *et al.*, 2020). Por isso, a identificação da natureza e origem dos principais portadores magnéticos é uma etapa essencial nos estudos de ASM (Savian *et al.*, 2021).

A etapa de caracterização da mineralogia magnética foi realizada no Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPMag), seguindo os protocolos apresentados por Savian *et al.* (2021) (Fig. 9). Para tanto, uma amostra representativa de cada sítio foi submetida a experimentos incluindo curvas termomagnéticas (χ -T), curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI), ciclos de histerese e diagramas de *first order reversal curve* (FORC).

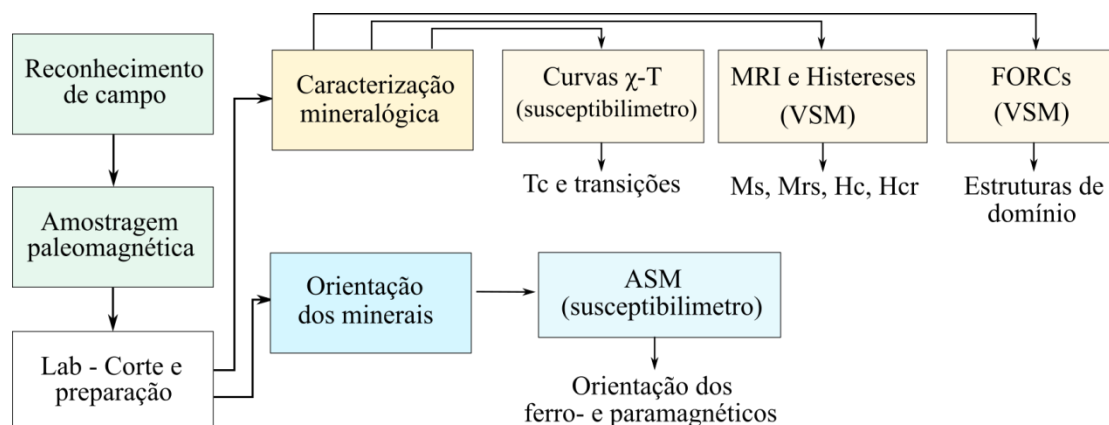


Figura 9: Fluxograma para caracterização magnética e da petrografia em rochas vulcânicas. Adaptado de Savian *et al.* (2021).

Para obtenção de curvas termomagnéticas, as amostras foram pulverizadas e aquecidas de temperatura ambiente até 600°C usando um equipamento modelo Kappabridge KLY4 acoplado a um forno modelo CS3 (AGICO). Os resultados foram corrigidos e analisados utilizando o software Cureval8 (AGICO), no qual as temperaturas de transição foram identificadas usando o método da segunda derivada (Tauxe *et al.*, 2018).

Curvas de MRI e ciclos de histerese foram obtidos utilizando um magnetômetro de amostras vibrante (VSM) modelo MicroMag 3900 (Princeton Measurements Corp.). Nestas análises, fragmentos de amostras foram mantidos em temperatura ambiente e submetidos passos crescentes de campo até 1 T. Destas análises, foram obtidos parâmetros básicos para a caracterização da assembleia magnética, incluindo coercividade (H_c), coercividade de remanência (H_{cr}), magnetização de saturação (M_s), magnetização remanente de saturação (M_{rs}) das amostras. A fim de modelar a contribuição das diferentes fases magnéticas, as

curvas de MRI foram utilizadas para análise de componentes utilizando o método de *UnMix* definido por Maxbauer *et al.* (2016).

Tendo em vista a complexa mineralogia magnética das amostras presentes no CVCC (Moncinhatto *et al.*, 2020), diagramas FORC foram utilizados para avaliar as estruturas de domínio e a possível presença de trama inversa nas amostras estudadas (Rochette *et al.*, 1992; Ferré *et al.*, 2002). Diagramas FORC foram obtidos em temperatura ambiente, após 300 ciclos de reversão com tempo médio de 200 ms. Os dados foram processados utilizando o software FORCinel (Harrison & Feinberg, 2008) e aplicando um fator de suavização (*smoothing factor*, SF) de 5 para todas as amostras.

Análises complementares sobre a composição dos minerais magnéticos foram realizadas por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e espectroscopia de raios-X por energia dispersiva (EDS). As análises de MEV e EDS foram realizadas utilizando um equipamento modelo Jeol JSM 6610-LV com um feixe operado a tensão de 15 kV.

4.5 Anisotropia de susceptibilidade magnética

A ASM de baixo campo foi utilizada na determinação da petrotrama das unidades estudadas e na identificação do sentido de fluxo das CDPs associadas aos IRB. Para tanto, os cilindros amostrados foram cortados em espécimes padrão (25.4 mm de diâmetro e 22 mm de altura) e medidos um susceptômetro automático modelo Kappabridge MFK1-A (AGICO), operado em um campo alternado de 300 A/m e frequência de 976 Hz. Para obter dados mais robustos, 13 sítios adicionais amostrados por Ort *et al.* (2014), que também realizou um estudo de ASM no CVCC, foram reprocessados e incorporados a análise de dados. Todos os sítios utilizados neste trabalho são reportados no Anexo A.

Todos os resultados foram processados utilizando o software Anisoft5 (AGICO), e plotados em um sistema de informação geográfica (SIG) para correlação e observação da distribuição espacial. A fim de obter elipsoides mais bem definidos, a técnica de reamostragem estatística de *bootstrap* foi aplicada aos tensores de ASM (Constable & Tauxe, 1990).

5. PRINCIPAIS RESULTADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base no trabalho de campo, petrografia, análises de ASM e caracterização da mineralogia magnética foi possível determinar a dinâmica de colocação dos IRB, assim como sua possível área fonte. Os principais resultados obtidos neste trabalho indicam que:

1. Microscopicamente, silicatos e óxidos de Fe-Ti apresentam coaxialidade e orientação preferencial, seguindo incipientes planos de foliação dos IRB (Fig. 3 do artigo).
2. Os principais portadores da ASM nos IRB são titanomagnetitas com baixo teor de Ti, conforme observado nas curvas termomagnéticas marcadas por temperaturas de transição ~ 580 °C (Fig. 4 do artigo).
3. Os experimentos para caracterização da mineralogia magnética sugerem a presença de titanomagnetita, hematita e, possivelmente, maghemita. No entanto, esses minerais ocorrem de forma mais restrita e não contribuem de forma significativa para a ASM observada nas amostras (Fig. 4 do artigo).
4. Os portadores magnéticos são principalmente titanomagnetitas multi-domínio e apresentam trama normal, conforme revelado por diagramas *FORC* (Roberts *et al.*, 2018; Fig. 4 do artigo).
5. As análises de MEV indicam que as titanomagnetitas ocorrem de forma esparsa e pouco abundante, na forma de cristais primários e dispersos em meio a matriz dos ignimbritos estudados (Fig. 5 do artigo).
6. O parâmetro de forma indica a predominância de uma fábrica oblata nos IRB, com K_3 levemente imbricado no sentido de fluxo da CDP (Fig. 6 do artigo e Anexo A). Esse arranjo é comum em CDPs, e a ausência de feições de deformação pós-deposicional indica uma fábrica relacionada a dinâmica sedimentar das CDPs (Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014).
7. Todas as unidades de fluxo amostradas (IRB1, IRB2, IRB3) apresentam sentido de fluxo similares para ESE (Fig. 8). Esse resultado indica a consistência de transporte da CDPs, bem como uma área fonte comum para todas as unidades de fluxo.

8. Os resultados direcionais da ASM indicam a paleocaldeira de Las Mellizas como uma possível fonte para os IRB (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006; Fig. 10). O padrão de fluxo, assim como composição dos ignimbritos ricos em púmices corroboram essa hipótese (Todesco *et al.*, 2016). No entanto, não é possível efetuar a triangulação exata do centro emissor, devido a estreita faixa de amostragem.

9. Apesar das características de campo predominantemente maciças, as análises de ASM dos IRB revelam ciclos deposicionais marcados por alterações no grau de anisotropia e organização das partículas (Fig. 10 do artigo). Em especial, é observada a perda e capacidade de transporte em direção ao topo de cada unidade de fluxo, resultando em diminuição do P' . Essa observação apoia a hipótese do caráter pulsatório das CDPs (Giordano *et al.*, 2008; Báez *et al.*, 2020b).

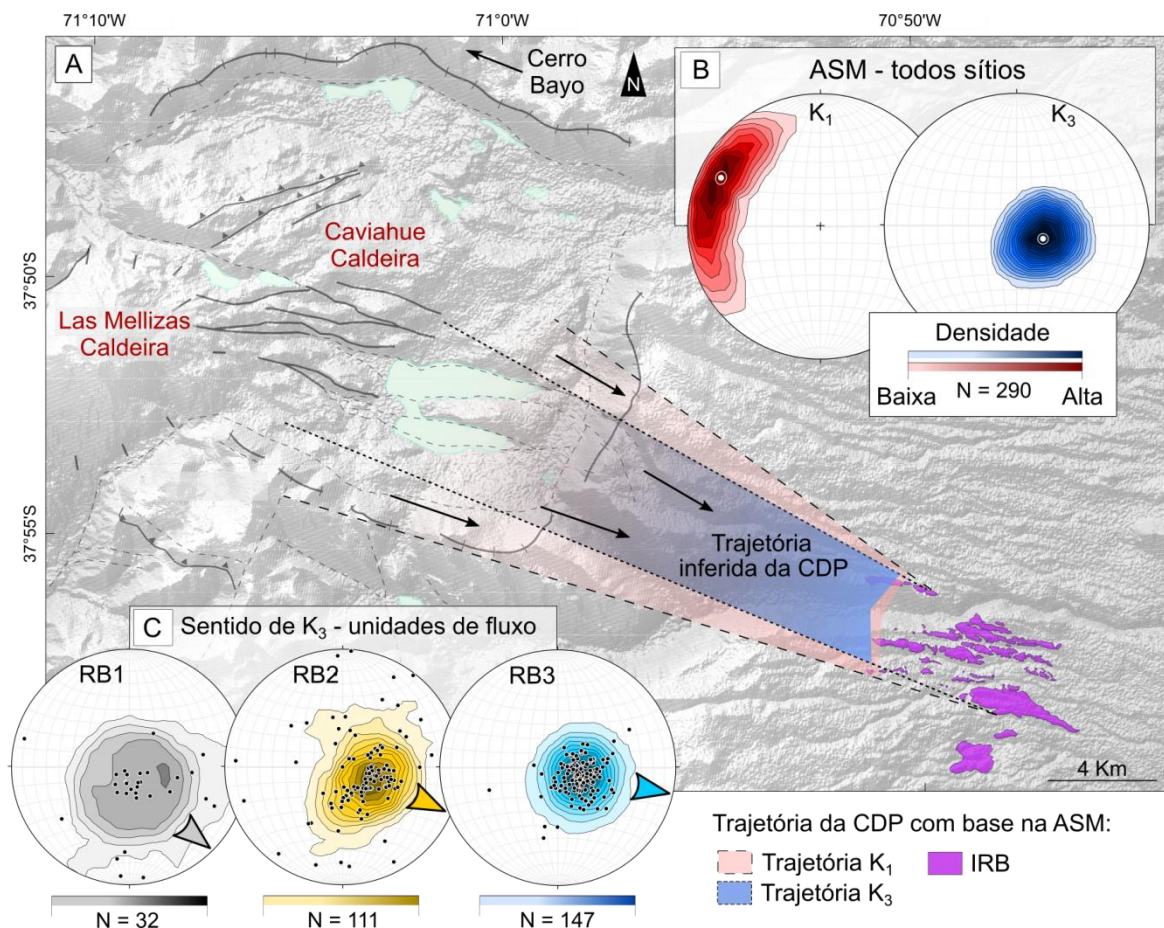


Figura 10: Resumo dos resultados obtidos com a ASM. A) Mapa de relevo sombreado do CVCC com os principais centros magmáticos (Caldeira de Caviahue, Caldeira Las Mellizas e Cerro Bayo); B) estereogramas com a densidade dos eixos K_1 e K_3 para todos os sítios processados; C) estereogramas com a densidade do eixo K_3 para cada unidade de fluxo dos IRB.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agrò, A., Zanella, E., Le Pennec, J.-l. & Temel, A. 2014. Magnetic fabric of ignimbrites: a case study from the Central Anatolian Volcanic Province. *Geological Society, London, Special Publications*, 396(1): 159–175.
- Báez, A.D., Báez, W., Caselli, A.T., Martini, M.A. & Sommer, C.A.. 2020a. The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 396: 106866.
- Báez, W., de Silva, S., Chiodi, A., Bustos, E., Giordano, G., Arnosio, M., Suzaño, N., Viramonte, J.G., Norini, G. & Groppelli, G. 2020b. Pulsating flow dynamics of sustained, forced pyroclastic density currents: insights from a facies analysis of the Campo de la Piedra Pómez ignimbrite, southern Puna, Argentina. *Bull Volcanol*, 82.
- Branney, M.J. & Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull Volcanol*, 54: 504–520.
- Butler, F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319p.
- Caselli, A. T., Liccioli, C. & Tassi, F. 2016. Risk Assessment and Mitigation at Copahue Volcano. In: Tassi, F., Vaselli, O. & Caselli, A. T. (Eds.). *Copahue Volcano*. New York: Springer Berlin Heidelberg, p. 239-254.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Londres: Allen and Unwin, 528p.
- Cañón-Tapia, E. & Mendoza-Borunda, R.. 2014. Magnetic petrofabric of igneous rocks: Lessons from pyroclastic density current deposits and obsidians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289: 151–169.
- Constable, C. & Tauxe, L. 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): 8383.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V.A. 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260–267.

de Silva, S.L. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17: 1102.

Díaz, E.F.G. El englazamiento en la región de Caviahue-Copahue: su reinterpretación. 2003. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3): 356-366.

Dunlop, D.J. & Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: University Press, 573p.

Ferré, E.C. 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics. *Geophysical Research Letters*, 29(7).

Folguera, A., Rojas Vera, E., Vélez, L., Tobal, J., Orts, D., Agosto, M., Caselli, A. T. & Ramos, V.A. 2016. A Review of the Geology, Structural Controls, and Tectonic Setting of Copahue Volcano, Southern Volcanic Zone, Andes, Argentina. *In*: Tassi, F., Vaselli, O. & Caselli, A. T. (Eds.). *Copahue Volcano*. New York: Springer Berlin Heidelberg, p. 3–22.

Gambeta, J.H., Savian, J.F., Sommer, C.A. & Trindade, R.I.F. 2021. Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional Ediacaran volcanism in southernmost Brazil. *Precambrian Research*, 359: 106209.

Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P. & Mattei, M. 2008. The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bulletin of Volcanology*, 70: 1221–1236.

Graham, J.W. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 1257-1258.

Haag, M.B., Sommer, C.A., Savian, J.F., Caselli, A.T., Moncinhatto, T.R., Hartmann, G.A., Ort, M.H., Poletti, W., & Trindade, R.I.F.. 2021. AMS and rock magnetism in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Southern Andes): Emission center, flow dynamics, and implications to the emplacement of non-welded PDCs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 416: 107283.

Harrison, R.J. & Feinberg, J.M. 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: T63–T67.

LaBerge, R.D., Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G. & Cas, R.A.F. 2009. Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy). *Tectonophysics*, 466: 64–78.

Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R. A. F., Wright, H. M. N., ... Viramonte, J. 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bulletin of Volcanology*, 73(10): 1535–1565.

Linares, E., Ostera, H.A. & Mas, L. 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue–Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (3): 240–247.

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.

Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M. & Fox, D.L. 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, 95, 140–145.

Mazzoni, M.M. & Licitra, D. 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de ignimbritas neógenas con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 188–200.

Melnick, D., Folguera, A., & Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2): 66–88.

Morgan, L.A., Doherty, D.J. & Leeman, W.P. 1984. Ignimbrites of the Eastern Snake River Plain: Evidence for major caldera-forming eruptions. *J. Geophys. Res.*, 89: 8665.

- Muñoz B.J. & Stern, C.R. 1988. The quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 147–161
- Ort, M.H., Newkirk, T.T., Vilas, J.F. & Vazquez, J.A. 2014. Towards the definition of AMS facies in the deposits of pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 396(1): 205–226.
- Palmer, H.C. & MacDonald, W.D. 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics*, 307: 207–218.
- Pasqualon, N.G., Savian, J.F., Lima, E.F., Luz, F.R., Moncinhatto, T.R. & Trindade, R.I.F. 2020. Emplacement dynamics of alkaline volcanic and subvolcanic rocks in Trindade Island, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 406: 107078.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue–Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 307–327.
- Platzman, E.S., Sparks, R.S.J. & Cooper, F.J. 2019. Fabrics, facies, and flow through a large-volume ignimbrite: Pampa De Oxaya, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 82: 8.
- Pueyo-Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Gil-peña, I., Maestro, A., Galindo-Zaldivar, J., López-Martínez, J., ... Oliva-Urcia, B. 2014. Application of AMS for reconstruction of the geological evolution of recent volcanic systems: Case of Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Tectonophysics*, 626: 69–85.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 105: 28461–28475
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X. & Jiang, Z. 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 123, 2618–2644.

Roche, O., Phillips, J.C., Kelfoun, K. & Fagents, S.A. 2013. Pyroclastic density currents. *In: Gregg, T.K.P., Lopes, R.M.C. (Eds.), Modeling Volcanic Processes*. Cambridge University Press, pp. 203–229.

Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30: 209–226.

Rochette, P., Aubourg, C. & Perrin, M. 1999. Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307 (1–2): 219–234.

Savian, J.F., Sommer, C.A. & Haag, M.B. 2021. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM): uma ferramenta para a reconstrução de sistemas vulcânicos ácidos Neoproterozoicos da Bacia do Camaquã (RS). *In: Jelinek, A.R. & Sommer, C.A.(Org.). Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Porto Alegre: Compasso Lugar-Cultura, p. 149-163.

Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J., White, D.J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P. & Cardona, A. 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nature Methods*, 9(7): 676–682.

Sommer, C. A., Haag, M. B. & Caselli, A.T. 2016. Determinação numérica de parâmetros reológicos para sistemas vulcânicos de diferentes composições e idades. *In: X SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 10., 2016, Curitiba. Boletim de Resumos do X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, SBG/UFPR, 2017. v. 10.

Sparks, R.S.J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23(2): 147–188.

Tarling, D. H. & Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman & Hall, 217p.

Tassi, F., Vaselli, O. & Caselli, A.T. (Eds.). 2016. *Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World*. Springer Berlin Heidelberg, 293p.

Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F. & Van Der Voo, R. 2018. *Essentials of Paleomagnetism*, 5th Web Edition.

Todesco, M., Neri, A., Esposti Ongaro, T., Papale, P. & Rosi, M. 2006. Pyroclastic flow dynamics and hazard in a caldera setting: Application to Phlegrean Fields (Italy). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7.

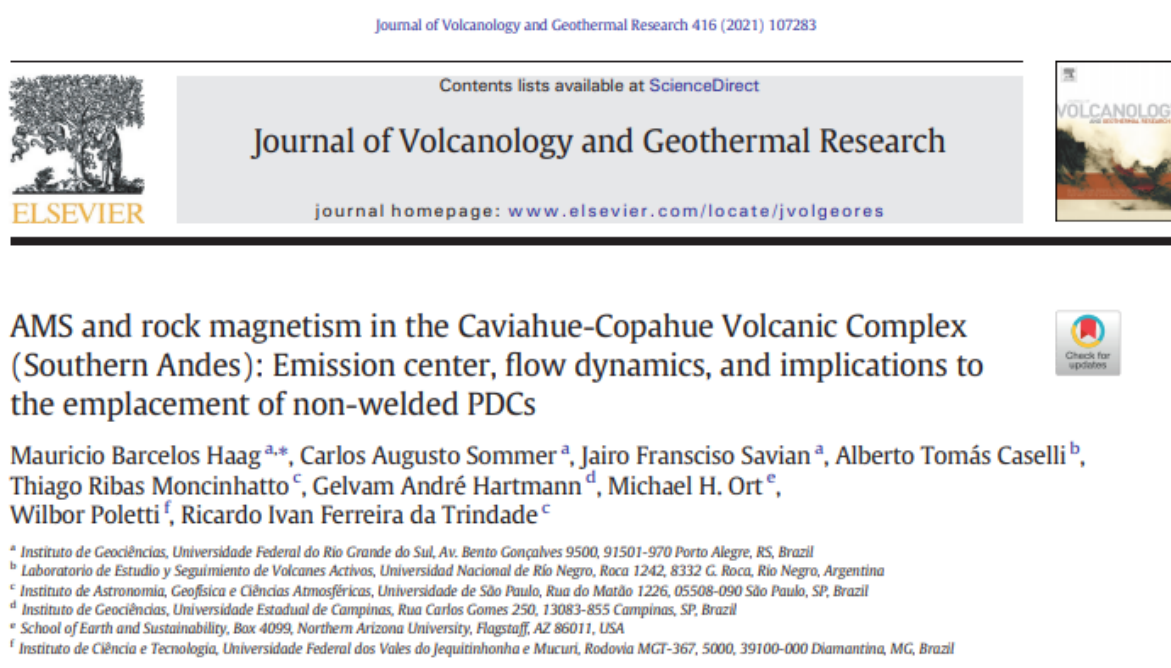
Trolese, M., Cerminara, M., Esposti Ongaro, T. & Giordano, G. 2019. The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nat Commun*, 10.

Varekamp, C.J., Demoor, M., Merrill, M.D., Colvin, A.S. & Goss, A.R. 2006. Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. *In: Kay S.M., Ramos, V.A. (Eds). Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic review from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39 °S)*. Geol Soc Am Special Paper 407, p. 317–342.

7. ARTIGO CIENTÍFICO

O resultado deste mestrado foi publicado no periódico *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Fig. 11), podendo ser citado como:

Haag, M.B., Sommer, C.A., Savian, J.F., Caselli, A.T., Moncinhatto, T.R., Hartmann, G.A., Ort, M.H., Poletti, W., da Trindade, R.I.F., 2021. *AMS and rock magnetism in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Southern Andes): Emission center, flow dynamics, and implications to the emplacement of non-welded PDCs*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 416, 107283. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107283>



ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 February 2021
 Received in revised form 14 May 2021
 Accepted 16 May 2021
 Available online 18 May 2021

Keywords:

Magnetic fabrics
 Magnetic mineralogy
 AMS
 Pyroclastic density current
 Non-welded ignimbrite
 Andes

ABSTRACT

Pyroclastic deposits can cover significant areas and register major geological events. Despite their importance, understanding depositional dynamics of pyroclastic density currents (PDCs) and linking explosive deposits to their emission centers is still a challenge, especially in the case of non-welded, massive ignimbrites. Located in the Southern Andes, the Caviahue Copahue Volcanic Complex (CCVC) comprises one of the most active volcanic centers in the Andean Belt. This volcanic complex hosts massive ignimbrites with both source emplacement poorly constrained, currently grouped in the Riscos Bayos Ignimbrites (RBI). In this contribution, we perform a full magnetic characterization and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study on the massive RBI of the CCVC. The magnetic characterization was performed using magnetic experiments including isothermal remanent magnetization, thermomagnetic curves, hysteresis loops, first-order reversal curves, and scanning electron microscopy. Magnetic experiments indicate primary, multi-domain, high Curie temperature titanomagnetites as the AMS carriers. Ellipsoids are predominately oblate, with a low degree of anisotropy and east-southeastward imbrication. This fabric arrangement is consistent with PDC sedimentary fabrics deposited under laminar flow conditions. Despite RBI massive structure AMS data reveals changes in transport capacity of the PDC and particle organization. These changes are marked by increasing AMS dispersion and decreasing degree of anisotropy up-section within flow units. Directional statistics of AMS data implies the Las Mellizas Caldera as the emission center of RBI. The reconstructed flow path also suggests the PDC overrun of the Caviahue Caldera topographic rim. This study highlights the application of AMS to the identification of emission centers of explosive deposits, featuring its application to massive ignimbrites.

© 2021 Elsevier B.V. All rights reserved.

Figura 11: Capa do artigo publicado no volume 416 do *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

O trabalho também está disponível, de forma aberta (como *preprint*), no repositório digital **EarthArXiv**:

Haag, M.B., Sommer, C.A., Savian, J.F, Caselli, A.T., Ribas Moncinhatto, T.R., Hartmann, G.A., Ort, M.H., Poletti, W.H., da Trindade, R.I.F., 2021. *AMS and rock magnetism in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Southern Andes): emission center, flow dynamics, and implications to the emplacement of non-welded PDCs*. California Digital Library (CDL). <https://doi.org/10.31223/x5jw3g>

AMS and rock magnetism in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Southern Andes): emission center, flow dynamics, and implications to the emplacement of non-welded PDCs

Mauricio Barcelos Haag^{a,*}, Carlos Augusto Sommer^a, Jairo Fransciso Savian^a, Alberto Tomás Caselli^b, Thiago Ribas Moncinhatto^c, Gelvam André Hartmann^d, Michael H Orf^e, Wilbor Poletti^f, Ricardo Ivan Ferreira da Trindade^c

^a Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil

^b Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, Universidad Nacional de Río Negro, Roca 1242, 8332 G. Roca, Rio Negro, Argentina

^c Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil

^d Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Rua Carlos Gomes 250, 13083-855 Campinas, SP, Brazil

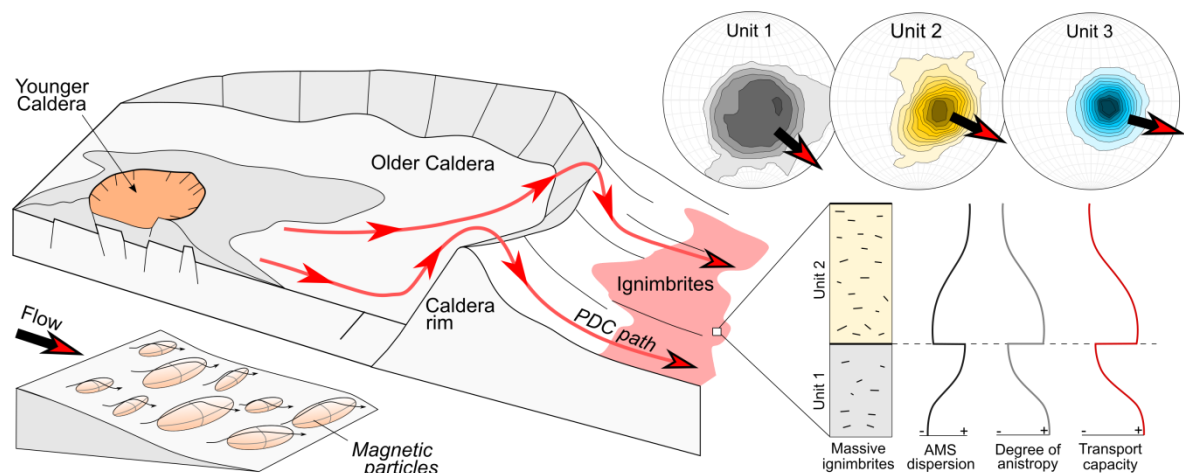
^e School of Earth and Sustainability, Box 4099, Northern Arizona University, Flagstaff, AZ, 86011 USA

^f Instituto de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, Rodovia MGT-367, 5000, 39100-000 Diamantina, MG, Brazil

* Corresponding author

E-mail address: mauricio.haag@ufrgs.br (M.B. Haag)

Graphical abstract



Abstract

Pyroclastic deposits can cover significant areas and register major geological events. Despite their importance, understanding depositional dynamics of pyroclastic density currents (PDCs) and linking explosive deposits to their emission centers is still a challenge, especially in the case of non-welded, massive ignimbrites. Located in the Southern Andes, the Caviahue Copahue Volcanic Complex (CCVC) comprises one of the most active volcanic centers in the Andean Belt. This volcanic complex hosts massive ignimbrites with both source emplacement poorly constrained, currently grouped in the Riscos Bayos Ignimbrites (RBI). In this contribution, we perform a full magnetic characterization and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study on the massive RBI of the CCVC. The magnetic characterization was performed using magnetic experiments including isothermal remanent magnetization, thermomagnetic curves, hysteresis loops, first-order reversal curves, and scanning electron microscopy. Magnetic experiments indicate primary, multi-domain, high Curie temperature titanomagnetites as the AMS carriers. Ellipsoids are predominately oblate, with a low degree of anisotropy and east-southeastward imbrication. This fabric arrangement is consistent with PDC sedimentary fabrics deposited under laminar flow conditions. Despite RBI massive structure AMS data reveals changes in transport capacity of the PDC and particle organization. These changes are marked by increasing AMS dispersion and decreasing degree of anisotropy up-section within flow units. Directional statistics of AMS data implies the Las Mellizas Caldera as the emission center of RBI. The reconstructed flow path also suggests the PDC overrun of the Caviahue Caldera topographic rim. This study highlights the application of AMS to the identification of emission centers of explosive deposits, featuring its application to massive ignimbrites.

Keywords: Magnetic fabrics; Magnetic mineralogy; AMS; Pyroclastic density current; Non-welded ignimbrite; Andes

1. Introduction

Pyroclastic density currents (PDCs) are the main products of explosive volcanism and produce a wide variety of deposits, including welded to non-welded ignimbrites (Sparks, 1976; Cas and Wright, 1987). These explosive deposits can cover extensive areas and record a significant portion of the geological history, as documented in the Snake River and Yellowstone Volcanic Province (USA; Morgan *et*

al., 1984), Sierra Madre Occidental (Mexico; Ferrari *et al.*, 2002), and the Altiplano-Puna Volcanic Complex (Argentina and Chile; de Silva, 1989; Lesti *et al.*, 2011). Despite their geological significance, linking explosive deposits to their source areas and understanding depositional processes in PDCs is still a challenge, with several unresolved emission centers around the world (*e.g.*, Morgan *et al.*, 1984; Giordano *et al.*, 2008; Agrò *et al.*, 2014) and in the Andean Belt (*e.g.*, Lesti *et al.*, 2011; Ort *et al.*, 2014; Platzmann *et al.*, 2020). This happens because, in active regions tectonics and climate can rapidly modify volcanic landscapes, preferentially removing non-welded deposits. As a consequence, the study of PDC deposits in these environments demands the application of alternative techniques. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is helpful to understand the mechanisms and flow dynamics of pyroclastic flow deposits.

AMS estimates the orientation of the magnetic particles of a given rock sample, detecting a rock fabric that can be used to study paleocurrent, deformation, and rheological processes in all kinds of rocks (Graham, 1954; Hrouda, 1982; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014). AMS studies have been applied to volcanic rocks, allowing the determination of source area, transport, and emplacement conditions of PDCs (*e.g.*, Palmer and MacDonald, 1999; Ort *et al.*, 2003; LaBerge *et al.*, 2009; Cas *et al.*, 2011; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014; Ort *et al.*, 2014), lavas (*e.g.*, Cañón-Tapia *et al.*, 1997; Benites *et al.*, 2020; Pasqualon *et al.*, 2020, Haag *et al.*, 2021) and dikes and sills (*e.g.*, Magee *et al.*, 2012). Nevertheless, how PDC processes are recorded in magnetic fabrics is still debated because many factors can influence the petrofabrics to produce a variety of AMS fabrics (*e.g.*, Ort *et al.*, 2014; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014). The presence of extensive ignimbrite deposits in the Caviahue-Copahue Volcanic Complex (CCVC) in northern Patagonia provides a key area for the study of AMS fabrics in ignimbrites.

Located in the southern Andes (between Argentina and Chile), the CCVC (Fig. 1) comprises one of the most active volcanic centers in this orogenic segment (Caselli *et al.*, 2016; Tassi *et al.*, 2016). Despite the young age (< 5 Ma, Linares *et al.*, 1999), CCVC deposits were strongly affected by Pleistocene glaciations (Díaz, 2003; Varekamp *et al.*, 2006; Báez *et al.*, 2020a), leading to a fragmented record and establishing a geologic puzzle, especially in the case of the more friable, volcanoclastic deposits. As a result, the explosive deposits in the CCVC provide an excellent case for the study of AMS fabrics in non-welded ignimbrites. The Riscos

Bayos Ignimbrites (RBI), located a few kilometers outside the southern border of the Caviahue Caldera (Melnick *et al.*, 2006), consist of a sequence of predominantly non-welded ignimbrites with restricted outcrops (Mazzoni and Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006). This unique low-grade ignimbrite sequence (RBI) in the region is a significant geologic unit for the understanding of the CCVC (Mazzoni and Licitra, 2000), as well as a case study for the determination of emission centers of large-volume, non-welded PDCs deposits.

This work constrains the emplacement conditions and the source area of RBI, exploring its relations with the CCVC. We conducted fieldwork at the CCVC and performed a systematic sampling for AMS analyses and full magnetic mineralogy characterization. This approach allowed us to determine the flow direction of the RBI PDCs and link the AMS with flow dynamics of these flows. Our data suggest a decrease in transport capacity toward the top of each flow unit, marked by an increase in AMS dispersion and a decrease in the degree of anisotropy. Directional analysis indicates the Las Mellizas Caldera as the emission center for the RBI.

2. Geological setting

Located in the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes (Fig. 1), the CCVC (37°50`S, 71°10`W) comprises a singular volcanic center composed of the active stratovolcano Copahue (1.23 Ma – Recent) and the Pliocene Caviahue (also known as *Agrio*) Caldera (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006; Fig. 1). In the SVZ, the magmatic activity occurs as a result of the subduction of the Nazca Plate under the South American Plate, with extensive volcanism of basaltic to andesitic composition (Hildreth and Moorbath, 1988; Stern, 2004). In this context, the CCVC composes one of the most active volcanic centers in the Andean belt, with several eruptive events in the last century (Caselli *et al.*, 2016; Tassi *et al.*, 2016). The particular setting of the CCVC attracted several studies in the recent decades, with a broad range of topics including geomorphology (*e.g.*, Díaz, 2003; Báez *et al.*, 2020a), geochemistry (*e.g.*, Mazzoni and Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006), geochronology (*e.g.*, Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006) structural (*e.g.*, Melnick *et al.*, 2006; Velez *et al.*, 2011; Folguera *et al.*, 2016), geothermal (*e.g.*, Barcelona *et al.*, 2019), and AMS and paleomagnetism (*e.g.*, Ort *et al.*, 2014; Moncinhatto *et al.*, 2019, 2020).

Both Copahue and Caviahue are controlled by a complex structural setting, with significant influence of the oblique subduction of the Nazca Plate on caldera and

volcano edifice morphology (Melnick *et al.*, 2006), as well as on vent location and spatial distribution (Stern, 2004; Sielfeld *et al.*, 2017). In addition to this active tectonic setting, several features indicate a strong glacial imprint on CCVC deposits, including U-shaped valleys, striations in lava flows, and moraine deposits (Díaz, 2003; Varekamp *et al.*, 2006; Báez *et al.*, 2020a). The age and intensity of this glaciation are still unclear (Báez *et al.*, 2020a).

The CCVC is marked by abundant effusive and explosive deposits (Melnick *et al.*, 2006), which extensively cover and partially fill the Cavihue Caldera. Related to Pleistocene evolution, two main pyroclastic units are identified in the region (Mazzoni and Licitra, 2000): the Las Mellizas Volcanic Sequence (LMVS, ~ 2.6 Ma; Linares *et al.*, 1999), which occupies the inner portion of the Cavihue Caldera, and the Riscos Bayos Ignimbrites (RBI, 2.0 - 1.1 Ma; Muñoz and Stern, 1988; Linares *et al.*, 1999), which are prominently located about 15 km southeast of the Cavihue Caldera but also cover ~ 100 km² on the top of the mesa to the east of the caldera (Fig. 1). The LMVS is marked by strongly welded andesitic to dacitic ignimbrites and rheoignimbrites containing abundant lithic fragments (Mazzoni and Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2016), interbedded with extensive lava flows (Varekamp *et al.*, 2006).

In contrast, the RBI forms irregular ENE-WSW-trending ridges (Fig. 1b) in the Riscos Bayos area and consists of a sequence of predominantly non-welded rhyolitic ignimbrites, with an abundant ash matrix composed of pumice and lithic fragments of volcanic origin (Mazzoni and Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Varekamp *et al.*, 2006). On the mesa to the east of the Cavihue caldera, the ignimbrite, up to ~100 m thick, is incipiently to moderately welded and forms ENE-WSW-trending ridges. Additional mapping of RBI is still necessary to determine the total extent of the deposits (Ort *et al.*, 2014). The available data indicate contrasting ages for RBI, caused either by analytical errors or contamination (Melnick *et al.*, 2006).

Both vent location and nature of the RBI are also poorly constrained. Some studies have associated this ignimbrite sequence with the collapse of the Las Mellizas Caldera (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006), a volcano originally located to the west of the Cavihue Caldera where the Copahue Volcano is now located. Others associate RBI with Cavihue Caldera collapse (Mazzoni and Licitra, 2000), while some authors have argued that RBI could not account for the collapse based on volume estimates (Varekamp *et al.*, 2006). These volume estimates, in contrast, are still debated (Ort *et al.*, 2014).

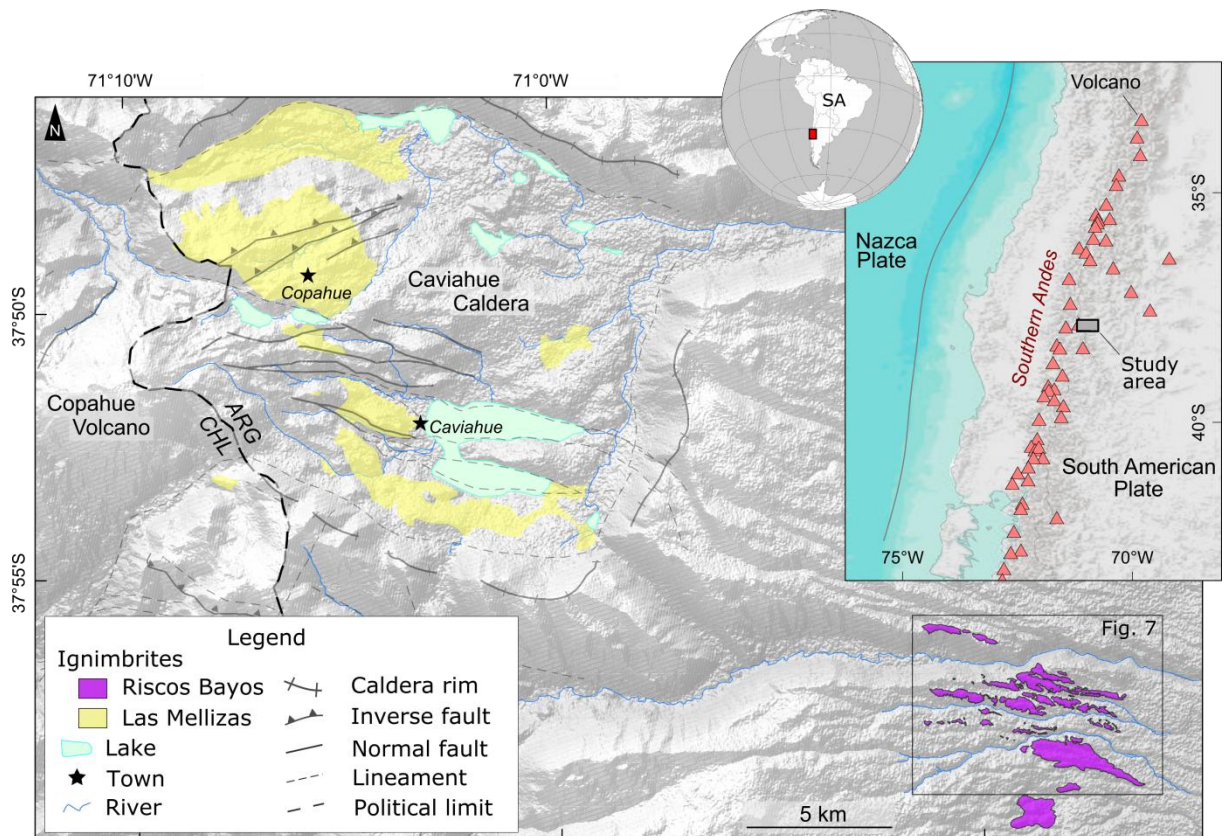


Fig. 1. Shaded relief map of the CCVC with the main ignimbrite deposits, geological features, and structures. ARG - Argentina; CHL - Chile. To the right: inset with the context of the studied area in the globe and in the Southern Andean Belt. SA - South America.

3. Methods

3.1. Fieldwork and paleomagnetic sampling

RBI outcrops were first identified using Google Earth and available geological maps from the literature (e.g., Melnick *et al.*, 2006). The best accessible RBI exposures occur 15 km SW of the southeastern rim of the Caviahue Caldera, along the Argentinian road number 26. A field evaluation regarding the main structures and primary constituents was performed in every outcrop, including compass measurements. For AMS studies, a total of 144 cores (25.4 mm in diameter) were obtained from 10 sampling sites using a portable gasoline-powered drill. The samples were oriented using a magnetic compass and whenever possible a sun compass for corrections.

3.2. Laboratory investigations

3.2.1. Microscopy

Thin sections were prepared and analyzed under an optical microscope with transmitted (for silicate fabrics) and reflected light (for Fe-Ti oxide fabrics). Using the

software ImageJ (Schindelin *et al.*, 2012), the orientation of the major axis of both silicate and oxide crystals of representative samples were extracted, allowing comparison and validation of the directions obtained using the AMS technique.

3.2.2. Rock magnetism

To identify the magnetic carriers and the nature of the magnetism in RBI, we characterized our samples using several experiments including temperature-dependent magnetic susceptibility curves (χ -T), isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis loops, and first-order reversal curves (FORC). All magnetic measurements were performed at the Paleomagnetism Laboratory of the University of São Paulo (USPMag).

One representative powdered sample from each site (total of 10 samples) was used to determine the Curie temperature (T_c) and phase transitions and of the magnetic minerals using temperature-dependent low-field magnetic susceptibility curves (χ -T diagrams). The samples were heated from room temperature up to ~ 600 °C using a Kappabridge KLY4 coupled with a CS3 furnace (AGICO). The results were corrected and analyzed using the software Cureval8 (AGICO), where the T_c values were obtained by the second derivative of the heating curve (Tauxe, 2018).

IRM curves and hysteresis loops were determined using small rock chips from each site. Analyses were performed at room temperature using a Princeton Measurements Corporation Micromag vibrating sample magnetometer (VSM) by applying fields up to 1 T. From these analyses, we derived basic parameters, including the saturation magnetization (M_s), saturation remanent magnetization (M_{rs}), coercivity (B_c), and coercivity of remanence (B_{cr}). In order to model the magnetic components present in our samples, UnMix analyses (Robertson and France, 1994; Kruiver *et al.*, 2001; Heslop *et al.*, 2002) were performed using the IRM acquisition curves. Quantification and UnMix fitting were accomplished using the MAX UnMix application (Maxbauer *et al.*, 2016), with a smoothing factor of 0.5.

Hysteresis parameters are not sufficient for discriminating the different magnetic components and structural states because they provide only a measurement of the sample bulk properties (Roberts *et al.*, 2018). Considering the complex magnetic mineralogy observed in our samples (Moncinhatto *et al.*, 2020), we obtained FORCs to better characterize our magnetic assemblage. FORC diagrams (Roberts *et al.*, 2000) were obtained at room temperature after 300 reversal curves with an average time of 200 ms. The data were processed using the

FORCinel software package (Harrison and Feinberg, 2008), applying a smoothing factor of 5 to all samples.

Further investigation of silicate and iron oxide composition was carried out using a scanning electron microscope (SEM) model Jeol JSM 6610-LV operated at a beam voltage of 15kV, and energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDS), at the Laboratory of Isotope Geology of the Federal University of Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS).

3.2.3. AMS analysis

In this work, we apply the AMS to interpret the petrofabrics of the studied ignimbrites and determine the flow direction of the PDC. The AMS signal consists of a superposition of diamagnetic, paramagnetic and ferromagnetic minerals, depending on their intrinsic anisotropy and spatial distribution within a rock sample (Tarling and Hrouda, 1993). This technique is based on the measurement of the magnetic susceptibility in different directions to resolve the magnetic susceptibility tensor (K), which ultimately represents the shape and orientation of the particles in the sample (represented by the principal axes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$), allowing several interpretations related to flow direction and regime in volcanic rocks (Graham, 1954; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014).

In the laboratory, samples were cut into standard specimens (25.4 mm in diameter, 22 mm in thickness), totaling 144 specimens. AMS analyses were performed on standard specimens from all sites, using an automatic Kappabridge MFK1-A apparatus (AGICO), operated in a low alternating field of 300 A/m and a frequency of 976 Hz. Results were processed and interpreted using Anisoft5 (AGICO), and later plotted in a geographic information system (GIS) environment to aid the spatial interpretation. All the stereonetts presented are in the bedding coordinate system (bedding being rotated to the horizontal).

All AMS analyses were performed at the USPMag. To reach a more robust directional analysis, we also reprocessed 13 paleomagnetic sites from Ort *et al.* (2014), who performed an AMS and paleomagnetic analysis in the CCVC with a greater focus on AMS fabrics and their behavior with respect to PDC deposition. In order to better constrain confidence intervals and the principal AMS axes, bootstrap resampling was applied to our samples (Constable and Tauxe, 1990; Tauxe *et al.*, 1991).

4. Results

4.1. *Field and petrographic aspects*

In the study area the RBI crops out as ENE-WSW-trending ridges marked by distinct tan, white and grey colors (Fig. 2A). The northern section is dominated by tan and grey irregular ridges stretching for up to ~ 3 km, while the southern section is composed of a white ~ 4-km-long continuous ridge. Flow units are tabular, with thickness ranging from a few to 15 m (Fig. 2B). RBI samples are mainly poorly sorted lapilli-tuffs with 20 to 35% of ash, 65 to 75% of lapilli, and less than 2% of block fragments. The lapilli and block fragments are mainly composed pumice (80 - 95%) fragments, with variable contents of lithic clasts (5 - 20%), mainly of andesite and basalt (Fig. 2C, D). Pumice, lithic and crystal are supported by a fine matrix mainly composed of pumice and crystal fragments.

In some sites, the matrix and the clasts present a slight imbrication to the southeast (Fig. 2C). Despite that, massive and graded bedding dominates as the main structures observed in RBI. A normal grading for lithic clasts and an inverse grading for pumice clasts are common, as well as pumice concentration zones. The upper section presents high primary and secondary porosities and is marked by higher pumice contents (Fig. 2D). Pumice fragments can reach up to 20 cm in diameter. In the basal section, thin horizons with a concentration of lithic clasts are common (Fig. 2E), where lithic fragments can reach up to 30 cm in diameter. In several locations, a high variation in grain size and distribution occurs, including the sparse presence of blocks and bombs (Fig. 2F).

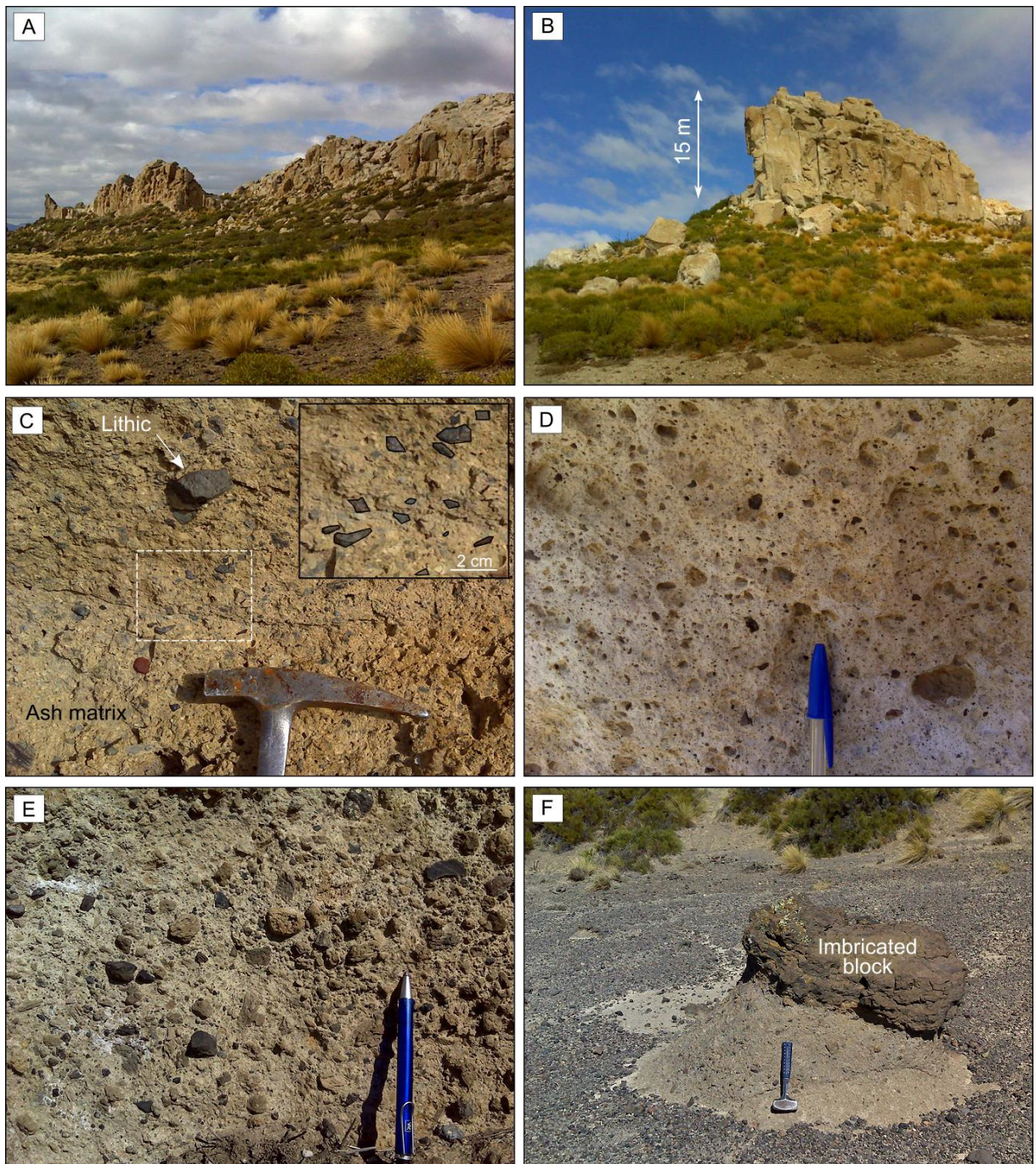


Fig. 2. Field and petrographic aspects of RBI. A) ENE-WSW-trending ridges of RBI outcrops; B) outcrop of tan-colored ignimbrite sequence; C) poorly-sorted lapilli-tuff with incipient imbrication (inset); D) upper section pumiceous lapilli-tuff; E) lithic-rich basal section; F) block-sized imbricated fragment.

Under the microscope, RBI samples are marked by pumice, lithic, and crystal fragments surrounded by fine ash matrix. The ash matrix is predominantly composed of partially oxidized shards, as well as crystal fragments (Fig. 3A, B). Crystal, lithic and pumice fragments are typically lapilli, with diameters ranging from 3 to 30 mm (Fig. 3A-D). Petrographic compositional estimations of RBI main body (Fig. 3C) reveal a predominance of pumice fragments (66 - 90%), followed by crystal (4 - 9%)

and lithic fragments (1 - 3%). Pumices dominate the lapilli and ash size intervals, while crystals tend to concentrate within the ash fraction (Fig. 3C). The amount of matrix ranges from 15 to 40%.

Quartz and feldspar dominate as the main crystal fragments, which are marked by sharp and irregular shapes (Fig. 3A, B, D, E). Volcanic rocks (basaltic to basaltic-andesite in composition) predominate as the main lithic clasts, typically unaltered, with irregular to slightly rounded shapes (Fig. 3B, D). Pumice fragments are marked by irregular shapes and high porosity values, without signs of welding or viscous/ductile deformation (Fig. 3A - porosity in blue, D, E).

Reflected light microscopy reveals the presence of a small, sparse, distribution of Fe-Ti oxides in RBI samples (Fig. 3F-G). These crystals commonly occur as primary crystals, adjacent to the silicate fabric (Fig. 3F), or as crystal fragments disseminated in the ash matrix (Fig. 3G). Fe-Ti oxides in the RBI commonly present diameters $<200\ \mu\text{m}$ and are marked by small differences between their major and minor axis, defining a shape anisotropy. Using the software ImageJ (Schindelin *et al.*, 2012), we measured the orientation of the major axis of both silicate and Fe-Ti oxide particles. The results indicate that major axes of both silicates and oxides present similar, almost parallel orientation (rose diagrams in Fig. 3).

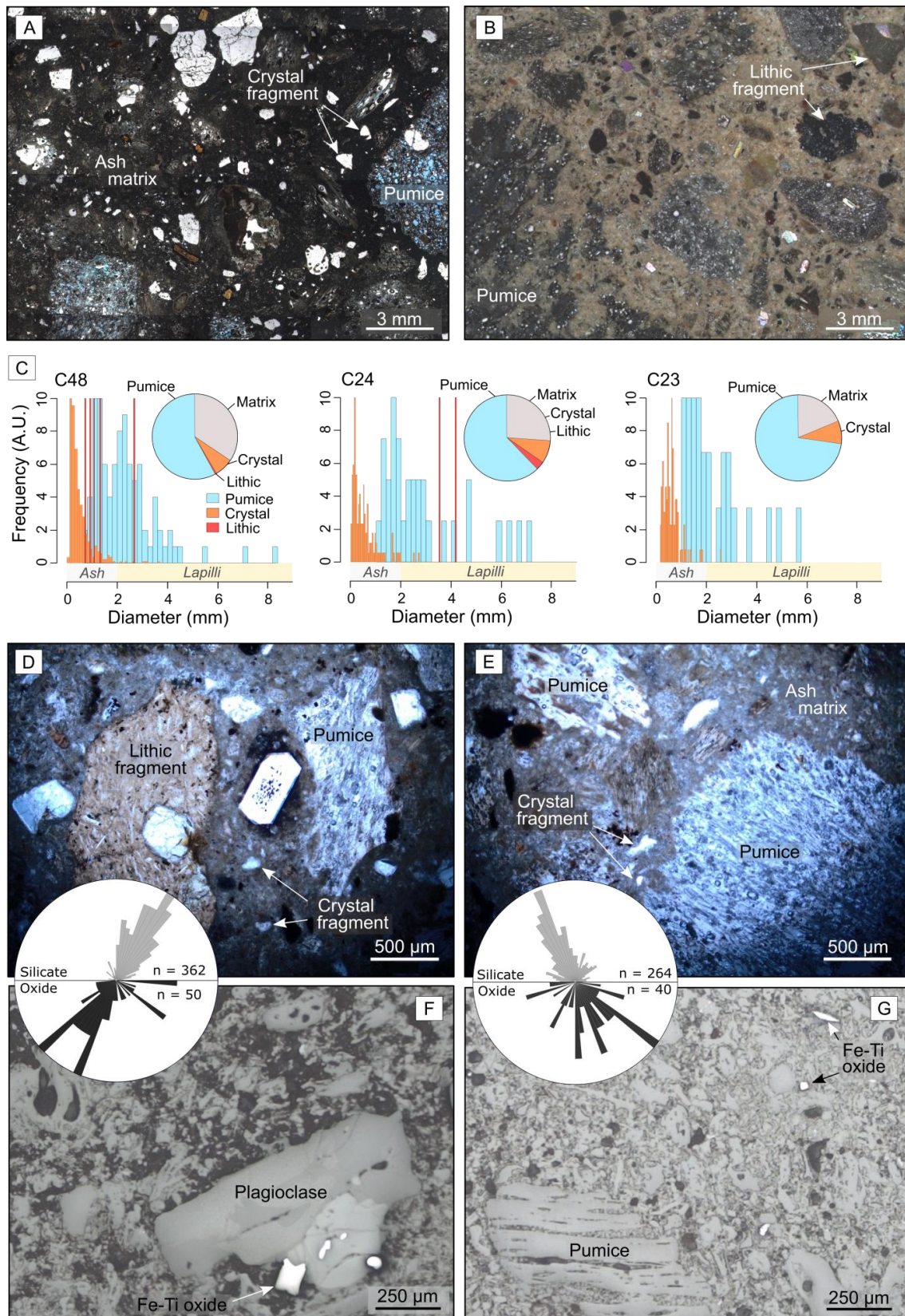


Fig. 3. Petrographic aspects of RBI. A) lapilli-tuff rich in crystals (transmitted light); B) lapilli-tuff rich in pumice and lithic fragments (transmitted light); C) compositional estimates and size distribution of pumice, crystal, lithic and matrix of RBI main body. D) lapilli-tuff showing volcanic lithic, pumice, and crystal fragments (transmitted light); E) lapilli-tuff rich in non-welded pumice fragment and ash matrix (transmitted light); F) detail of plagioclase crystal and several Fe-Ti oxides (reflected light); G) detail of ash matrix, pumice fragment, and Fe-Ti oxide crystals (reflected light). Rose diagrams indicating both oxide and silicates (plagioclase crystals and pumice fragments) major axis orientation.

4.2. Rock magnetism

Measurements of χ -T curves were carried out in one sample from each site (Table 1) to assist the determination of the magnetic phases, their structure, and alteration history (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Hrouda, 2003). RBI samples present a variety of thermomagnetic curves (Fig. 4A-C), with two main sets of transition temperatures (T). All samples are marked by a high transition temperature (T_1), ranging from 472 to 580 °C (Fig. 4A, B, C). In addition to the T_1 , some samples present a secondary low transition temperature (T_2), ranging from 279 to 410 °C (Fig. 4B, C). When compared, heating and cooling cycles display minor differences (Fig. 4A, B, C), with small values of the A_{40} and A_{MAX} indices (Hrouda, 2003), suggesting that the susceptibility is mostly reversible and new magnetic phases were not created during the experiment.

Hysteresis loops commonly display a narrow hysteresis, with coercivities <24 mT (Table 1) and low slopes, suggesting small contents of paramagnetic minerals (Fig. 4D). IRM acquisition curves show that all samples reach saturation with fields ranging from 200 to 400 mT (Fig. 4E; Table 1), which indicates the dominance of low-coercivity magnetic minerals, such as magnetite, maghemite, and greigite, which usually present M_s <300 mT (Dunlop and Özdemir, 1997). However, several samples (Fig. 4E) are not completely saturated at 300 mT, which indicates a small concentration of high-coercivity minerals such as hematite and goethite. Hysteresis data, including the ratio of saturation remanence to saturation magnetization (M_{rs}/M_s) and the coercivity of remanence to coercive force (H_{cr}/H_c), can be used in the Day plot, a diagram that can help discriminate between single domain (SD), pseudo-single domain (PSD) and multidomain (MD) particles (Day *et al.*, 1977). This differentiation is important because it can have effects on the behavior of the magnetic particles (e.g., Moncinhatto *et al.*, 2020). The RBI samples (Table 1) lie within the pseudo- PSD and MD of the Day plot (Fig. 4F, Day *et al.*, 1977).

UnMix processing reveals three distinct components contributing to the magnetization observed in RBI samples (Fig. 4G, H, I). Overall, samples are characterized by either a single component or two components (Table 1). Component 1 (B_1) is observed in all samples and provides the strongest contribution to net magnetization (81,2 to 100%), with average field ranges from 37.3 to 73.41 mT (Fig. 4G, H, I; Table 1). A second component (B_2) is also observed in some samples, with fields ranging from 149.8 to 352.4 mT and contributions of less than 18.7% to

the net magnetization (Fig. 4H; Table 1). A third component (B_3) was detected in only one sample (Fig. 4I; Table 1 - sample C29). B_3 displays the lowest coercivity among our samples (9.3 mT), with a contribution to the net magnetization of 15.9% on sample C29.

FORC diagrams typically display two components (Fig. 4J, K, L), where the first is marked by a spread along the field distribution (B_u) axis and low coercivity (B_c) values and the second is marked by B_u values centered around zero and a spread along the B_c axis. The first behavior of FORC distribution is compatible with MD behavior, while the second indicates the presence of samples with vortex domain structure (Roberts *et al.*, 2000, 2017, 2018). Please check supplementary items 1, 2, and 3 for a full report on the magnetic experiments.

Table 1

Summary of magnetic mineralogy in RBI samples.

Unit	Site	Hysteresis and IRM results						χ -T curves	UnMix processing	FORC behavior
		M_s (mAm ² /Kg)	M_{rs} (mAm ² /Kg)	H_c (mT)	H_{cr} (mT)	H_{cr}/H_c	M_{rs}/M_s	Transitions (°C)	Components (mT)	
RB1	COP23	566.9	158.0	23.8	60.0	2.52	0.28	603	62.2 (B ₁), 352.4 (B ₂)	SV
RB2	COP24	322.2	45.1	10.9	40.4	3.71	0.14	472	42.7 (B ₁), 149.8 (B ₂)	MD
RB3	COP25	824.5	126.8	20.0	54.3	2.72	0.15	580, 410	70.1 (B ₁)	MD + SV
RB1	COP26	240.5	38.6	11.8	37.0	3.13	0.16	499, 279	37.3 (B ₁), 207.2 (B ₂)	MD + SV
RB2	COP27	1034.1	144.3	15.4	35.8	2.33	0.14	567	46.1 (B ₁)	MD
RB2	COP29	423.9	32.66	6.2	30.5	4.87	0.08	535	50.2 (B ₁), 9.63 (B ₃)	MD
RB2	COP30	420.9	86.73	17.6	37.3	2.12	0.21	537	50.5 (B ₁)	MD
RB2	COP31	411.45	43.58	8.4	36.9	4.38	0.11	573, 299	45.3 (B ₁)	MD
RB3	COP48	395.4	84.2	22.8	58.3	2.55	0.21	647, 579	73.4 (B ₁)	-
RB3	COP49	862.4	70.4	9.9	40.3	4.07	0.08	646, 577, 484	55.6 (B ₁)	-

Symbols: FORC states: MD = multi-domain; SV = single-vortex (Roberts *et al.*, 2000, 2017, 2018).

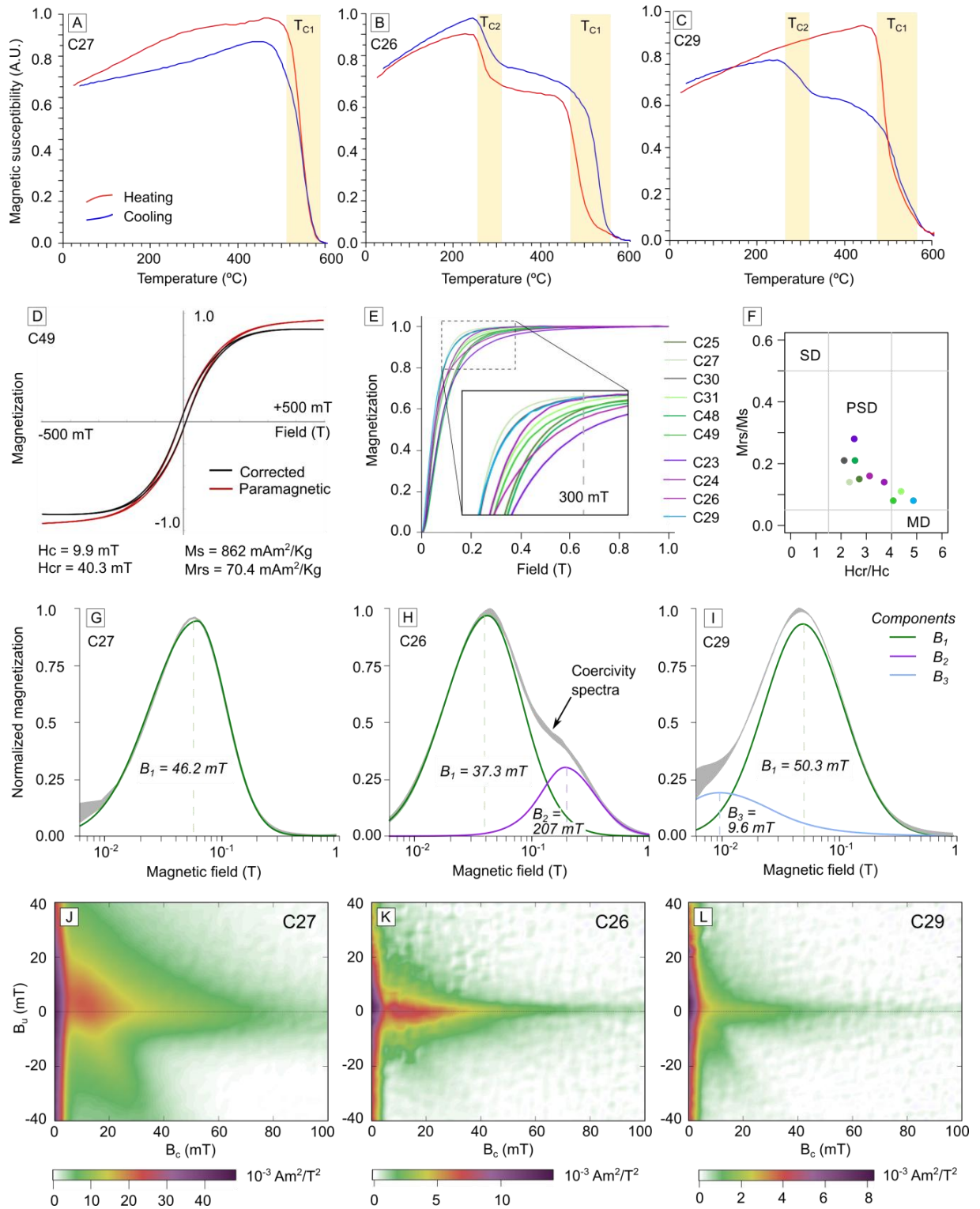


Fig. 4. Summary of magnetic experiments: A-C) χ -T curves; D) representative hysteresis loop; E) IRM curves from all sites; F) Day plot (Day *et al.*, 1977), site colors are the same as E; G- I) representative coercivity spectra and UnMix fitting; J-L) representative FORC diagrams. A.U. = Arbitrary Units.

Table 2

AMS results for the studied sites.

Site	UTM coordinates		Scalar results					Directional results						
	mE	mN	Km (10 ⁻³ SI)	L	F	P'	T	K ₁ (error)	D	K ₁ I (error)	K ₂ D (error)	K ₂ I (error)	K ₃ D (error)	K ₃ I (error)
C23	341846	5797060	7.00	1.003	1.010	1.014	0.462	065 (25)		02 (08)	334 (25)	11 (07)	164 (09)	78 (07)
C24	341846	5797060	3.52	1.005	1.004	1.010	-0.127	337 (27)		63 (23)	186 (14)	23 (25)	091 (41)	11 (22)
C25	343248	5797194	3.25	1.010	1.019	1.031	0.328	299 (20)		19 (08)	208 (21)	02 (11)	112 (13)	70 (08)
C26	342200	5797020	2.46	1.004	1.005	1.010	0.085	310 (57)		44 (21)	216 (57)	03 (31)	123 (33)	45 (21)
C27	342191	5796983	6.50	1.005	1.006	1.012	0.125	297 (42)		28 (23)	201 (43)	11 (24)	092 (44)	59 (25)
C29	339110	5797170	4.16	1.009	1.011	1.020	0.118	312 (09)		27 (06)	221 (12)	03 (07)	124 (13)	62 (06)
C30	339107	5797178	3.41	1.003	1.004	1.007	0.188	310 (14)		17 (06)	042 (17)	07 (13)	154 (16)	71 (05)
C31	339174	5797067	2.97	1.010	1.008	1.018	-0.047	277 (33)		21 (12)	009 (32)	03 (17)	106 (33)	69 (10)
C48	344246	5794139	3.86	1.012	1.020	1.033	0.254	279 (12)		21 (21)	010 (25)	02 (10)	106 (13)	68 (11)
C49	342706	5795376	3.56	1.011	1.022	1.035	0.320	318 (17)		22 (10)	050 (21)	05 (10)	152 (16)	67 (10)

Key: number of samples (n), average magnetic susceptibility (km), lineation (L), foliation (F), degree of anisotropy (P'), shape parameter (T; Jelinek, 1981).

4.3. SEM observations

SEM observations and compositional maps obtained using EDS mapping reveal titanomagnetite crystals with variable amounts of Ti as the main oxides present in RBI samples (Fig. 5). These crystals occur especially as free crystals scattered in the ash matrix (Fig. 5A, B, C), as well as inclusions in pumice fragments (Fig. 5B) and silicate crystals (Fig. 5C, D). Minute ferromagnetic crystals are also present in the crystallographic structure of silicate minerals (Fig. 5D). Lithic fragments containing embedded titanomagnetite crystals are also observed (Fig. 5E, F), suggesting some contribution of non-primary magnetic phases to the observed magnetization and possible nature of the AMS signal.

The observed titanomagnetite grains display a wide variation in grain size, distribution, and shape, with a predominance of irregular crystals with diameters ranging from ~10 to 200 μm (Fig. 5). EDS spectra and compositional mapping reveal a predominance of low-Ti titanomagnetite (Ti contents ranging from 9 to 18%), although a second population of high-Ti titanomagnetite (Ti contents up to 50%) is also observed in a few samples (Fig. 5C, sample C23).

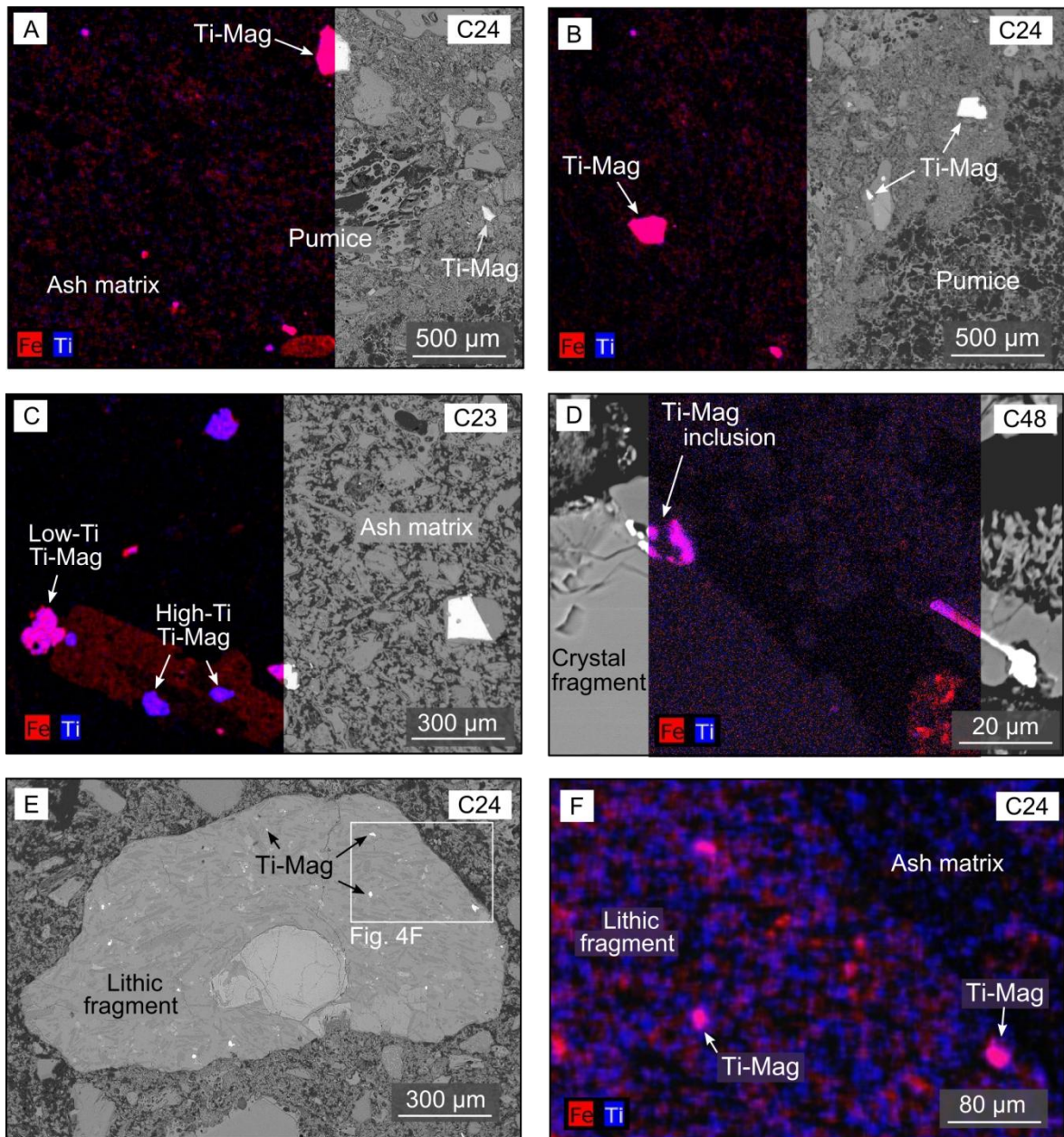


Fig. 5. SEM observations of RBI, compositional maps (dark color), and backscattered images (greyscale images). A) titanomagnetite crystals (~200 μm) scattered in the ash matrix; B) titanomagnetite crystals (~100 μm) embedded in pumice fragment; C) titanomagnetite crystals with two distinct Ti contents and sizes (~50 to 150 μm) as inclusion in the silicate fabrics (left) and free crystals (right); D) minute titanomagnetite crystals (~10 μm) as inclusions in the crystallographic structure of silicate minerals; E) lithic fragment of andesitic compositions with several embedded Fe-Ti oxides; F) zoom in Fig. 5E, revealing dispersed titanomagnetite crystals in the lithic fragment.

4.4. AMS and structural data

A total of 144 specimens were analyzed, in addition to the 145 specimens previously analyzed by Ort *et al* (2014), representing a total of 23 AMS sites (total of 289 specimens). A summary of both scalar and directional data is presented in Table 2. RBl samples present a low mean magnetic susceptibility (K_m), with most values clustering below 10×10^{-3} SI (Fig. 6A). Notably, some sites from Ort *et al.* (2014) present high K_m values (Fig. 6A, sites O22, 25, and 26), which is associated with the increased welding degree of these sites on the mesa east of Caviahue caldera.

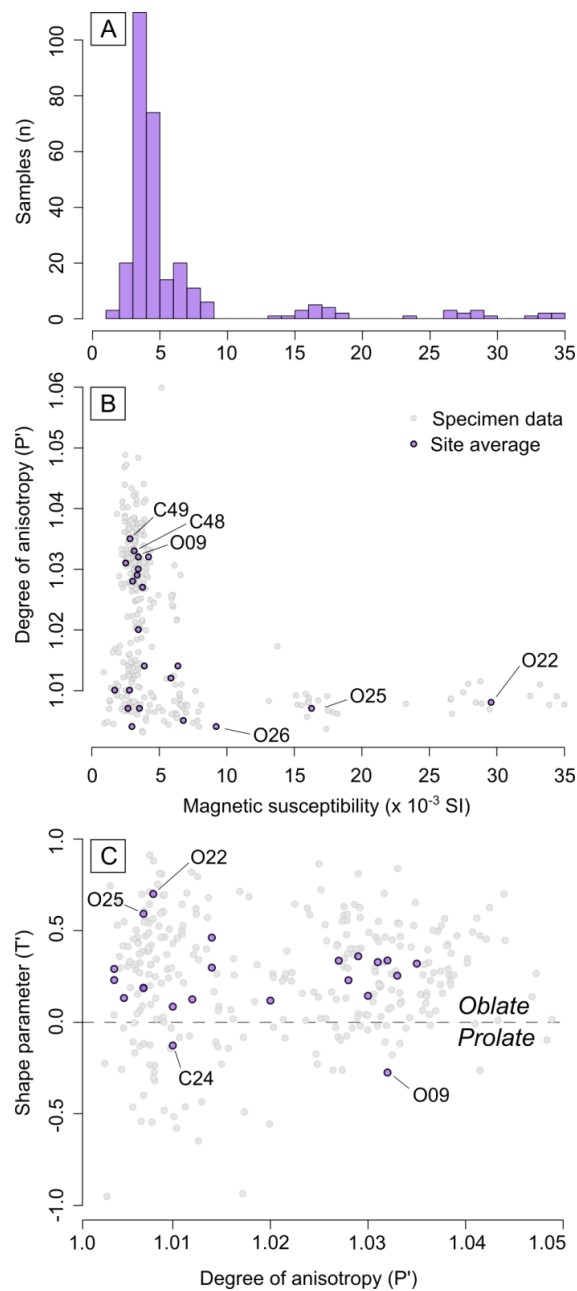


Fig. 6. Summary of AMS scalar results: A) distribution of the bulk magnetic susceptibility; B) degree of anisotropy and the bulk magnetic susceptibility; C) shape parameter and degree of anisotropy.

Samples present a low degree of anisotropy (P'), with typical values ranging from 1.003 to 1.05 (Fig. 6B). The higher P' values are observed in samples C48, C49, and O09, notable sites with low K_m values and variable T parameters (Fig. 6B, Table 2). The shape parameter (T) of magnetic tensors indicates a predominance of oblate ellipsoids, although some samples may fall within the prolate and triaxial fields (Fig. 6C). Only two sites present prolate tensors (Fig. 6C, C24, and O09).

In order to assist the structural analysis, the AMS directional data were plotted in a detailed map along with representative geological structures (Fig. 7). The magnetic axes within each AMS site are typically well grouped (with the exception of sites C24 and C27 in Fig. 7), allowing AMS-based interpretations (Table 2). In most sites, the K_3 presents a general east to southeast plunge, and the magnetic lineation (K_1) is parallel to this direction, with a few exceptions (e.g., site C23, C24, C26, C27, and O09 in Fig. 7). In several sites, both K_1 (magnetic lineation) and K_2 tend to clusters (e.g., C26 and O26), suggesting the presence of oblate ellipsoids, with a well-defined K_3 (pole of the magnetic foliation).

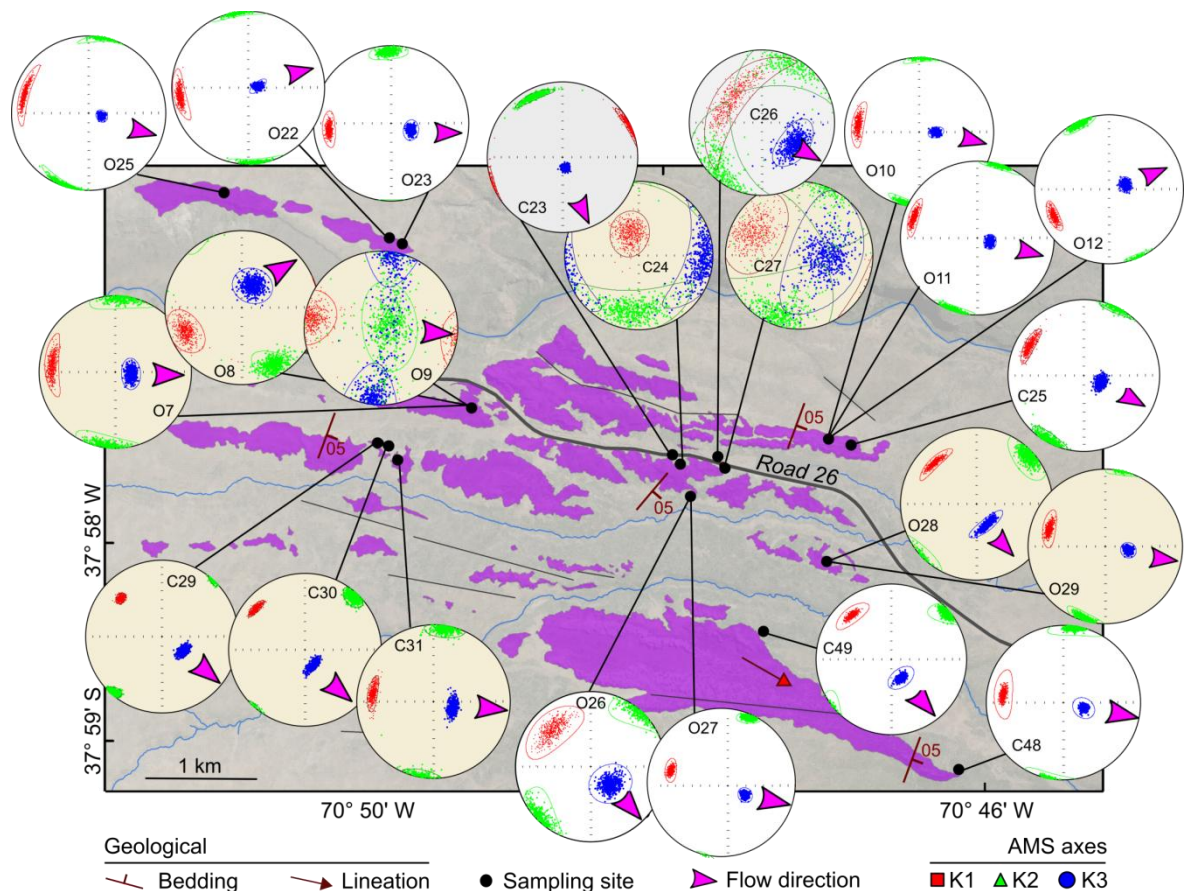


Fig. 7. Geological map of RBI, obtained bootstrapped AMS results, and inferred flow directions.

5. Discussion

To identify the source area and volcanological processes associated with the RBI, we integrate fieldwork, AMS, and detailed magnetic mineralogy investigations. In the following sections, we discuss the origin of the magnetic anisotropy, the emplacement dynamics and source area of RBI, and its implications for the CCVC evolution. Finally, we compare our results with available AMS data from pyroclastic sequences, addressing some of the questions related to PDC dynamics and emplacement.

5.1. Origin of the magnetic petrofabrics

Recent studies have shown that AMS fabric of pyroclastic materials is strongly dependent on microscopic factors, such as composition, mineral magnetic interactions, and domain structure of the Fe-Ti oxides (e.g., Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014; Moncinhatto *et al.*, 2020). The AMS in pyroclastic deposits results from four main sources (Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014): (1) ferromagnetic phases (mainly Fe-Ti oxides) present as free crystals, (2) ferromagnetic crystals embedded in the ash matrix, pumice, clasts or shards, (3) paramagnetic minerals and (4) ferromagnetic phases as inclusions on the crystallographic structure of ferrosilicate crystals. Our samples present K_m values in the range of 10^{-3} SI, and according to Tarling and Hrouda (1993) K_m values $>10^{-2}$ SI imply an AMS dominated by the ferromagnetic phases, while $K_m < 10^{-4}$ SI suggest an AMS dominated by paramagnetic minerals. The theoretical contribution of paramagnetic minerals to K_m (K_{PARA}) can be estimated using the geochemical composition of RBI and the equations of Syono (1960) and Rochette *et al.* (1992):

$$K_{PARA} = -14.6 + d (25.2 \text{ Fe}^{+2} + 33.4 \text{ Fe}^{+3} + 33.8 \text{ Mn}^{+2}) \text{ in } 10^{-6} \text{ SI}$$

where d is the density of rock (assumed 2.3 g/cm^3) and Fe^{+2} , Fe^{+3} , and Mn^{+2} are atomic weight percent. For the estimate, we used 16 whole-rock geochemical analyses available in the literature (Mazzoni and Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006). On average, K_{PARA} ranges from 2×10^{-10} to 1.4×10^{-9} SI, revealing an insignificant paramagnetic contribution to K_m and suggesting a main ferromagnetic origin for the AMS in our samples.

Petrographic analyses indicate the existence of shape anisotropy in the Fe-Ti oxides. These crystals occur mainly as sparse, inequant crystals in the ash matrix

(Fig. 3). Directional analysis reveals that both silicate and Fe-Ti oxides present similar orientation (Fig. 3, rose diagrams), indicating an effective orientation of both magnetic and silicate fabrics (Archanjo and Launeau, 2004; Bascou *et al.*, 2005). Considering the sparse occurrence of Fe-Ti oxides and absence of clusters, the effects of distribution anisotropy (i.e., the anisotropy resulting from clusters of magnetic particles; Hargraves *et al.*, 1991) seems to be negligible in our samples. In this context, the resulting magnetic fabrics in RBI are dominated by the shape anisotropy of the ferromagnetic phases (Cañón-Tapia, 2001).

Thermomagnetic curves indicate the presence of three magnetic phases: low-Ti titanomagnetite (T_1 , Lattard *et al.*, 2006), high-Ti titanomagnetite, and possibly maghemite (T_2 , e.g., Dedzo *et al.*, 2011; Lattard *et al.*, 2006). While T_1 is observed in all samples, T_2 is observed in only half of our dataset. These observations are confirmed by both hysteresis and IRM curves, which point to the predominance of soft magnetic phases with low H_c values grouped in three distinct coercivity components: B_1 ($H_c = 37,3$ to $73,41$ mT), compatible with magnetite, B_2 ($H_c = 149,8$ to $352,4$ mT), compatible with hematite and B_3 ($H_c = 9.3$ mT) compatible with magnetite with larger grain-size when compared to B_1 or maghemite (Roberts *et al.*, 1995; Dunlop and Özdemir, 2015).

In all cases, titanomagnetite grains were the dominant phase detected in SEM observations, suggesting a minor contribution of secondary magnetic phases (i.e., maghemite). As a consequence, the variable presence and proportion of coercivity components may be associated with lithological heterogeneities observed in the RBI, as the Fe-Ti oxides embedded in lithic fragments revealed by SEM observations (Fig. 5E, F). Based on the uniform magnetic mineralogy of the studied samples, changes in the AMS fabrics of RBI are linked to flow dynamics.

5.2. Flow dynamics and emission area

The predominance of imbricated oblate fabrics in our samples suggests a sedimentary-related fabric as the main fabric recorded in the RBI, resulting from the deposition and alignment of inequant ferromagnetic particles in the PDC (Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014). Similar to granular flow in sedimentary systems, the K_1 in sedimentary fabrics of PDCs is imbricated and parallel to the flow direction (e.g., Ort, 1993; Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014; Alva-Valdivia *et al.*, 2017). In contrast, the development of shear and post-emplacement fabrics (e.g., slumping, compaction) seems absent in our samples, because the sampled

RBI units are predominantly non-welded (Mazzoni and Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006) and present emplacement temperature below the minimum welding temperature (Haag *et al.*, 2020).

At a site scale, AMS ellipsoids are generally well defined (Fig. 7, Table 2), with well-grouped axes and consistent ESE K_3 imbrication, suggesting nearly stable deposition dynamics (Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014). In contrast, a few sites present large confidence ellipses and dispersion (*e.g.*, sites C24, 26, 27, and O09 in Fig. 7), which may be linked to either poorly defined AMS tensors (low P') or unsteady depositional dynamics (Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014).

When considering a more regional scale (up to a few hundred meters), AMS sites reveal slight variations in the PDC direction. This is highlighted by several groups of proximal sites (*e.g.*, group C30, 31 and group O7, 8, 9) that, despite having sites located just a few meters from each other, present significant directional deviations (up to 33° in K_1 direction in group O7, 8, 9) in the resulting AMS tensor (Fig. 7). Despite these deviations, a general trend in K_1 and K_3 is observed across all RBI samples and flow units (Fig. 8).

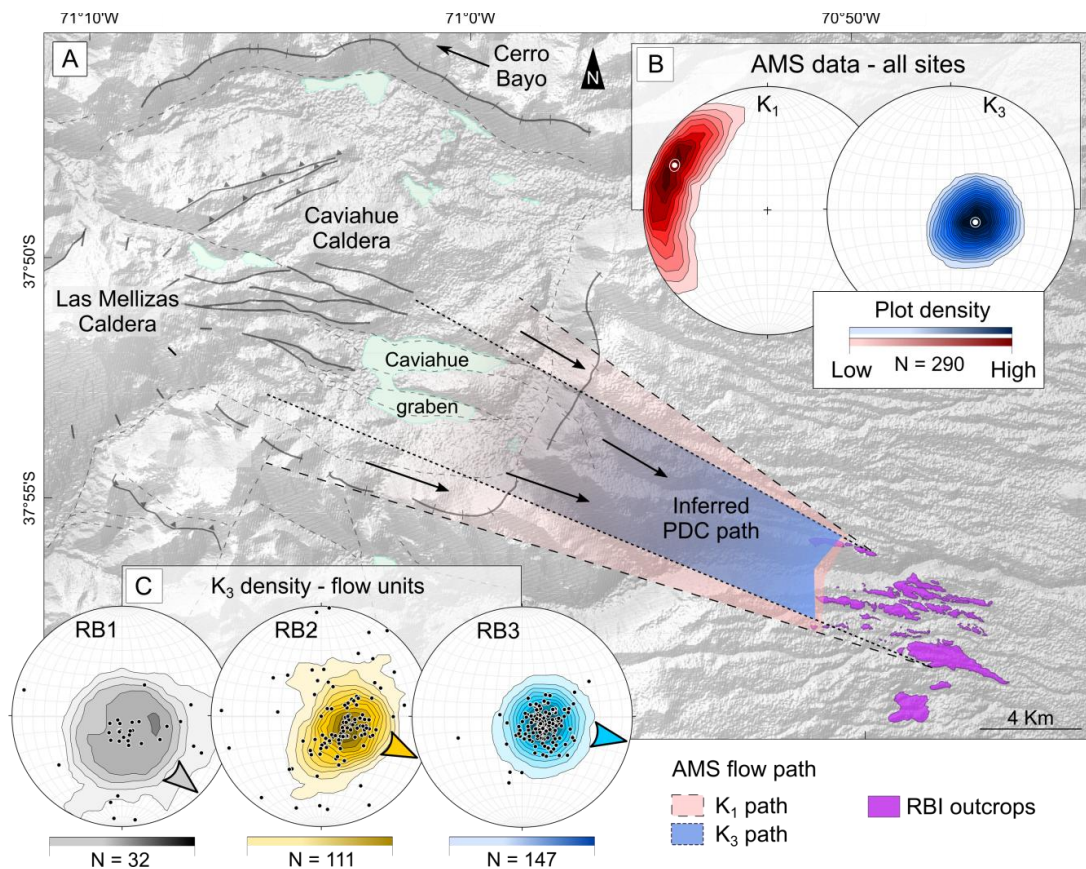


Fig. 8. Reconstruction of the PDC paths and potential source areas. A) Map of the CCVC with possible PDC paths based on both K_3 (blue) and K_1 (red) AMS measurements; source areas for RBI (in purple) include the Caviahue Caldera, Las Mellizas Caldera (yellow), and Cerro Bayo dome (dark red); B) stereonet with density plots for all K_1 and K_3 measurements; C) stereonet with density plots of K_3 measurements for each RBI flow unit.

Directional statistics of the main AMS axes (Fig. 8, upper right stereograms) reveal a mean K_1 trend of 292° ($\alpha_{95} = 5.4^\circ$), while K_3 presents an average trend of 116° ($\alpha_{95} = 3.0^\circ$). AMS directional results can be used to constrain possible PDC paths, considering the α_{95} as limits for the path (Fig. 8, α_{95} of K_1 in red and α_{95} of K_3 in blue). This approach indicates an emission center located in the southern segment of the Caviahue Caldera (Fig. 8). In this segment, the most prominent emission center is the Las Mellizas Caldera (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006).

5.3. *Volcanological and tectonic implications for CCVC evolution*

In the past decades, several source areas were proposed for RBI ignimbrites in the literature, including: (1) the Caviahue Caldera (15 x 20 km depression in Fig. 8; Mazzoni and Licitra, 2000), (2) the Las Mellizas Caldera (shaded yellow circle in Fig. 8; Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006), and (3) small dome bodies located around the Caviahue Caldera (red circle in Fig. 8; Varekamp *et al.*, 2006). Many of these models were based mainly on field, geomorphological and geochemical data. Despite significant advances in the understanding of the CCVC evolution, these studies fail to locate the emission center of the RBI. Figure 9A depicts a synthesis of the proposed emissions center and Figure 9B a chart with the main geological events and volcanic deposits in the CCVC in the last 6 Ma.

One possible emission center for the RBI is the collapse of the Caviahue Caldera (Mazzoni and Licitra, 2000; Ort *et al.*, 2014). In the sampling area the RBI radiates from the Caviahue Caldera (Fig. 9, red arrow number 1) and, as proposed by Ort *et al.* (2014), RBI volume could account for at least some of the collapse of the 15 x 20 Caviahue Caldera. However, the contrasting ages of the RBI and the onset of the Caviahue depression suggest that these events are most likely unrelated (Fig. 9B; Linares *et al.*, 1999). Furthermore, a recent study by Hernando *et al.* (2020) in sediments of the Caviahue Graben suggests that Caviahue Caldera was already present prior to the emplacement of the ~ 2.6 Ma LMVS.

Additional, small emissions centers have also been mentioned, including subvolcanic bodies such as Cerro Bayo, located to the north of the Caviahue Caldera (Fig. 9A, orange dome). However, contrasting geochemistry (Varekamp *et al.*, 2006) and our AMS data (Fig. 9A, orange arrow number 2) do not support Cerro Bayo as a potential emission center.

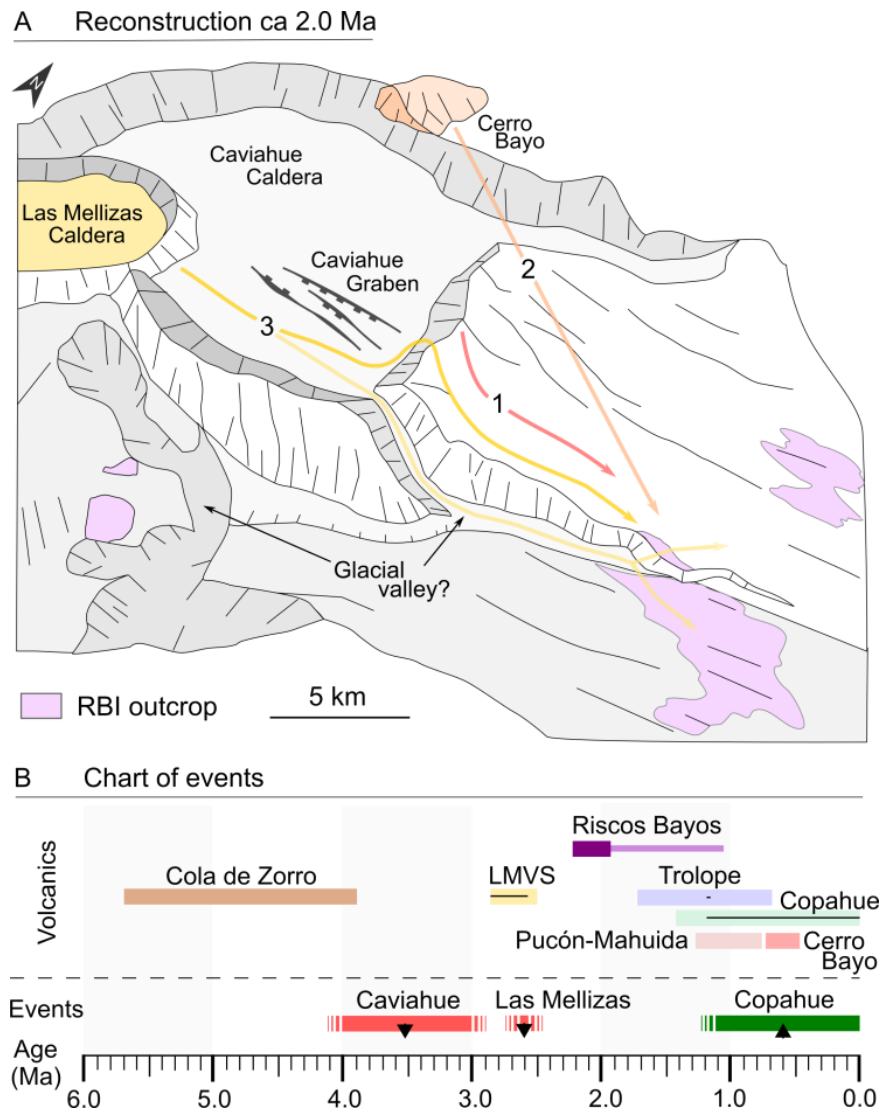


Fig. 9. Proposed source areas for RBI and main events: A) Reconstruction at ~ 2.0 Ma with possible PDC paths indicated by arrows: (1) Caviahue Caldera, (2) Cerro Bayo dome, and (3) Las Mellizas Caldera; B) chart of events based on the available absolute ages (Muñoz & Stern, 1988; Linares *et al.*, 1999) and magnetic stratigraphy (Moncinhatto *et al.*, 2019).

Alternatively, another proposed emission center is the Las Mellizas Caldera, originally located to the west of the Caviahue Caldera (Fig. 9A, yellow depression; Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006). Despite contrasting compositions, samples from LMVS and the RBI present smooth trends in most MgO versus major elements plots, as well as compatible REE patterns (Varekamp *et al.*, 2006). In this configuration, Las Mellizas comprises a nested caldera (Pesce, 1989). This setting implies that PDCs originating from Las Mellizas would have to either (i) surpass the ~ 500 -m-high east wall of the Caviahue Caldera or (ii) follow a canyon to be deposited in the RBI current location (Fig. 9A, upper yellow arrow number 3).

PDCs commonly follow the general topography and especially paleovalleys (e.g., LaBerge *et al.*, 2006; Lesti *et al.*, 2011; Platzman *et al.*, 2020). In this context,

the canyon located in the southeastern Caviahue Caldera rim could offer a path to PDCs originated from the Las Mellizas Volcano collapse (Fig. 9A, lower yellow arrow number 3). However, our AMS data obtained at the end of this glacial valley do not support the lateral spreading of the PDC, and instead, show a rather coherent transport direction to the east-southeast (Fig. 7).

In contrast, field data and numerical simulations have shown that PDCs are capable of overrunning topographic obstacles, even in distal regions (Legros and Kelfoun, 2000; Todesco *et al.*, 2006). The study of Todesco *et al.* (2006) indicates overrun of ~ 160 m height obstacles and suggests that topographic barriers may induce even more collapse of the eruptive column, enhancing PDC propagation. This study also indicates retention of lithic clasts at the topographic barrier followed by the deposition of more pumice-rich ignimbrites downcurrent. Legros and Kelfoun (2000) indicate the scaling of topographic barriers as high as 1500 m for Taupo pyroclastic flows. In the field, the RBI is marked by the abundance of ash and pumice fragments (which can add up to > 95%), with restricted lithic-rich horizons and a massive structure, consistent with internal organization obtained in the simulations of Todesco *et al.* (2006). The current height of the east Caviahue Caldera wall is ~ 500 m. This height likely does not represent the original barrier climbed by the PDCs, as the intense glaciations and magmatism in the study region probably increased this collapse since the eruption of the RBI.

In summary, directional AMS and field data support the southern region of the Caviahue Caldera as the emission center for RBI, likely the Las Mellizas Caldera. This tectonic setting of multiple, nested emission centers and calderas is common in the Andes (*e.g.*, Ort *et al.*, 1993; Chiodi *et al.*, 2019). Despite that, we cannot rule out the possibility of alternative emission areas located both inside and outside the Caviahue Caldera. These virtual emission centers include the Caviahue Graben (Fig. 9A) and volcanic domes originally present where the southern canyon is now located. However, geological data do not indicate the presence of conduits, dikes, necks, or subvolcanic bodies in these regions that could have acted as emission centers for the RBI. The AMS data show clearly that the PDCs exited the Caviahue Caldera at the southeast corner and traveled downvalley from there.

5.4. Implications for PDC dynamics

In the past decades the AMS has been extensively applied to pyroclastic deposits, mainly as a tool for source area identification (e.g., Palmer and MacDonald, 1999; Hong *et al.*, 2006; Alva-Valdivia *et al.*, 2017). Despite that, few studies have examined how AMS relates to flow dynamics (e.g., Fisher *et al.*, 1993; Baer *et al.* 1997; Ort *et al.*, 2003, 2014; Giordano *et al.*, 2008; LaBerge *et al.*, 2009). In many explosive deposits, the heterogeneity of magnetic fabrics can lead to distinct interpretations, hampering the understanding of questions related to flow dynamics and emplacement of PDCs (e.g., Moncinhatto *et al.*, 2020; Gambeta *et al.*, 2021). The nearly homogeneous magnetic mineralogy of RBI offers the opportunity to explore these questions.

Several AMS studies show that, for non-welded pyroclastic sequences, the magnetic foliation is commonly imbricated, with both K_1 and K_3 parallel to flow direction (e.g., Fisher *et al.*, 1993; Ort *et al.*, 2003; Giordano *et al.*, 2008; Cañón-Tapia & Mendoza-Borunda, 2014; Ort *et al.*, 2014). This orientation comprises the 'parallel' magnetic fabric observed in most pyroclastic deposits (Agrò *et al.*, 2014). However, many cases display a complex behavior (e.g., LaBerge *et al.*, 2009; Agrò *et al.*, 2014; Alva-Valdivia *et al.*, 2017), expressed through 'oblique', 'transverse', and 'random' fabrics. In these cases, interpreting AMS results and extracting flow direction pose a challenge (e.g., LaBerge *et al.*, 2009; Alva-Valdivia *et al.*, 2017). Deviations from the parallel AMS fabrics in PDCs have been attributed to several causes, including flow dynamics (Ort *et al.*, 1999; LaBerge *et al.*, 2009; Agrò *et al.*, 2014; Ort *et al.*, 2014, 2015), and mineralogy (e.g., Rochette *et al.*, 1992; Moncinhatto *et al.*, 2020).

In PDCs, the flow dynamics play a significant role in the distribution and orientation of magnetic particles (Ort *et al.*, 1999, 2014, 2015; Giordano *et al.*, 2008). Following this reasoning, several studies have associated the orientation of AMS axes with distance from the vent and associated PDC dynamics (e.g., Fisher *et al.*, 1993; Baer *et al.*, 1997; Ort *et al.*, 1999, 2003, 2015; Porreca *et al.*, 2003). In these studies, proximal sites show overlapping, dispersed, or random K_1 and K_2 axes, while more distal portions tend to result in well-defined axes, with K_1 parallel to flow direction (Ort *et al.*, 2014). In addition to that, in proximal regions, the orientation of K_1 may also be orthogonal to flow direction, suggesting particle rolling and the development of a transverse AMS fabric (Ort *et al.*, 1999; Agrò *et al.*, 2014). In the RBI, only a single site displays K_1 perpendicular to flow (C23), configuring a

transverse fabric (Ort *et al.*, 1999; Agrò *et al.*, 2014). This site is located in the intermediate section of the RBI and as a consequence, our samples do not replicate a K_1 orientation that is dependent on the distance from the vent.

In contrast to the distance-dependent model, LaBerge *et al.* (2009) argue that scattering in AMS fabrics results from the gradual decrease in transport capacity of the PDC with time and changes in particle size. In this model, the upper section of a given flow unit tends to present more scatter K_1 and K_3 axes (LaBerge *et al.*, 2009). This pattern in the magnetic fabric of increasing scatter up-section in PDC deposits has been reported only in the welded ignimbrites of the Monte Cimino volcanic center (Italy; LaBerge *et al.*, 2009). Here we document one of the first occurrences of this effect in non-welded PDC deposits.

In RBI sites C29, C30, and C31, AMS axis K_1 becomes progressively less constrained toward the top of each flow unit (Fig. 10A). This process also results in changes in the degree of anisotropy (Fig. 10B, C), while the basal section tends to show higher P' values, suggesting a more effective alignment of the magnetic particles (Fig. 10B). Particles still present the same shape (T), size and similar K_m values. In this model, changes of P' and scattering of K_1 reflect changes in flow dynamics associated with a decrease in PDC transport capacity.

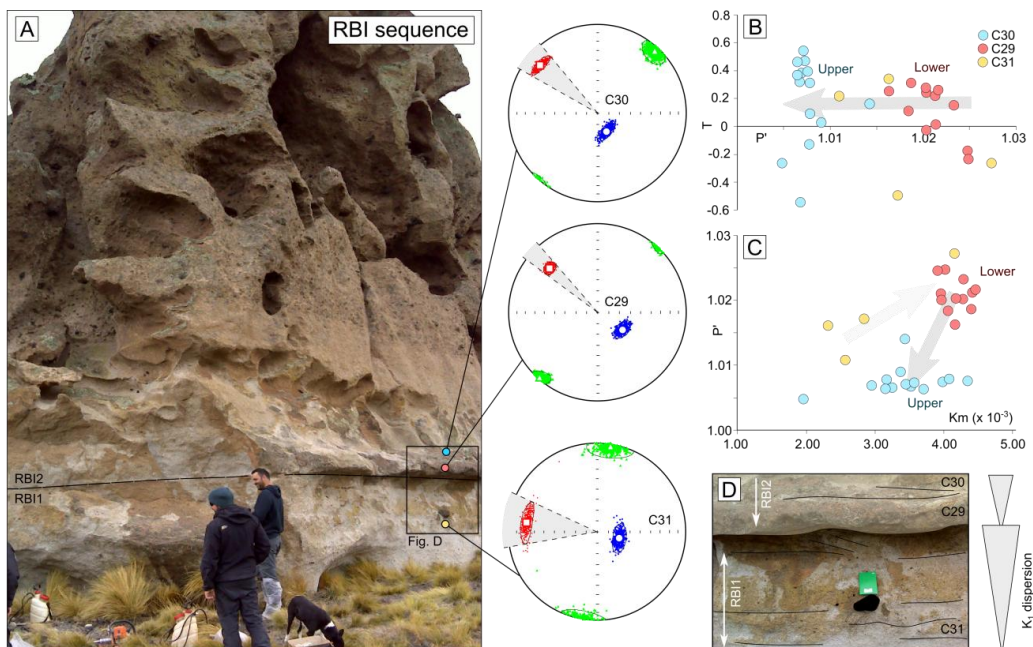


Fig. 10. Evolution of AMS fabrics and dispersion through RBI section: A) RBI flow units with stereonets; B) shape parameter and degree of anisotropy plot; C) degree of anisotropy and magnetic susceptibility plot; D) detail of the pyroclastic section and contact between upper and lower units.

Báez *et al.* (2020b) explore the pulsating behavior of PDCs at Campo de la Piedra Pómez ignimbrite (southern Puna), mainly based on extensive field data and facies analysis. The authors suggest three eruption phases marked by waxing and waning of the PDC. In the case of homogeneous, non-welded ignimbrites, such behavior may only be detectable through the use of alternative fabric techniques such as the AMS. The results in RBI samples suggest a stratified behavior of PDCs, which may be present even in massive ignimbrites, such as the studied sequences. The origin of this behavior is associated with pulsatory mechanisms of explosive eruptions (Giordano *et al.*, 2008; Báez *et al.*, 2020b), which explain the distinctive flow units recorded in the RBI.

6. Conclusions

We determined the source area and emplacement dynamics of the RBI using fieldwork, AMS, and magnetic mineralogy experiments. The main results for the RBI, the CCVC, and emplacement of PDCs are:

1. The main carriers of the AMS in the RBI are titanomagnetite grains with low Ti content. The titanomagnetite occurs as sparse, primary crystals in the ash matrix.
2. AMS fabrics in RBI are predominantly oblate with K_3 imbricated and K_1 parallel to flow direction, reflecting dynamics associated with sedimentary PDC fabrics.
3. All three flow units of RBI (RB1, RB2, and RB3) present similar flow directions, with a PDC path consistent with the Las Mellizas Caldera as the emission center.
4. Despite its massive nature, AMS fabrics in the RBI reveal a decrease in transport capacity toward the top of each flow unit.
5. Loss of transport capacity results in an increase of AMS scattering and a decrease of the degree of anisotropy (P').

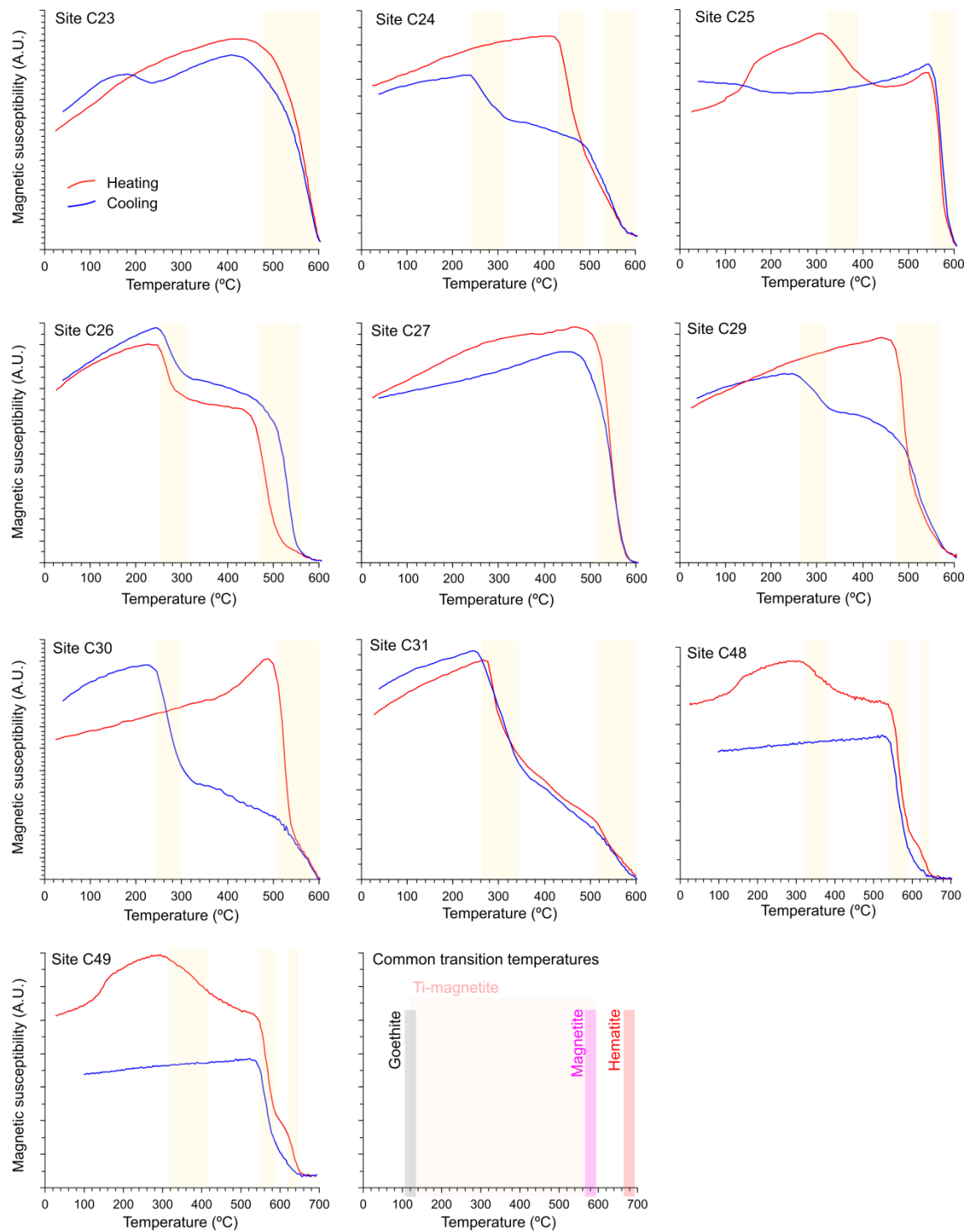
Acknowledgments

This article is part of M.B.H. Master's dissertation at Geosciences Institute at Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sponsored by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico of Brazil [grants number 400724/2014-6, 441766/2014-5, 304036/2018-8, 406925/2018-6, 425728/2018-8, 312737/2020-3] and CAPES AUXPE [2043/2014]. The authors thank all the staff from the Paleomagnetism Laboratory of Universidade de São Paulo (USPMag). We thank Léo

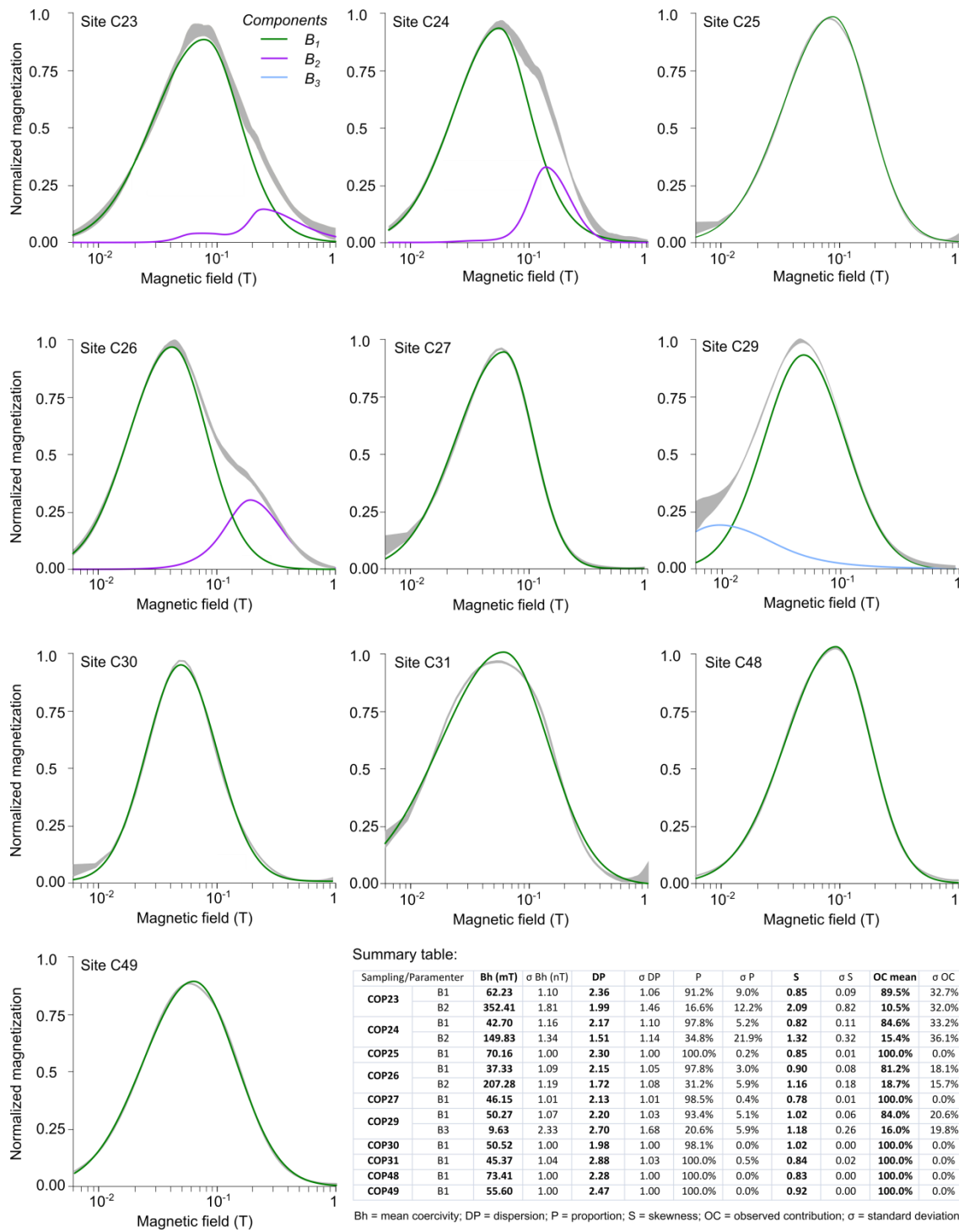
A. Hartmann for constructive comments on the manuscript. Finally, we thank Editor Heidi Mader for processing the manuscript, as well as the reviewers for their valuable comments on our study.

Supplementary data

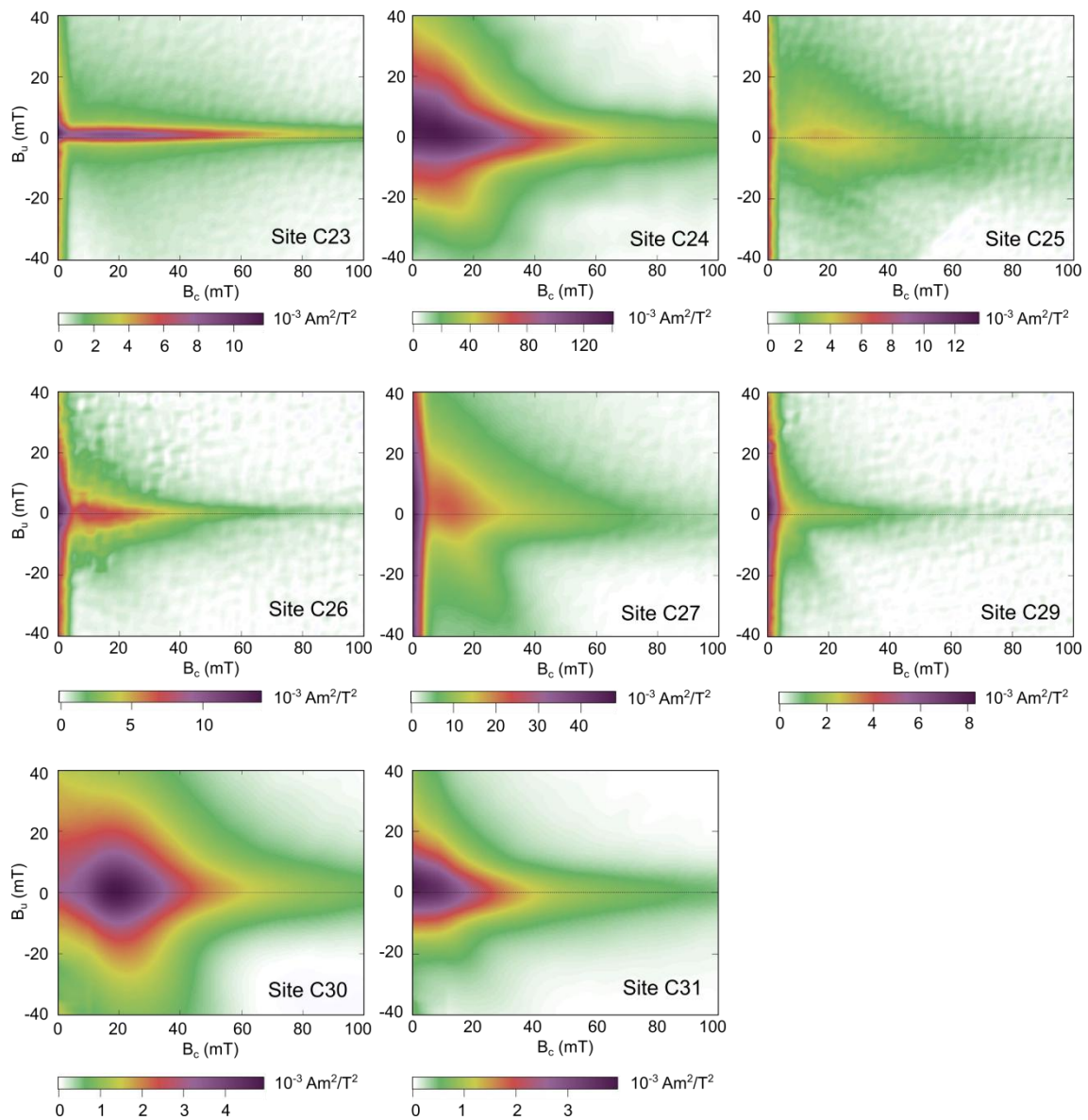
Supplementary item 1 - Thermomagnetic curves



Supplementary item 2 - Unmix processing



Supplementary item 3 - FORC diagrams



References

- Agrò, A., Zanella, E., Le Pennec, J.-L., Temel, A., 2014. Magnetic fabric of ignimbrites: a case study from the Central Anatolian Volcanic Province. Geological Society, London, Special Publications 396, 159–175. <https://doi.org/10.1144/sp396.9>
- 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>

Archanjo, C.J., Launeau, P., 2004. Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *Geological Society, London, Special Publications* 238, 285–298. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.238.01.17>

Baer, E.M., Fisher, R.V., Fuller, M., Valentine, G., 1997. Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow: Determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Geophys. Res.* 102, 22565–22586. <https://doi.org/10.1029/96jb01277>

Báez, A.D., Báez, W., Caselli, A.T., Martini, M.A., Sommer, C.A., 2020a. The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106866. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106866>

Báez, W., de Silva, S., Chiodi, A., Bustos, E., Giordano, G., Arnosio, M., Suzaño, N., Viramonte, J.G., Norini, G., GropPELLI, G., 2020b. Pulsating flow dynamics of sustained, forced pyroclastic density currents: insights from a facies analysis of the Campo de la Piedra Pómez ignimbrite, southern Puna, Argentina. *Bull Volcanol* 82. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01385-5>

Barcelona, H., Yagupsky, D., Agosto, M., 2019. The layered model of the Copahue geothermal reservoir, Argentina. *Geotherm Energy* 7. <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0124-9>

Bascou, J., Camps, P., Marie Dautria, J., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145, 119–135. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.007>

Benites, S., Sommer, C.A., Lima, E.F.D., Savian, J.F., Haag, M.B., Moncinhatto, T.R., Trindade, R.I.F.D., 2020. Characterization of volcanic structures associated to the silicic magmatism of the Paraná-Etendeka Province, in the Aparados da Serra region, southern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 92. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202020180981>

Cañón-Tapia, E., 2001. Factors affecting the relative importance of shape and distribution anisotropy in rocks: theory and experiments. *Tectonophysics* 340, 117–131. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(01\)00150-0](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(01)00150-0)

Cañón-Tapia, E., Mendoza-Borunda, R., 2014. Magnetic petrofabric of igneous rocks: Lessons from pyroclastic density current deposits and obsidians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289, 151–169. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.11.006>

Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., Herrero-Bervera, E., 1997. The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and “a”ā. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 76, 19–46. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(96\)00073-x](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(96)00073-x)

Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Viramonte, J.G., 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology* 73, 1583–1609. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0564-y>

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>

Caselli, A.T., Liccioli, C., Tassi, F., 2016. Risk Assessment and Mitigation at Copahue Volcano, in: *Active Volcanoes of the World*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 239–254. https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2_10

Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Filipovich, R., Bustos, E., Glok Galli, M., Suzaño, N., Ahumada, Ma.F., Viramonte, J.G., Giordano, G., Pecoraino, G., Vaselli, O., 2019. Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco caldera-hosted geothermal system (Southern Puna, Argentina): Inferences from geochemical investigations. *Journal of South American Earth Sciences* 94, 102213. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102213>

Constable, C., Tauxe, L., 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *J. Geophys. Res.* 95, 8383. <https://doi.org/10.1029/jb095ib06p08383>

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13, 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-x)

Dedzo, M.G., Nédélec, A., Nono, A., Njanko, T., Font, E., Kamgang, P., Njonfang, E., Launeau, P., 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 113–132. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.012>

de Silva, S.L., 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geol* 17, 1102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<1102:apvcot>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<1102:apvcot>2.3.co;2)

Díaz, E.F.G. 2003. El englazamiento en la región de Caviahue-Copahue: su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3): 356- 366.

Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511612794>

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 2015. Magnetizations in Rocks and Minerals, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 255–308. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53802-4.00102-0>

Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics* 21, 17-1-17–24. <https://doi.org/10.1029/2001tc001302>

Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow — emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 205–220. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90017-l](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90017-l)

Folguera, A., Rojas Vera, E., Vélez, L., Tobal, J., Orts, D., Agosto, M., Caselli, A., Ramos, V.A., 2016. A Review of the Geology, Structural Controls, and Tectonic Setting of Copahue Volcano, Southern Volcanic Zone, Andes, Argentina, in: *Active Volcanoes of the World*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 3–22. https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2_1

Gambeta, J.H., Savian, J.F., Sommer, C.A., Trindade, R.I.F., 2021. Magnetic anisotropy of an ancient volcanic system: Flow dynamics of post-collisional

Ediacaran volcanism in southernmost Brazil. *Precambrian Research* 359, 106209. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106209>

Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P., Mattei, M., 2008. The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bull Volcanol* 70, 1221–1236. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0198-x>

Graham, J. W. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 1257–1258.

Haag, M., Moncinhatto, T., Sommer, C., Savian, J., Caselli, A., Trindade, R., Hartmann, G., Poletti, W. 2020. Source area and emplacement conditions of Riscos Bayos Ignimbrites, Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Argentina). *EGU General Assembly 2020*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-2704>

Haag, M.B., de Freitas, R.B., Sommer, C.A., Savian, J.F., Lima, E.F., Gambeta, J.H., Lyra, D. da S., Trindade, R.I.F. da, 2021. Multi-proxy case study of a Neoproterozoic rhyolite flow in southernmost Brazil: Emplacement mechanisms and implications for ancient felsic lavas. *Journal of South American Earth Sciences* 107, 102982. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102982>

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.* 18, 2193–2196. <https://doi.org/10.1029/91gl01777>

Harrison, R.J., Feinberg, J.M., 2008. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, <https://doi.org/10.1029/2008gc001987>

Hernando, I.R., Bucher, J., del Papa, C.E., Eisermann, J.O., Göllner, P.L., Guzmán, S.R., Balbis, C., Petrinovic, I.A., 2020. Unraveling the timing of the Caviahue depression, Andean Southern Volcanic Zone: insights from the sedimentary infill. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01936-3>

Heslop, D., Dekkers, M.J., Kruiver, P.P., Van Oorschot, I.H.M., 2002. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-

maximization algorithm. *Geophysical Journal International* 148, 58–64.
<https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contr. Mineral. and Petrol.* 98, 455–489.
<https://doi.org/10.1007/bf00372365>

Hong, H., Yu, Y., Doh, S.-J., Suk, D., Kim, J., 2016. Magnetic Fabrics and Source Implications of Chisulryoung Ignimbrites, South Korea. *Front. Earth Sci.* 4.
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00079>

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37–82. <https://doi.org/10.1007/bf01450244>

Hrouda, F., 2003. *Studia Geophysica et Geodaetica* 47, 847–861.
<https://doi.org/10.1023/a:1026398920172>

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)

Kruiver, P.P., Passier, H.F., 2001. Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the Sratio. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2. <https://doi.org/10.1029/2001gc000181>

LaBerge, R.D., Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G., Cas, R.A.F., 2009. Meandering flow of a pyroclastic density current documented by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the quartz latite ignimbrite of the Pleistocene Monte Cimino volcanic centre (central Italy). *Tectonophysics* 466, 64–78.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.009>

Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., Sauerzapf, U., 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *J. Geophys. Res.* 111,
<https://doi.org/10.1029/2006jb004591>

Legros, F., Kelfoun, K., 2000. On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 235–241.
[https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(99\)00184-5](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(99)00184-5)

Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Viramonte, J., 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bull Volcanol* 73, 1535–1565. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0536-2>

Linares, E., Oстера, H.A. & Mas, L., 1999. Cronología potasio-argon del complejo efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquen, *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 54(3), 240–247.

Magee, C., Stevenson, C., O'Driscoll, B., Schofield, N., McDermott, K., 2012. An alternative emplacement model for the classic Ardnamurchan cone sheet swarm, NW Scotland, involving lateral magma supply via regional dykes. *Journal of Structural Geology* 43, 73–91. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.004>

Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M., Fox, D.L., 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences* 95, 140–145. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.009>

Mazzoni, M.M., Licitra, D. 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de ignimbritas neógenas con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 188–200.

Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A., 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22, 66–88. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>

Moncinhatto, T. R., Oliveira, W.P., Haag, M. B., Hartmann, G.A., Savian, J. F., Poletti, W., Sommer, C.A., Caselli, A.T., Trindade, R.I.F., 2019. Paleosecular variaton from Northern Patagonia recorded by 0-5 Ma Caviahue-Copahue lava flows. In: Sixth Biennial Meeting of Latinmag, Rancagua. *Latinmag Letters*. Rancagua, v. 9. p. 1-7.

Moncinhatto, T.R., Haag, M.B., Hartmann, G.A., Savian, J.F., Poletti, W., Sommer, C.A., Caselli, A.T., Trindade, R.I.F., 2020. Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International* 220, 821–838. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz483>

Morgan, L.A., Doherty, D.J., Leeman, W.P., 1984. Ignimbrites of the Eastern Snake River Plain: Evidence for major caldera-forming eruptions. *J. Geophys. Res.* 89, 8665. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08665>

Muñoz, J.B., and Stern, C.R., 1988, The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38S and 39S: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, no. 2, p. 147–161. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90032-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90032-6)

Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsagcollapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 221–252. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90018-m](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90018-m)

Ort, M.H., Rosi, M., Anderson, C.D., 1999. Correlation of deposits and vent locations of the proximal Campanian Ignimbrite deposits, Campi Flegrei, Italy, based on natural remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 167–178. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(99\)00034-7](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(99)00034-7)

Ort, M.H., Newkirk, T.T., Vilas, J.F., Vazquez, J.A., 2014. Towards the definition of AMS facies in the deposits of pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications* 396, 205–226. <https://doi.org/10.1144/sp396.8>

Ort, M.H., Orsi, G., Pappalardo, L., Fisher, R.V., 2003. Anisotropy of magnetic susceptibility studies of depositional processes in the Campanian Ignimbrite, Italy. *Bulletin of Volcanology* 65, 55–72. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0241-2>

Ort, M.H., Porreca, M., Geissman, J.W., 2015. The use of palaeomagnetism and rock magnetism to understand volcanic processes: introduction. *Geological Society, London, Special Publications* 396, 1–11. <https://doi.org/10.1144/sp396.17>

Palmer, H.C., MacDonald, W.D., 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations. *Tectonophysics* 307, 207–218. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(99\)00126-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(99)00126-2)

Pasqualon, N.G., Savian, J.F., Lima, E.F., Luz, F.R, Moncinhatto, T.R., Trindade, R.I.F, 2020. Emplacement dynamics of alkaline volcanic and subvolcanic rocks in Trindade Island, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 406, 107078. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107078>

Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue–Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 307–327

Platzman, E.S., Sparks, R.S.J., Cooper, F.J., 2020. Fabrics, facies, and flow through a large-volume ignimbrite: Pampa De Oxaya, Chile. *Bull Volcanol* 82. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1345-2>

Porreca, M., Mattei, M., Giordano, G., De Rita, D., Funiciello, R., 2003. Magnetic fabric and implications for pyroclastic flow and lahar emplacement, Albano maar, Italy. *J. Geophys. Res.* 108. <https://doi.org/10.1029/2002jb002102>

Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Gil-Peña, I., Maestro, A., Galindo-Zaldivar, J., López-Martínez, J., Rey, J., Soto, R., Oliva-Urcia, B., 2014. Application of AMS for reconstruction of the geological evolution of recent volcanic systems: Case of Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *Tectonophysics* 626, 69–85. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.032>

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. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 122, 9534–9558. <https://doi.org/10.1002/2017jb014860>

Roberts, A.P., Cui, Y., Verosub, K.L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.* 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. *J. Geophys. Res.* 105, 28461–28475. <https://doi.org/10.1029/2000jb900326>

Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 2618–2644. <https://doi.org/10.1002/2017jb015247>

Robertson, D.J., France, D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth planet. Inter.* 82, 223–234.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30, 209. <https://doi.org/10.1029/92rg00733>

Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J.-Y., White, D.J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P., Cardona, A., 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. *Nat Methods* 9, 676–682. <https://doi.org/10.1038/nmeth.2019>

Sielfeld, G., Cembrano, J., Lara, L., 2017. Transtension driving volcano-edifice anatomy: Insights from Andean transverse-to-the-orogen tectonic domains. *Quaternary International* 438, 33–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.002>

Sommer, C. A., Haag, M. B., Caselli, A. T. 2016. Determinação numérica de parâmetros reológicos para sistemas vulcânicos de diferentes composições e idades. In: X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba. Boletim de Resumos do X Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba: SBG/UFPR, 2017. v. 10.

Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147–188. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00045.x>

Stern, C.R., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile* 31. <https://doi.org/10.4067/s0716-02082004000200001>

Syono, Y., 1960. Magnetic Susceptibility of Some Rock Forming Silicate Minerals Such as Amphiboles, Biotites, Cordierites and Garnets. *J. geomagn. geoelec* 11, 85–93. <https://doi.org/10.5636/jgg.11.85>

- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman & Hall, 217p. <https://doi.org/10.1002/gj.3350300111>
- Tassi, F., Vaselli, O., Caselli, A.T. (Eds.), 2016. *Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2>
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F., Van Der Voo R., 2018. *Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition*
- Tauxe, L., Kylstra, N., Constable, C., 1991. Bootstrap statistics for paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research* 96, 11723. <https://doi.org/10.1029/91jb00572>
- Todesco, M., Neri, A., Esposti Ongaro, T., Papale, P., Rosi, M., 2006. Pyroclastic flow dynamics and hazard in a caldera setting: Application to Phlegrean Fields (Italy). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006gc001314>
- Trolese, M., Cerminara, M., Esposti Ongaro, T., Giordano, G., 2019. The footprint of column collapse regimes on pyroclastic flow temperatures and plume heights. *Nature Communications* 10. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-10337-3>
- Varekamp, J.C., deMoor, J.M., Merrill, M.D., Colvin, A.S., Goss, A.R., Vroon, P.Z., Hilton, D.R., 2006. Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina, in: *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Lat)*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2006.2407\(15\)](https://doi.org/10.1130/2006.2407(15))
- Velez, M.L., Euillades, P., Caselli, A., Blanco, M., Díaz, J.M., 2011. Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 202, 117–126. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.012>
- Willcock, M.A.W., Mattei, M., Hasalová, P., Giordano, G., Cas, R.A.F., Morelli, C., 2014. Flow behavior in the intra-caldera setting: an AMS study of the large (>1290 km³) Permian Ora ignimbrite. Geological Society, London, *Special Publications* 396, 177–204. <https://doi.org/10.1144/sp396.3>

8. ANEXOS

ABEXO A - RESULTADOS DA ASM

Sítio	Coordenadas UTM		Resultados escalares					Resultados direcionais					
	mE	mN	Km (10 ⁻³ SI)	L	F	P'	T	K ₁ D (erro)	K ₁ I (erro)	K ₂ D (erro)	K ₂ I (erro)	K ₃ D (erro)	K ₃ I (erro)
C23	341846	5797060	7.00	1.003	1.010	1.014	0.462	065 (25)	02 (08)	334 (25)	11 (07)	164 (09)	78 (07)
C24	341846	5797060	3.52	1.005	1.004	1.010	-0.127	337 (27)	63 (23)	186 (14)	23 (25)	091 (41)	11 (22)
C25	343248	5797194	3.25	1.010	1.019	1.031	0.328	299 (20)	19 (08)	208 (21)	02 (11)	112 (13)	70 (08)
C26	342200	5797020	2.46	1.004	1.005	1.010	0.085	310 (57)	44 (21)	216 (57)	03 (31)	123 (33)	45 (21)
C27	342191	5796983	6.50	1.005	1.006	1.012	0.125	297 (42)	28 (23)	201 (43)	11 (24)	092 (44)	59 (25)
C29	339110	5797170	4.16	1.009	1.011	1.020	0.118	312 (09)	27 (06)	221 (12)	03 (07)	124 (13)	62 (06)
C30	339107	5797178	3.41	1.003	1.004	1.007	0.188	310 (14)	17 (06)	042 (17)	07 (13)	154 (16)	71 (05)
C31	339174	5797067	2.97	1.010	1.008	1.018	-0.047	277 (33)	21 (12)	009 (32)	03 (17)	106 (33)	69 (10)
C48	344246	5794139	3.86	1.012	1.020	1.033	0.254	279 (12)	21 (21)	010 (25)	02 (10)	106 (13)	68 (11)
C49	342706	5795376	3.56	1.011	1.022	1.035	0.320	318 (17)	22 (10)	050 (21)	05 (10)	152 (16)	67 (10)
O07*	340404	5797255	3.70	1.003	1.006	1.004	0.291	276 (28)	17 (09)	006 (28)	00 (16)	096 (17)	73 (10)
O08*	340352	5797401	3.75	1.003	1.005	1.028	0.229	246 (22)	20 (19)	151 (26)	15 (12)	026 (21)	64 (19)
O09*	340299	5797325	4.89	1.003	1.002	1.032	-0.275	279 (31)	09 (22)	077 (49)	80 (29)	188 (48)	03 (20)
O10*	343240	5797185	4.16	1.009	1.018	1.032	0.337	277 (21)	18 (08)	186 (21)	02 (06)	091 (09)	72 (06)
O11*	343354	5797147	4.59	1.011	1.020	1.014	0.298	288 (16)	14 (07)	198 (17)	00 (07)	106 (08)	76 (07)
O12*	343148	5797239	4.24	1.013	1.019	1.007	0.186	244 (14)	18 (07)	335 (14)	03 (09)	074 (09)	71 (07)
O22*	339452	5798929	29.5	1.001	1.006	1.008	0.700	263 (22)	10 (08)	173 (22)	00 (06)	081 (11)	79 (04)
O23*	339363	5798994	4.46	1.009	1.018	1.027	0.336	264 (16)	20 (08)	357 (16)	08 (10)	109 (11)	68 (08)
O25*	337714	5799555	16.6	1.001	1.005	1.007	0.592	286 (27)	14 (06)	196 (27)	01 (04)	102 (07)	76 (06)
O26*	342239	5795503	9.75	1.001	1.002	1.004	0.230	314 (33)	28 (21)	223 (34)	01 (18)	130 (23)	61 (21)
O27*	342227	5795577	4.15	1.013	1.017	1.030	0.144	285 (11)	21 (07)	016 (11)	05 (07)	118 (09)	68 (07)
O28*	343533	5794706	7.39	1.002	1.003	1.005	0.132	314 (21)	23 (06)	048 (22)	08 (20)	154 (22)	65 (07)
O29*	343495	5794708	4.07	1.009	1.019	1.029	0.360	287 (17)	24 (08)	196 (17)	03 (08)	099 (09)	65 (08)

Legenda:

* Sítios reprocessados da literatura (Ort, M.H., Newkirk, T.T., Vilas, J.F., Vazquez, J.A., 2014. Towards the definition of AMS facies in the deposits of pyroclastic density currents. *Geological Society*, London, Special Publications 396, 205–226). Coordenadas em UTM 19S.

Resultados escalares: susceptibilidade magnética média (Km), lineação magnética (L), foliação magnética (F), grau de anisotropia (P'), parâmetro de forma (T).

Resultados direcionais: direção (D) e inclinação (I) dos eixos principais da ASM (K₁, K₂ e K₃).

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **MAURÍCIO BARCELOS HAAG**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Prof. Dr. Elder Yokoyama

Data: 17/09/2021

Conceito: A

PARECER:

A dissertação trata do estudo de tramas magnéticas de depósitos de fluxo piroclástico na região do Complexo Caviahue-Copahue -Argentina. O objetivo central do trabalho é determinar a orientação das Correntes de Densidade Piroclástica por meio de Tramas Magnéticas. Como principais resultados destacam-se: o predomínio de fluxos ESE; trama magnética portada por titanomagnetitas pobres em Ti; coaxialidade entre silicatos e óxidos de ferro; identificação da caldeira Las Mellizas como possível fonte dos fluxos. Os resultados da dissertação foram publicados na revista científica Journal of Volcanology and Geothermal Research 416, 107283.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107283>

Comentários:

Título: usar siglas no título sem defini-las não é correto. Sugiro substituir por “Trama magnética”

Estado da arte:

- Figura 4. Seria interessante destacar os lineamentos e colocá-los em roseta, pois podem ajudar na comparação com as tramas magnéticas (e.g., fluxo confinado);
- Destacar grandezas vetoriais em negrito ou com setas, e.g., **M**;
- A temperatura de Curie se aplica somente a magnetita – no caso da hematita o nome é temperatura de Néel- ambas são usadas em curvas de M vs T;
- Cuidado com o falso cognato de *fabricas*, em português usamos tramas como tradução.

Metodologia:

- Petrografia: a descrição está sucinta demais, pois não aborda o método de

determinação das rosetas minerais (as amostras eram orientadas? São as mesmas da ASM?);

Resultados/Artigo:

- Trama de óxidos e silicatos: tenho uma ressalva em relação à determinação de coaxialidade que sugere um fluxo nesse caso. A comparação foi feita de forma bidimensional e isso talvez gere efeitos de corte indesejados. Recomendaria para um trabalho futuro o uso de anisotropia de forma com lâminas delgadas ortogonais.
- Na figura 3C do artigo há duas populações divididas por um $P=1,02$, há algum significado físico nesse caso?

Assinatura: *Elder Poroyama*

Data: 17/09/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **MAURÍCIO BARCELOS HAAG**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Dr. Matheus Silva Simões

Data: 10/09/2021

Conceito: A

PARECER:

A dissertação de mestrado intitulada "ASM aplicada na reconstrução da dinâmica do fluxo e do paleoambiente de deposição dos Ignimbritos Riscos Bayos, Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (Argentina)" é uma contribuição original e significativa para o entendimento de uma unidade vulcânica localizada na Zona Vulcânica Sul dos Andes e complementa os estudos que abordam a dinâmica de fluxo e *emplacement* de ignimbritos em geral.

Sua estrutura é organizada e autoexplicativa, tendo sido escrita de forma clara, sucinta e objetiva. A redação do texto é de alta qualidade técnica, com a utilização adequada da língua portuguesa. Alguns erros serão indicados ao final do parecer. O uso da língua inglesa também é satisfatório, inclusive porque foi aprovado para a publicação de um artigo científico em uma revista internacional de renome sobre o tema proposto. O título da dissertação resume de forma concisa o trabalho, assim como o próprio resumo e o *abstract*, que expõem uma breve introdução, os métodos e os resultados obtidos. As palavras-chave da dissertação são compatíveis com a temática e com o resumo do trabalho. Na introdução os objetivos são elencados e todos foram cumpridos.

O capítulo Estado da Arte faz uma explanação concisa sobre o Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue e a unidade de estudo, os Ignimbritos Riscos Bayos. Uma boa revisão sobre CDPs é apresentada e seguida pela apresentação dos princípios de ASM, também de alta qualidade, onde a técnica é explicada de forma didática e com ilustrações muito boas. A metodologia (campo, petrografia, amostragem, ASM) é explicada de forma satisfatória, assim como a apresentação dos resultados e considerações finais, cujas ilustrações auxiliam notoriamente no entendimento da resolução do problema. As referências utilizadas são todas adequadas e atuais.

Em relação ao artigo científico apresentado, este já possui grande valor pois já foi revisado por pares e publicado. Destaco a boa qualidade técnica dos mapas geológicos apresentados, as fotografias de campo com aspectos megascópicos e macroscópicos dos ignimbritos estudados,

mostrando que a área de estudo é excelente para estudar este tipo de rocha (ignimbritos “de livro”). A petrografia foi incrementada pela contagem de pontos e mensuração do tamanho de grão, além da análise da direção dos minerais constituintes da rocha. O ponto alto do artigo são as análises de trama magnética, que são de ótima qualidade e coerentes com o que a literatura apresenta para ignimbritos. O uso de diversas técnicas para caracterizar a mineralogia magnética merece um destaque positivo. Estes dados de ASM (dados escalares e direcionais) foram descritos juntamente com os dados da literatura e os estereogramas com reamostragem estatística e direção de fluxo interpretada são apresentados em um mapa geológico.

Nas discussões, a origem da fábrica magnética é muito bem discutida, com base em argumentos sólidos, dados e cálculos, deixando bem claro qual os minerais que controlam as propriedades magnéticas. A fonte de emissão destes ignimbritos é estimada de forma conservadora, tendo em vista a proximidade das potenciais localidades. Os dados geoquímicos discutidos poderiam ser compilados e apresentados como uma figura (material suplementar eletrônico) para que o leitor enxergue de forma mais clara as correlações. A relação dos parâmetros P' , T e Km com a dinâmica de fluxo é pertinente e, como leitor, gostaria de ver comparações com mais sítios na área de estudo.

Tendo em vista as observações acima, o trabalho é avaliado com o conceito “A” – Excelente.

Erros de digitação/português/inglês na dissertação: pag. 1/ln. 6 – Substituir “compõem” por “compõe”; pag. 2/ln. 9 – Substituir “or” por “of”; pag. 7/p. 1/ln. 5 – Substituir as CDPs por às CDPs; pag. 12/p. 2/ ln. 8 – Substituir “vazes” por “vezes”; pag. 15/p. 1/ ln. 2 – Substituir “ante” por “antes”; pag. 19/ p. 2/ln. 1 – Substituir “têm” por “tem”; pag. 20/ p. 1/ln. 1 – Substituir “têm” por “tem”

Assinatura:



Data:

10/09/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

ASM APLICADA NA RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA DO FLUXO E DO PALEOAMBIENTE DE DEPOSIÇÃO DOS IGNIMBRITOS RISCOS BAYOS, COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **MAURÍCIO BARCELOS HAAG**

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Data: 12/10/2021

Conceito: A

PARECER:

A dissertação está bem organizada, possui figuras suficientes para explicar a temática abordada e é de boa leitura. Os resultados foram publicados em uma revista internacional de renome na área de vulcanologia, sendo que o artigo foi revisado por 2 pesquisadores da área e pelo editor.

Assinatura:

Data: 12/10/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: