

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**MAURÍCIO BARCELOS HAAG**

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA A  
DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE FLUXO DE LAVAS E IGNIMBRITOS DO  
COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)**

**PORTO ALEGRE**

**2019**

**MAURÍCIO BARCELOS HAAG**

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA A  
DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE FLUXO DE LAVAS E IGNIMBRITOS DO  
COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer  
Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

PORTO ALEGRE

2019

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Haag, Maurício Barcelos

Anisotropia de susceptibilidade magnética aplicada a determinação do sentido de fluxo de lavas e ignimbritos do Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue . / Maurício Barcelos Haag. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2019.  
[99 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2019.

Orientador(es): Carlos Augusto Sommer  
Jairo Francisco Savian

1. Vulcanismo. 2. ASM. 3. Andes. I. Título.

CDU 551.21

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA A DETERMINAÇÃO DO SENTIDO DE FLUXO DE LAVAS E IGNIMBRITOS DO COMPLEXO VULCÂNICO CAVIAHUE-COPAHUE (ARGENTINA)**" elaborado por "MAURÍCIO BARCELOS HAAG", como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

**Dra Andrea Sander**

---

**Dra Maria Lidia Medeiros Vignol**

---

**Dr. Pedro Luiz Juchem**

## AGRADECIMENTOS

A conclusão deste trabalho não seria possível sem a ajuda de diversas pessoas que me acompanharam ao longo desses 5 anos.

Por todo suporte, carinho e compreensão eu sou grato a minha família: minha mãe Adriana e minhas irmãs Mônica e Priscila. Sem o incentivo de vocês eu não teria chegado até aqui.

Ao meu orientador de longa data, Prof. Carlos Sommer, por todo apoio intelectual, incentivo e reconhecimento. Obrigado por ter acreditado em mim e fornecido suporte ao longo destes 4 anos que fui teu orientando.

A minha namorada Francyne, por todo companheirismo nas horas boas e paciência ao longo destes últimos meses de conclusão de curso. A tua chegada me tornou uma pessoa melhor. Te amo <3

Aos meus orientadores do trabalho de conclusão, Prof. Carlos Sommer e Prof. Jairo Savian por todo suporte nessa importante etapa do curso, bem como pela área de estudo e o problema tão interessante que é o vulcanismo explosivo.

Por todos momentos de descontração, desabafos e brincadeiras sou grato a todos os meus amigos, tantos aos de longa data (galera da Liberato) quanto ao colegas do curso de Geologia da UFRGS (/15 da geologia, galera do IBA team, miseráveis).

Ao estudante de mestrado Thiago Moncinhatto por todo apoio e discussões sobre ASM, mineralogia magnética. Meus agradecimentos se estendem a todos integrantes do Laboratório de Paleomagnetismo da USP (*USPMag*), onde grande parte das análises deste trabalho foram realizadas.

A Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico sou grato pela formação de excelência.

*Ele não.*

## RESUMO

O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (CVCC), situado na Zona Vulcânica Sul dos Andes (ZVSA, Argentina), compõe um dos centros vulcânicos mais ativos do mundo, com intenso registro efusivo e explosivo ao longo dos últimos 6 Ma. O CVCC é formado pelo estratovulcão Copahue e pela Depressão de Caviahue, uma feição morfotectônica deprimida (15 x 20 km) que consiste em uma hipotética caldeira vulcânica. No interior da Depressão de Caviahue ocorrem lavas e ignimbritos com alto grau de sondagem (Ignimbritos Las Mellizas), enquanto que a porção externa é marcada pela presença de sucessões de ignimbritos não soldados (Ignimbritos Riscos Bayos). Devido a episódios de glaciação durante o Pleistoceno, grande parte dos depósitos associados ao CVCC foi erodida, levando a necessidade de técnicas alternativas para a reconstrução deste centro vulcânico. A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) consiste em uma técnica geofísica que faz uso da orientação dos minerais magnéticos para determinação da petrografia de rochas, auxiliando na determinação do sentido de transporte em rochas vulcânicas e sedimentares. O objetivo deste trabalho consiste em determinar o sentido de fluxo das lavas e ignimbritos presentes no CVCC, identificando possíveis centros de emissão e auxiliando na reconstrução paleo-tectônica/vulcânica da região. A metodologia envolveu duas etapas de campo, nas quais foram realizadas descrições de afloramentos, associado a coleta de dados estruturais, faciológicos e amostras orientadas para aplicação da ASM. A caracterização petrográfica e magnética indica Ti-magnetitas como os principais portadores da ASM nas unidades do CVCC. As Ti-magnetitas se apresentam orientadas com os silicatos, permitindo sua aplicação da ASM. Os resultados direcionais das ASM indicam sentidos de fluxo variáveis para os Ignimbritos Las Mellizas, internos a depressão de Caviahue, com padrão concêntrico e fontes associadas as principais estruturas do CVCC. Em contraste, os Ignimbritos Riscos Bayos apresentam sentidos de fluxo radial em relação a Depressão de Caviahue, sugerindo o limite sul do CVCC como uma potencial área fonte para estes ignimbritos. O grau de soldagem dos depósitos vulcanoclásticos, suas feições estruturais e sentidos de fluxo favorecem a hipótese de uma caldeira para o CVCC, com forte controle estrutural da ZVSA.

Palavras-Chave: Vulcanismo. ASM. Caviahue-Copahue. Andes.

## ABSTRACT

The Caviahue-Copahue Volcanic Complex (CCVC), located in the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes (Argentina), is one of the most active volcanic centers in the world, with an intense record of effusive and explosive events over the last 6 Ma. The CVCC is formed by the stratovolcano Copahue and the Caviahue Depression, a depressed landform (15 x 20 km) consisting of a putative volcanic caldera. The interior section of Caviahue Depression is marked by the presence of intensely welded ignimbrites (Las Mellizas Ignimbrites), while its outer portion presents a succession of non-welded ignimbrites (Riscos Bayos Ignimbrite). Due to glacial episodes during the Pleistocene, most of the deposits associated with CCVC have been eroded, leading to the need for alternative techniques for the reconstruction of this volcanic center. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a geophysical technique that uses the orientation of magnetic minerals to determine the fabric of rocks, helping to determine the transport direction in both volcanic and sedimentary rocks. The objective of this work is to determine the flow direction of the lavas and ignimbrites present in the CCVC, identifying possible emission centers and assisting a paleo-tectonic/volcanic reconstruction of the region. The methodology involved two field steps, in which descriptions of outcrops were made, associated with the collection of structural, faciological and oriented samples for AMS analysis. Petrographic and magnetic data points to Ti-magnetites as the main carriers of ASM in CCVC units. Ti-magnetites are well-oriented with silicates, allowing their application to AMS. The AMS directional results indicate variable flow directions for the Las Mellizas Ignimbrites, which are internal to Caviahue depression and present a concentric pattern, usually associated with the main structures of the CCVC. In contrast, the Riscos Bayos Ignimbrites display radial flow directions relative to Caviahue Depression, suggesting the southern rim of CCVC as a potential source area for these ignimbrites. The welding degree of the volcanoclastic deposits, their structural features, and flow directions favor the hypothesis of a volcanic caldera at the CCVC, with strong structural controls associated with the SVZ.

Keywords: Volcanism. ASM Caviahue-Copahue. Andes

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** (a) Localização e (b) vista panorâmica do CVCC apresentando os principais elementos do relevo. Elaborado a partir de dados topográficos SRTM..... 18
- Figura 2:** Exemplos de feições de erosão glacial presentes no CVCC: (a) vale em U na borda sul da depressão de Caviahue e (b) erosão do Domo Pucón-Mahuida..... 19
- Figura 3:** Mecanismos de subsidência e morfologias comuns de caldeiras vulcânicas..... 23
- Figura 4:** Localização do CVCC e seu (a) contexto na Cordilheira Andina; (b) mapa geológico do CVCC, com as principais unidades vulcânicas, efusivas e explosivas ..... 26
- Figura 5:** Resposta da magnetização (M) a aplicação de um campo (H) para diferentes materiais: (a) diamagnetismo, (b) paramagnetismo e (c) ferromagnetismo..... 28
- Figura 6:** Gráficos da (a) contribuição dos minerais para a susceptibilidade magnética de uma rocha; (b) temperaturas de Curie para magnetita e hematita.... 28
- Figura 7:** Esquema representando a Influência da orientação e forma das partículas sobre o tensor magnético..... 30
- Figura 8:** Modelo de ASM para sistema vulcânico e as possibilidades de arranjos magnéticos esperados para cada tipo de depósito..... 31
- Figura 9:** (a) partes de um microscópio eletrônico de varredura, (b) mapas composicionais, (c) imagens de BSE. (d) determinação da presença de elementos por EDS..... 32
- Figura 10:** Observações de campo no CVCC: (a) Vulcão Copahue, (b) cânion a NW de Caviahue, (c) exemplo de ignimbrito não soldado da Fm. Riscos Bayos e d) exemplo de ignimbrito soldado da Sequência Vulcânica Las Mellizas..... 34

<b>Figura 11:</b> Unidades estratigráficas do CVCC, suas idades disponíveis e o número de afloramentos descritos para cada unidade.....	35
<b>Figura 12:</b> Metodologia de amostragem de sítios paleomagnéticos: (a) amostragem com perfuratriz, (b) orientação dos cilindros amostrados e (c) retirada e identificação dos cilindros.....	36
<b>Figura 13:</b> Distribuição dos sítios paleomagnéticos na região (a) intra e (b) extra-caldeira do CVCC .....	37
<b>Figura 14:</b> Corte e preparação de espécimes para medidas paleomagnéticas.....	38
<b>Figura 15:</b> Medições da ASM. (a) equipamentos de medida; (b) processo de medida, com variação da posição do espécime analisado; (c) resultado obtido de tensor magnético.....	39
<b>Figura 16:</b> Exemplo de processamento dos dados em ambiente SIG: (a) dados brutos de imagem e elevação e (b) exemplo de integração com os dados ASM.....	42
<b>Figura 17:</b> Exemplo do refinamento do mapa dos Ignimbritos Riscos Bayos: (a) mapa gerado e (b) mapa original, de Melnick <i>et al.</i> (2006), para comparação .....	43
<b>Figura 18:</b> (a) mapa de ocorrência da Fm. Cola de Zorro; (b) aspecto geral dos afloramentos e (c) derrames associados.....	44
<b>Figura 19:</b> Mapa de ocorrência das lavas pertencentes a SVLM.....	45
<b>Figura 20:</b> Aspectos de campo das lavas associadas a SVLM mostrando (a) sua ocorrência no centro da depressão de Caviahue, (b) foliação dos derrames, (c) disjunção colunar e (d) dique cortando parede do cânion a NE .....	46
<b>Figura 21:</b> Mapa de ocorrência dos ignimbritos pertencentes a SVLM.....	47
<b>Figura 22:</b> Aspectos de campo dos ignimbritos da SVLM mostrando (a) sequência de ignimbritos foliados, (b) reoignimbrito rico em líticos, (c) ignimbrito com textura parataxítica rico em líticos e (d) ignimbrito com textura eutaxítica .....	48
<b>Figura 23:</b> Mapa de ocorrência dos Ignimbritos Riscos Bayos .....	49

**Figura 24:** Aspectos de campo dos ignimbritos Riscos Bayos: (a) sequência de ignimbritos aflorantes próximo a rodovia, (b) bloco piroclástico apresentando imbricamento, (c) ignimbrito não soldado de composição riolítica e foliação incipiente e (d) ignimbrito não soldado de composição, com foliação incipiente e litoclastos abundantes ..... 50

**Figura 25:** Petrografia das lavas da Fm. Cola de Zorro: (a) lava basáltica composta por fenocristais e matriz de plagioclásio, com textura traquítica e (b) lava basáltica com fenocristais de plagioclásio e matriz vítrea, parcialmente alterada (observações a luz transmitida, nicóis paralelos); (c-e) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida) ..... 52

**Figura 26:** Petrografia das lavas da S. V. Las Mellizas: (a) lava basáltica composta por fenocristais plagioclásio e piroxênio (b) lava andesítica composta por fenocristais zonados de plagioclásio envoltos por matriz fina (observações a luz transmitida, nicóis paralelos); (c-e) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida) ..... 53

**Figura 27:** Petrografia dos LMI: (a-b) lápili-tufo com intensa soldagem, rico em cristaloclastos e textura parataxítica (observações a luz transmitida, nicóis paralelos) e (c-d) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida) ..... 55

**Figura 28:** Petrografia dos Ignimbritos Riscos Bayos: (a-b) lápili-tufo não soldado com laminação incipiente, rico em litoclastos (observações a luz transmitida, nicóis cruzados) e (c-d) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida) ..... 56

**Figura 29:** Estereogramas dos resultados de ASM para a Fm. Cola de Zorro..... 58

**Figura 30:** Parâmetros escalares da ASM para a Fm. Cola de Zorro: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km ..... 59

**Figura 31:** Estereogramas dos resultados de ASM para as lavas da SVLM..... 60

**Figura 32:** Parâmetros escalares da ASM para as lavas da SVLM: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km ..... 61

<b>Figura 33:</b> Estereogramas dos resultados de ASM para os ignimbritos da SVLM..	62
<b>Figura 34:</b> Parâmetros escalares da ASM para os ignimbritos da SVLM: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km.....	63
<b>Figura 35:</b> Estereogramas dos resultados de ASM para os Ignimbritos Riscos Bayos .....	64
<b>Figura 36:</b> Parâmetros escalares da ASM para os RB: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km .....	65
<b>Figura 37:</b> Curvas termomagnéticas representativas das unidades estudadas: Cola de Zorro (a-c), lava da SVLM (d-f) ignimbritos da SVLM (g-i) e Ignimbritos Riscos Bayos (j-l) .....	67
<b>Figura 38:</b> Ciclos de histerese representativos para as unidades estudadas: (a) Cola de Zorro, (b) Las Mellizas Lavas Inferiores, (c) Las Mellizas Ignimbritos, (d) Las Mellizas Lavas Superiores e (e) Ignimbritos Riscos Bayos. (f) curvas de MRI representativas para as unidades estudadas.....	69
<b>Figura 39:</b> Observações no MEV das unidades estudadas: (a) Fm. Cola de Zorro, (b) lavas da SVLM, Ignimbritos da SVLM e (d) Ignimbritos Riscos Bayos. Nas imagens, a porção esquerda representa mapas composicionais com os teores de Fe e Ti (obtidos por EDS), enquanto a direita consiste em imagens obtidas por BSE..	71
<b>Figura 40:</b> Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para a Fm. Cola de Zorro.....	73
<b>Figura 41:</b> Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para as lavas da SVLM.....	74
<b>Figura 42:</b> Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para os ignimbritos da SVLM.....	76
<b>Figura 43:</b> a) contexto regional da área dos RB amostrada; b) mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para os RB.....	78

<b>Figura 44:</b> Diagramas em roseta dos eixos (a) $K_3$ e (b) simétrico ao eixo $K_1$ . (c) Representação da orientação do tensor magnético imbricado e o sentido de fluxo inferido.....	79
<b>Figura 45:</b> Parâmetros escalares da ASM para as unidades estudadas: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km .....	80
<b>Figura 46:</b> Relação do tensor magnético com as fábricas observadas em (a-b) ignimbritos e (c-d) lavas do CVCC .....	81
<b>Figura 47:</b> Mapa de ocorrência dos LMI com os sentidos de fluxo obtidos em campo, interpretados pela ASM e possíveis áreas-fonte dos depósitos. Perfil A - A' referente a Fig. 47 .....	84
<b>Figura 48:</b> Perfil topográfico NNW-SSE na Depressão de Cavihue, com a ocorrência dos LMI, sentidos de fluxo e possíveis centro emissores. Localização do perfil marcado na Fig. 46.....	85
<b>Figura 49:</b> Mapa do CVCC com a compilação das direções dados de $K_1$ e $K_3$ , indicando a possível área fonte dos Ignimbritos Riscos Bayos.....	86

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Exemplos de fácies vulcânicas comuns e sua interpretação ou processo gerador.....	25
<b>Tabela 2:</b> Resumo dos sítios de ASM analisados nesta monografia.....	57

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

### Unidades e feições geológicas

CL	Fm. Cola de Zorro
CVCC	Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue
RB	Ignimbritos Riscos Bayos
LMLI	Lavas Inferiores da Sequência Vulcânica Las Mellizas
LMI	Lavas Inferiores da Sequência Vulcânica Las Mellizas
LMLS	Lavas Superiores da Sequência Vulcânica Las Mellizas
SVLM	Sequência Vulcânica Las Mellizas
ZVSA	Zona Vulcânica Sul dos Andes

### Demais siglas e abreviaturas

ASM	Anisotropia de Susceptibilidade Magnética
BSE	Elétrons retroespalhados
CDP	Corrente de densidade piroclástica
EDS	Espectroscopia de energia dispersiva
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
MRI	Magnetização Remanente Isotérmica
VSM	Magnetômetro de Amostras Vibrante
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
Ti-Mag	Titano-Magnetita

## LISTA DE SÍMBOLOS

°C	Graus Celsius
Fe	Ferro
$\vec{H}$	Campo magnético
Hc	Coercividade
K	Susceptibilidade magnética
K <sub>1</sub>	Eixo máximo do tensor magnético, lineação magnética
K <sub>2</sub>	Eixo intermediário do tensor magnético
K <sub>3</sub>	Eixo mínimo do tensor magnético, pólo da foliação magnética
K <sub>m</sub>	Susceptibilidade magnética média
Lt	Fragmento lítico
$\vec{M}$	Magnetização
M <sub>rs</sub>	Magnetização remanente de saturação
M <sub>s</sub>	Magnetização de saturação
P'	Grau de anisotropia
Pl	Plagioclásio
T	Parâmetro de forma
Ti	Titânio
Tc	Temperatura de Curie

## SUMÁRIO

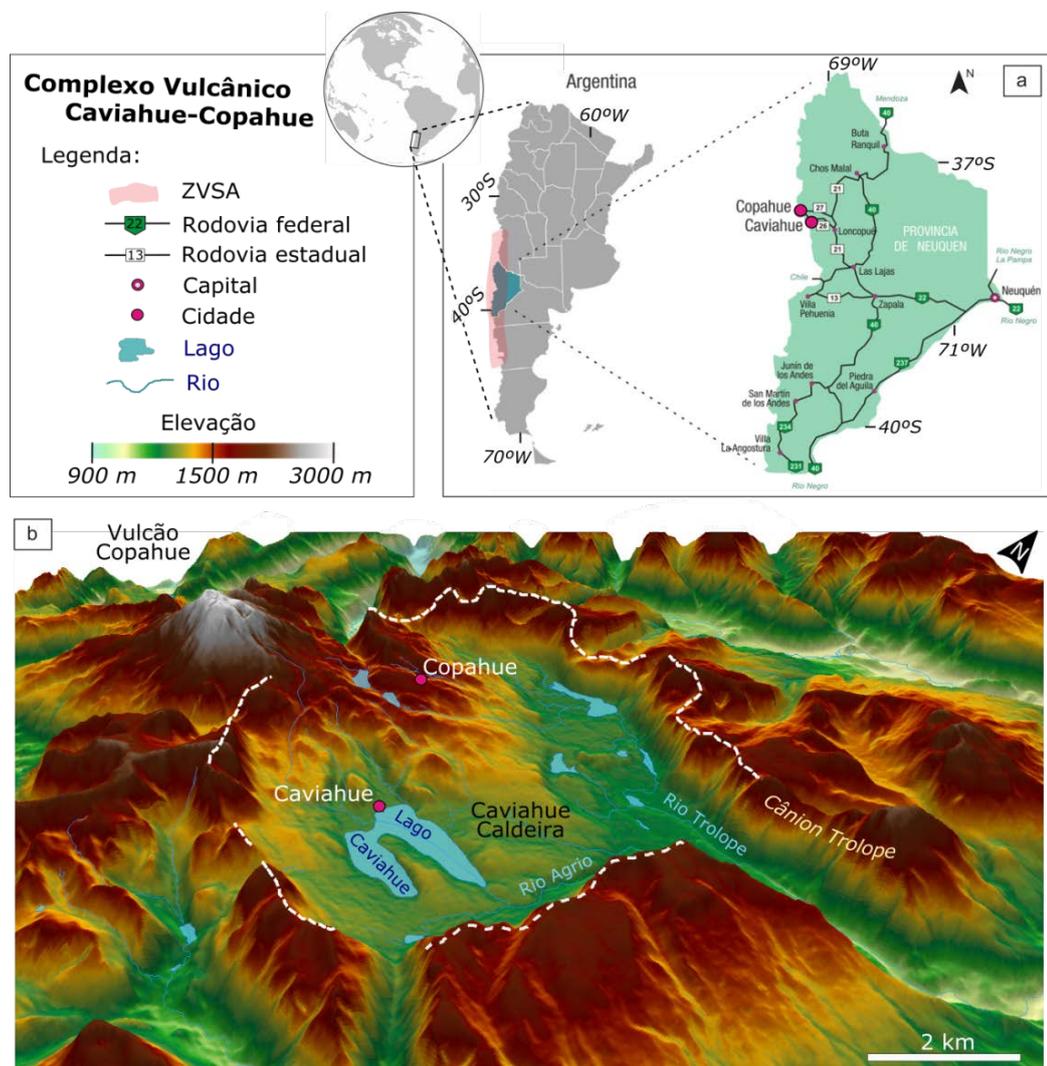
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>18</b>
<b>2 OBJETIVOS .....</b>	<b>21</b>
<b>3 ESTADO DA ARTE .....</b>	<b>22</b>
3.1 Caldeiras vulcânicas e faciologia de depósitos vulcânicos .....	22
3.2 O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (CVCC) .....	25
3.3 Propriedades magnéticas dos minerais e rochas .....	28
3.4 Anisotropia de susceptibilidade magnética .....	29
3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura .....	32
<b>4 METODOLOGIA .....</b>	<b>33</b>
4.1 Trabalho de campo.....	33
4.2 Amostragem paleomagnética .....	35
4.3 Preparação das amostras .....	37
4.4 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética .....	38
4.5 Caracterização da mineralogia magnética .....	40
4.6 Petrografia .....	41
4.7 Microscopia Eletrônica de Varredura .....	41
4.8 Geoprocessamento .....	41

<b>5 RESULTADOS .....</b>	<b>43</b>
5.1 Trabalho de campo.....	43
5.1.1 <i>Fm. Cola de Zorro .....</i>	<i>44</i>
5.1.2 <i>Sequência Vulcânicas Las Mellizas - Lavas .....</i>	<i>45</i>
5.1.3 <i>Sequência Vulcânicas Las Mellizas - Ignimbritos .....</i>	<i>46</i>
5.1.4 <i>Ignimbritos Riscos Bayos .....</i>	<i>48</i>
5.2 Petrografia .....	51
5.2.1 <i>Fm. Cola de Zorro .....</i>	<i>51</i>
5.2.2 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas .....</i>	<i>52</i>
5.2.3 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos .....</i>	<i>54</i>
5.2.4 <i>Ignimbritos Riscos Bayos .....</i>	<i>55</i>
5.3 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética .....	57
5.3.1 <i>Fm. Cola de Zorro .....</i>	<i>58</i>
5.3.2 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas .....</i>	<i>59</i>
5.3.3 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos .....</i>	<i>61</i>
5.3.4 <i>Ignimbritos Riscos Bayos .....</i>	<i>63</i>
5.4 Mineralogia Magnética .....	66
5.4.1 <i>Curvas Termomagnéticas .....</i>	<i>66</i>
5.4.2 <i>Histerese e Magnetização Remanente Isotérmica .....</i>	<i>68</i>
5.4.3 <i>Microscopia Eletrônica de Varredura .....</i>	<i>70</i>

<b>6. DISCUSSÃO</b> .....	72
6.1 Direções de fluxo .....	72
6.1.1 <i>Fm. Cola de Zorro</i> .....	72
6.1.2 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas</i> .....	73
6.1.3 <i>Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos</i> .....	75
6.1.4 <i>Ignimbritos Riscos Bayos</i> .....	77
6.1.5 <i>Parâmetros escalares</i> .....	79
6.2 Origem da ASM .....	80
6.3 Modelos evolutivos .....	83
6.3.1 <i>Interior da Depressão de Caviahue</i> .....	83
6.3.2 <i>Exterior da Depressão de Caviahue</i> .....	86
<b>7. CONCLUSÕES</b> .....	88
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	89

## 1 INTRODUÇÃO

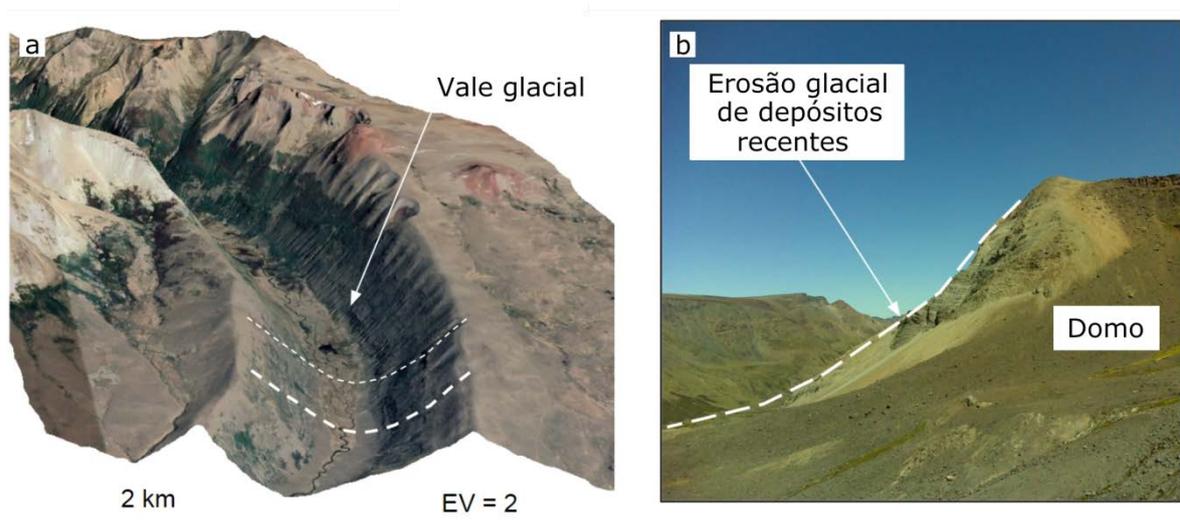
O vulcanismo compõe um importante processo geológico na dinâmica planetária, refletindo a evolução térmica da Terra e diversos planetas rochosos (Ort *et al.*, 2013; Fagents *et al.*, 2013). Entre as expressões morfológicas associadas ao vulcanismo terrestre destaca-se a ocorrência de caldeiras vulcânicas, um importante elemento vulcânico associado ao ciclo tectônico (Wood, 1984). O estudo de caldeiras vulcânicas apresenta relevância científica e social devido a sua magnitude, como eventos geológicos de grande expressão e, por vezes, catastróficos (e.g. Yellowstone, Toba, Pinatubo). O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (CVCC) está localizado na Zona Vulcânica Sul dos Andes (ZVSA), ao longo da fronteira entre a Argentina e o Chile, no extremo oeste da Província de Neuquén (Fig. 1a).



**Figura 1:** (a) Localização e (b) vista panorâmica do CVCC apresentando os principais elementos do relevo. Elaborado a partir de dados topográficos SRTM.

O CVCC abriga duas pequenas cidades (Copahue e Caviahue) e compõem um registro vulcânico singular na cordilheira andina, pois é caracterizado por uma depressão vulcano-tectônica, conhecida como Depressão de Caviahue, associada a um vulcão ativo, o vulcão Copahue (Fig. 1b). Apesar de tratar-se de um centro vulcânico jovem ( $< 6$  Ma, Linares *et al.*, 1999), devido ao evento de glaciação do Pleistoceno, estima-se que uma boa parte dos depósitos vulcânicos originais do CVCC tenha sido obliterada por processos de erosão flúvio-glaciais (Fig. 2; Díaz, 2003).

A ausência de afloramentos e elementos arquiteturais levou a duas hipóteses para geração da Depressão de Caviahue: a primeira atribui o surgimento da depressão a uma bacia de *pull-apart* associada ao esvaziamento de uma câmara magmática, resultado de esforços tectônicos associados a subducção oblíqua (Melnick *et al.*, 2006), enquanto que a segunda favorece a hipótese estritamente vulcanogênica, associando a depressão ao esvaziamento de uma câmara magmática (Pesce, 1989).



**Figura 2:** Exemplos de feições de erosão glacial presentes no CVCC: (a) vale em U na borda sul da depressão de Caviahue e (b) erosão do Domo Pucón-Mahuida. EV = Exagero vertical. Fonte: Elaborado pelo autor com base em imagens do GoogleEarth e registro fotográfico.

A restrição de afloramentos torna o estudo do CVCC um desafio geológico, devido à dificuldade em se obter dados estruturais e geomorfológicos, sendo necessária a busca de métodos alternativos, além da simples observação do relevo e descrições de campo, para o entendimento da evolução geológica da região. A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) compõe uma técnica geofísica que auxilia a determinação de sentidos de fluxo em lavas e ignimbritos (Hrounda, 1982), mesmo que estes apresentem ausência de foliação e lineação macroscópicas (Ernst & Baragar, 1992).

Neste trabalho são apresentados e discutidos dados de campo e de ASM do CVCC, integrados em um sistema de informação geográfica (SIG), com o objetivo de determinar sentidos de fluxo de produtos vulcânicos e identificar possíveis fontes deste vulcanismo, com enfoque nos depósitos vulcanoclásticos. Essa abordagem tem sido usada por outros trabalhos de forma a caracterizar a evolução geológica de sistemas vulcânicos complexos (*e.g.*, Lesti *et al.*, 2011; Agrò *et al.*, 2014; Tomek *et al.*, 2016; Alva-Valdivia *et al.*, 2017). Por meio desta metodologia foi possível definir o sentido de fluxos de diversos derrames e depósitos vulcanoclásticos presentes na área de estudo, aumentando o entendimento acerca da evolução geológica do CVCC e auxiliando no esclarecimento das hipóteses genéticas para a Depressão de Caviahue.

## 2 OBJETIVOS

O presente trabalho tem por objetivo definir direções de fluxos de lavas e ignimbritos presentes no CVCC permitindo, futuramente, a reconstrução do paleoambiente vulcânico e sua história evolutiva. Dentre os objetivos específicos destaca-se:

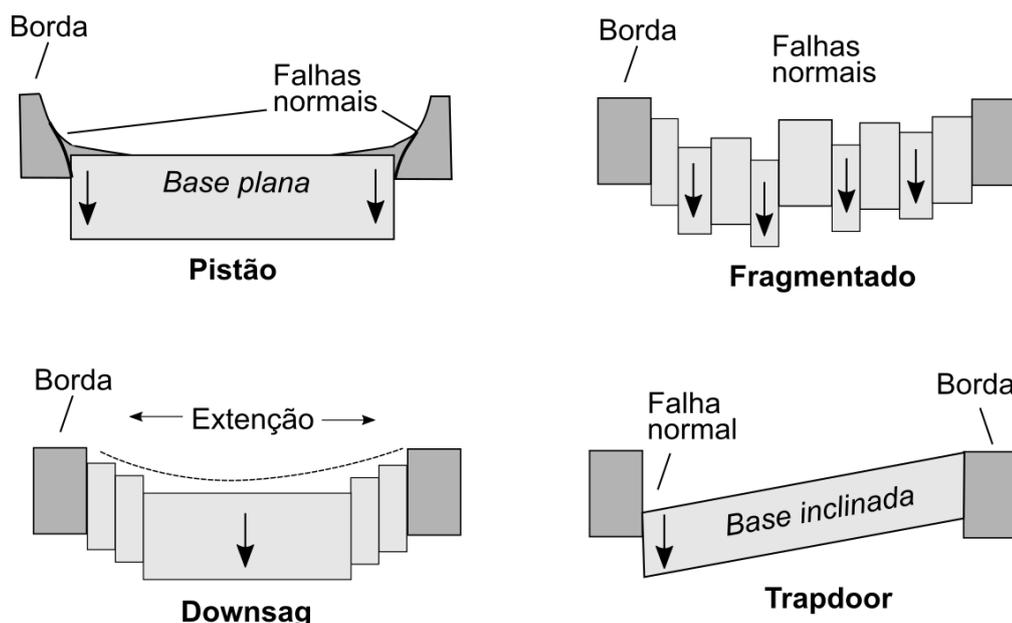
1. Testar e refinar a aplicação da ASM no estudo de depósitos vulcânicos, verificando a relação da trama obtida pela ASM com dados geológicos de campo.
2. Aprimorar o arcabouço geológico sobre a região do CVCC através da revisão dos mapas geológicos e caracterização das unidades vulcânicas.
3. Estabelecer uma base de dados digitais atualizada para o CVCC, em ambiente SIG.
4. Definir as direções de fluxo para as unidades amostradas, permitindo a identificação de centros vulcânicos e auxiliando a reconstrução arquitetural do CVCC.

### 3 ESTADO DA ARTE

#### 3.1 Caldeiras vulcânicas e faciologia de depósitos vulcânicos

Caldeiras vulcânicas são caracterizadas por depressões semicirculares geradas em uma diversidade de ambientes tectono-magmáticos (Acocella *et al.*, 2012), estando as feições mais expressivas associadas a um vulcanismo com alto conteúdo de sílica e voláteis (Gudmundsson, 2016). Esse vulcanismo ocorre vinculado a estruturas internas à caldeira, as quais podem ser condicionadas pela tectônica regional (*e.g.*, Bosworth *et al.*, 2003). Dentre os depósitos associados a caldeiras, destaca-se a ocorrência de ignimbritos com variáveis graus de soldagem (Wood, 1984), além de demais depósitos vulcanoclásticos associados, como tufo de queda e depósitos tipo *surges* (Cas & Wright, 1987).

Segundo Branney & Acocella (2015), os principais elementos morfológicos e estruturais de uma caldeira são: borda topográfica, parede topográfica interna, falhas limitadoras, assoalho estrutural, depósitos intracaldeira (principalmente ignimbritos soldados e depósitos de deslizamento de detritos das paredes da caldeira) e a câmara magmática subjacente (se ativa) ou um corpo ígneo solidificado (se inativa). Neste contexto, a formação de uma caldeira envolve o esvaziamento de uma câmara magmática e a subsidência local através de diversos mecanismos (Fig. 3, Cole *et al.*, 2005), dando origem a intenso vulcanismo, tanto de caráter explosivo quanto efusivo. Caldeiras marcadas por estilo pistão (*pistol*) são caracterizadas pela subsidência de um bloco coerente, controlado por falhas anelares, resultando em depósitos intracaldeira sem grande variação de espessura. (Fig. 3; Cole *et al.*, 2005). No colapso estilo *downsag* as falhas anelares não chegam a superfície e se decompõe em uma zona de deformação que delimita, de forma gradual, o limite da zona deprimida. Neste caso, as camadas apresentam leve caimento em direção ao centro da caldeira (Fig. 3; Branney, 1995; Cole *et al.*, 2005). O estilo fragmentado (*piecemeal*) contrasta com os demais devido a presença de diversos centros colapso, levando a presença de múltiplos centros eruptivos (Fig. 3; Lipman, 1997; Moore & Kokelaar, 1998; Cole *et al.*, 2005). O estilo *trapdoor* ocorre quando as falhas anelares não se desenvolvem completamente em todo perímetro da caldeira, levando a subsidência assimétrica de um bloco coerente (Fig. 3; Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005).



**Figura 3:** Mecanismos de subsidência e morfologias comuns de caldeiras vulcânicas.

Fonte: modificado de Cole *et al.* (2005).

Caldeiras são feições comuns em regiões de extensão crustal, em zonas de rifte e extensão relacionada a arcos vulcânicos (Branney & Acocella, 2015). O colapso de grandes caldeiras (com diâmetros de até 75 km) usualmente mostram associação com espessos depósitos ignimbríticos de composição predominantemente riolítica (Lipman, 1997; Branney & Acocella, 2015). Estes depósitos podem alcançar centenas de metros de espessura, conforme relatado por Hildreth *et al.* (2010) no Campo Vulcânico Maule, localizado na Zona Vulcânica Sul dos Andes, onde os depósitos ignimbríticos alcançam até 550 metros de espessura. Em contraste, caldeiras de pequeno porte (< 5 km de diâmetro) estão frequentemente associadas a magmas basálticos e andesíticos (Walker, 1984; Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005; Branney & Acocella, 2015).

Os processos vulcânicos podem continuar após os eventos de colapso e ressurgência da caldeira, podendo o magmatismo se estender intermitentemente por alguns milhões de anos (Branney & Acocella, 2015). Após o evento de geração e subsequente colapso de caldeira pode ocorrer soerguimento local da crosta, em um processo denominado ressurgência (*e.g.*, Galetto *et al.*, 2017). Este processo é caracterizado pelo reabastecimento e ascensão da câmara magmática subjacente, que gera uma estrutura na forma de domo e que pode causar a inclinação radial dos

depósitos ignimbríticos. Falhas normais também podem ser desenvolvidas neste estágio, principalmente na parte central da região soerguida (e.g., Prejean *et al.*, 2002; Galetto *et al.*, 2017). Corpos ígneos extrusivos e intrusivos, como domos de lava, criptodomos e diques podem preencher posteriormente as falhas limitadoras e outras estruturas associadas a caldeira, apresentando geometria anelar ou em cone (e.g., Walker, 1984; Bonin, 1986). Os diques anelares estão associados ao preenchimento das falhas geradas antes ou durante o colapso da caldeira e mergulham com um padrão centrífugo, enquanto os diques em cone são formados através do preenchimento das falhas por magmas relacionados ao soerguimento da câmara magmática, no estágio de ressurgência, e possuem mergulho com padrão centrípeto (Macdonald, 1989; Tomek *et al.*, 2018).

Há casos onde as caldeiras podem ter uma forte influência tectônica. Nestas condições, suas bordas poderiam ser delimitadas com base nas estruturas regionais (e.g., Bosworth *et al.*, 2003). Nesse contexto, caldeiras associadas a riftes resultam em uma morfologia alongada perpendicularmente a direção do graben que a contém (Walker, 1984, e.g., Taupo, na Nova Zelândia; Cole *et al.*, 1998), enquanto caldeiras associadas a estruturas transcorrentes podem apresentar morfologia retangular (Holohan *et al.*, 2007). Grandes intrusões graníticas epizonais relacionadas a ressurgência podem estar expostas na parte central ou ao longo das margens de caldeiras antigas consideravelmente erodidas (Branney & Acocella, 2015). Nestes casos, deve-se preferencialmente utilizar o termo *cauldron* para esta estrutura (Smith & Bailey, 1968; Cole *et al.*, 2005).

A técnica de análise faciológica permite, nesse contexto, a reconstrução desses ambientes por meio da observação de texturas, composição e estrutura das rochas associadas a caldeiras e terrenos vulcânicos (Cas & Wright, 1987). Tendo em vista que uma fácies reflete um determinado processo, Branney & Kokelaar (2002) apresentam possíveis interpretações para determinadas fácies, conforme apresentado na Tabela 1.

**Tabela 1:** Exemplos de fácies vulcânicas comuns e sua interpretação ou processo gerador.

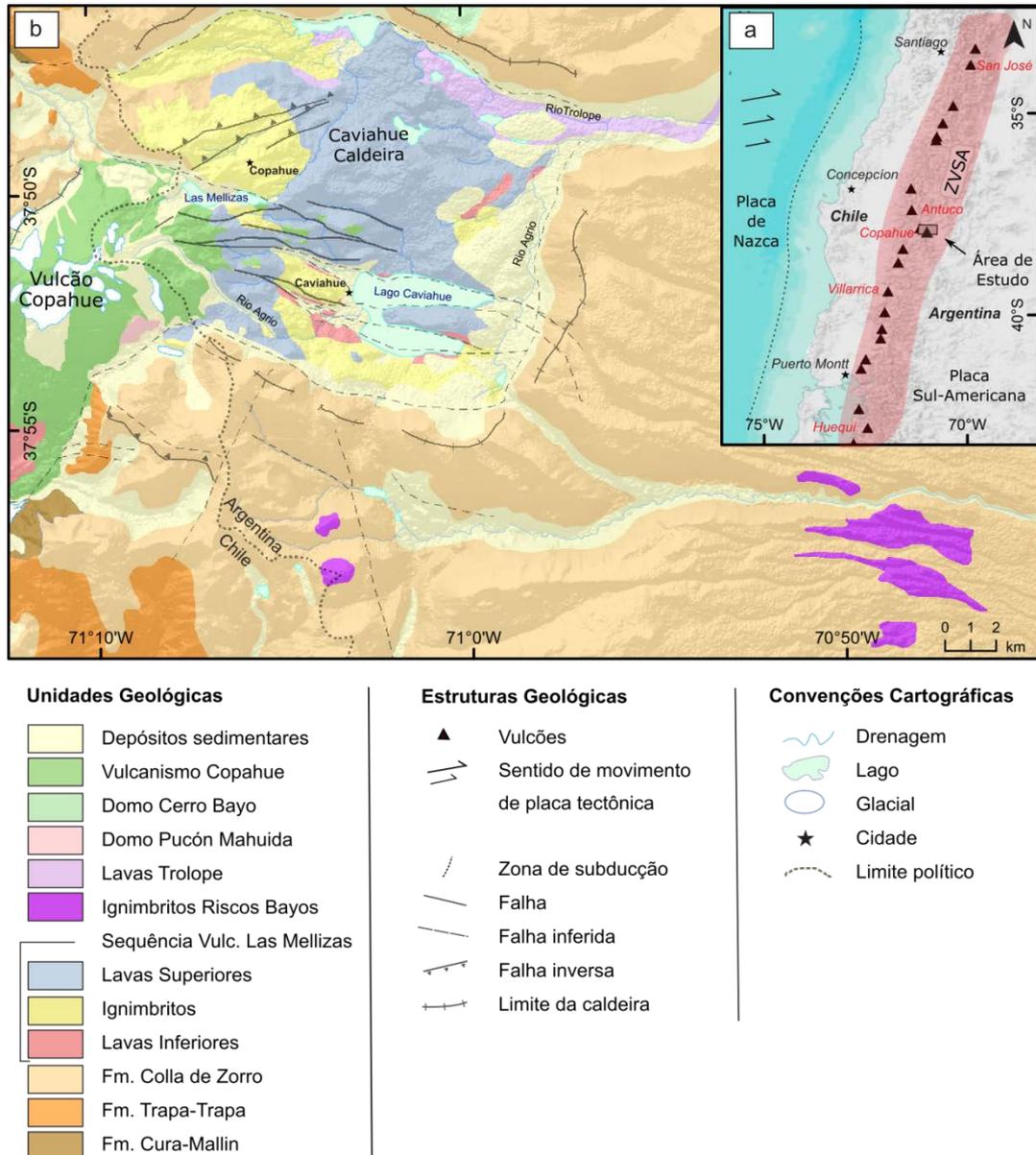
Fácies	Descrição	Interpretação
mLT	Lápilli-tufo maciço	Rápida deposição através de fluxo piroclástico particulado e fluidizado
sT	Tufo com estratificação plano-paralela	Precipitação de partículas em fluxo diluído, com baixa velocidade
eLT	Lápilli-tufo com textura eutaxítica	Coalescência de partículas ainda quentes sob carga litostática
reoLT	Reoignimbrito	Intensa coalescência de partículas em estado dúctil, intenso reomorfismo

Fonte: Modificado de Braney & Kokelaar (2002).

### 3.2 O Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue (CVCC)

O CVCC está localizado na ZVSA, ao longo da fronteira entre Argentina e Chile (Fig. 4a). O vulcanismo nessa região está associada a subducção oblíqua da placa de Nazca sob a placa Sul Americana, sendo caracterizado por emissões basálticas a andesíticas (Hildreth & Moorbath, 1988). O CVCC é caracterizado por uma depressão vulcano-tectônica de aproximadamente 15 x 20 km, conhecida como Caldeira Caviahue, e pelo estrato vulcão Copahue, situado a oeste desta depressão (Fig. 4b; Melnick *et al.*, 2006).

Ambas feições estão situadas aproximadamente 30 km à leste do arco vulcânico atual (Melnick *et al.*, 2006). A evolução geológica do complexo é marcada por ciclos efusivos e explosivos ao longo dos últimos 6 Ma (Linares *et al.*, 1999; Sruoga & Consoli, 2011). Dados isotópicos e elementos-traço indicam fontes distintas para os magmas produzidos no CVCC: enquanto os depósitos associados a Caviahue mostram contribuição mantélica, o vulcão Copahue apresenta forte influência de sedimentos subductados (Roulleau *et al.*, 2018).



**Figura 4:** Localização do CVCC e seu (a) contexto na Cordilheira Andina; (b) mapa geológico do CVCC, com as principais unidades vulcânicas, efusivas e explosivas.

Fonte: Modificado de Melnick *et al.* (2006).

Do ponto de vista geográfico, as unidades presentes na região podem ser divididas em dois grupos principais, intra- e extra-depressão (Mazzoni & Licitra, 2000). As unidades intra-depressão são compostas essencialmente por fluxos de lava e ignimbritos da Sequência Vulcânica Las Mellizas (SVLM), amplamente distribuídos na Depressão de Cavihue (Fig. 4b). A SVLM é composta por três unidades distintas: Lavas Inferiores (LMLI), composta por basaltos e andesitos marcante disjunção colunar (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006);

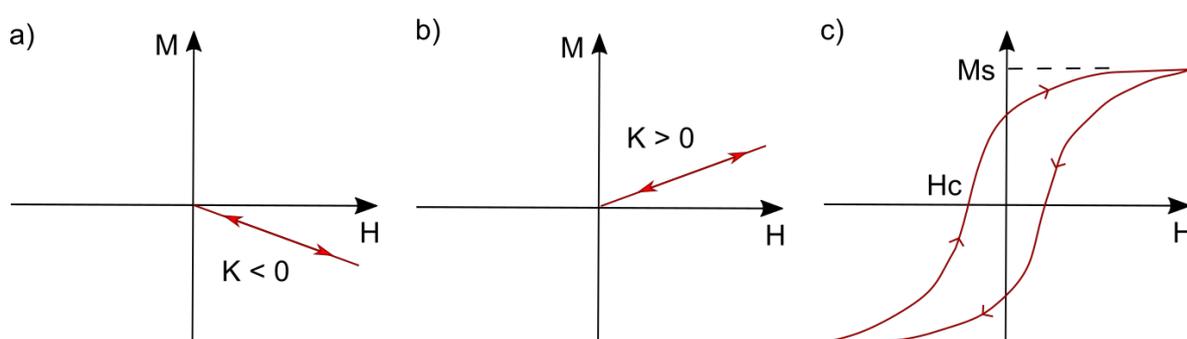
Ignimbritos (LMI), de composição andesítica a dacítica, marcados pela abundância de blocos erráticos e alto grau de soldagem, por vezes ocorrendo como reoignimbritos (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2016); Lavas Superiores (LMLS), de composição andesítica e apresentando foliação subhorizontal (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006).

Em contraste, as unidades extra-depressão compreendem a Fm. Cola de Zorro (CL), que apresenta derrames de composição basáltica e andesítica intercalados com camadas de ignimbritos não soldados (Melnick *et al.*, 2006), e os Ignimbritos Riscos Bayos (RB) que, situados a 15 km a sudeste das bordas da depressão de Caviahue, consistem em ignimbritos não soldados de composição andesítica a riolítica (Mazzoni & Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006). Enquanto a CL tem sido interpretada como a última unidade pré-caldeira, os RB são frequentemente associados a fluxos piroclásticos de escape e menor temperatura associados a formação da Caldeira de Caviahue (*sensu* Pesce, 1989). A manifestação mais recente na região consiste no vulcão Copahue, alvo de diversos estudos devido a sua intensa atividade nos últimos 260 anos - incluindo erupções recentes em 2012, 2014 e 2016 (Caselli *et al.*, 2016). O vulcão é caracterizado por emissões basálticas na forma de derrames e depósitos piroclásticos (subordinado), emitidos tanto pelo conduto central quando por fissuras laterais (Melnick *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2016).

A relação estratigráfica das unidades é apresentada na Fig. 4, bem como na Fig. 11. Dados de poços de exploração geotérmica indicam espessuras maiores que 1.000 m para as SVLM no interior da depressão de Caviahue, com a predominância de ignimbritos somando espessuras de até 500 m (Barcelona *et al.*, 2019), confirmadas por dados de campo (Pesce, 1989; Melnick *et al.*, 2006).

### 3.3 Propriedades magnéticas dos minerais e rochas

A susceptibilidade magnética ( $K$ ) representa a facilidade com que um material adquire magnetização ( $\vec{M}$ ), quando exposto a um campo magnético ( $\vec{H}$ ) (Dubey, 2014). Em amostras rochosas, essa propriedade é resultado da presença de minerais com comportamentos distintos, conforme apresentado na Figura 5. Minerais diamagnéticos, como o quartzo e a calcita, apresentam magnetização não permanente e antiparalela ao campo aplicado (Fig. 5a). Minerais paramagnéticos, como biotitas e anfibólios, também apresentam magnetização não permanente, porém sua magnetização é paralela ao campo aplicado (Fig. 5b). Os minerais ferromagnéticos, em contraste com os grupos anteriores, têm a capacidade de registrar o campo magnético aplicado, exibindo o mesmo sentido que este e uma forte resposta a magnetização (Dubey, 2014). Esses materiais também apresentam coercividade ( $H_c$ , que pode ser traduzida como a resistência a magnetização), e uma magnetização de saturação ( $M_s$ , que representa a máxima magnetização possível para o material) (Butler, 1992). Isso resulta em uma curva de magnetização em histerese (formato de *loop*) para os materiais ferromagnéticos (Fig. 5c), diferentemente do comportamento linear observado nos minerais dia- e paramagnéticos (Fig. 5a-b).

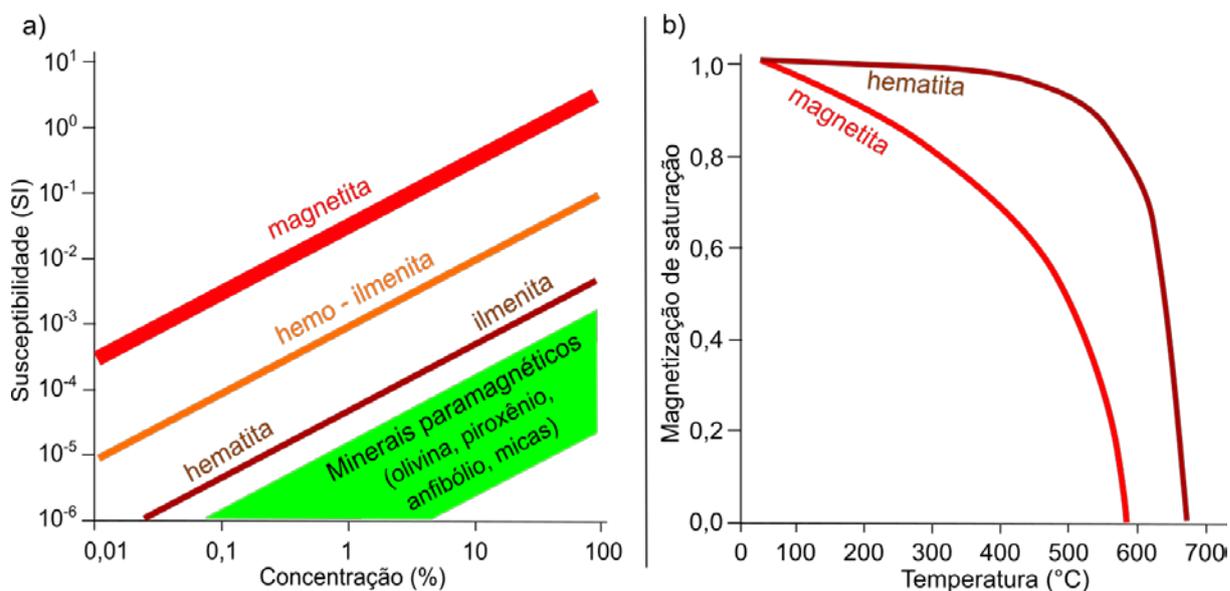


**Figura 5:** Resposta da magnetização ( $\vec{M}$ ) a aplicação de um campo ( $\vec{H}$ ) para diferentes materiais: (a) diamagnetismo, (b) paramagnetismo e (c) ferromagnetismo.

Elaborado a partir de Dunlop & Özdemir (1997).

Minerais ferromagnéticos, como magnetita e hematita geralmente são os que mais contribuem para a susceptibilidade magnética de uma rocha, conforme apresentado na Figura 6a (Tarling & Hrounda, 1993). Estes minerais podem ser diferenciados com base em sua temperatura de Curie ( $T_c$ ), que marca uma mudança no comportamento magnético dos minerais. A partir da  $T_c$  os minerais

ferromagnéticos passam a apresentar um comportamento paramagnético, exibindo grande queda no valor de sua susceptibilidade magnética. Isso permite diferenciar as fases presentes, tendo em vista que cada mineral apresenta um  $T_c$  característica (Butler, 1992), conforme apresentado na Figura 6b.



**Figura 6:** Gráficos da (a) contribuição dos minerais para a susceptibilidade magnética de uma rocha; (b) temperaturas de Curie para magnetita e hematita.

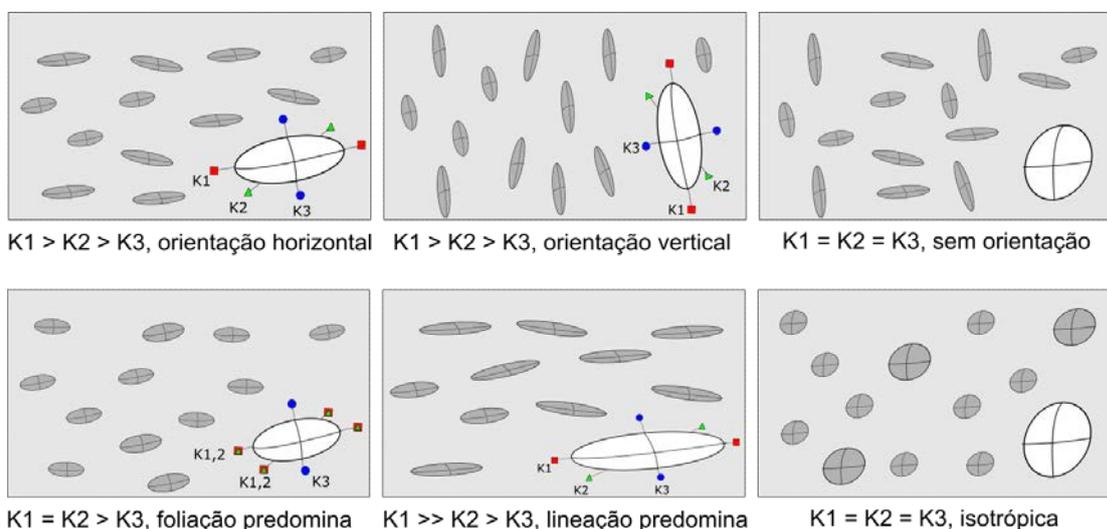
Fonte: Tarling & Hrounda (1993) e Butler (1992).

### 3.4 Anisotropia de susceptibilidade magnética

A ASM é uma técnica geofísica que, fazendo uso da orientação dos minerais magnéticos presentes nas rochas, pode ser aplicada a estudos estruturais e de petrofábrica (e.g., Hrouda, 1982; Rochette *et al.*, 1992). Sua principal vantagem consiste na velocidade de obtenção de dados, além da possibilidade de aplicação a amostras sem foliação macroscópica aparente (Ernst & Baragar, 1992).

Essa técnica parte do princípio da orientação de minerais, devido ao cisalhamento, quando inseridos em um fluxo de lava ou ignimbrito (Dragoni *et al.*, 1997; Tarling & Hrounda, 1993). Dessa forma, o tensor magnético reflete a orientação das partículas e a soma dos tensores magnéticos individuais presentes na amostra, podendo assumir muitas formas conforme apresentado na Figura 7 (Jackson, 1991; Ferré *et al.*, 2003). O tensor magnético é representado por três

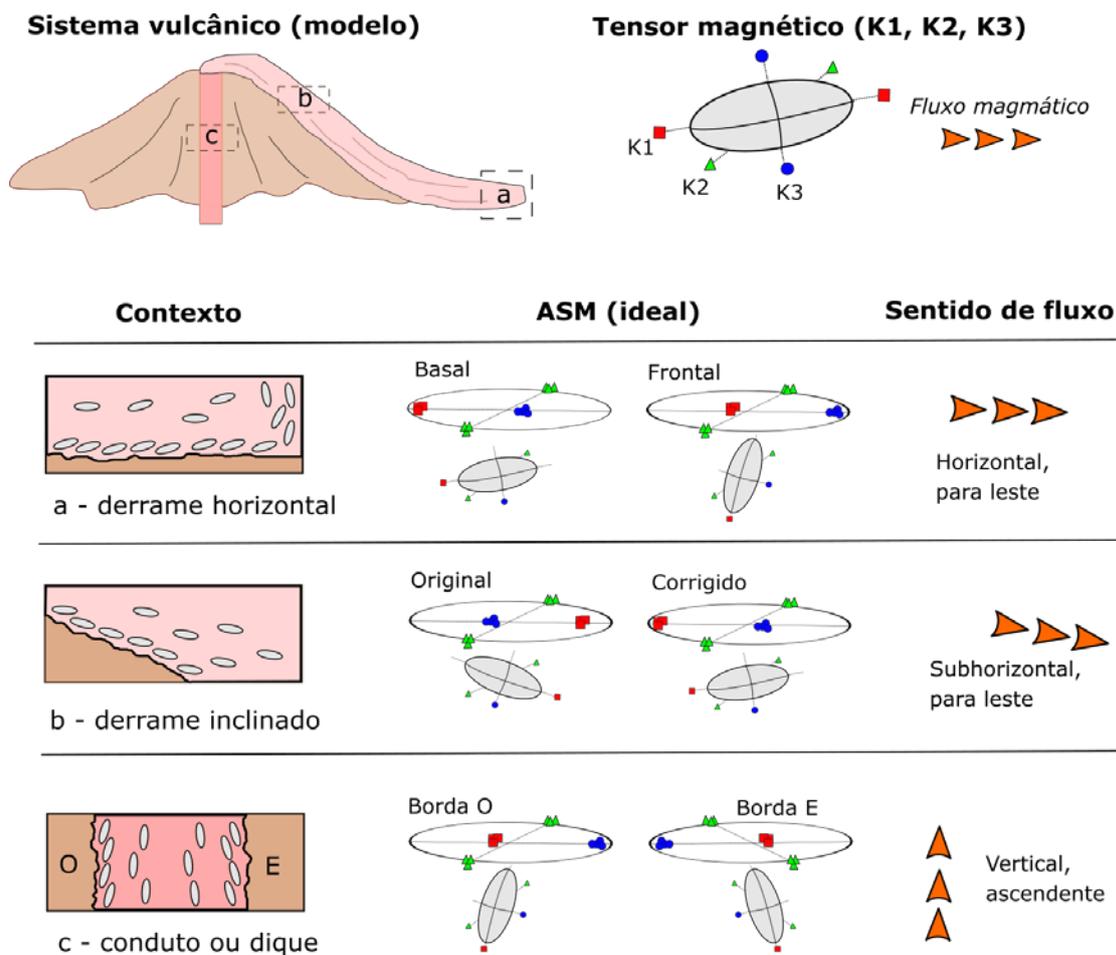
eixos ( $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ ), onde  $K_1$  é o eixo de maior susceptibilidade e representa a lineação magnética, enquanto  $K_3$  compõe o eixo de menor susceptibilidade e representa o plano da foliação (Dubey, 2014).



**Figura 7:** Esquema representando a influência da orientação e forma das partículas sobre o tensor magnético.

Além dos parâmetros direcionais, a ASM também permite a obtenção de parâmetros escalares que dizem respeito a relação entre os eixos  $K_1$ ,  $K_2$  e  $K_3$  do tensor magnético. A susceptibilidade magnética média ( $K_m$ ) reflete a média aritmética das intensidades de  $K_1$ ,  $K_2$  e  $K_3$ , que é correlacionável a composição das rochas (Hunt *et al.*, 1995). O grau de anisotropia ( $P'$ ) reflete a diferença entre os eixos do tensor magnético, permitindo avaliar a proporção (magnitude) entre cada eixo. O parâmetro de forma ( $T$ ) também diz respeito à forma do tensor magnético, permitindo a diferenciação entre elipsoides prolatos ( $T < 0$ ), oblatos ( $T > 0$ ) ou triaxiais ( $T = 0$ ).

Através de um susceptibilímetro é possível medir a intensidade da magnetização em amostras e assim determinar o tensor magnético, que reflete a orientação geral das partículas em sistema vulcânico, conforme apresentado na Figura 8 (Cánón-tapia *et al.*, 1996; Loock *et al.*, 2008; Tomek *et al.*, 2016; Feménias *et al.*, 2004). Através da projeção do tensor em um estereograma, torna-se possível estimar as direções de fluxo magmático e reconstruir partes do sistema vulcânico e regime tectônico, como partes de um conduto, derrames e a paleotopografia local (e.g., Pueyo-anchuela *et al.*, 2014; Tomek *et al.*, 2016).



**Figura 8:** Modelo de ASM para sistema vulcânico e as possibilidades de arranjos magnéticos esperados para cada tipo de depósito. Elaborado pelo autor com base em Cãnón-Tapia *et al.* (1996), Loock *et al.* (2008), Tomek *et al.* (2016) e Feménias *et al.* (2004).

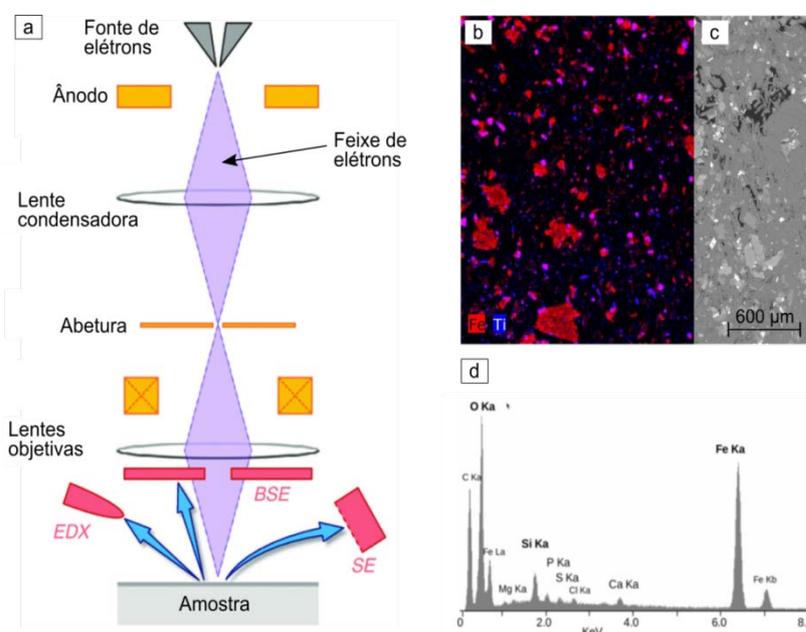
Neste contexto, as porções basais e de topo de derrames formados em substratos inclinados ou subhorizontais (contexto das Fig. 8a,b) apresentariam  $K_1$  subhorizontal e levemente imbricado (Cãnón-Tapia *et al.*, 1996; Loock *et al.*, 2008), enquanto porções de frente de derrame retornariam elipsoides subverticais com  $K_1$  apresentando alto caimento. Em contraste, a região do conduto (contexto da Fig. 8c) apresentaria  $K_1$  subvertical, com notável imbricamento junto às paredes do conduto devido ao cisalhamento simples (Feménias *et al.*, 2004).

Além do controle macroscópico (i.e., regime de fluxo e orientação das partículas), trabalhos recentes têm indicado que as condições microscópicas também exercem influência sobre o resultado obtido com a técnica de ASM (Rochette *et al.*, 1992; Rochette *et al.*, 1999; Moncinhatto, 2017; Moncinhatto *et al.*, 2019). A presença de magnetitas com alto conteúdo de titânio, por exemplo, pode

indicar que esse mineral tenha se formado numa etapa posterior e, por consequência, não podendo ser aplicado a determinação das direções de fluxo (Moncinhatto *et al.*, 2019). Assim, torna-se essencial o estudo da mineralogia magnética para uma compreensão adequada dos sentidos obtidos pela ASM.

### 3.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) permite a obtenção de imagens de alta ampliação e alta resolução (Reed, 1993), além da caracterização qualitativa de fases minerais através de técnicas de espectroscopia. O equipamento (Fig. 9a) consiste em diversos detectores que captam a resposta de uma amostra a um feixe condensado de elétrons produzido por uma fonte de elétrons acelerados em alta tensão, usualmente 1 a 20 keV (Shah *et al.*, 2019). Dentre as análises possibilitadas pelo MEV, destaca-se a geração de mapas composicionais e diagramas espectrais que refletem a presença de elementos na amostra (Fig. 9b,d) por meio de espectroscopia por energia dispersiva (EDS), além de imagens do hábito dos óxidos (Fig. 9c) por meio de imageamento de elétrons secundários (BSE).



**Figura 9:** (a) partes de um microscópio eletrônico de varredura, (b) mapas composicionais, (c) imagens de BSE. (d) determinação da presença de elementos por EDS.

Fonte: Modificado de Shah *et al.* (2019).

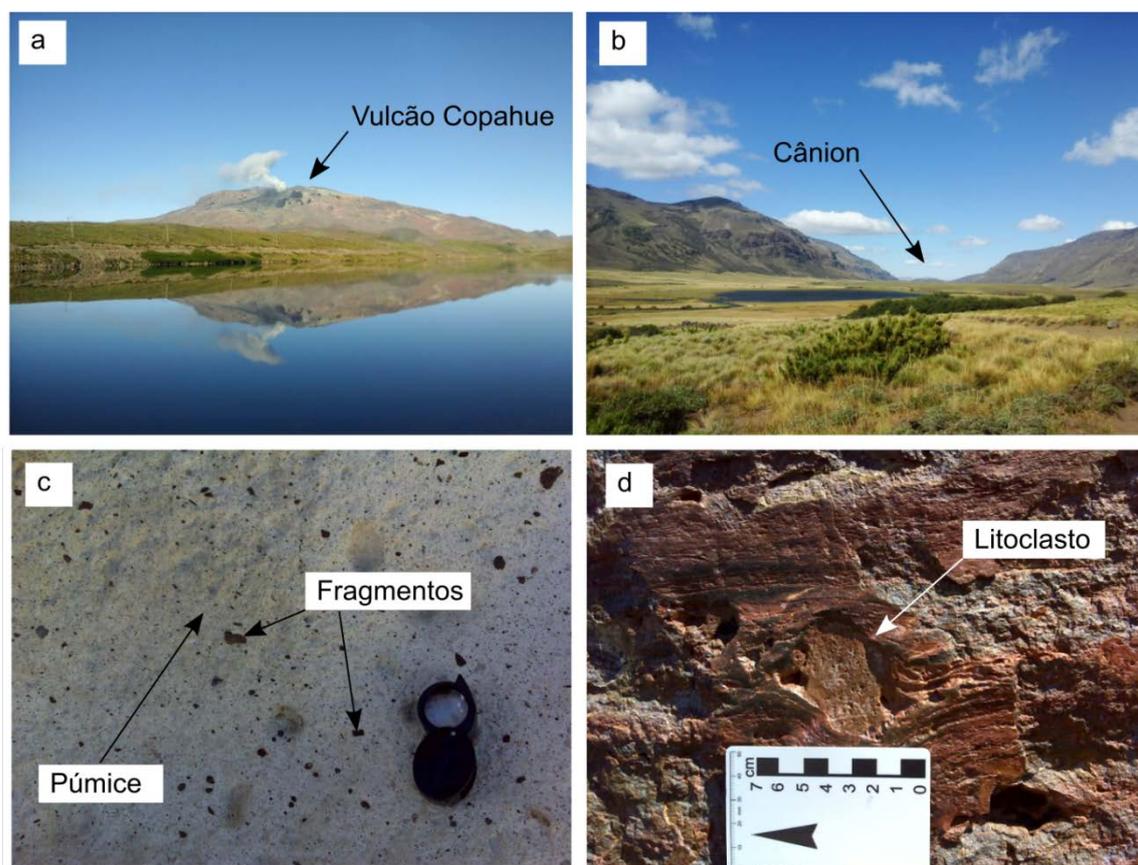
## 4 METODOLOGIA

Neste capítulo são apresentados os principais métodos utilizados durante a pesquisa. A metodologia do presente trabalho envolveu uma etapa de campo, que incluiu a descrição de afloramento e amostragem paleomagnética. Os dados paleomagnéticos foram analisados utilizando ASM, acompanhada de uma análise da mineralogia magnética presente nas amostras, a qual é mais aprofundada por Moncinhatto (2017) e Moncinhatto *et al.* (2019). Por fim, os dados foram integrados em um banco de dados e ambiente SIG.

### 4.1 Trabalho de campo

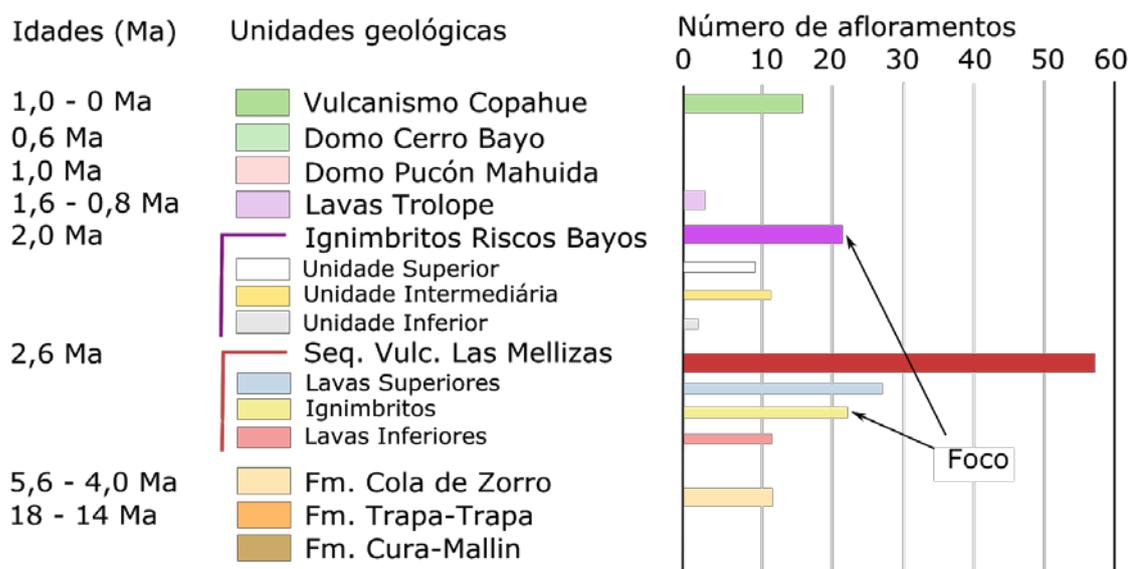
Duas visitas ao CVCC foram realizadas, entre os anos de 2016 e 2017, com o objetivo de obter dados estruturais e faciológicos. Em ambas campanhas foram coletados dados estruturais e descritivos, assim como espécimes para aplicação da técnica de ASM. O campo de 2016 teve duração de uma semana e envolveu a descrição de 33 afloramentos.

O campo realizado em 2017 contou com a participação do autor desta monografia e teve duração de 12 dias, ocorrendo entre 22 de fevereiro e 5 de março de 2017. Nesta campanha foram amostrados e descritos 57 afloramentos. Os afloramentos foram analisados com o uso de bússola geológica e caderneta de campo, além de registros fotográficos. Nesta etapa buscou-se observar feições do relevo (Fig. 10a e b), estruturas e fácies vulcânicas (Fig. 10c e d), seguindo os modelos de Cas & Wright (1987) e Branney & Kokelaar (2002). Os dados de campo de ambas campanhas foram compilados em um banco de dados, contendo a identificação do afloramento, sua descrição geológica, estrutural e fotos.



**Figura 10:** Observações de campo no CVCC: (a) Vulcão Copahue, (b) cânion a NW de Cavihue, (c) exemplo de ignimbrito não soldado da Fm. Riscos Bayos e d) exemplo de ignimbrito soldado da Sequência Vulcânica Las Mellizas.

Em ambos os campos foram amostradas as unidades geológicas mais expressivas presentes no CVCC (Fig. 4 e 11), incluindo a Fm. Cola de Zorro, a Sequência Vulcânica Las Mellizas, os Ignimbritos Riscos Bayos, as Lavas Trolope e os derrames associados ao Vulcanismo Copahue. Devido a sua presença restrita, os domos Cerro Bayo e Pucón Mahuida não foram alvo de amostragem, tão pouco as unidades mais antigas que a Fm. Cola de Zorro (i.e., Fm. Trapa Trapa e Cura-Mallin, Fig. 4b). Tendo em vista que o presente trabalho pretende auxiliar na reconstrução paleoambiental, estabeleceu-se como foco de análise as unidades vulcanoclásticas associadas a evolução do CVCC (ou seja, a SVLM e os RB; Fig. 11), sendo que estas podem estar associadas a importantes episódios explosivos relacionados ao complexo.



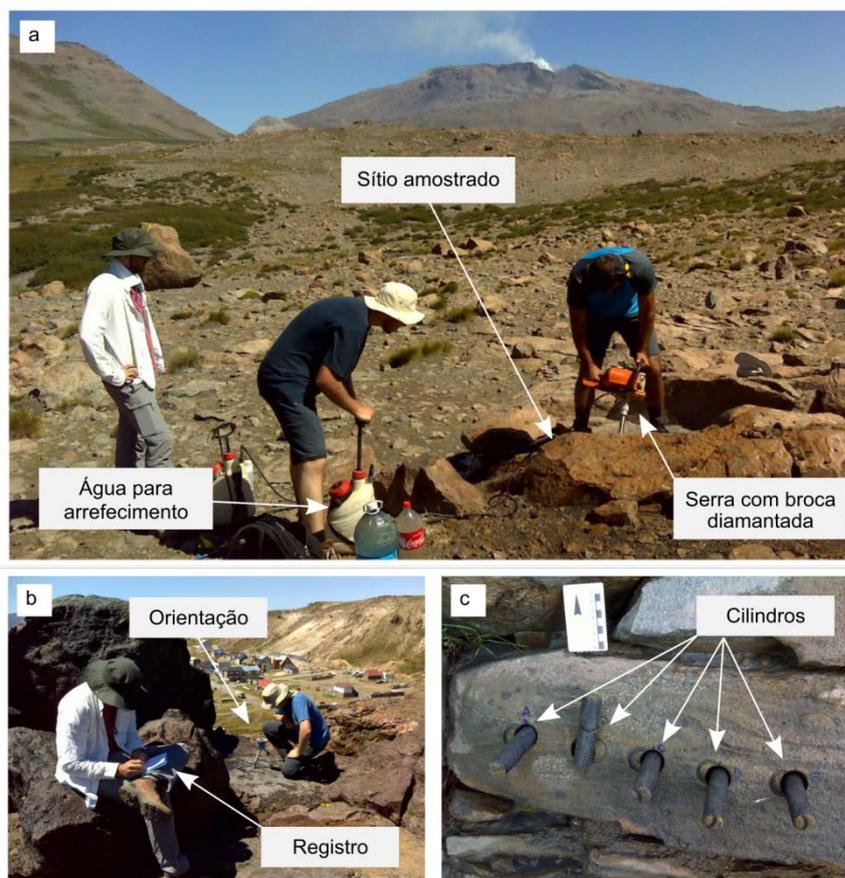
**Figura 11:** Unidades estratigráficas do CVCC, suas idades disponíveis e o número de afloramentos descritos para cada unidade. Fonte: Elaborado pelo autor. Unidades e idades de Linares *et al.*, (1999) e Varekamp *et al.* (2006).

As principais limitações do trabalho de campo podem incluir a deficiência de afloramentos de uma determinada unidade, com um possível tendenciamento dos dados. No presente trabalho, estas dificuldades foram superadas através de duas estratégias: (I) uma etapa pré-campo, com a identificação de alvos e a definição de uma malha espaçada para amostragem e (II) uma quantidade satisfatória de afloramentos, tendo em vista que cada unidade foco deste trabalho apresenta, ao menos, 20 afloramentos descritos (Fig. 11).

#### 4.2 Amostragem paleomagnética

A amostragem paleomagnética (exemplificada na Fig. 12) foi realizada com o uso de uma perfuratriz portátil alimentada a gasolina, com broca diamantada não magnética com diâmetro de 2,5 cm (Fig. 12a). Após a perfuração, os espécimes cilíndricos são orientados com o auxílio de bússola (Fig. 12b), o que permite sua reconstrução espacial posterior no laboratório. Além disso, também são registradas - quando presentes - as foliações e lineações do afloramento, a fim de validar os resultados obtidos pela ASM. Para cada afloramento descrito foram coletados, em

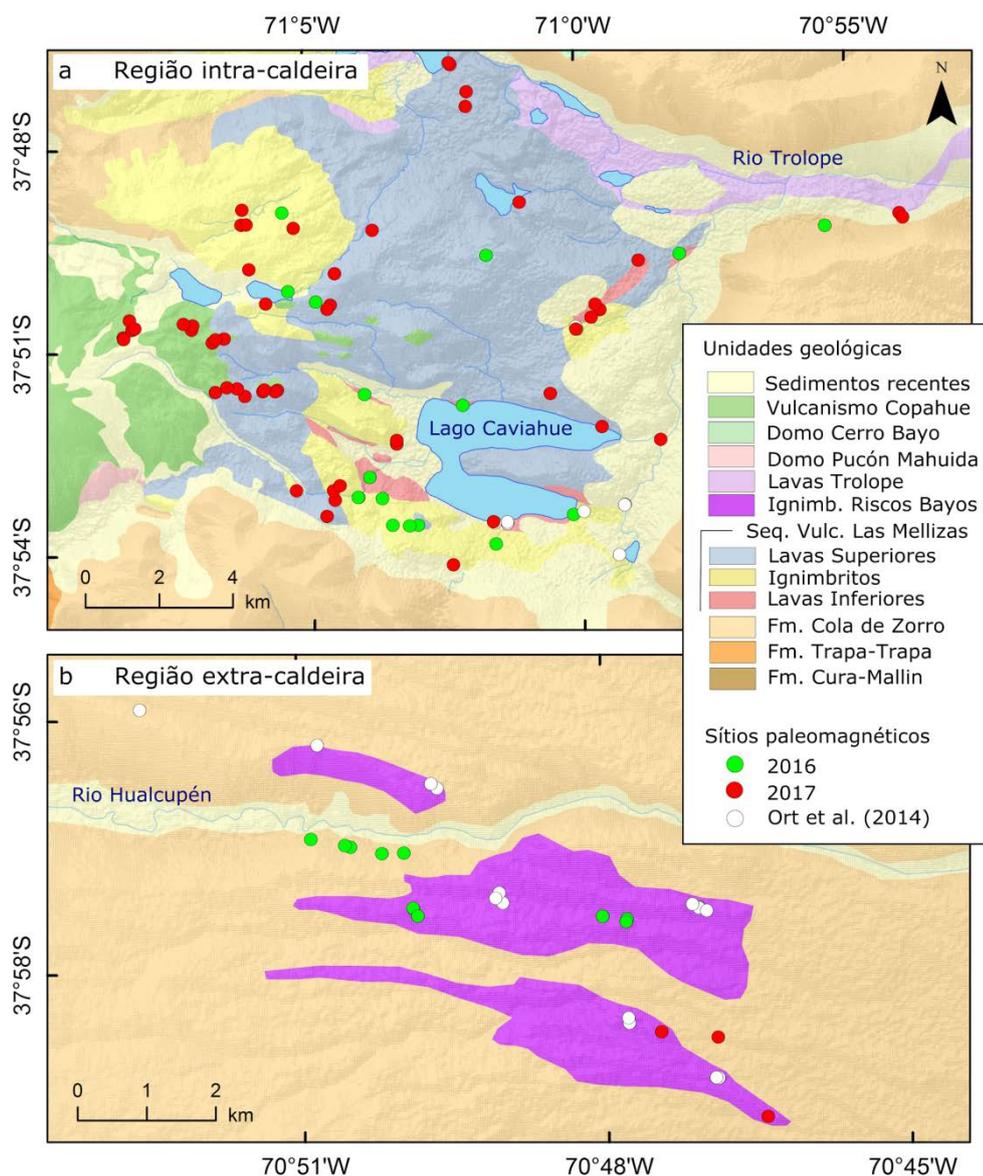
média, 9 amostras cilíndricas (Fig. 12c), tornando possível o tratamento estatístico dos dados.



**Figura 12:** Metodologia de amostragem de sítios paleomagnéticos: (a) amostragem com perfuratriz, (b) orientação dos cilindros amostrados e (c) retirada e identificação dos cilindros.

A amostragem foi dividida em duas áreas do CVCC, uma intra e outra extra-caldeira (*sensu* Pesce, 1989). A região intra-caldeira (Fig. 13a) é caracterizada pela presença de ignimbritos com alto grau de soldagem, enquanto que a região extra-caldeira (Fig. 13b) apresenta ignimbritos não soldados (Mazzoni & Licitra, 2000).

Os dados processados e analisados nesta monografia incluem 31 sítios da campanha de 2016 e 9 sítios da campanha de 2017. Em adição aos sítios obtidos nas campanhas de campo, foram reprocessados e incorporados à análise 21 sítios estudados por Ort *et al.* (2014), que estudou as rochas vulcanoclásticas da região.

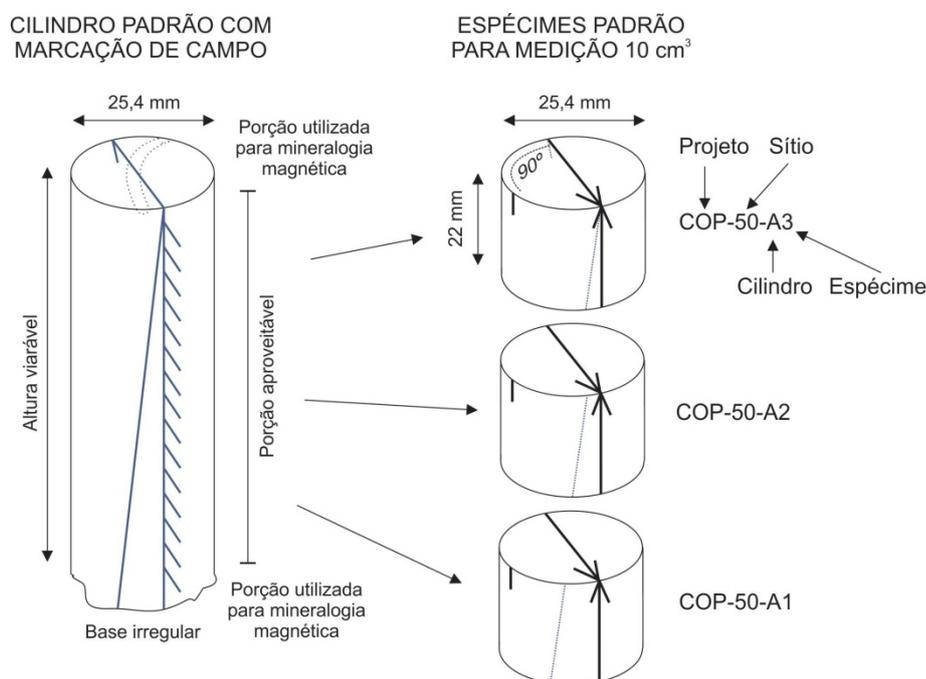


**Figura 13:** Distribuição dos sítios paleomagnéticos nas regiões (a) intra e (b) extra-caldeira do CVCC.

#### 4.3 Preparação das amostras

A preparação de amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP). Os cilindros amostrados foram cortados, usando serra diamantada, em espécimes individuais com 2,2 cm de altura (Fig. 14), permitindo a padronização de espécimes com  $\sim 11 \text{ cm}^3$ , volume padrão para ser analisado no susceptômetro. Nesta etapa também foram separados fragmentos

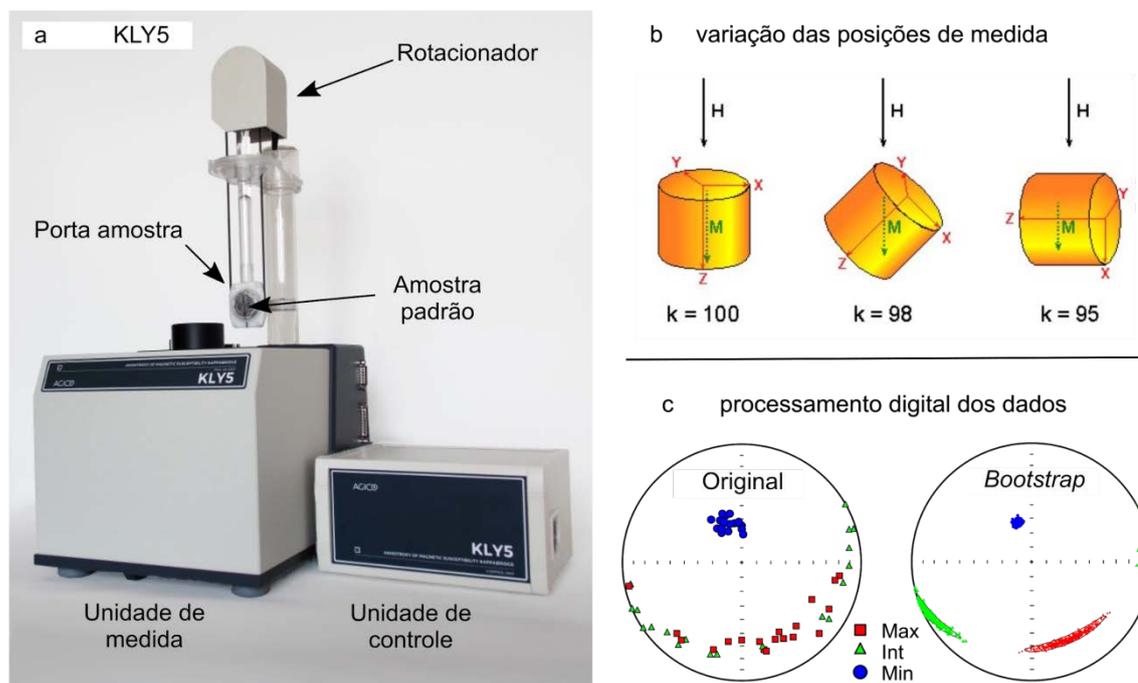
irregulares, usualmente do topo e base do cilindro, para análises químicas e de mineralogia magnética.



**Figura 14:** Corte e preparação de espécimes para medidas paleomagnéticas. Fonte: Grupo de Paleomagnetismo da UFRGS.

#### 4.4 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

As medidas de ASM foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USPMag), utilizando um susceptômetro *Kappabridge MFK1* (Fig. 15a), da Agico Ltd, regulado para um campo magnético de 200 A/m e frequência de medida de 976 Hz, controlado pelo software de controle *Safyr 7* (Agico Ltd). Este equipamento possibilita a obtenção de valores de susceptibilidade magnética (K) através de medidas da magnetização (M) sob um campo (H) em diferentes posições, com um rotacionador automático (Fig. 15b). Os dados obtidos foram analisados através do software *Anisoft 5* (Agico Ltd), através de elipsoides de susceptibilidade em projeção estereográfica de três eixos ortogonais ( $K_1$ ,  $K_2$  e  $K_3$ ), com a definição de eixos de susceptibilidade médios, ângulos de confiança e análise de *bootstrap* (Fig. 15c; Constable & Tauxe, 1990). Além disso, parte dos dados também foi processada utilizando o programa *Stereonet 10.0* (Allmendinger *et al.*, 2012).



**Figura 15:** Medições da ASM. (a) equipamentos de medida; (b) processo de medida, com variação da posição do espécime analisado; (c) resultado obtido de tensor magnético. Fonte: Modificado de Agico Ltd (2019) e Instituto Nacional de Vulcanologia e Geofísica (2019).

A direção de fluxo foi obtida através da análise do imbricamento da trama magnética, seguindo os trabalhos de Cañon-Tapia *et al.* (1996), Caballero-Miranda *et al.* (2009) e Lesti *et al.* (2011), onde o sentido de mergulho do menor eixo de susceptibilidade ( $K_{\min}$ , ou  $K_3$ ) indica o sentido de fluxo. Os sentidos foram tratados em ambiente SIG e agrupados em diagramas de roseta. Dos sítios amostrados, 33 (correspondentes ao campo de 2016) foram medidos por Moncinhatto (2017), enquanto que dos demais 57 sítios (relativos ao campo de 2017), 9 foram medidos pelo autor da monografia. A confiabilidade e precisão da ASM foi definida com base no agrupamento e ângulos de confiança obtidos para o tensor magnético. Em caso de valores dispersos ou não agrupados (ângulo de confiança maior que  $26^\circ$ ), os dados foram considerados não significativos.

#### 4.5 Caracterização da mineralogia magnética

A determinação das fases magnéticas presentes nas amostras foi realizada no USPMag, através de curvas termomagnéticas visando a obtenção das Temperaturas de Curie ( $T_c$ ; Dunlop & Özdemir, 1997). Tendo em vista a composição das amostras (basaltos a riolitos; Melnick et al., 2006), as principais fases minerais óxidos de Fe, como magnetitas ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $T_c = 580^\circ\text{C}$ ), hematitas ( $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $T_c = 680^\circ\text{C}$ ) e titanomagnetitas ( $\text{Fe}_{(3-x)}\text{Ti}_x\text{O}_4$ , com  $T_c$  inversamente proporcional a concentração de Ti) (Butler, 1992).

As curvas termomagnéticas foram obtidas para 7 amostras representativas dos sítios amostrados. As amostras foram pulverizadas e submetidas a passos de aquecimento até a temperatura de  $700^\circ\text{C}$ , utilizando um susceptômetro *Kappabridge KLY4* (Agico Ltd) associado a um sistema de aquecimento e resfriamento CS3-CLS (Agico Ltd). Os dados obtidos foram analisados através do software *Cureval* (Agico Ltd), possibilitando estimar as  $T_c$  características dos minerais magnéticos por meio da primeira derivada da susceptibilidade magnética.

Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI) e ciclos de histerese foram obtidos para 7 amostras representativas, através do uso de um magnetômetro de amostras vibrante (VSM) *MicroMag 3900* (Princeton Measurements Corp.), em temperatura ambiente e passos crescentes de campo magnético até 500 mT. Essas curvas são úteis para a determinação da relação entre as frações para- e ferromagnéticas, assim como na determinação da magnetização de saturação ( $M_s$ ) e coercividade ( $H_c$ ), parâmetros importantes para a caracterização das fases magnéticas presentes nas amostras. A principal limitação das análises de mineralogia magnética é que estas não permitem obter a distribuição espacial dos minerais magnéticos, fator determinante na direção da ASM (Archanjo & Launeau, 2004). Para tanto, se faz necessária uma análise microscópica da distribuição destas fases minerais, usando petrografia e MEV.

#### 4.6 Petrografia

A petrografia foi utilizada como uma técnica complementar neste trabalho, tendo como função a caracterização do tipo de rocha e a orientação dos silicatos na amostra, permitindo comparações com a ASM. Através da microscopia de luz refletida, a petrografia também foi utilizada para observar, de forma prévia, o hábito e distribuição dos minerais magnéticos presentes na amostra, de forma a definir alvos para a análise em Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). A orientação dos silicatos e dos óxidos de Fe-Ti foi medida em mosaicos das lâminas estudadas usando o software *ImageJ* (Schindelin *et al.*, 2012), que permitiu a confecção de rosetas e verificação de alinhamento efetivo entre as fases estudadas. As principais limitações da petrografia são relacionadas a incerteza na determinação de fases minerais que, por vezes, é uma tarefa difícil principalmente em fases opacas, fazendo-se necessária o uso da técnica de MEV.

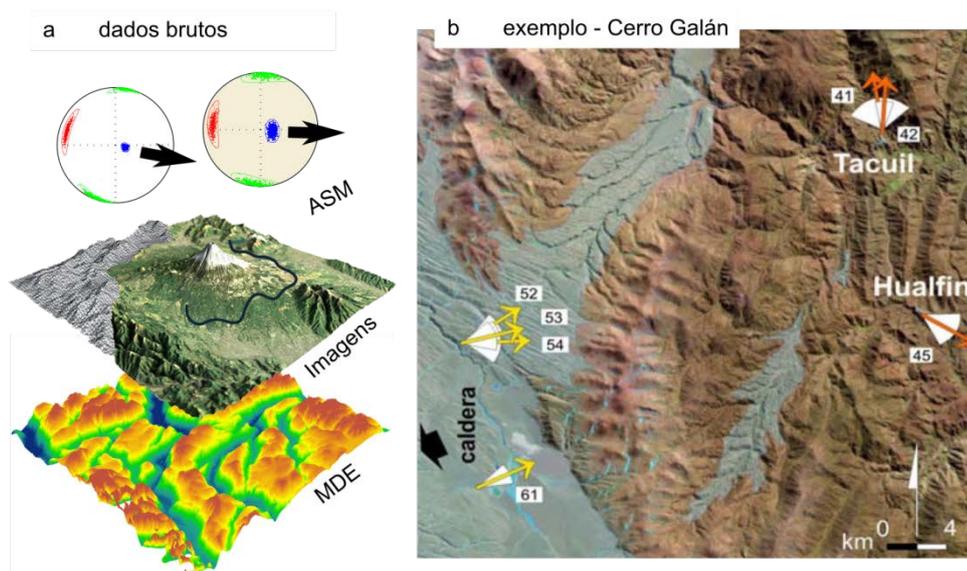
#### 4.7 Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises de MEV foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, utilizando um equipamento Jeol 6610LV com energia de operação de 15 keV. Duas lâminas polidas de ignimbritos soldados e não soldados foram analisadas no MEV, com o objetivo de determinar o hábito e distribuição dos minerais magnéticos, por meio de imageamento de BSE, bem como a sua composição (qualitativamente), usando EDS. Nessa etapa foram efetuadas medidas pontuais, assim como mapas composicionais destacando os teores de Fe e Ti, principais elementos de interesse neste estudo devido a sua influência na mineralogia magnética (Moncinhatto *et al.*, 2019).

#### 4.8 Geoprocessamento

Os dados obtidos com as análises geofísicas foram tratados em um ambiente SIG. Neste projeto foi utilizado o software ArcGIS (ESRI), de forma a gerar um banco de dados atualizado sobre a região do CVCC, ampliando o arcabouço geológico da região para trabalhos futuros. A análise em ambiente SIG possibilitou a

visualização espacial dos dados, assim como um refinamento dos limites das unidades estudadas através de um mapeamento aéreo na escala 1:10.000. Para tanto, foram utilizadas imagens de satélite do *GoogleEarth* (Google) e o modelo digital de elevação SRTM, que apresenta resolução espacial de 30 m (Rodriguez *et al.*, 2005). Essa metodologia também proporciona a visualização espacial dos resultados da ASM, permitindo a disposição destes dados de forma objetiva na área de estudo (Fig. 16ab)

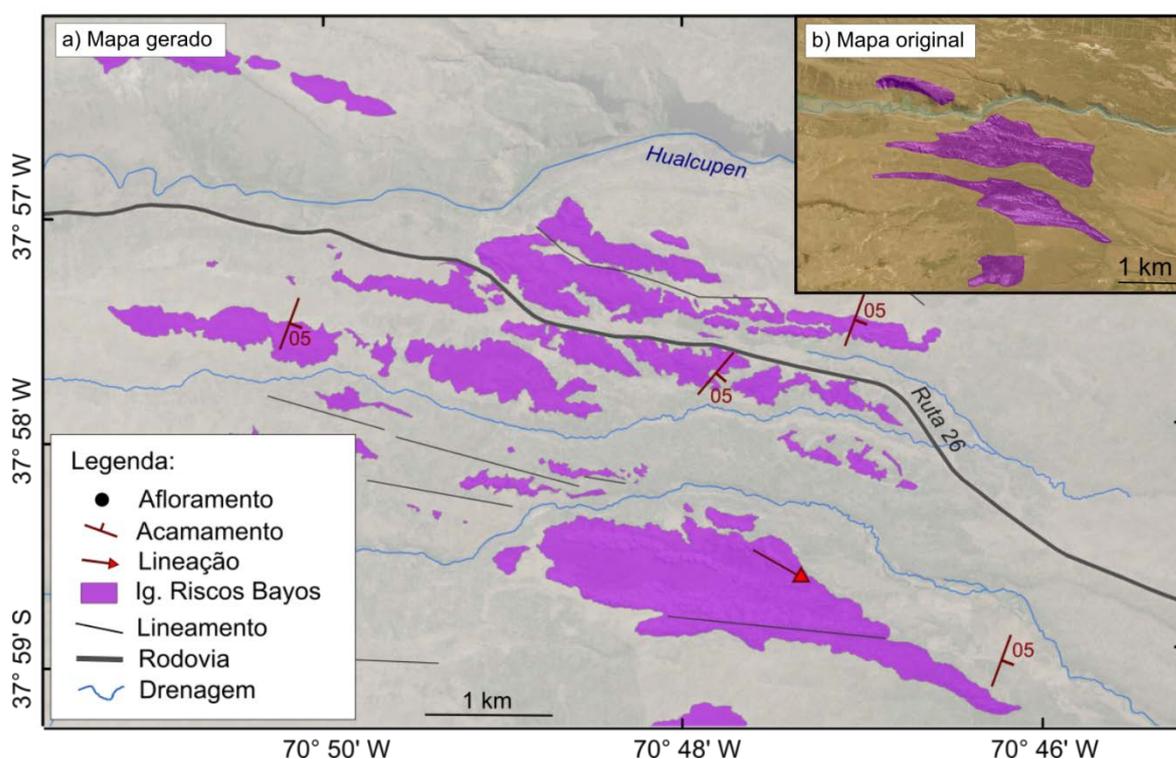


**Figura 16:** Exemplo de processamento em ambiente SIG: (a) dados brutos de imagem e elevação e (b) exemplo de integração com os dados ASM. Fonte: Modificado de Lesti *et al.* (2011).

## 5 RESULTADOS

### 5.1 Trabalho de campo

Por meio do trabalho de campo foi possível refinar os mapas do CVCC, gerando uma base cartográfica mais precisa e atualizada sobre a geologia local da área de estudo. Dentre os principais avanços, destaca-se alterações significativas ao mapa original de Melnick *et al.* (2006), com a inclusão de derrames, corpos e estruturas antes não observadas, além do detalhamento das unidades já conhecidas (e.g., Fig. 17).

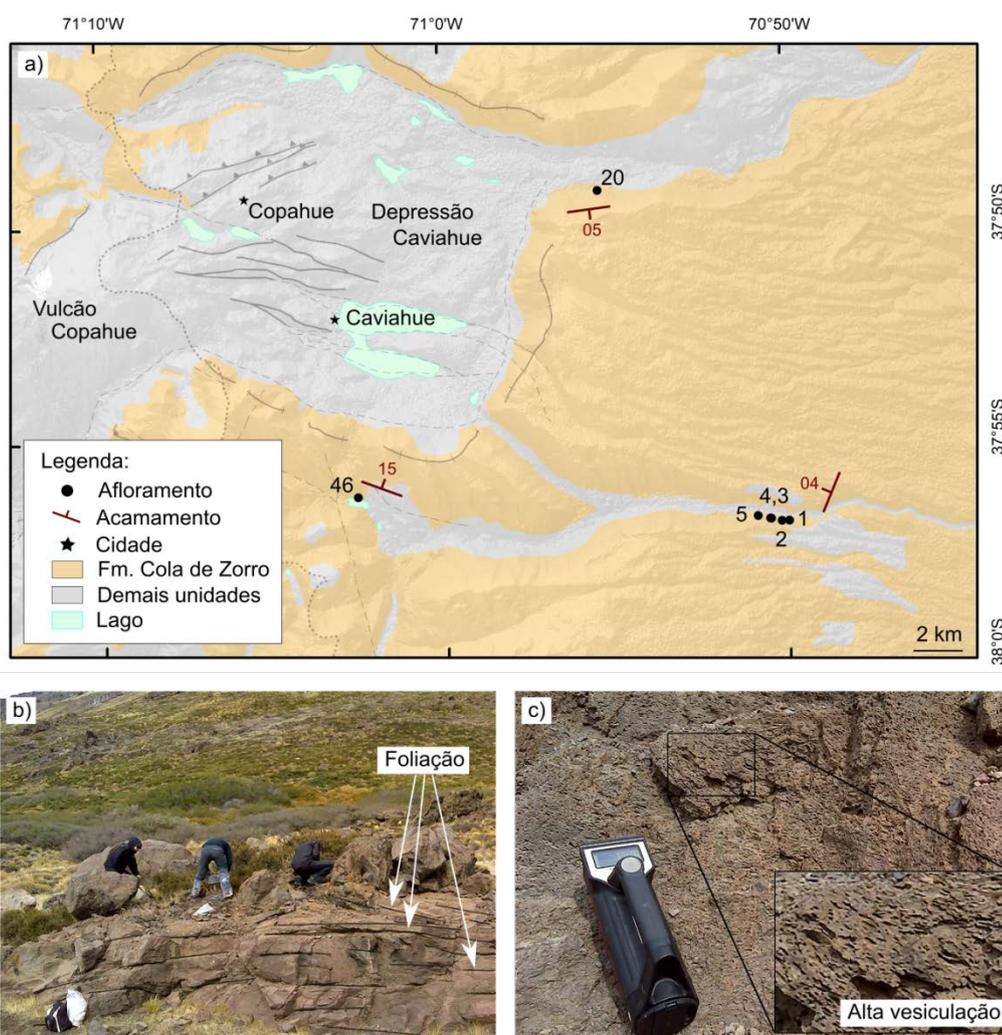


**Figura 17:** Exemplo do refinamento dos Ignimbritos Riscos Bayos: (a) mapa gerado e (b) mapa original, de Melnick *et al.* (2006), para comparação.

Abaixo, são apresentados os mapas gerados a partir das campanhas de campo, integrando dados estruturais e descritivos. Aspectos de campo e litológicos de cada unidade também são reportados, incluindo a classificação/faciologia das unidades estudadas.

### 5.1.1 Fm. Cola de Zorro

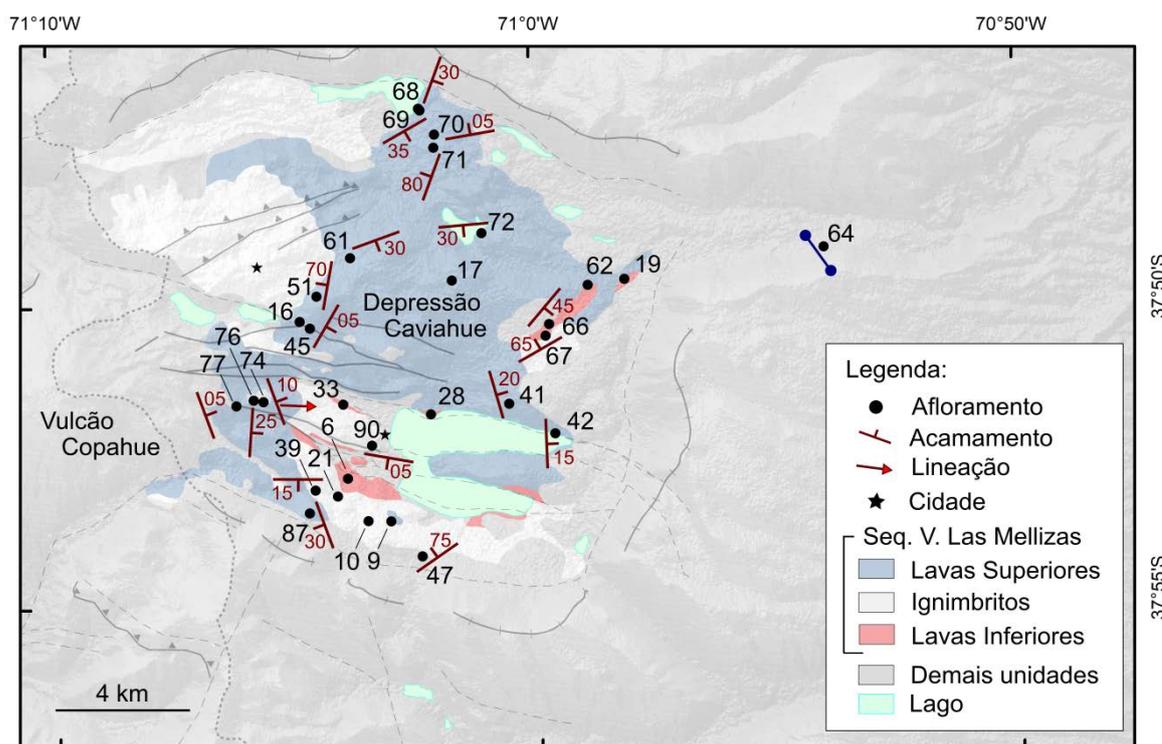
A Fm. Cola de Zorro é marcada por extensos derrames basálticos presentes na porção externa da depressão de Caviahue (Fig. 18a; Melnick *et al.*, 2006). Estes derrames ocorrem como lajeados, usualmente apresentando foliação magmática bem preservada de caráter subhorizontal (Fig. 18b), por vezes intercalados com rochas vulcanoclásticas (tufos e brechas). As rochas da Fm. Cola de Zorro apresentam composição homogênea, sendo marcadas por basaltos com morfologias variadas, desde o tipo *pahoehoe*, com alta vesiculação (Fig. 18c) e estruturas indicativas de fluxos, até derrames do tipo 'a'a, caracterizadas por núcleo maciço e brechas no topo e base.



**Figura 18:** (a) mapa de ocorrência da Fm. Cola de Zorro; (b) aspecto geral dos afloramentos e (c) e derrames associados. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

### 5.1.2 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas

De acordo com Melnick *et al.* (2006), as lavas associadas a SVLM podem ser divididas em dois grupos: Lavas Inferiores (LMLI) e Superiores (LMLS). As LMLI apresentam uma distribuição discreta e pouco aflorante, em contraste com as LMLS, que compõem uma unidade expressiva cobrindo toda porção central da depressão de Caviahue (Fig. 19).



**Figura 19:** Mapa de ocorrência das lavas pertencentes a SVLM. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

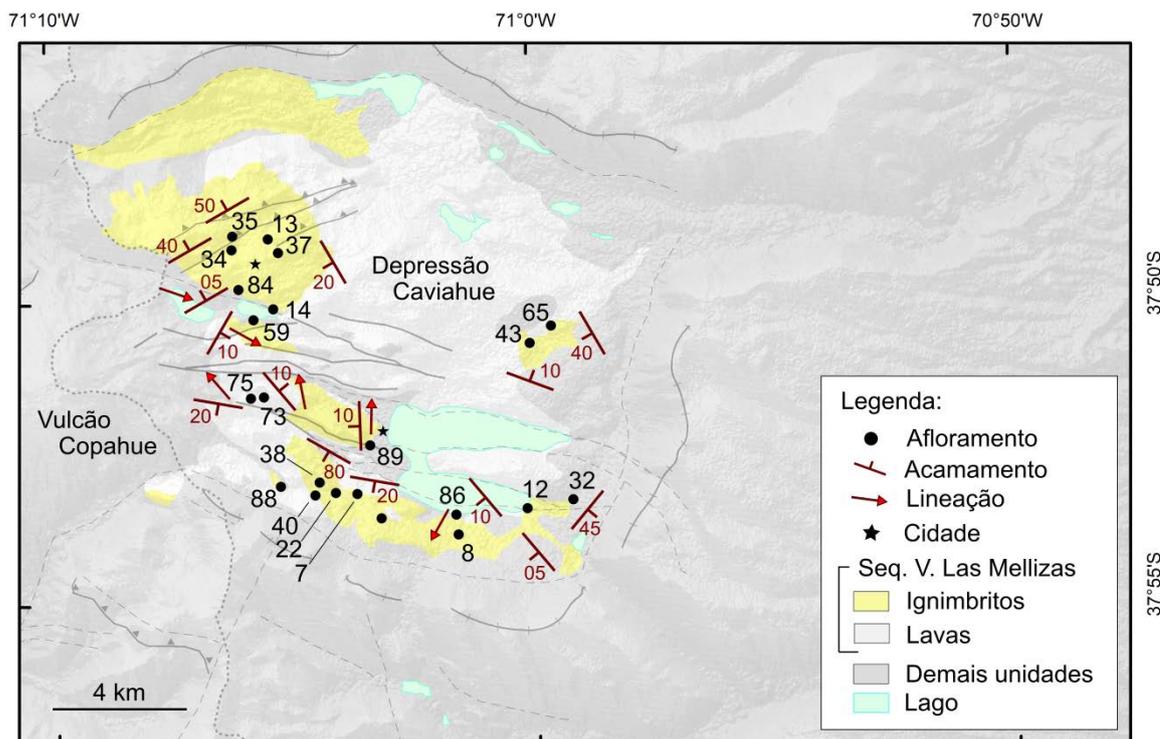
Ambas unidades afloram como lajeados, no interior da depressão (Fig. 20a). As LMLI usualmente exibem foliação magmática bem marcada (Fig. 20b), de atitude variada, com destaque para planos com alto mergulho na porção leste da depressão (Fig. 19, pontos 66 e 67). As LMLS afloram como corpos mais expressivos (gerando maior contraste de relevo), por vezes formando cristas alongadas e usualmente apresentando disjunções colunares bem marcadas, pervasivas por todo afloramento (Fig. 20c). As atitudes obtidas para as LMLS indicam a predominância de planos com baixo a médio ângulo de mergulho, com a exceção de zonas próximas aos limites da depressão (Fig. 19, pontos 47, 70 e 71). Esta unidade também apresenta diques, de tamanho métrico, que cortam os limites da depressão de Caviahue (Fig. 19 - ponto 64; Fig. 20d).



**Figura 20:** Aspectos de campo das lavas associadas a SVLM mostrando (a) sua ocorrência no centro da depressão de Caviahue, (b) foliação magmática dos derrames, (c) disjunção colunar e (d) dique cortando parede do cânion a NE.

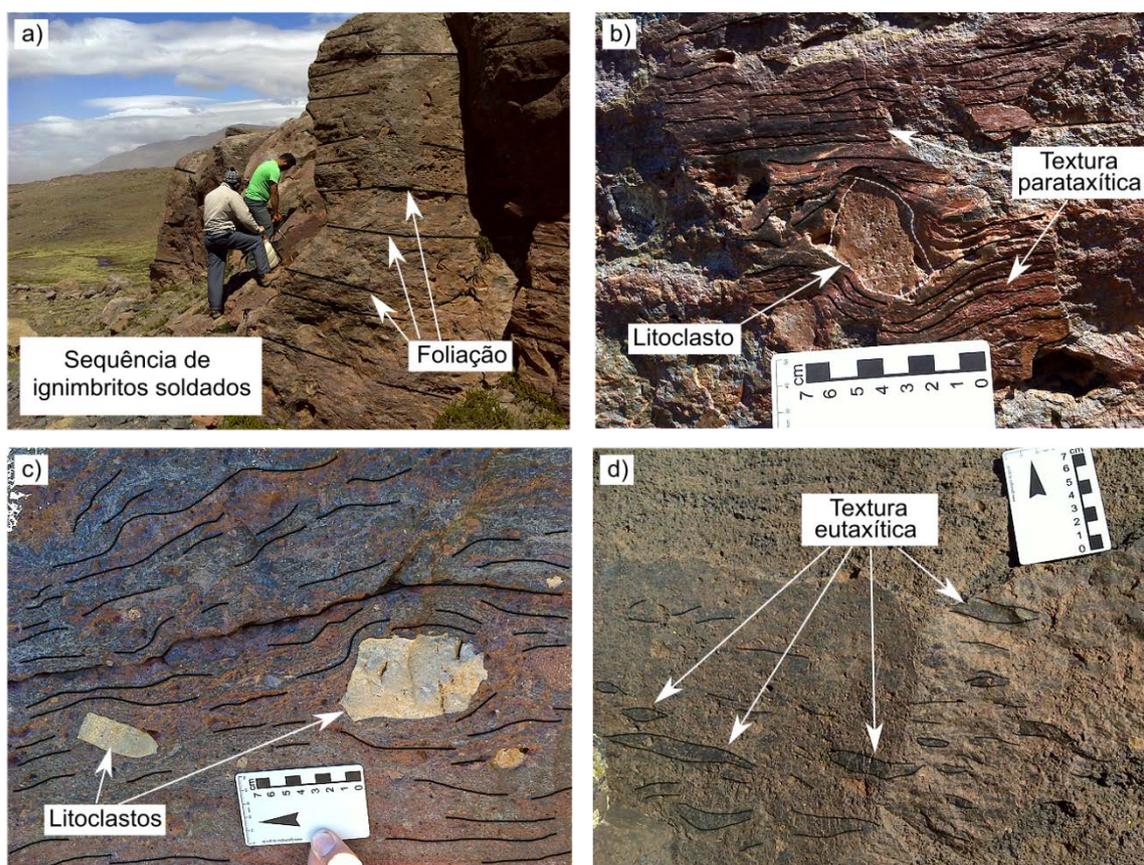
### 5.1.3 Sequência Vulcânicas Las Mellizas - Ignimbritos

As rochas vulcanoclásticas associadas a SVLM ocorrem exclusivamente dentro da depressão de Caviahue, tendo sua distribuição mais expressiva nas bordas sul, centro-oeste e noroeste da depressão (Fig. 21). As rochas afloram como lajeados e cortes de ignimbritos estratificados (Fig. 22a), usualmente apresentando camadas com baixo ângulo de mergulho, além de lineações de estiramento marcada pela deformação de fragmentos primários, como púmices.



**Figura 21:** Mapa de ocorrência dos ignimbritos pertencentes a SVLM. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

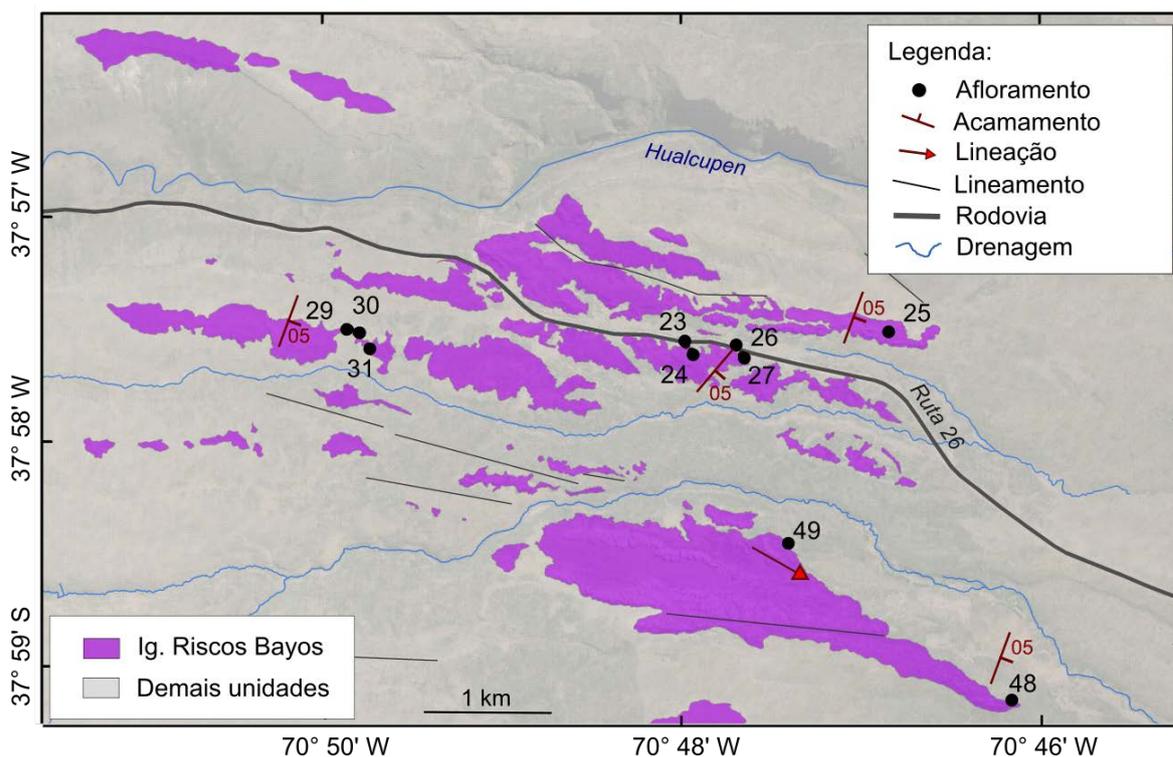
Ocorre a predominância de lúpili-tufos mal selecionados, com matriz vitroclástica fortemente alongada e achatada (*rheoLT*), frequentemente apresentando litoclastos com estruturas rotacionais (Fig. 22b,c). Também ocorrem vitrófiros, usualmente na zona basal das unidades de fluxo, conforme observado por Sommer *et al.* (2016). Em certas porções ocorrem zonas com menor grau de reomorfismo, marcadas pelo predomínio de lúpili-tufos com textura parataxítica a eutaxítica (*eLT*, Fig. 22d). A correlação lateral dos LMI consiste em uma tarefa difícil, considerando a distância e grande variação lateral dos depósitos.



**Figura 22:** Aspectos de campo dos ignimbritos da SVLM mostrando (a) sequência de ignimbritos foliados, (b) reoignimbrito rico em líticos, (c) ignimbrito com textura parataxítica rico em líticos e (d) ignimbrito com textura eutaxítica.

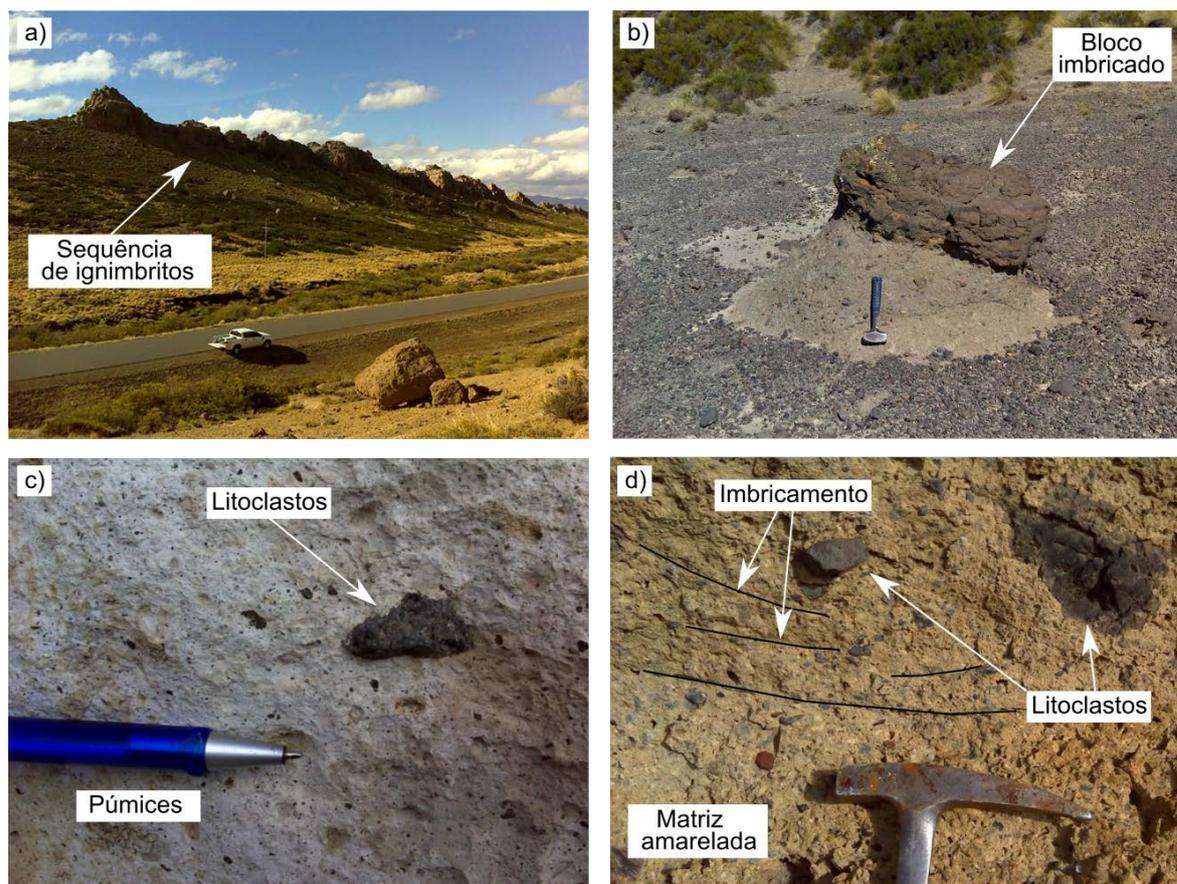
#### 5.1.4 Ignimbritos Riscos Bayos

Os IRB ocorrem, a aproximadamente, 15 km da borda SE da depressão de Caviahue, ocupando uma área aproximada de 7,4 km<sup>2</sup>, formando cristas alongadas na direção ENE-WSW (Fig. 23), com predomínio de ocorrência da unidade intermediária. Dados estruturais e de campo indicam caimento e mergulho de estruturas para ESE.



**Figura 23:** Mapa de ocorrência dos Ignimbritos Riscos Bayos.

No campo os RB afloram como cortes e cristas estreitas e alongadas, com alturas variáveis (Fig. 24a), sendo de difícil identificação a transição entre as unidades de fluxo. Os afloramentos são caracterizados pela presença de bombas e blocos métricos, usualmente imbricados (Fig. 24b) nas unidades de fluxo. Os depósitos não apresentam soldagem, são mal selecionados, com abundância de púmices, cristaloclastos e litoclastos com leve imbricamento (Fig. 24c). Predominam lúpili-tufos com textura maciça a levemente foliada (*mLT*). A unidade mais expressiva é caracterizada por um *mLT* com matriz amarelada, composta essencialmente por púmices e blocos de litoclastos (Fig. 24d). É comum a presença de fácies com concentração de líticos nas porções basais dos depósitos, enquanto zonas de concentração de púmices tendem a ocorrer na porção superior destas unidades. Em diversas porções essa unidade apresenta grande variação granulométrica, por vezes tendendo a brechas piroclásticas com grande quantidade de fragmentos tamanho bloco.



**Figura 24:** Aspectos de campo dos ignimbritos Riscos Bayos: (a) sequência de ignimbritos aflorantes próximo a rodovia, (b) bloco piroclástico apresentando imbricamento, (c) ignimbrito não soldado de composição riolítica e foliação incipiente e (d) ignimbrito não soldado de composição riolítica, com foliação incipiente e litoclastos abundantes.

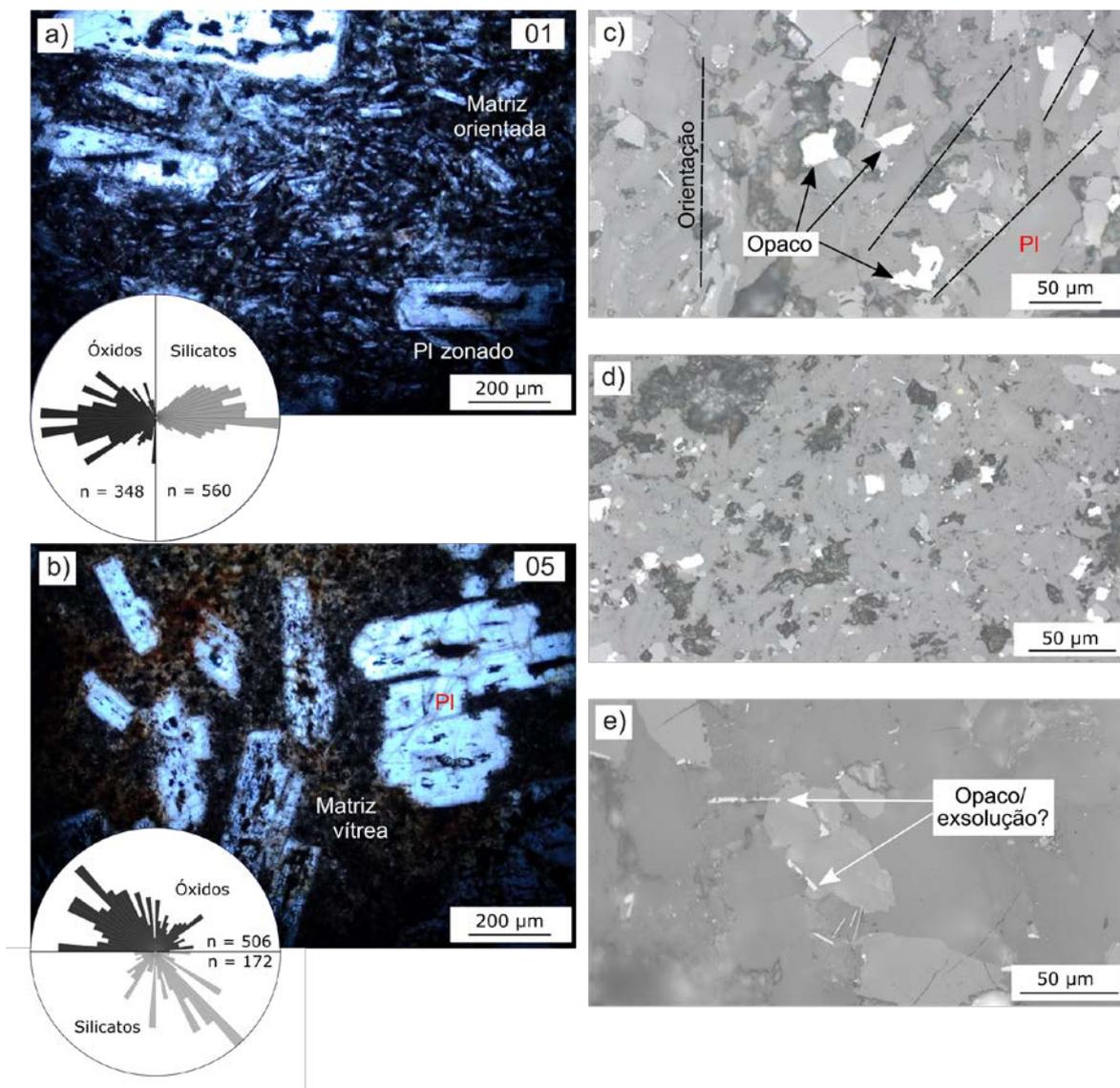
## 5.2 Petrografia

Os resultados de petrografia foram divididos de acordo com cada unidade estudada, sendo apresentadas observações de luz transmitida, refletida e análise espacial dos cristais.

### 5.2.1 Fm. Cola de Zorro

As amostras da Fm. Cola de Zorro são basaltos compostos essencialmente por fenocristais de plagioclásio (de até 1 mm), augita e olivina, envoltos por uma matriz fina, formada por microcristais de plagioclásio orientados (até 200  $\mu\text{m}$ ), apresentando textura traquítica (Fig. 25a). Por vezes, essas rochas apresentam matriz vítrea, com níveis moderados de alteração e oxidação, conferindo uma tonalidade avermelhada às amostras (Fig. 25b). Os fenocristais de plagioclásio geralmente apresentam feições de zonação e corrosão, que pode ocorrer tanto no centro quanto nas bordas dos cristais (Fig. 25ab). A análise de orientação indica que, no geral, a trama das lavas da CL é marcada por silicatos bem orientados, refletindo a foliação observada em campo (Fig. 18b).

Óxidos de Fe e Ti são frequentes nas amostras da CL, apresentando pequenas dimensões, usualmente entre 10 e 50  $\mu\text{m}$  (Fig. 25c,d). Estes minerais exibem uma anisotropia de forma incipiente, com um eixo levemente maior que os demais, embora cristais equidimensionais possam ser observados (Fig. 25c,d). A análise de orientação dos eixos maiores destes minerais indica coaxialidade com a fábrica silicática, conforme demonstrado nos diagramas em roseta, onde centenas de medidas mostram um paralelismo entre os eixos maiores dos óxidos e dos silicatos (Fig. 25). Os óxidos também ocorrem nos interstícios da trama, gerando cristais com alta anisotropia, marcado por hábito acicular, possivelmente relacionado a exsoluções e cristalizações tardias de hematita (Fig. 25e), conforme observado em rochas plutônicas (Butler, 1992).

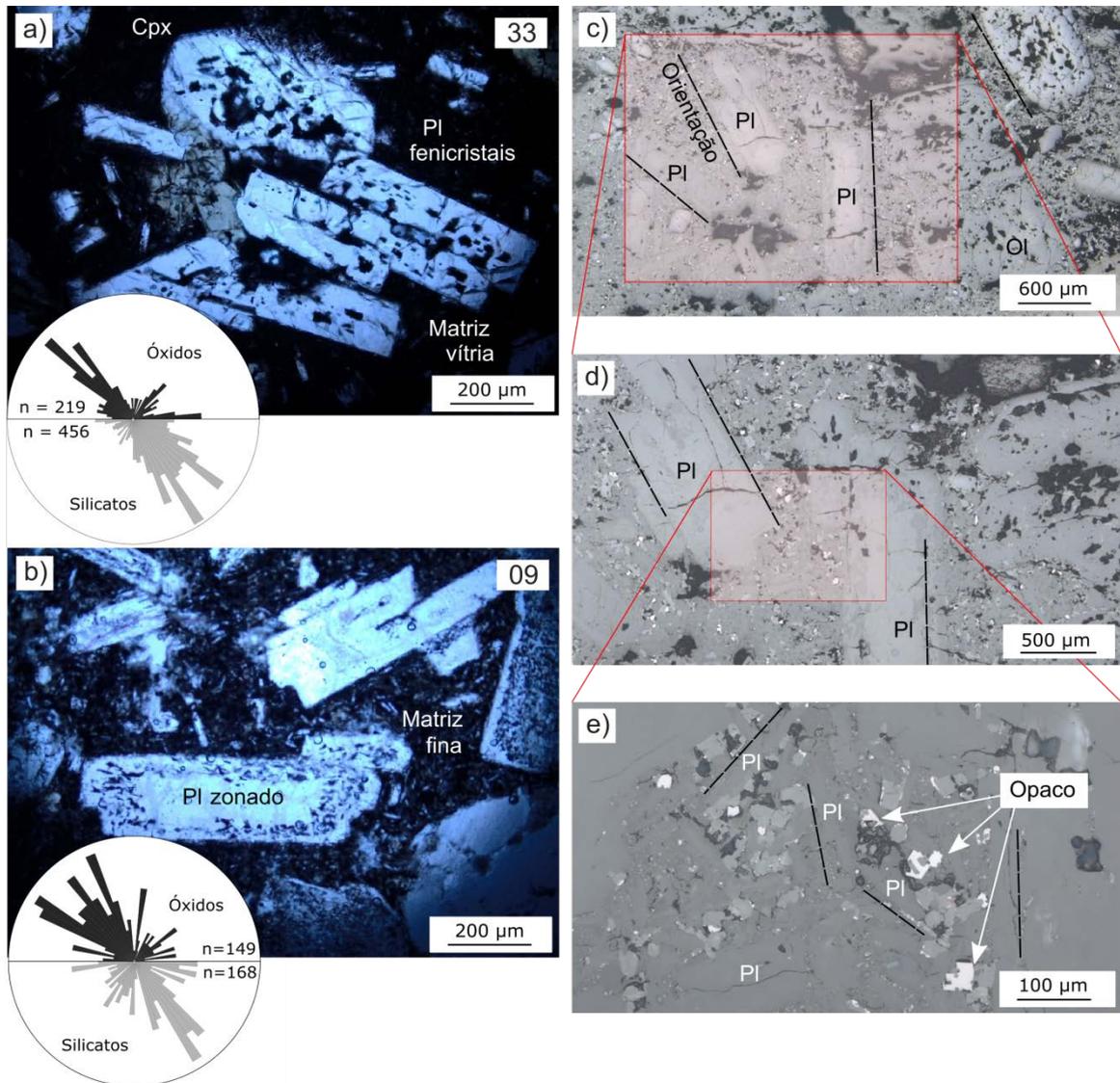


**Figura 25:** Petrografia das lavas da Fm. Cola de Zorro: (a) lava basáltica composta por fenocristais e matriz de plagioclásio, com textura traquítica e (b) lava basáltica com fenocristais de plagioclásio e matriz vítrea, parcialmente alterada (observações a luz transmitida, nicóis paralelos); (c-e) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida).

### 5.2.2 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas

As lavas da SVLM são compostas essencialmente por basaltos e andesitos. As Lavas Inferiores são formadas por basaltos contendo fenocristais de plagioclásio (~ 500 µm), com textura glomeroporfírica, incluindo cristais de clinopiroxênio e olivina (de forma subordinada), envoltos por uma matriz fina a vítrea (Fig. 26a). As Lavas Superiores são caracterizadas por andesitos compostos por fenocristais de plagioclásio (~ 500 µm), usualmente zonados e com textura em peneira (Fig. 26b).

Em ambas unidades, a matriz é composta por microcristais de plagioclásio (< 20  $\mu\text{m}$ ) com orientação preferencial pouco precisa, como indicado pelas roseta (Fig. 26).



**Figura 26:** Petrografia das lavas da S. V. Las Mellizas: (a) lava basáltica composta por fenocristais plagioclásio e piroxênio (b) lava andesítica composta por fenocristais zonados de plagioclásio envolvidos por matriz fina (observações a luz transmitida, nicóis paralelos); (c-e) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida).

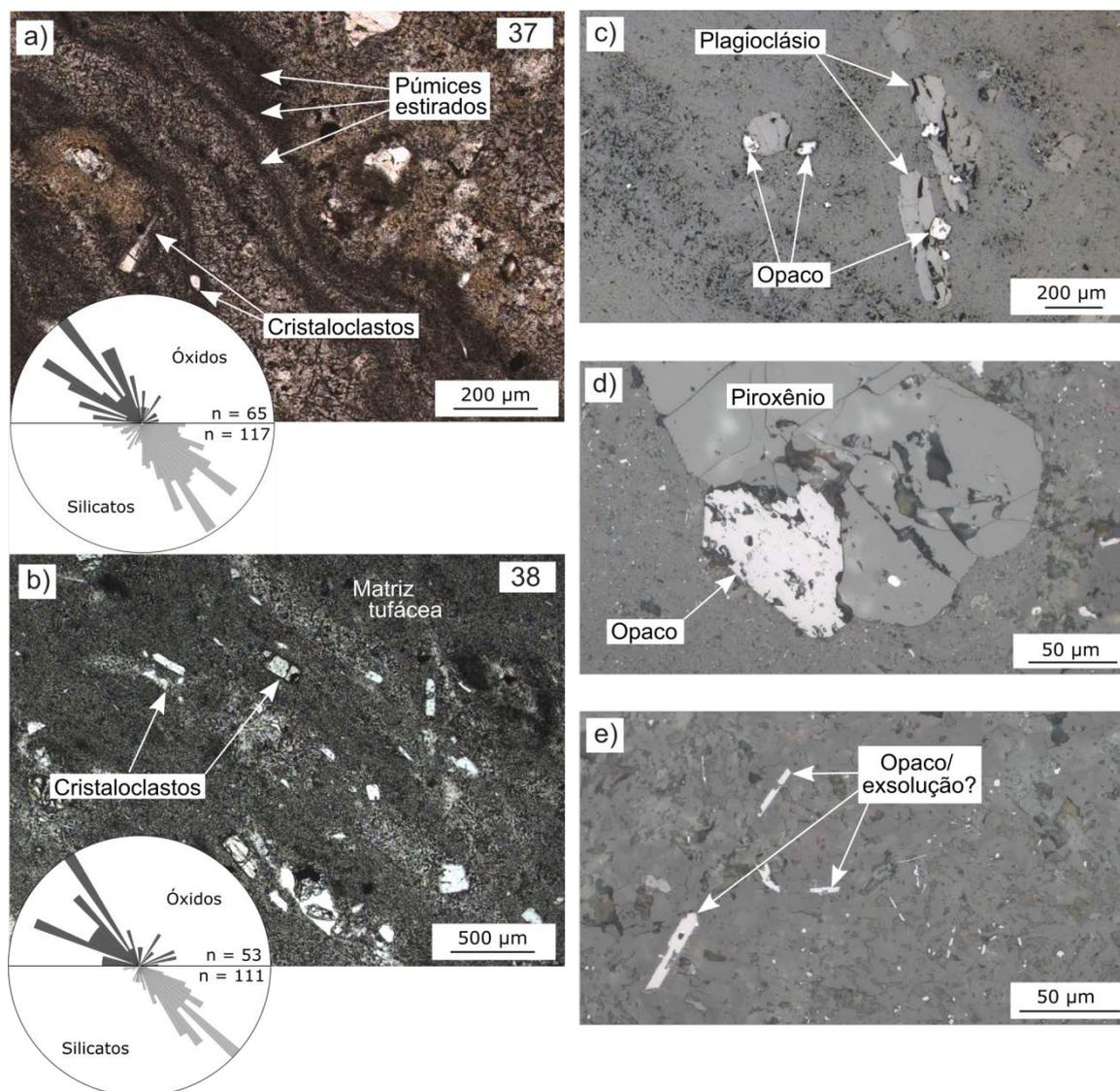
Óxidos são pouco abundantes, usualmente com dimensões menores que 40  $\mu\text{m}$ , restritos a matriz das rochas (Fig. 26c-e). Os óxidos ocorrem como cristais com faces bem definidas e baixa anisotropia de forma, muitas vezes equidimensionais

(Fig. 26e), resultando em diagramas em roseta levemente dispersos, embora ainda simétricos a fábrica silicática (Fig. 26).

### 5.2.3 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos

As amostras dos LMI são caracterizadas por lúpili-tufos mal selecionados, contendo abundância de púmices estirados, indicando alto grau de soldagem e gerando uma laminação de fluxo marcante observada em todas as amostras estudadas (Fig. 27a,b). Dessa forma, predominam amostras com textura parataxítica, sendo as texturas eutaxítica e maciça subordinadas nos LMI. As rochas apresentam baixo teor de cristais e fragmentos de cristais de pequenas dimensões (~ 100  $\mu\text{m}$ ), usualmente compostos por quartzo, plagioclásio e piroxênio, usualmente apresentando faces euédricas (Fig. 27a,b). Litoclastos também são constituintes comuns, usualmente apresentando composição andesítica e limites arredondados. Cristais e litoclastos apresentam orientação preferencial concordante com a laminação observada nas amostras, conforme indicado pelos diagramas em roseta (Fig. 27).

As análises sob luz refletida indicam uma menor abundância de óxidos quando comparado as unidades anteriores. Os cristais são subédricos, usualmente menores que 60  $\mu\text{m}$  (Fig. 27c,d). Estes minerais ocorrem junto a cristais de silicatos, assim como disseminados na matriz das amostras (Fig. 26d). De forma semelhante a Fm. Cola de Zorro, os LMI também apresentam óxidos secundários, formados nos interstícios dos silicatos que sustenta o arcabouço dos ignimbritos. Esses minerais ocorrem como cristais aciculares (< 10  $\mu\text{m}$  em diâmetro), apresentando orientações variadas (Fig. 26e). A análise de orientação dos óxidos de origem primária demonstra a coaxialidade destes cristais com os demais elementos da fábrica dos LMI (i.e., púmices estirados, cristaloclastos, litoclastos), conforme exibido nos diagramas em roseta comparativos (Fig. 26).

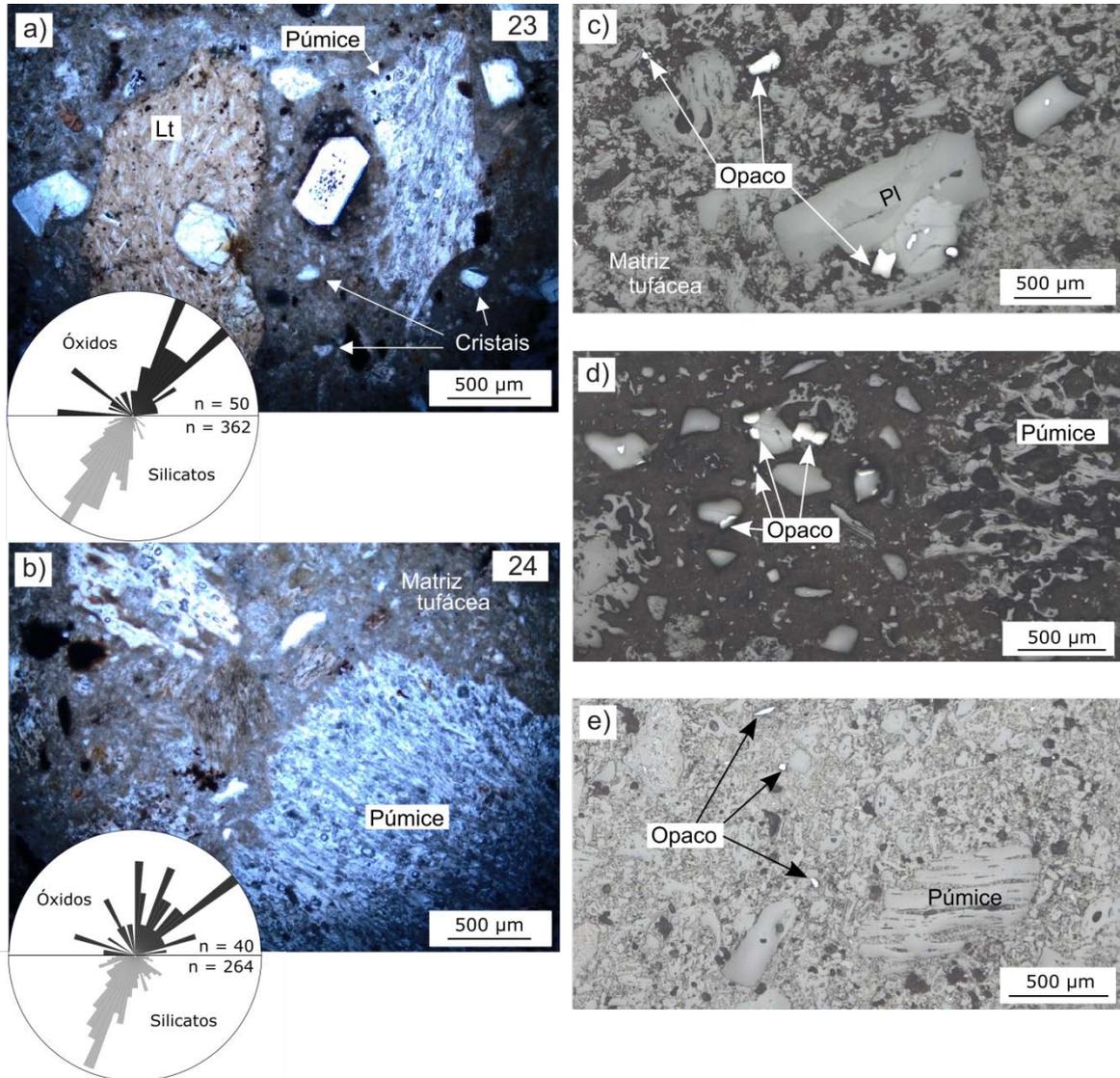


**Figura 27:** Petrografia dos LMI: (a-b) lápili-tufo com intensa soldagem, rico em cristaloclastos e textura parataxítica (observações a luz transmitida, nicóis paralelos) e (c-d) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida).

#### 5.2.4 Ignimbritos Riscos Bayos

Os Ignimbritos Riscos Bayos são compostos por lápili-tufos mal selecionados com laminação incipiente, marcada pela presença de púmices não deformados em associação a uma abundante matriz tufácea (Fig. 28ab). Fragmentos líticos de composição andesítica são comuns em todas as amostras, assim como cristais euédricos de quartzo e plagioclásio (Fig. 28a). Os púmices apresentam dimensões variáveis, frequentemente entre 100 e 500 µm de comprimento, com alta vesiculação

(Fig. 28b). Essas partículas, bem como cristais e litoclastos apresentam uma orientação bem definida, seguindo a foliação incipiente observada nestes depósitos (diagramas em roseta da Fig. 28).



**Figura 28:** Petrografia dos Ignimbritos Riscos Bayos: (a-b) lópili-tufo não soldado com laminação incipiente, rico em litoclastos (observações a luz transmitida, nicóis cruzados) e (c-d) fases opacas presentes nas amostras (observações com luz refletida).

Os RB apresentam uma pequena quantidade de óxidos, que ocorrem tanto como cristais euédricos como fragmentos de cristais (Fig. 28c-e). Os óxidos ocorrem junto a cristaloclastos (Fig. 28c), assim como de forma disseminada na matriz dos RB (Fig. 28d). Os óxidos geralmente apresentam um eixo mais alongado, que

apresenta uma orientação semelhante à observada na fábrica silicática (rosetas na Fig. 28; Fig. 28e).

### 5.3 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética

Os resultados da seção de ASM foram divididos em função das unidades estudadas, conforme a Tabela 2. Em todo o texto e nas figuras, as iniciais correspondem aos seguintes autores: O - Ort *et al.* (2014), M - Moncinhatto (2017) e C - este estudo.

**Tabela 2:** Resumo dos sítios de ASM analisados nesta monografia.

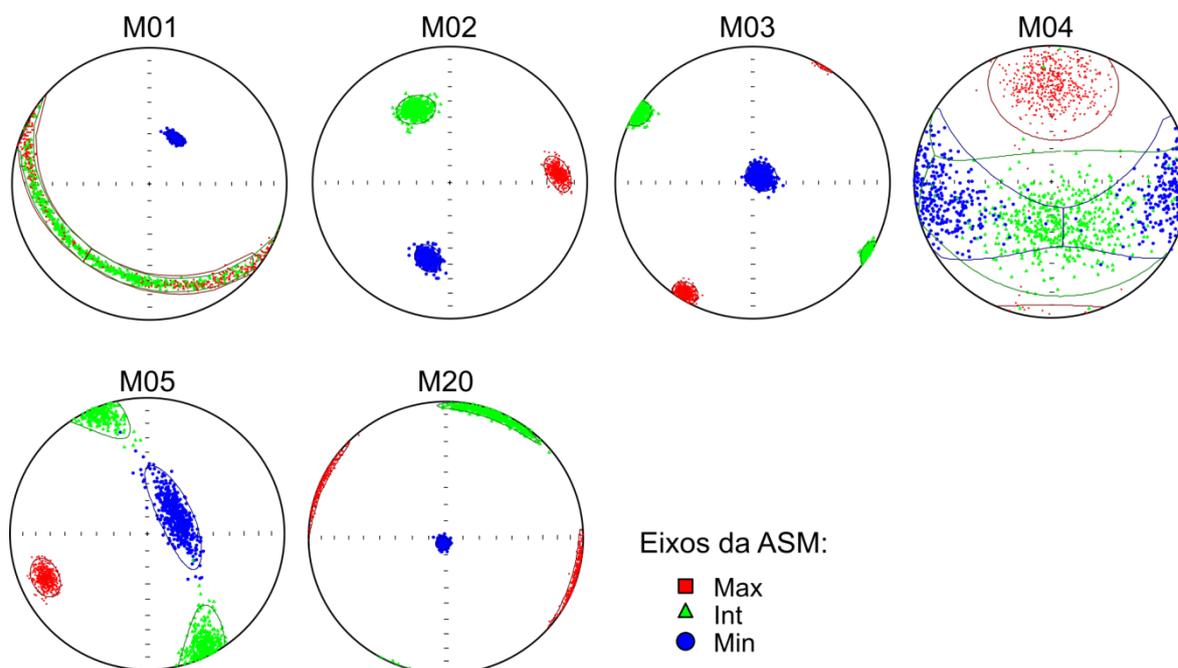
Unidade	Subunidade	Sítios e referências	Total
Fm. Cola de Zorro	-	M1, 2, 3, 4, 5, 20 (Moncinhatto, 2017).	6
Sequência Vulcânica Las Mellizas	Lavas Inferiores	M6, 19, 28, 33 (Moncinhatto, 2017).	4
	Ignimbritos	C34, 38, 40, 43, 59, 73, 88 (este estudo); M7, 8, 11-14, 22, 32 (Moncinhatto, 2017); O1, 2, 3, 4, 5, 6, 20, 21 (Ort <i>et al.</i> , 2014).	23
	Lavas Superiores	M9, 10, 16, 17, 21 (Moncinhatto, 2017).	5
Ignimbritos Riscos Bayos	RB1	M23, 26 (Moncinhatto, 2017);	2
	RB2	M24, 27, 29, 30, 31 (Moncinhatto, 2017); O7, 8, 9, 28, 29 (Ort <i>et al.</i> , 2014).	10
	RB3	C48, 49 (este estudo); M25 (Moncinhatto, 2017); O10, 11, 12, 22, 23, 25, 26, 27 (Ort <i>et al.</i> , 2014).	11
Todas as unidades			61

Todos os resultados direcionais do tensor magnético obtido apresentados a seguir são expressos por diagramas equi-área projetados no hemisfério inferior, através dos eixos  $K_1$  (max),  $K_2$  (int) e  $K_3$  (min). Os parâmetros escalares, que tem

por objetivo expressar o formato dos tensores magnéticos medidos - incluindo sua forma o parâmetro de forma (T), grau de anisotropia (P') e susceptibilidade magnética (Km) - são apresentados como diagramas bivariados e histogramas.

### 5.3.1 Fm. Cola de Zorro

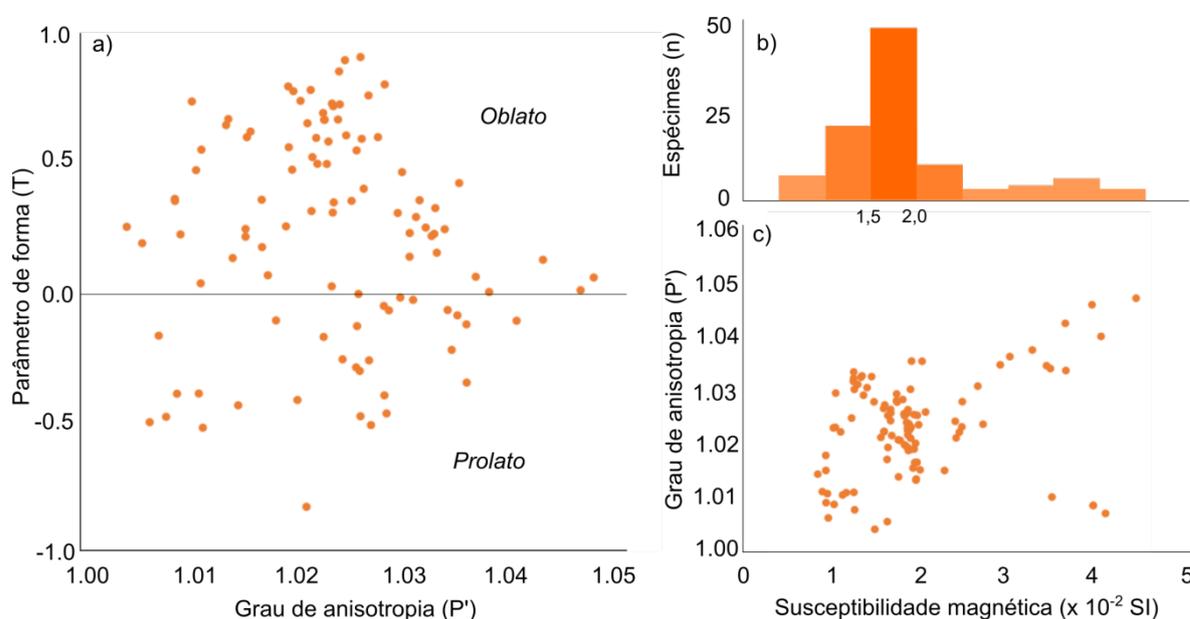
A Fm. Cola de Zorro conta com 6 sítios, ocorrendo a predominância de tensores magnéticos com baixo valor de mergulho, com eixo  $K_3$  usualmente subvertical (sítios M01, 03, 05 e 20, Fig. 29). Um dos sítios retornou valores aleatórios, com elipses de confiança maiores que  $26^\circ$  (sítio M04, Fig. 29), enquanto outro resultou em um elipsoide com alto grau de mergulho, apesar do  $K_1$  subhorizontal, indicando uma lineação magnética com baixo caimento para E (sítio M02, Fig. 29).



**Figura 29:** Estereogramas dos resultados de ASM para a Fm. Cola de Zorro.

Os resultados escalares indicam a presença de elipsoides oblatos ( $T > 0$ , Fig. 30a), com  $K_m$  principalmente entre  $1,5$  a  $2,0 \cdot 10^{-2}$  SI, com uma componente entre  $3,5$  a  $4,0 \cdot 10^{-2}$  SI indicando distribuição bimodal (Fig. 30b). Os elipsoides também

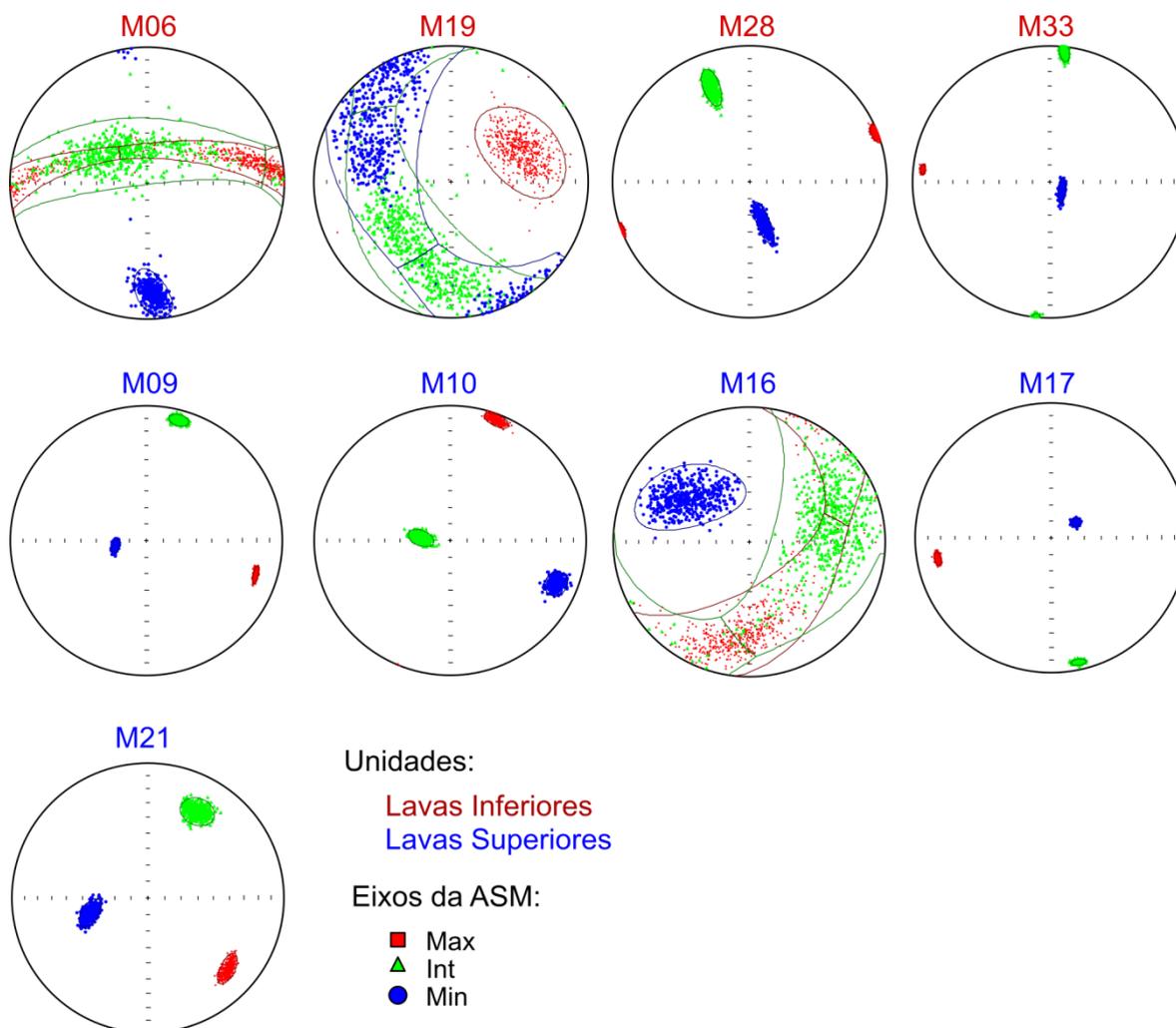
são marcados por um baixo grau de anisotropia, usualmente menor que 4% ( $P' < 1.04$ , Fig. 30c).



**Figura 30:** Parâmetros escalares da ASM para a Fm. Cola de Zorro: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km.

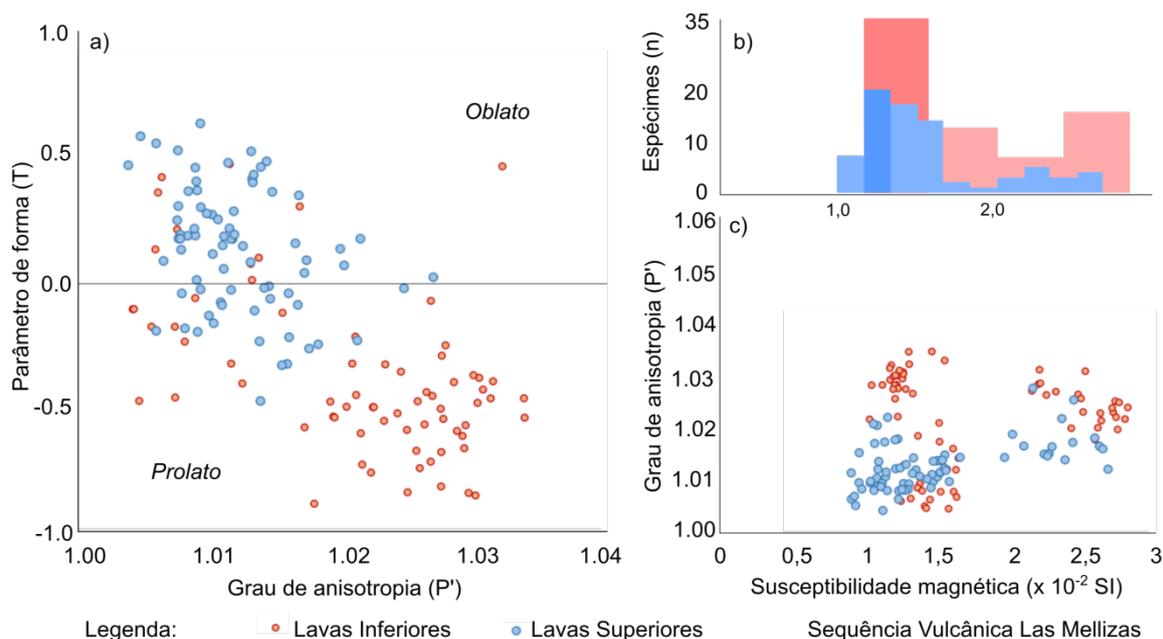
### 5.3.2 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas

As LMLI apresentam 4 sítios (Fig. 31), dos quais dois mostram atitude subhorizontal (M28 e M33), um subvertical (M06) e um disperso (M19). O sítio M06, em especial, apresenta um padrão em guirlanda, onde  $K_1$  e  $K_2$  se confundem, indicando um tensor predominantemente oblato (em forma de panqueca). As LMLS contam com 5 sítios (Fig. 31), também havendo a predominância de elipsoides subhorizontais (sítios M06, M16, M17 e M21), com apenas um sítio subvertical (M10). Em contraste com as LMLI, as LMLS apresentam um sítio (M16) com padrão em guirlanda envolvendo os eixos  $K_1$  e  $K_2$ , indicando a forma oblata deste elipsóide.



**Figura 31:** Estereogramas dos resultados de ASM para as lavas da SVLM.

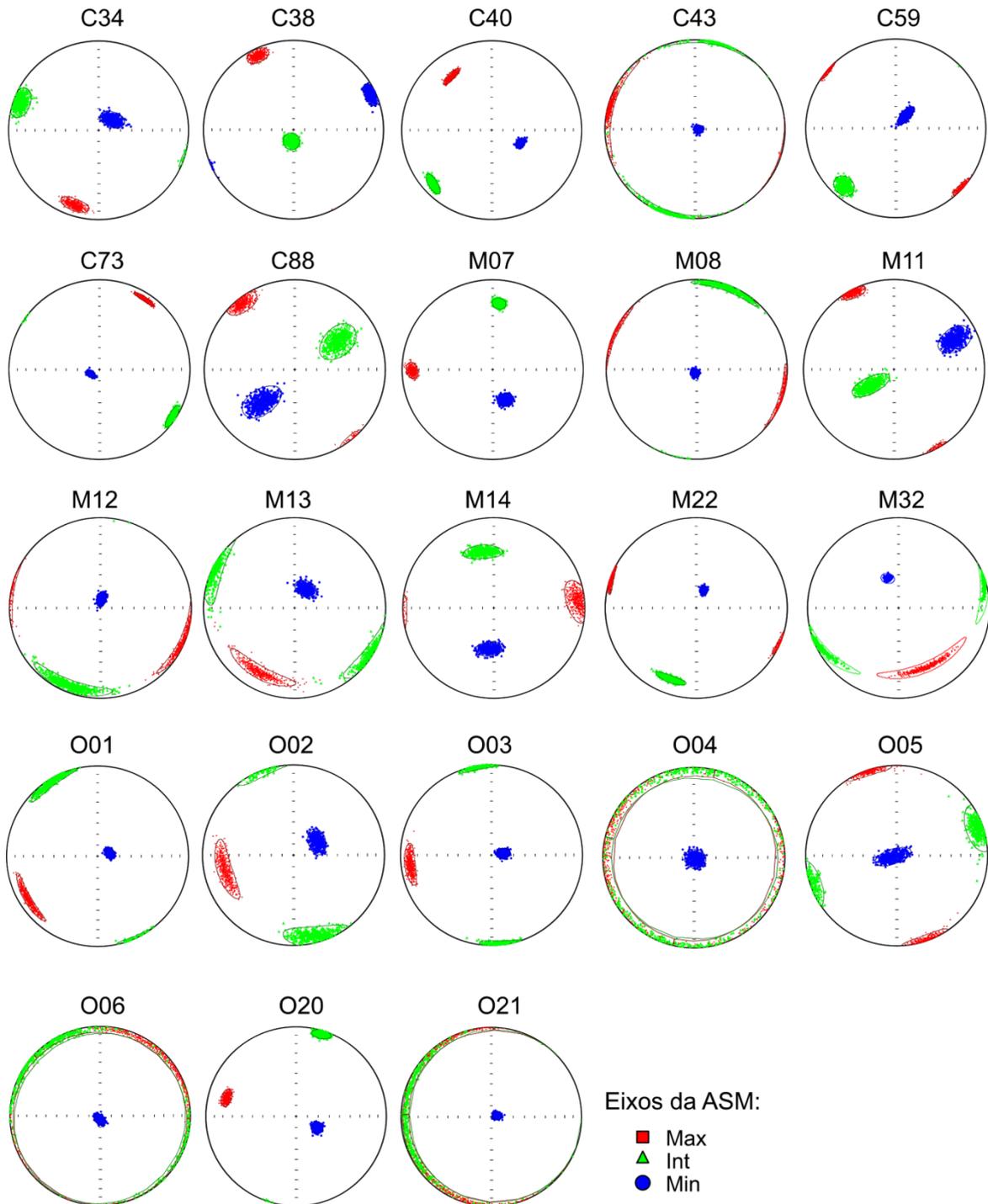
Os dados escalares apontam contraste entre a forma dos elipsoides das unidades efusivas da Sequência Vulcânica Las Mellizas: elipsoides apresentam forma predominantemente prolata para as LMLI e oblata para as LMLS (Fig. 32a). No que diz respeito a Km, ambas unidades apresentam valores similares, com valores principais entre  $1,0$  a  $1,5 \cdot 10^{-2}$  SI (Fig. 32b), embora ocorram agrupamento secundários acima de  $2,0 \cdot 10^{-2}$  SI. O grau de anisotropia é geralmente baixo ( $P' < 1,04$ , Fig. 32c), com certa correlação positiva entre K e  $P'$  nas LMLS (Fig. 32c).



**Figura 32:** Parâmetros escalares da ASM para as lavas da SVLM: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km.

### 5.3.3 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos

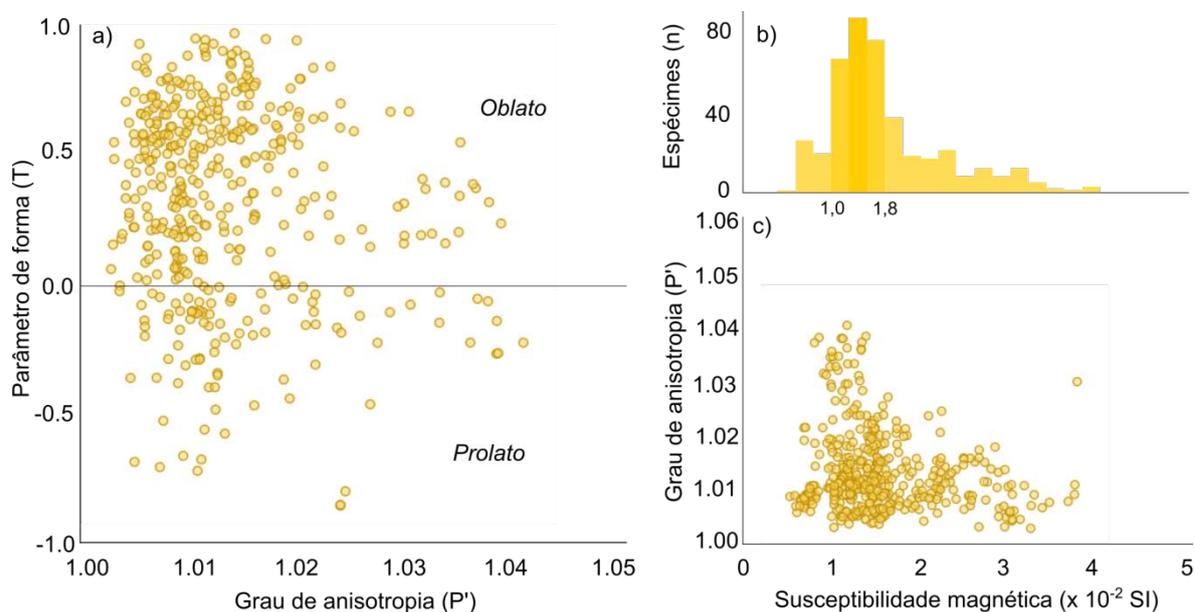
Assim como as lavas associadas a SVLM, os ignimbritos desta sequência apresentam elipsoides com baixo ângulo de mergulho, marcados por  $K_3$  usualmente subvertical (Fig. 33). Dessa forma, elipsoides com foliação subvertical são raros, sendo observados em apenas 2 sítios (C38 e M11). O padrão em guirlanda ocorre sempre envolvendo os eixos  $K_1$  e  $K_2$  (C43, M12, M13, M32, O04, O06 e O21), indicando o formato oblata preferencial para os elipsoides desta unidade.



**Figura 33:** Estereogramas dos resultados de ASM para os ignimbritos da SVLM.

Os parâmetros escalares indicam grande variabilidade de forma nos elipsoides magnéticos obtidos para os LMI, com a predominância de formas oblatas (Fig. 34a). A Km apresenta valores característicos de  $1,0$  a  $1,8 \cdot 10^{-2}$  SI (Fig. 34b), embora valores de até  $4,0 \cdot 10^{-2}$  SI possam ser observados. O grau de anisotropia é

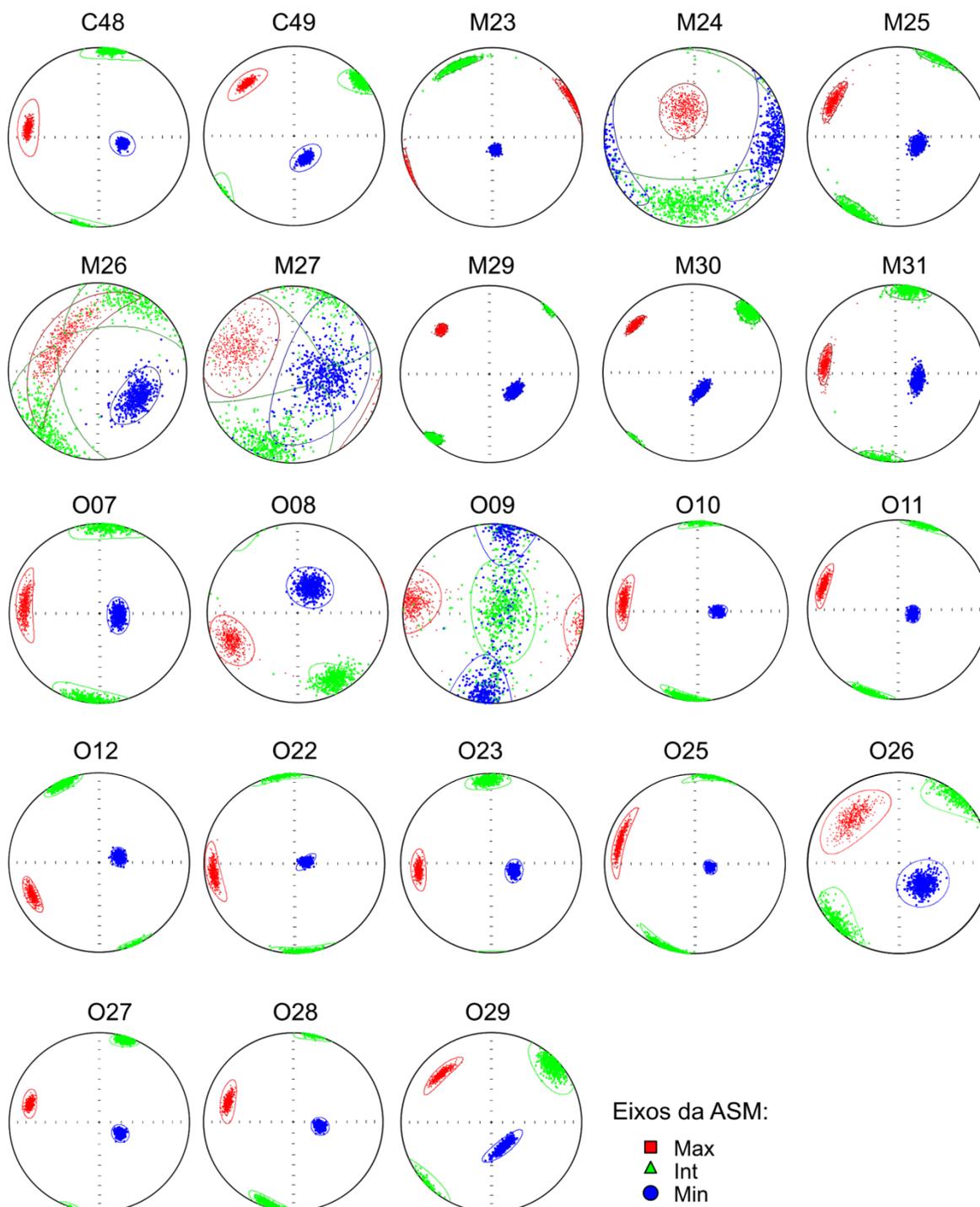
geralmente baixo ( $P' < 1.02$  para a maioria das amostras, Fig. 34c), não havendo correlação entre este parâmetro com o grau de anisotropia.



**Figura 34:** Parâmetros escalares da ASM para os ignimbritos da SVLM: (a) gráfico T e  $P'$ , (b) histograma de Km e (c) gráfico  $P'$  e Km.

#### 5.3.4 Ignimbritos Riscos Bayos

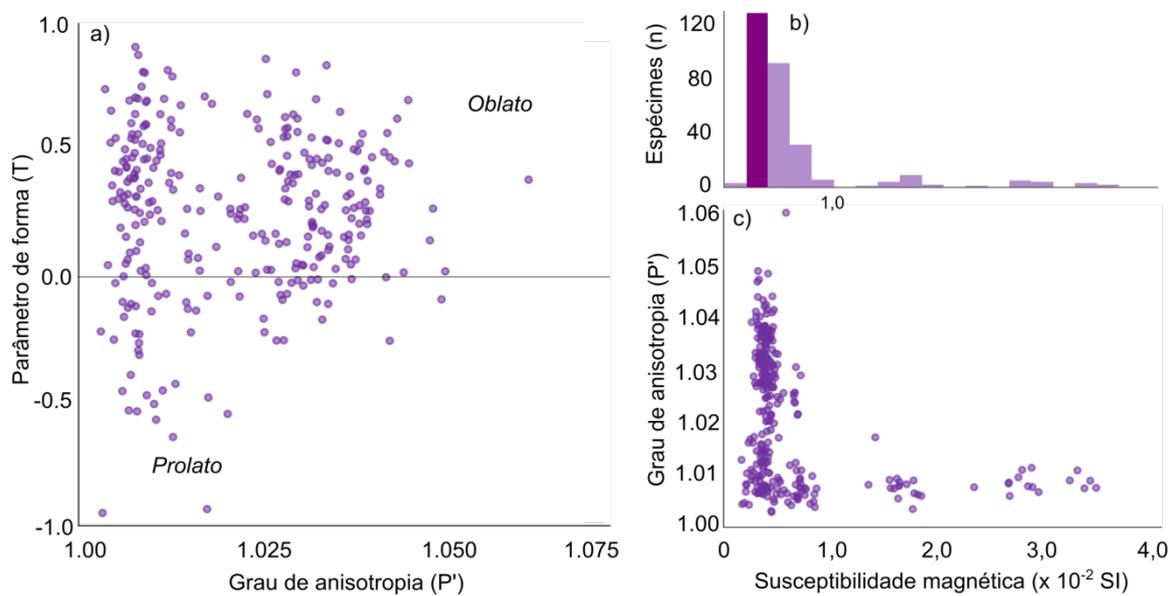
De forma análoga aos LMI, os RB são caracterizados por elipsoides magnéticos com baixo ângulo de mergulho, marcados por  $K_3$  usualmente subvertical (Fig. 35). Elipsoides com foliação subvertical ocorrem em apenas 1 sítio (O09), assim como elipsoides dispersos (M27). O padrão em guirlanda ocorre de forma subordinada, envolvendo tanto os eixos  $K_1$  e  $K_2$  (M26) quanto os eixos  $K_2$  e  $K_3$  (M24 e O09). Destaca-se a consistente direção de caimento do eixo  $K_3$  para E e SE (C48, C49, M25, M29, M30, M31, O07, O10, O11, O12, O22, O23, O25, O25, O26, O27, O28 e O29, Fig. 35).



**Figura 35:** Estereogramas dos resultados de ASM para os Ignimbritos Riscos Bayos.

Os parâmetros escalares mostram a predominância de elipsoides oblatos para os Ignimbritos Riscos Bayos (Fig. 36a). A susceptibilidade magnética média apresenta valores característicos baixos, usualmente menores que  $1,0 \cdot 10^{-2}$  SI (Fig. 36b). O grau de anisotropia é geralmente variável, desde valores muito baixos ( $P' =$

1,01) até mais elevados ( $P' = 1,5$ ), não havendo correlação com o grau de anisotropia (Fig. 36c)



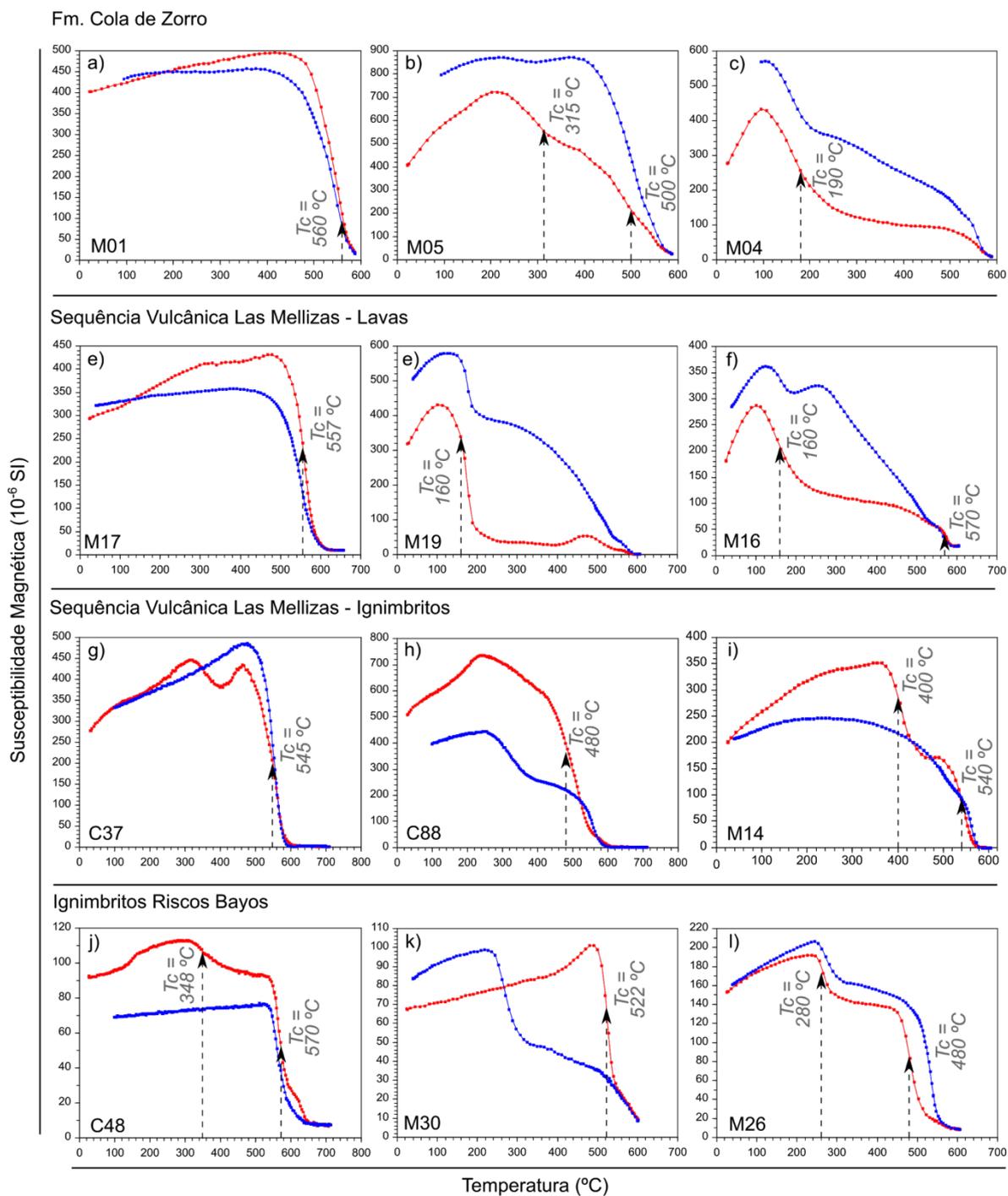
**Figura 36:** Parâmetros escalares da ASM para os RB: (a) gráfico  $T$  e  $P'$ , (b) histograma de  $K_m$  e (c) gráfico  $P'$  e  $K_m$ .

## 5.4 Mineralogia Magnética

A mineralogia magnética das amostras, conforme explicitado pelos experimentos a seguir, indica um predomínio de Ti-Mag como o principal portador da ASM nas unidades estudadas. Embora outras fases como hematita e ilmenita possam ser observadas. Parte dos dados reportados foram processados por Moncinhatto (2017), os quais são denotados pela inicial M em cada amostra.

### 5.4.1 Curvas termomagnéticas

As curvas termomagnéticas apresentam uma variação considerável em todas as unidades estudadas, tanto em formato quanto nas temperaturas de transição identificadas. Todas as unidades apresentam curvas irreversíveis (Dunlop & Özdemir, 1997) com queda total na susceptibilidade magnética quando submetidas a temperaturas maiores que 590°C (Fig. 37). A Fm. Cola de Zorro, por exemplo, contém amostras com uma única transição de alta temperatura ( $T_c \sim 560^\circ\text{C}$ , Fig. 37a), assim como amostras exibindo duas transições ( $T_c \sim 500^\circ\text{C}$  e  $315^\circ\text{C}$ , Fig. 37b) e uma transição de baixas temperatura ( $T_c \sim 190^\circ\text{C}$ , Fig. 37c). Comportamento similar é observado nas Lavas pertencentes a SVLM (Fig. 37d-f), onde componentes magnéticos de alta (Fig. 37d), mistura de alta e baixa (Fig. 37e) e baixa temperatura (Fig. 37f) também são observados. Os Ignimbritos da SVLM apresentam curvas semelhantes as lavas desta sequência, embora as  $T_c$  sejam, em geral, mais elevadas, com valores entre 400 e 545°C (Fig. 37g-i). Os Ignimbritos Riscos Bayos apresentam comportamento similar às demais formações, com no mínimo duas transições registradas pelas curvas termomagnéticas (Fig. 37j-l). A principal diferença dos RB consiste em valores menores de susceptibilidade magnética, que alcançam no máximo  $220 \times 10^{-6}$  SI (Fig. 37l), enquanto as demais unidades do CVCC chegam a valores de  $900 \times 10^{-6}$  SI (Fig. 37b). Com base nas curvas termomagnéticas não foi possível diferenciar as formações estudadas, tendo em vista que todas apresentam comportamento muito semelhante, com  $T_c$  entre 160 e 590°C (Fig. 37), valores típicos para Ti-Mag com teores variáveis de Ti (Butler, 1992).

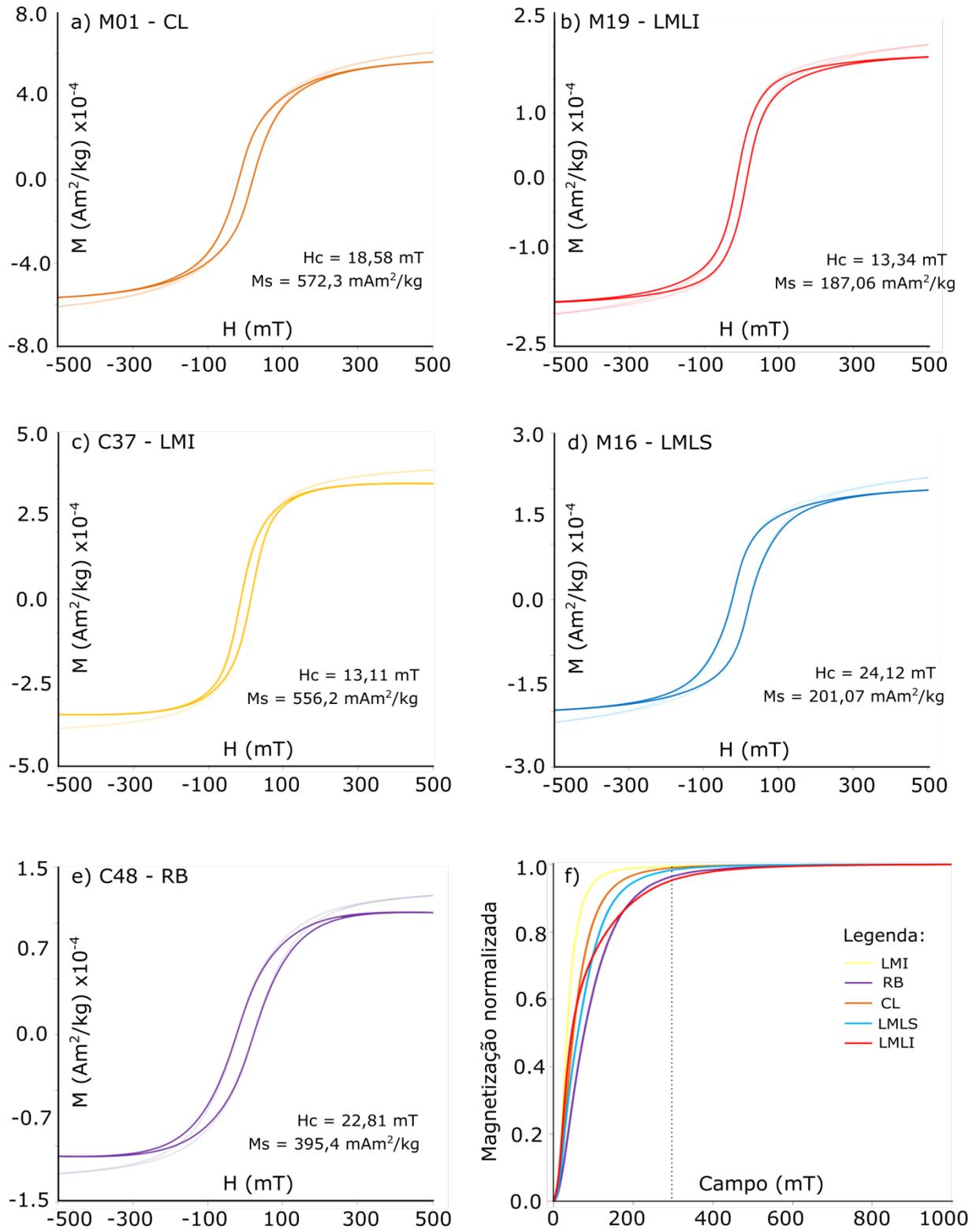


**Figura 37:** Curvas termomagnéticas representativas das unidades estudadas: Cola de Zorro (a-c), lava da SVLM (d-f) ignimbritos da SVLM (g-i) e Ignimbritos Riscos Bayos (j-l).

#### 5.4.2 Histerese e Magnetização Remanente Isotérmica

Ciclos de histerese apresentam comportamentos muito similares para todas os sítios estudados, com o formato esperado para uma mineralogia tipicamente ferromagnética (Fig. 38a-e; Dunlop & Özdemir, 1997). Os parâmetros das curvas de histerese (Fig. 38a-e) indicam baixos valores de coercividade ( $H_c < 25$  mT) para todas as amostras, assim como baixos valores de magnetização de saturação ( $M_s < 572$  mA $m^2$ /kg; Butler, 1992). A contribuição paramagnética pode ser estimada pela declividade dos extremos do ciclo de histerese não corrigidos (curvas com maior transparência na Fig. 38a-e), onde se observa pouca contribuição paramagnética (devido à baixa diferença angular entre as curvas corrigidas e não corrigidas; Tauxe *et al.*, 2018), mesmo para unidades que apresentam baixos valores de susceptibilidade magnética, como os Ignimbritos Riscos Bayos (Fig. 36b, Fig. 38e).

Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica também apresentam formatos similares para todas os sítios amostrados, exibindo magnetização de saturação entre campos de 100 a 400 mT para todas as unidades estudadas (Fig. 38f), indicando a presença de minerais de baixa coercividade, com baixa magnetização de saturação, devido à ausência de inflexões nas curvas (Tauxe *et al.*, 2018). No entanto, não se pode descartar a presença de uma pequena componente de alta coercividade pois as curvas de MRI não apresentam saturação total em campos de até 300mT (Fig. 38f, linha tracejada).



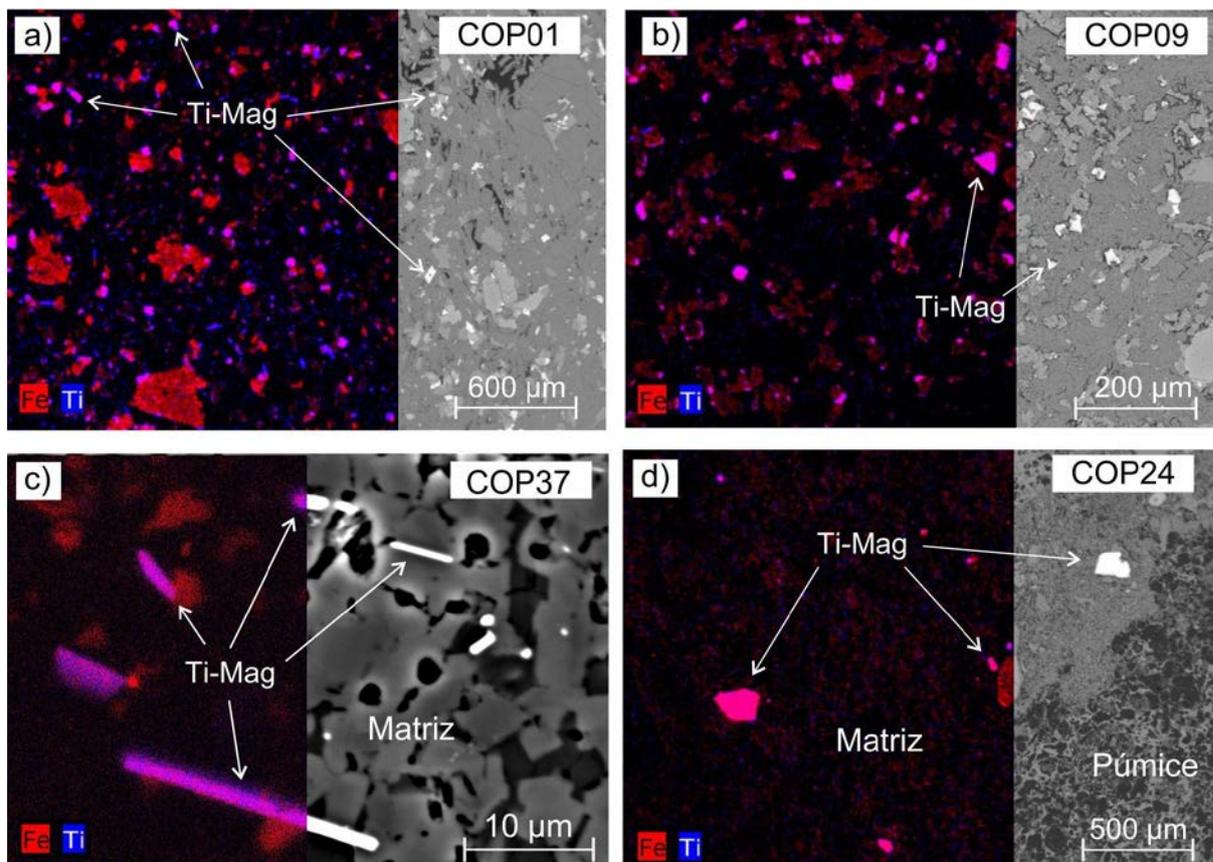
**Figura 38:** Ciclos de histerese representativos para as unidades estudadas: (a) Cola de Zorro, (b) Las Mellizas Lavas Inferiores, (c) Las Mellizas Ignimbritos, (d) Las Mellizas Lavas Superiores e (e) Ignimbritos Riscos Bayos. (f) Curvas de MRI representativas para as unidades estudadas.

### 5.4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises de MEV permitiram a identificação das assembleias mineralógicas observadas na petrografia de luz refletida, por meio de BSE e mapas composicionais obtidos por EDS (Fig. 39, relacionando as proporções de Fe e Ti).

A CL é marcada por grande volume de minerais opacos, sendo estes de origem primária, compostos essencialmente por óxidos de Fe e Ti. Nestas amostras, são observadas ao menos duas fases: uma primária, composta por cristais subédricos de (até 300  $\mu\text{m}$ ) ricos em Fe, e outra tardia, caracterizada por cristais anédricos (até 50  $\mu\text{m}$ ) com alto teor de Ti (Fig. 39a). Em contraste, as lavas da SVLM apresentam uma única população de Ti-Mag ( $\sim 20 \mu\text{m}$ ), porém apresentando teores muito variados de Ti (Fig. 39b).

Nos ignimbritos da SVLM foi possível observar a presença de algumas exsoluções secundárias de hábito acicular (Fig. 39c; diâmetro  $\sim 1 \mu\text{m}$ , comprimento  $\sim 15 \mu\text{m}$ ) identificadas na microscopia de luz refletida. As análises EDS indicam uma composição predominantemente rica em Ti para estes minerais, conforme observado no mapa composicional da Fig. 39c. Os Ignimbritos Riscos Bayos são caracterizados por Ti-Mag subédricas, distribuídas de forma irregular na matriz e junto aos fragmentos de púmices e cristais (Fig. 39d). Estas Ti-Mag apresentam composição majoritariamente rica em Fe, contendo baixos teores de Ti ( $< 20\%$ ). Em geral, as análises EDS indicam teores de Ti entre 0 a 40% nas Ti-Mag em todas as amostras estudadas.



**Figura 39:** Observações no MEV das unidades estudadas: (a) Fm. Cola de Zorro, (b) lavas da SVLM, Ignimbritos da SVLM e (d) Ignimbritos Riscos Bayos. Nas imagens, a porção esquerda representa mapas composicionais com os teores de Fe e Ti (obtidos por EDS), enquanto a direita consiste em imagens obtidas por BSE.

## 6. DISCUSSÃO

### 6.1 Direções de fluxo

As direções de fluxo foram interpretadas com base na orientação da trama magnética, segundo Cañon-Tapia *et al.* (1996), Caballero-Miranda *et al.* (2009) e Lesti *et al.* (2011), onde o sentido de caimento de  $K_3$  associado ao eixo  $K_1$  indica o sentido de fluxo. Exceções a esse padrão podem ser observadas tanto na literatura quanto neste trabalho, sendo tratados separadamente.

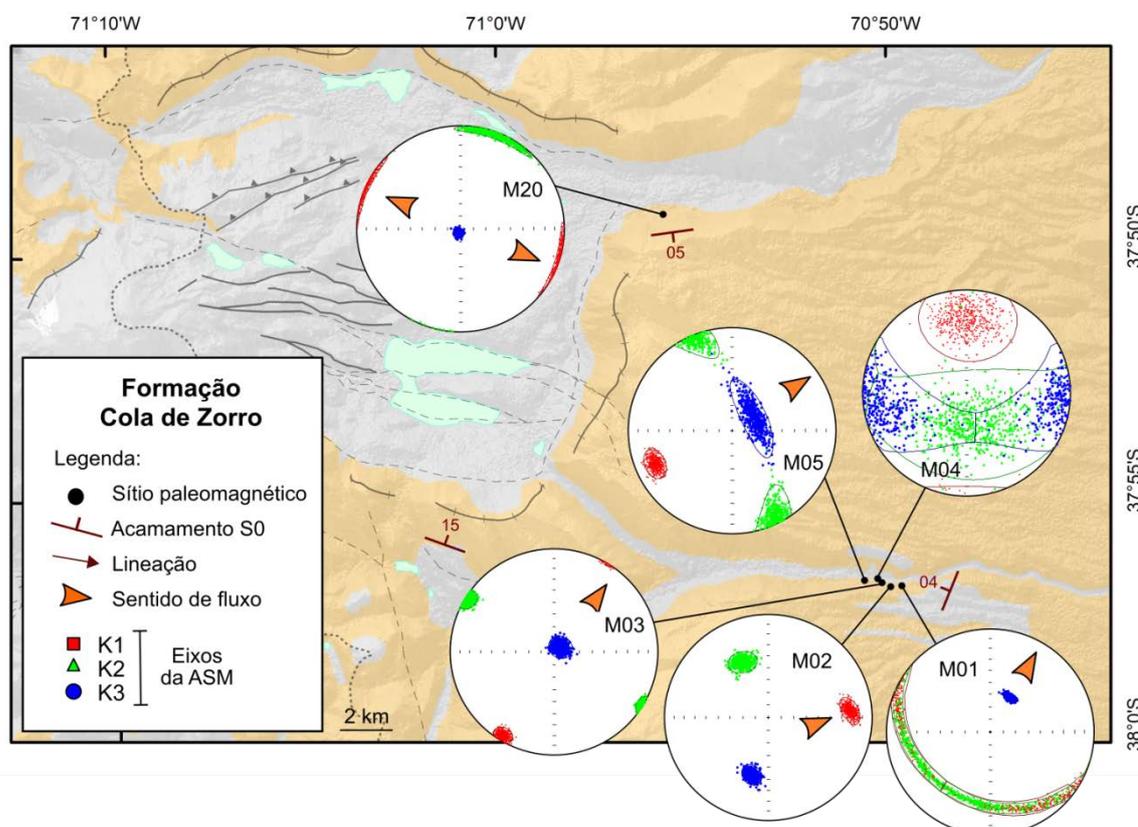
#### 6.1.1 Fm. Cola de Zorro

A Fm. Cola de Zorro (CL), apresenta a predominância de tensores magnéticos com baixo valor de mergulho, sendo  $K_3$  usualmente orientado no sentido NE (sítios M01, 03 e 05, Fig. 40). Apesar da baixa amostragem, é possível observar um sentido de fluxo predominante para NE, ao menos na porção sudoeste do CVCC, onde foi realizada a amostragem (Fig. 40). A lineação magnética ( $K_1$ ) apresenta baixo caimento, compatível com derrames em paleotopografias subhorizontais (*e.g.*, Cañon-Tapia *et al.*, 1996; Cañon-Tapia *et al.*, 1997; Looch *et al.*, 2008).

A CL é descrita como o embasamento da depressão de Caviahue, estando associada a basaltos de platô que ocorrem em todas as proximidades do CVCC, possivelmente associadas a sistemas fissurais em regime distensivo (Folguera *et al.*, 2003; Melnick *et al.*, 2006). Dessa forma, são esperados sentidos de fluxo seguindo direções perpendiculares as fraturas alimentadoras deste sistema, além de um controle topográfico significativo, como observado em erupções fissurais na Província Magmática Paraná-Etendeka e em derrames no Hawaí (*e.g.*, Glen *et al.*, 1997; Jones *et al.*, 2017).

O fluxo para NE apontado por alguns tensores magnéticos denota um sentido de fluxo, aproximadamente, perpendicular ao arco magmático na porção sul dos Andes, que apresenta direção N-S (Fig. 4), assim como certa concordância com a paleotopografia esperada durante a colocação das lavas da CL, com declives para E. Apesar disso, a baixa quantidade de afloramentos e dados estruturais dificulta a

comparação entre os dados de campo com a ASM, assim como uma análise mais regional desta unidade.

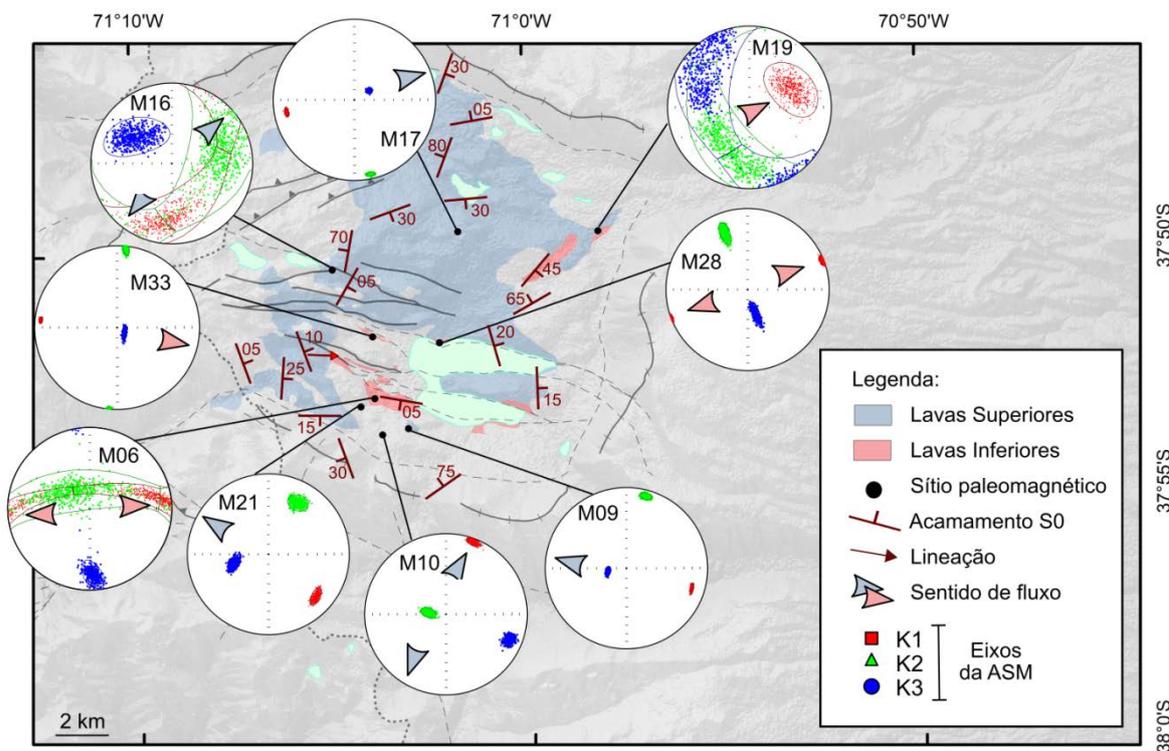


**Figura 40:** Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para a Fm. Cola de Zorro. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

### 6.1.2 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Lavas

As LMLI apresentam sentido de fluxo heterogêneo, com destaque para movimentos na direção E-W (Fig. 41). Apesar da baixa quantidade de sítios, que não permite estabelecer correlação regional, destaca-se a presença de elipsoides com orientação subhorizontal ( $K_3$  subvertical).

As LMLS também apresentam pouca amostragem e sentidos de fluxo variáveis, sendo marcada pela presença de foliações com maior mergulho, chegando a atitudes subverticais (elipsoides com  $K_3$  subhorizontal, Fig. 41). Na porção norte da Depressão de Caviahue, as LMLS exibem sentidos de fluxo para N e NE, enquanto que a porção sul é marcada por sentidos para N e NW (Fig. 41), sugerindo a porção sul do CVCC como potencial área fonte para estas lavas.



**Figura 41:** Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para as lavas da SVLM. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

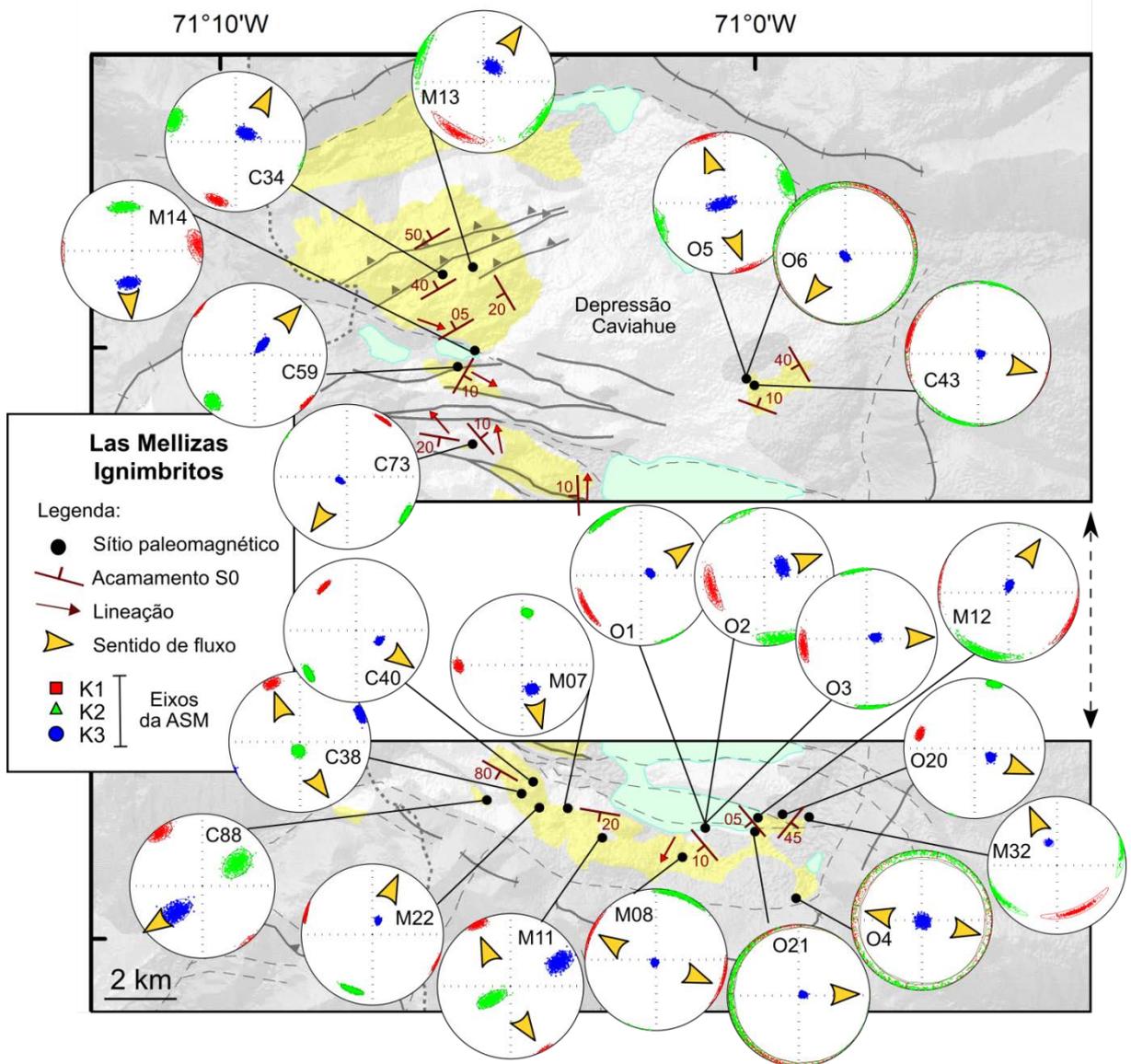
Além dos processos primários de fluxo magmático, outros processos podem ter influenciado a direção dos minerais magnéticos registrada na ASM. Ambas LMLI e LMLS apresentam disjunções colunares bem desenvolvidas, podendo levar a cristalização de minerais, incluindo a assembleia magnética, com orientações distintas (Ellwood & Fisk, 1977; Mattsson *et al.*, 2011). Nesse cenário, as direções de fluxo obtidos pela ASM não seriam representativas do sentido de transporte da lava, que pode ser o caso de alguns sítios das sequências estudadas.

### 6.1.3 Sequência Vulcânica Las Mellizas - Ignimbritos

Os LMI representam uma unidade vulcanoclástica expressiva na depressão de Caviahue, sendo caracterizado por um alto grau de soldagem dos depósitos, levando a ocorrência de ignimbritos e reoignimbritos com extensivas estruturas de fluxo (Fig. 22 e Fig. 27; Melnick *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2016).

Estudos estruturais e de ASM em ignimbritos soldados têm demonstrado uma tendência de ocorrência de planos subhorizontais neste tipo de depósitos devido a intensa deformação reomórfica induzida pela gravidade, que tende a dar origem a planos oblatos, geralmente subhorizontais (Wolff *et al.*, 1989; Branney & Kokelaar, 1992; Kobberger & Schmincke, 1999; Pueyo-anchuela *et al.*, 2014; Hong *et al.*, 2016). Esse padrão é observado nos LMI, onde ocorre a predominância de tensores magnéticos com foliação subhorizontal, marcada pelo  $K_3$  subvertical (Fig. 33), e formas oblatas (Fig. 34a), salvo algumas exceções. Dessa forma, além da dinâmica deposicional, a ASM também possibilita o entendimento dos processos pós-deposicionais que afetaram os LMI.

As direções de fluxo, interpretadas a partir do imbricamento do eixo  $K_3$  indicam sentidos variados no interior de Depressão de Caviahue (Fig. 42), assim como os dados estruturais coletados no campo. A análise mais cuidadosa da localização espacial do sentido de fluxo e indicadores cinemáticos permite observar uma distribuição concêntrica, no sentido das bordas para o centro da Depressão de Caviahue (Fig. 42b, e.g., sítios C38, M08, M11, M12, M22, M32, O01, O02, O03 e O04). Essa distribuição tem sido observada em algumas caldeiras ao redor do mundo (e.g., Holohan *et al.*, 2008; Lipman *et al.*, 2015) gerando condições restritas para deposição de ignimbritos em alta temperatura, favorecendo assim a soldagem dos depósitos.



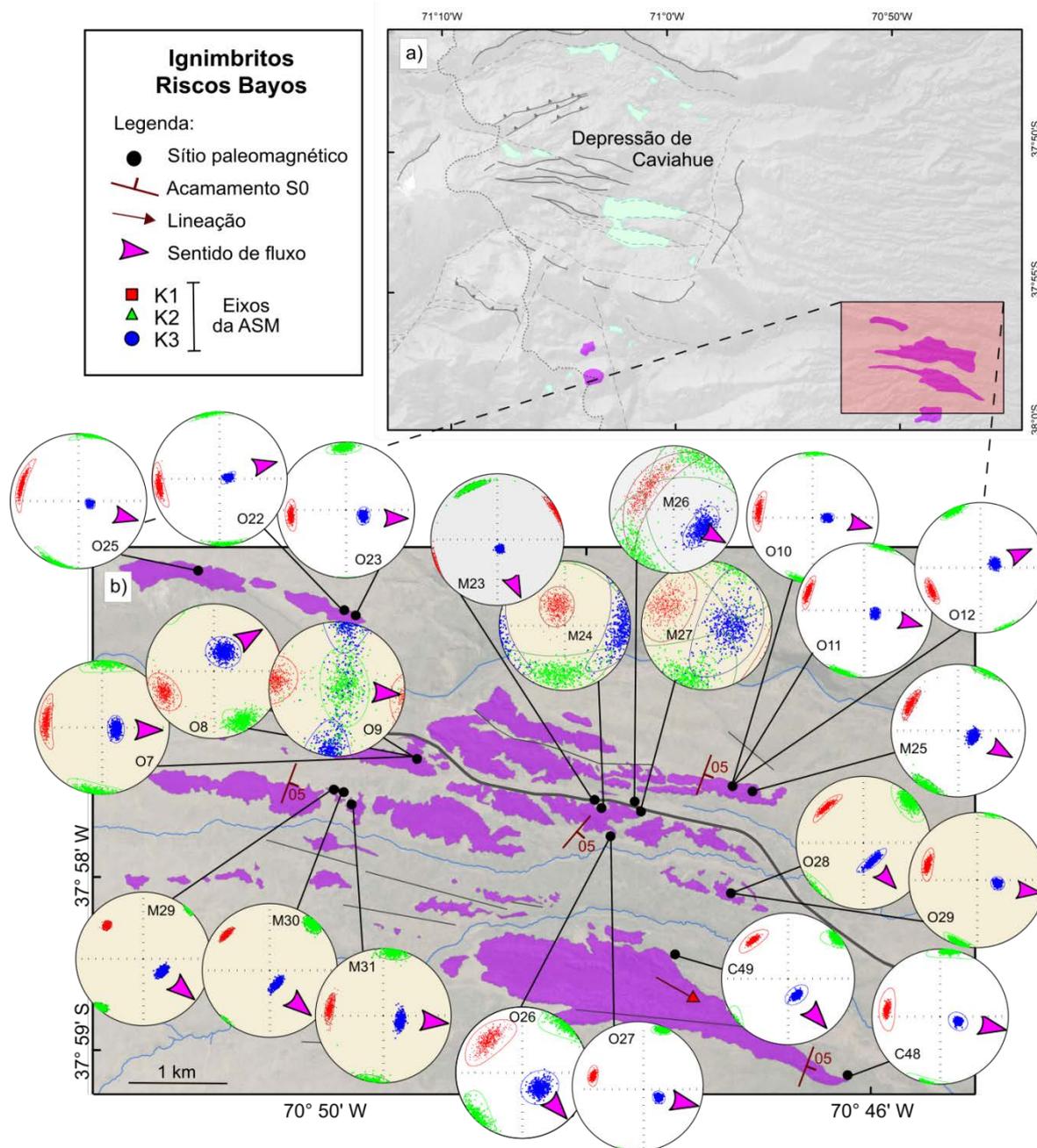
**Figura 42:** Mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para os ignimbritos da SVLM. Legenda de estruturas apresentadas na Fig. 4.

#### 6.1.4 Ignimbritos Riscos Bayos

Tendo em vista a ausência de soldagem nos depósitos dos RB (Mazzoni & Licitra, 2000), a deposição desta sequência é marcada pelo imbricamento de púmices e fragmentos associados (de forma semelhante a seixos imbricados no leito de um rio - Fig. 44c). O estudo de sequências análogas aos RB tem revelado este padrão de imbricamento como algo recorrente (e.g., Agrò *et al.*, 2014; Alva-Valdivia *et al.*, 2017), sugerindo uma importante ferramenta para determinação do sentido de fluxo em ignimbritos deste tipo.

Na região estudada dos RB (situada 15 km a SE da borda da depressão de Caviahue, Fig. 43a), se observa uma consistência no sentido de fluxo dos RB para E e SE, marcada pelo imbricamento do eixo  $K_3$  nessas direções (Fig. 43b). Este padrão é recorrente em toda unidade, sendo confirmado por dados de campo que incluem lineação e foliação (Fig. 43b), bem como a orientação de púmices e blocos (Fig. 24). Com base nestes elementos, a orientação dos elipsoides magnéticos é interpretada como um resultado do cisalhamento da corrente de densidade piroclástica sobre as partículas recém depositadas (Branney & Kokelaar, 1992).

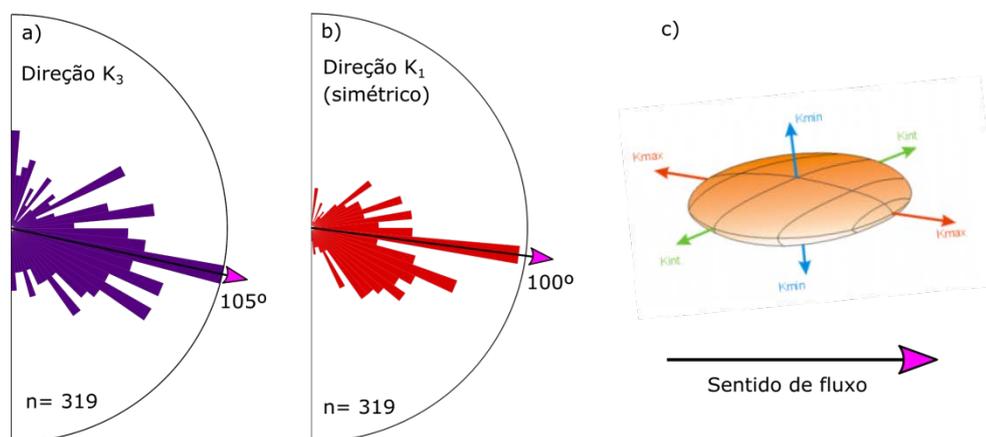
Além do sentido de fluxo, a ASM possibilita a identificação de processos associados ao regime de deposição dos RB, sugerindo uma condição razoavelmente linear e constante, possibilitando o arranjo das partículas com a passagem da corrente de densidade (Branney & Kokelaar, 1992). Esse resultado se mostra em contraste com a deposição maciça (modelo *en masse*), registrada em muitos ignimbritos não soldados (Sparks, 1976; Branney & Kokelaar, 1992).



**Figura 43:** a) contexto regional da área dos RB amostrada; b) mapa de ocorrência, dados estruturais e sentido de fluxo inferidos pela ASM para os RB. Legenda de estruturas apresentada na Fig. 4.

No que tange ao tipo de fábrica magnética (i.e., arranjo dos eixos magnéticos em relação ao sentido de fluxo), ocorre a predominância de fábrica paralela, marcada pela orientação do eixo  $K_1$  paralelo ao fluxo (e.g. sítio C48, Fig. 43b), sendo a fábrica transversa (quando  $K_2$  é paralelo ao fluxo) observada em apenas um sítio (sítio M23, Fig. 43b; Agrò *et al.*, 2014). A consistência do sentido de fluxo para

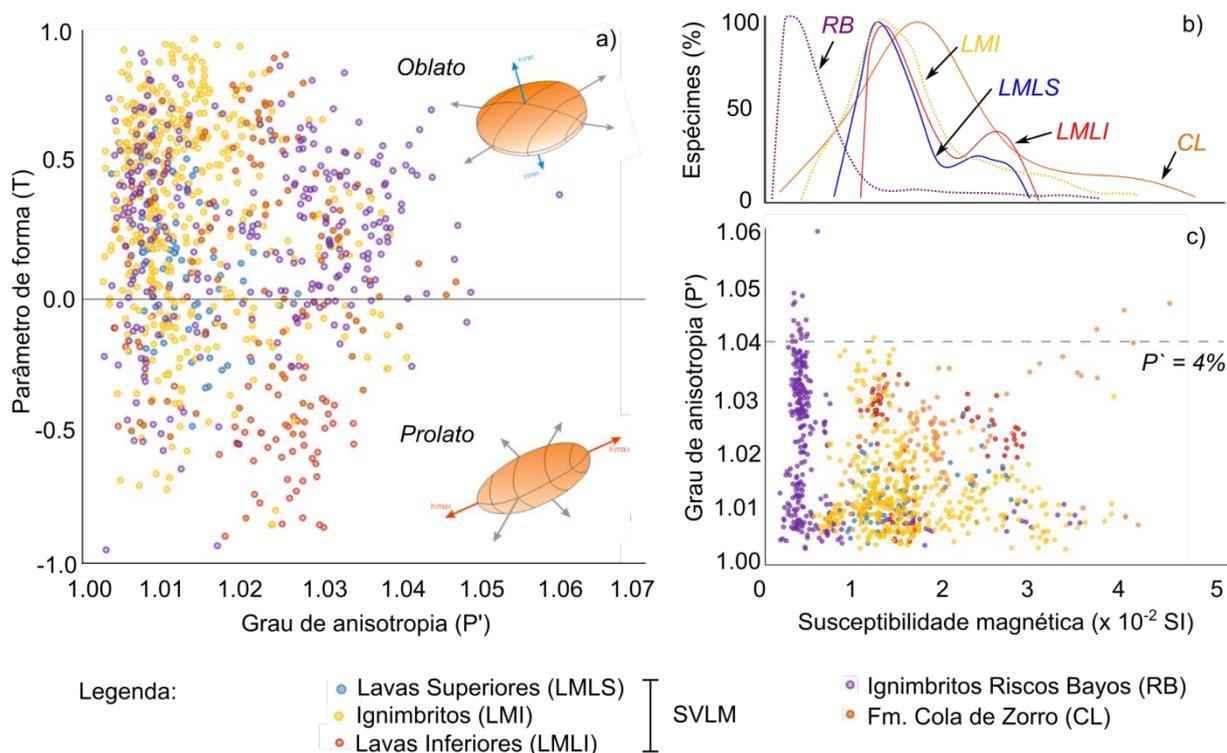
E e SE é reforçada por diagramas em roseta contendo todos os elipsoides medidos (Fig. 44a,b). Nestes, é possível observar a consistência de direção nos eixos  $K_3$  e  $K_1$ , com valor médio para  $105^\circ$  e  $100^\circ$ , respectivamente, em mecanismo similar ao representado na Fig. 44c.



**Figura 44:** Diagramas em roseta dos eixos (a)  $K_3$  e (b) simétrico ao eixo  $K_1$ . (c) Representação da orientação do tensor magnético imbricado e o sentido de fluxo inferido.

### 6.1.5 Parâmetros escalares

Os parâmetros escalares indicam diferenças entre cada unidade estudada, embora ocorram tendências gerais em todas as amostras obtidas no CVCC. Praticamente todos os espécimes apresentam  $P'$  menor que 4% (Fig. 45a,c), valores considerados baixos quando comparados a outros estudos de ASM em rochas vulcânicas, tanto efusivas quanto explosivas. Em geral, os elipsoides apresentam forma oblata (Fig. 45a), tendência observada principalmente nos ignimbritos da LMI e RB. No que tange a  $K_m$ , a CL apresenta valores levemente maiores (moda em  $\sim 2,0 \times 10^{-2}$  SI) quando comparada a LMLI e LMLS (Fig. 45b). Em contraste com as lavas, os RB apresentam os menores valores (moda  $\sim 0,3 \times 10^{-2}$  SI), o que reflete o caráter mais evoluído desta sequência, que apresenta composição andesítica a riolítica (Mazzoni & Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006). E presença de litoclastos nos ignimbritos, em especial nos RB, pode resultar em valores anômalos de  $K_m$ , como registrado no histograma de  $K_m$  e no gráfico  $P'$  versus  $K_m$  (Fig. 45b,c).



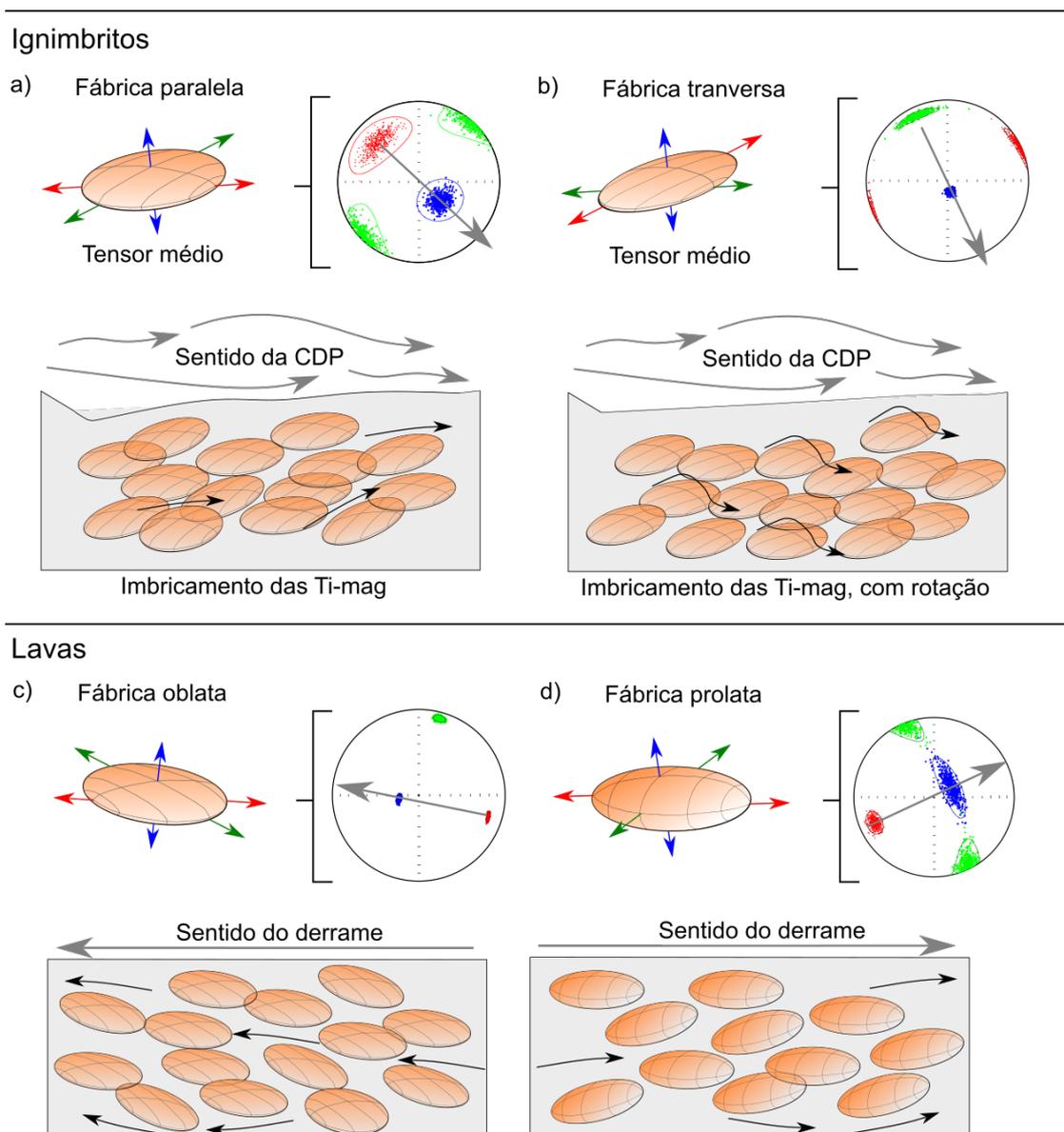
**Figura 45:** Parâmetros escalares da ASM para as unidades estudadas: (a) gráfico T e P', (b) histograma de Km e (c) gráfico P' e Km.

## 6.2 Origem da ASM

As análises petrográficas, associadas aos experimentos de mineralogia magnética, que incluem curvas termomagnéticas, ciclos de histerese, curvas de MRI e MEV possibilitaram a caracterização da mineralogia magnética presente nas amostras do CVCC. As análises petrográficas indicam estruturação efetiva da fábrica silicática, também observável nos óxidos de Fe e Ti, sugerindo uma orientação efetiva destes minerais quando submetidos ao fluxo magmático/vulcanoclástico.

Nesse contexto, são observados dois controles sobre a ASM das unidades estudadas: um macroscópico, associado a regimes de fluxo e alinhamento das partículas (Tauxe, 2013) e, outro, microscópico, associado a mineralogia magnética (Ferré, 2002), conforme exemplificado por Moncinhatto (2017) e Moncinhatto *et al.* (2019). O controle macroscópico está atrelado a orientação efetiva das Ti-Mag, principais portadoras do sinal magnético. Correntes de densidade piroclásticas (CDP), responsáveis pela geração de ignimbritos, resultam em fábricas

predominantemente oblatas (Fig. 46a,b). Nessas condições, são possíveis fábricas paralelas, quando  $K_1$  apresenta sentido coerente com o fluxo (Fig. 46a) e transversas, quando  $K_1$  é ortogonal ao fluxo, indicando a rotação deste eixo pela CDP (Fig. 46b).



**Figura 46:** Relação do tensor magnético com as fábricas observadas em (a-b) ignimbritos e (c-d) lavas do CVCC.

Em contraste, lavas podem apresentar tanto fábricas oblatas quanto prolatas (Fig. 46c,d). Em caso de fábricas oblatas,  $K_1$  e  $K_2$  podem assemelhar-se, formando

um padrão em guirlanda (Fig. 46c), enquanto que em fábricas prolatas  $K_2$  e  $K_3$  resultam no padrão em guirlanda (Fig. 46d). O controle macroscópico é afetado pela turbulência do sistema, assim como pelo próprio formato das partículas, que podem apresentar maior ou menor grau de anisotropia, favorecendo assim sua orientação de acordo com o cisalhamento induzido pelo fluxo. Dessa forma, amostras com baixos  $P'$  tendem a apresentar ângulos de confiança maiores (i.e., uma anisotropia menos definida) quando comparadas a amostras com alto  $P'$  (Moncinhatto *et al.*, 2019).

O controle microscópico tange fatores associados à composição e domínio magnético das Ti-Mag, que podem ser primárias (apresentando alto  $T_c$ ) ou secundárias (baixo  $T_c$ ; Moncinhatto *et al.*, 2019). Curvas termomagnéticas de alta temperatura indicam a presença de Ti-Mag com diferentes teores de Ti (Butler, 1992; Dunlop & Özdemir, 1997) como as principais portadoras da susceptibilidade magnética, sendo caracterizadas por quedas na susceptibilidade quando submetidas a temperaturas entre 100 e 590 °C (Fig. 38a-e). O formato dos ciclos de histerese apontam para uma mineralogia predominantemente ferromagnética como o principal portador magnético nas amostras estudadas (Butler, 1992). Os baixos valores de  $H_c$  e  $M_s$  são compatíveis com os esperados para magnetitas (Butler, 1992), sendo os dados aqui apresentados semelhantes a caracterização mineralógica efetuada por Moncinhatto (2017) e Moncinhatto *et al.* (2019) nas amostras do CVCC. Curvas de MRI apresentam baixos valores de magnetização de saturação e coercividade (Fig. 38f), indicando a presença de minerais de baixa coercividade, como a Ti-Mag (Butler, 1992; Tauxe *et al.*, 2018). Nas curvas de MRI também é possível observar a ausência de inflexões, o que aponta para a presença de uma única fase magnética nas amostras estudadas, de baixa  $M_s$ , possivelmente magnetita (Tauxe *et al.*, 2018). As análises petrográficas e de MEV demonstram a presença de Ti-Mag com distintos hábitos (Fig. 39). Espectros e mapas EDS apontam teores variáveis de Ti nas Ti-Mag, o que também é indicado pelas variações de  $T_c$  observadas nas termomagnéticas (Dunlop & Özdemir, 1997). Considerando que a ASM nas magnetitas está diretamente associada ao formato dos cristais (i.e., apresenta anisotropia de forma; Butler, 1992), a análise direcional destes minerais indica uma orientação efetiva, concordante com os silicatos (Figs. 25, 26, 27 e 28). Isso indica

que a ASM observada nas amostras reflete o cisalhamento gerado pelo fluxo magmático/piroclástico nas unidades estudadas.

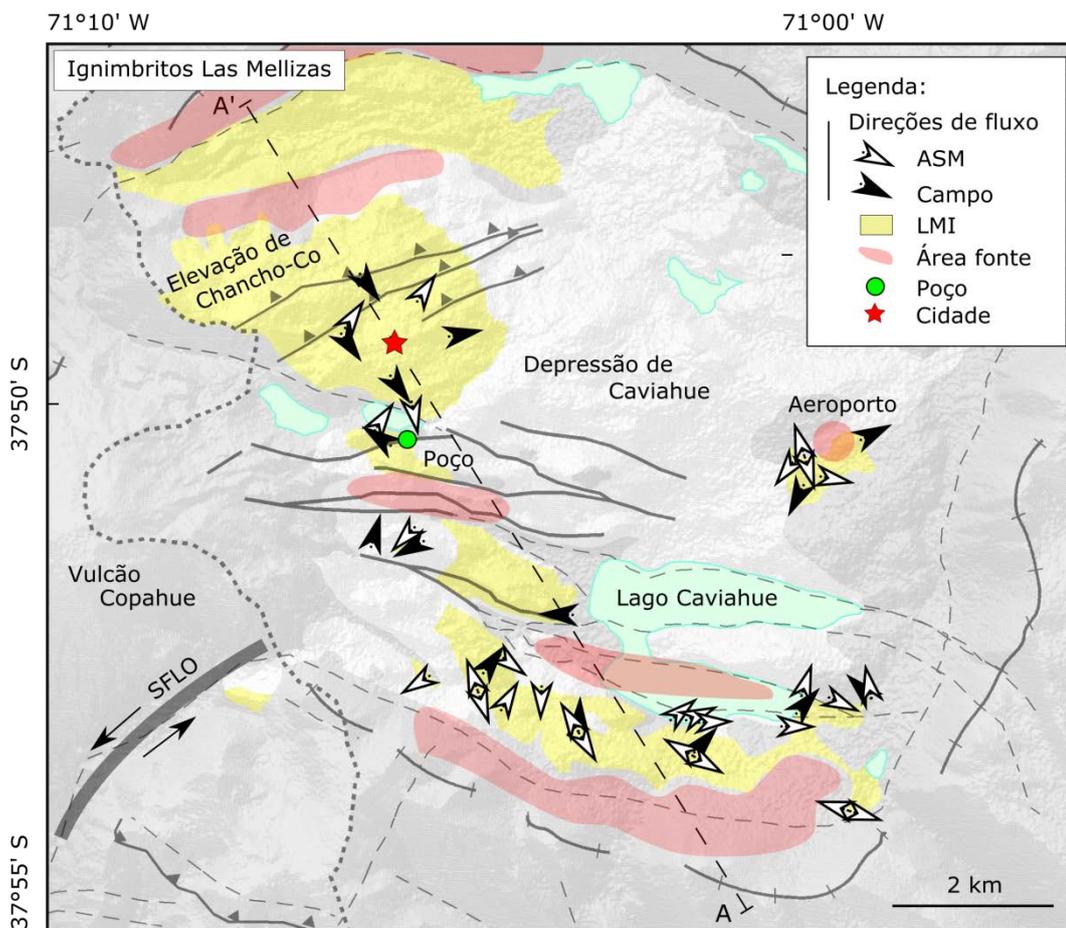
### 6.3 Modelos evolutivos

Através dos dados de campo e as direções de fluxo obtidas pela ASM é possível propor alguns modelos evolutivos para o CVCC, principalmente no que tange as rochas vulcanoclásticas, que apresentam maior amostragem e distribuição espacial na área de estudo (Fig. 4 e 11).

#### 6.3.1 Interior da Depressão de Caviahue

Diversos autores têm apontado um importante controle estrutural no CVCC (e.g., Melnick *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2016), com a presença de importantes estruturas incluindo o Sistema de Falhas Liquiñe-Ofqui (SFLO), que marca toda SVZA, e o Graben de Caviahue, que é marcado pelo Lago Caviahue (Fig. 47). A compilação dos sentidos de fluxo obtidos por dados de campo e ASM permite observar uma associação com os depósitos dos LMI com estruturas regionais do CVCC, apontando estas zonas como possíveis área-fonte para os LMI (zonas em vermelho, Fig. 47).

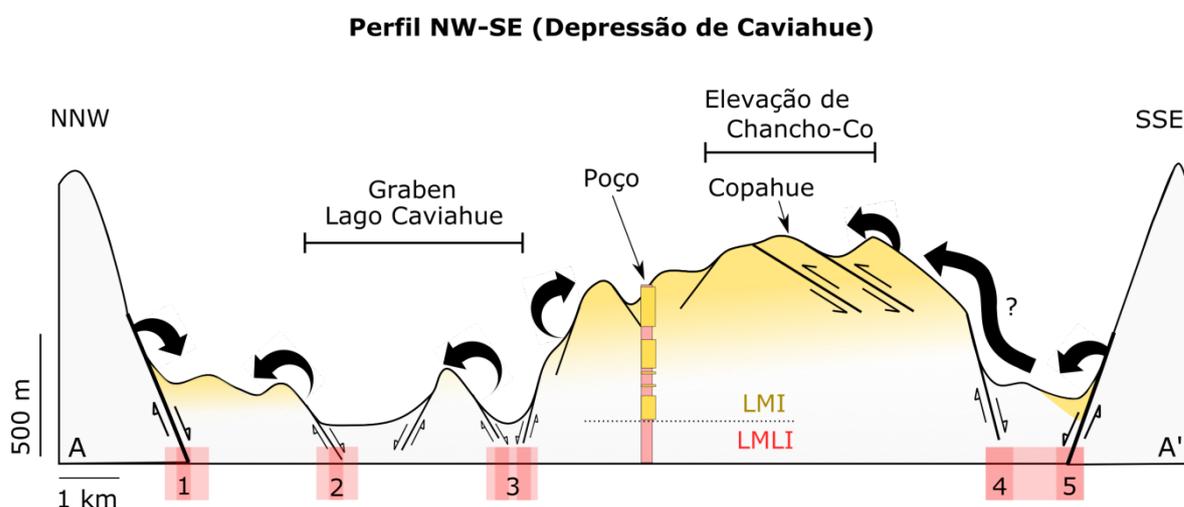
A representação dos LMI em um perfil topográfico permite a visualização mais clara da associação destes depósitos com as estruturas locais, sendo possível identificar 5 possíveis fontes para os LMI (Fig. 47). Além dos limites da Depressão (fontes 1 e 5, Fig. 47), que compõem falhas normais de grande rejeito e caráter anelar, outras possíveis áreas fonte podem ser cogitadas. A região sul da Depressão de Caviahue é marcada pela presença do Graben de Caviahue, uma estrutura extensional que abriga o Lago de Caviahue (Fig. 47, 48). Essa depressão, em associação ao limite sul do CVCC compõe falhas normais que podem ter servido de condutos alimentadores para os LMI (fontes 2 e 3, Fig. 47). Além disso, esta região apresenta ausência de sismicidade (Ibáñez *et al.*, 2008), estando fortemente afetada por erosão glacial (Díaz, 2003), o que sugere ausência de deformação recente (Folguera *et al.*, 2016).



**Figura 47:** Mapa de ocorrência dos LMI com os sentidos de fluxo obtidos em campo, interpretados pela ASM e possíveis áreas-fonte dos depósitos. Perfil A - A' referente a Fig. 48.

A região noroeste da Depressão de Caviahue é marcada por uma feição topográfica positiva, conhecida como Elevação de Chancho-Co (Fig. 47, 48). Esta elevação é gerada pela resolução de esforços da SFLO, levando a uma zona contracional e desenvolvimento de falhas inversas (Velez *et al.*, 2011; Folguera *et al.*, 2016). Esta região apresenta alta sismicidade, estando fortemente relacionada ao magmatismo do vulcão Copahue (Velez *et al.*, 2011) e apresentando movimentos recentes que cortam sequências jovens deste centro (Folguera *et al.*, 2016). Considerando o caráter contracional e jovem destas estruturas, os depósitos dos LMI presentes nessa região podem ter como origem centros emissores localizados junto ao limite noroeste da Depressão de Caviahue (fontes 4 e 5, Fig. 48). Dados de poços de exploração geotérmica indicam que os LMI se estendem até profundidade

de 500 m próximos a cidade de Copahue (Barcelona *et al.*, 2019), embora dados faciográficos e descritivos mais aprofundados sejam escassos.



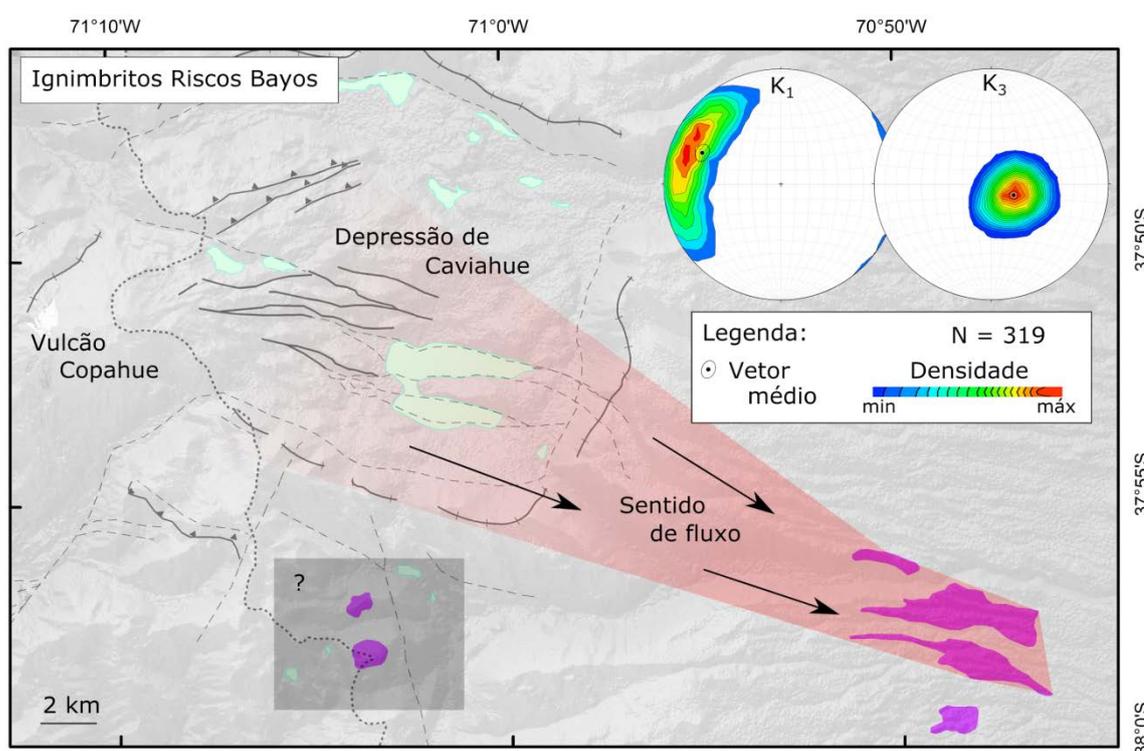
**Figura 48:** Perfil topográfico NNW-SSE na Depressão de Caviahue, com a ocorrência dos LMI, sentidos de fluxo e possíveis centro emissores. Localização do perfil marcado na Fig. 47. Dados de poço de Barcelona *et al.* (2019) e estruturas de Folguera *et al.* (2016).

Os sentidos de fluxo variados indicam as diversas fontes destes produtos, sugerindo uma forte interação vulcano-tectônica registrada no CVCC. O alto grau de soldagem dos depósitos (Mazzoni & Licitra, 2000; Melnick *et al.*, 2006; Sommer *et al.*, 2016) e sua relação com as estruturas locais (Melnick *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2016) indicam condições de deposição proximal, favorecendo a hipótese de uma caldeira vulcânica na região (Pesce, 1989), com forte controle estrutural (Melnick *et al.*, 2006). Nesse sentido, o registro dos LMI indica o desenvolvimento de fluxos piroclásticos de diversas fontes no interior da Depressão de Caviahue, apontando para um colapso de caldeira estilo fragmentado (*piecemeal*, Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2005).

### 6.3.2 Exterior da depressão de Caviahue

Os RB consistem em uma sequência de ignimbritos não soldados, aflorantes de forma discreta e descontínua em duas áreas a sul da depressão de Caviahue (Fig. 48; Mazzoni & Licitra, 2000), apresentando composição traquiandesítica a riolítica (Varekamp *et al.*, 2006).

Através da compilação dos dados de campo e análises de ASM, é possível verificar o agrupamento dos eixos  $K_1$  e  $K_3$  dos tensores magnéticos, sugerindo sentidos de fluxo consistentes para todas as amostras (estereogramas na Fig. 49), coletadas na área estudada. Esses dados indicam uma mesma fonte para todas as unidades dos RB, que é composto por 4 unidades de fluxo distintas (Mazzoni & Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006).



**Figura 49:** Mapa do CVCC com a compilação das direções dados de  $K_1$  e  $K_3$ , indicando a possível área fonte dos Ignimbritos Riscos Bayos.

O imbricamento magnético sugere um sentido de transporte para ESE (entre 100 e 110°), sendo possível traçar a provável fonte destes depósitos por meio da projeção da elipse de confiança do tensor médio de  $K_3$  (zona em vermelho na Fig. 49). Esta projeção aponta a porção centro-sul da Depressão de Caviahue como uma

área fonte para os RB. Localmente, essa zona é marcada por importantes estruturas, incluindo falhas normais e a próprio limite da Depressão de Caviahue (Folguera *et al.*, 2016). A obtenção de dados para ASM na outra região aflorante dos RB, localizada a sul da Depressão de Caviahue (retângulo em cinza na Fig. 49), ajudaria a verificar o padrão radial desses depósitos, permitindo avaliar a hipótese do limite sul da Depressão de Caviahue como fonte para os RB. Entretanto, estes afloramentos constituem uma zona de difícil acesso, com escarpas íngremes e sem estradas próximas.

A origem dos RB como subprodutos do colapso da Depressão de Caviahue tem sido contestada por alguns autores, tendo como base o pequeno volume desta sequência quando comparado ao volume da depressão de Caviahue (Melnick *et al.*, 2006). Dados geoquímicos incluindo elementos maiores, menores e traços, indicam contraste de composição entre os LMI e os RB, implicando fontes distintas para estes magmas (Mazzoni & Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006).

Considerando o contraste de composição (Mazzoni & Licitra, 2000; Varekamp *et al.*, 2006) e idade (Linares *et al.*, 1999; Sruoga & Consoli, 2011) entre os LMI com os RB, se estima a ocorrência de, ao menos, dois episódios explosivos na região dos CVCC, tendo como área fonte o CVCC (conforme definido pela ASM). Nesse contexto, a região do CVCC é considerada um local com magmatismo recorrente, possivelmente em decorrência de sua localização junto ao Sistema de Falhas Liquiñe-Ofqui (Melnick *et al.*, 2006), que deve atuar como uma importante estrutura para transporte de magmas ao CVCC.

## 7. CONCLUSÕES

Por meio de dados de campo e análises de ASM, foi possível definir o sentido de fluxo para lavas e ignimbritos presentes no CVCC. As principais conclusões deste trabalho incluem:

I - O interior da depressão de Caviahue é marcada por depósitos ignimbríticos (lápili-tufos) com intensa soldagem (Ignimbritos Las Mellizas), marcados por textura eutaxítica a parataxítica.

II - Na parte externa da depressão de Caviahue ocorrem ignimbritos (lápili-tufos) não soldados e com foliação incipiente (Ignimbritos Riscos Bayos), marcando o sentido de fluxo da corrente de densidade piroclástica.

III - Ti-Mag são as principais fases minerais portadoras da ASM nas rochas estudadas. Estes minerais estão orientados de acordo com a matriz da rocha, o que permite a aplicação da técnica de ASM.

IV - Os Ignimbritos Las Mellizas apresentam sentidos de fluxo variados no interior da Depressão de Caviahue, sugerindo múltiplas fontes para estes ignimbritos. A distribuição destas rochas permite considerar esta depressão como uma possível caldeira com estilo de subsidência *piecemeal* e forte controle estrutural.

V - Os Ignimbritos Riscos Bayos apresentam sentido de fluxo radial em relação a Depressão de Caviahue, indicando a porção sul do CVCC como uma possível área fonte para estes depósitos, possivelmente em associação a um evento secundário de colapso.

## REFERÊNCIAS

Acocella, V., Palladino, D.M., Cioni, R., Russo, P. & Simeì, S. 2012. Caldera structure, amount of collapse, and erupted volumes: The case of Bolsena caldera, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 124(9–10): 1562–1576. doi: <https://doi.org/10.1130/b30662.1>

Agico Ltd. 2019. *KLY5 – User Manual*. Disponível em: <<https://www.agico.com/downloads/documents/manuals/kly5-man.pdf>>. Acesso em: 20 jun. 2019.

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, doi: <https://doi.org/10.1144/sp396.9>

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., & Fisher, D. 2012. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 302p. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>

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. doi: <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(1): 285–298. doi: <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.238.01.17>

Barcelona, H., Yagupsky, D., & Augusto, M. 2019. The layered model of the Copahue geothermal reservoir, Argentina. *Geothermal Energy*, 7(1). doi: <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0124-9>

Bonin, B. 1986. *Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism* Amsterdam: Elsevier, 186p.

Bosworth, W., Burke, K. & Strecker, M. 2003. Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics* 22. <https://doi.org/10.1029/2002tc001369>

Branney, M.J.. 1995. Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, 57: 303–318. <https://doi.org/10.1007/bf00301290>

Branney, M. & Acocella, V. 2015. Calderas. *In*: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt S., Rymer., H. & Stix, J. (Eds). *The Encyclopedia of Volcanoes (2ed)*. Elsevier, p. 299–315. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00016-x>

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. *Bulletin of Volcanology*, 54(6): 504–520. doi: <https://doi.org/10.1007/bf00301396>

Branney, M.J. & Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Londres: Geological Society Memoirs 27, 142p. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2003.027>

Butler, F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publications, 319p.

Caballero-Miranda, C.I., Torres-Hernández, J.R. & Alva-Valdivia, L.M. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility analysis of the Cantera Ignimbrite, San Luis Potosi, México: flow source recognition. *Earth, Planets and Space*, 61(1): 173–182. doi: <https://doi.org/10.1186/bf03352897>

Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L. & Herrero-Bervera, E. 1996. The internal structure of lava flows insights from AMS measurements I: Near-vent a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70 (1–2), 21–36. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00050-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00050-X)

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(1–2): 19–46. doi: [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, J.V. 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Londres: Allen and Unwin, 528p. doi: <https://doi.org/10.1007%2F978-94-009-3167-1>

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. doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2_10)

Cole, J.W., Brown, S.J.A., Burt, R.M., Beresford, S.W. & Wilson, C.J.N. 1998. Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a caldera complex, Taupo volcanic centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80: 217–237. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(97\)00045-0](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(97)00045-0)

Cole, J.W., Milner, D.M. & Spinks, K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews*, 69: 1-26. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>

Constable, C. & Tauxe, L. 1990. The bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): 8383. doi: <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08383>

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.

Dragoni, M., Lanza, R. & Tallarico, A. 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International*, 128: 230–240. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04083.x>

Dubey, A.K. 2014. Anisotropy of Magnetic Susceptibility. *In*: Dubey, A.K. *Understanding an Orogenic Belt*. New York: Springer International Publishing, p. 17-34. doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-319-05588-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-05588-6_2)

Dunlop, D. J. & Özdemir, Ö. 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: University Press, 573p. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9780511612794>

Ellwood, B. & Fisk, M. 1977. Anisotropy of magnetic susceptibility variations in a single icelandic columnar basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 35(1): 116–122. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(77\)90034-6](https://doi.org/10.1016/0012-821x(77)90034-6)

Ernst, R.E. & Baragar, W.R.A. 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 365: 511–513. doi: <https://doi.org/10.1038/356511a0>

Fagents, S. A., Gregg, T. K. P. & Lopes, R. M. C. (Eds). 2013. *Modeling Volcanic Processes: Physics and Mathematics of Volcanism*. Cambridge: Cambridge University Press. doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139021562>

Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A. & Demaiffe, D. 2004. Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology*, 26:1401–1418. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.12.003>

Ferré, E.C., Teyssier, C., Jackson, M., Thill, J.W. & Rainey, E.S.G. 2003. Magnetic susceptibility anisotropy: A new petrofabric tool in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). doi: <https://doi.org/10.1029/2002JB001790>

Ferré, E.C. 2002. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics. *Geophysical Research Letters*, 29(7). doi: <https://doi.org/10.1029/2001gl014367>

Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intra-arco. Cordillera Neuquina (37°30'–38°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58, 3–19.

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. doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-662-48005-2_1)

Galetto, F., Acocella, V. & Caricchi, L. 2017. Caldera resurgence driven by magma viscosity contrasts. *Nature Communications* 8. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01632-y>

Glen, J.M.G., Renne, P.R., Milner, S.C., & Coe, R.S. 1997. Magma flow inferred from anisotropy of magnetic susceptibility in the coastal Paraná-Etendeka igneous province: Evidence for rifting before flood volcanism. *Geology*, 25(12): 1131. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<1131:mfifao>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<1131:mfifao>2.3.co;2)

Gudmundsson, A. 2016. The mechanics of large volcanic eruptions. *Earth-Science Reviews*, 163, 72–93. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.003>

Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J., & Singer, B. 2010. *Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive history of a Quaternary basalt-rhyolite distributed vent volcanic field on the Andean range crest in central Chile: Santiago, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín v. 63, 145 p.

Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455–489. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00372365>

Holohan, E.P., van Wyk de Vries, B. & Troll, V.R. 2007. Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70: 773–796. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0166-x>

Holohan, E.P., Troll, V.R., Van Wyk De Vries, B., Walsh, J.J., & Walter, T.R. 2008. Unzipping Long Valley: An explanation for vent migration patterns during an elliptical ring fracture eruption. *Geology*, 36(4): 323. doi: <https://doi.org/10.1130/g24329a.1>

Hong, H., Yu, Y., Doh, S.-j., Suk, D., & Kim, J. 2016. Magnetic Fabrics and Source Implications of Chisulryoung Ignimbrites, South Korea. *Frontiers in Earth Science*, 4. doi: <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(1), 37–82. doi: <https://doi.org/10.1007/bf01450244>

Hunt, C.P., Moskowitz, B.M. & Banerjee, S.K. 1995. Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In: AGU Reference Shelf. *American Geophysical Union*, p. 189–204. doi: <https://doi.org/10.1029/rf003p0189>

Ibáñez, J.M., Del Pezzo, E., Bengoa, C., Caselli, A., Badi, G. & Almendros, J. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, Southern Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174(4): 284–294. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.02.005>

Instituto Nacional de Vulcanologia e Geofísica. 2019. *Anisotropia de Susceptibilidade Magnética*. Disponível em: <[http://roma2.rm.ingv.it/en/themes/19/magnetic\\_anisotropy](http://roma2.rm.ingv.it/en/themes/19/magnetic_anisotropy)>. Acesso em: 25 jun. 2019.

Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophysics*, 136(1), 1–28. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00878885>

Jones, T.J., Llewellyn, E.W., Houghton, B.F., Brown, R.J., & Vye-Brown, C. 2017. Proximal lava drainage controls on basaltic fissure eruption dynamics. *Bulletin of Volcanology*, 79(11). doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1164-2>

Kobberger, G., & Schmincke, H.-U. 1999. Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogán Formation), Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Bulletin of Volcanology*, 60(6): 465–485. doi: <https://doi.org/10.1007/s004450050246>

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. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0536-2>

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.

Lipman, P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59: 198–218. doi: <https://doi.org/10.1007/s004450050186>

Lipman, P.W., Zimmerer, M.J., & McIntosh, W.C. 2015. An ignimbrite caldera from the bottom up: Exhumed floor and fill of the resurgent Bonanza caldera, Southern Rocky Mountain volcanic field, Colorado. *Geosphere*, 11(6): 1902–1947. doi: <https://doi.org/10.1130/ges01184.1>

Loock, S., Diot, H., Van Wyk De Vries, B., Launeau, P., Merle, O., Vadeboin, F. & Petronis, M.S. 2008. Lava flow internal structure found from AMS and textural data: an example in methodology from the Chaîne des Puys. Fr. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177: 1092–1104. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.08.017>

Macdonald, J.G. 1989. Ring dyke. In: Finkl, C.W. (Ed). *Encyclopedia of Earth Science*. Boston: Springer. [https://doi.org/10.1007/0-387-30845-8\\_218](https://doi.org/10.1007/0-387-30845-8_218)

Mattsson, H. B., Caricchi, L., Almqvist, B. S. G., Caddick, M. J., Bosshard, S. A., Hetényi, G., & Hirt, A. M. 2011. Melt migration in basalt columns driven by crystallization-induced pressure gradients. *Nature Communications*, 2(1). doi: <https://doi.org/10.1038/ncomms1298>

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. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>

Moncinhatto, T.R., Haag, M.B., Hartmann, G.A., Savian, J.F., Poletti, W., Sommer, C.A., ... Trindade, R.I.F. 2019. Mineralogical control on the magnetic anisotropy of lavas and ignimbrites: a case study in the Caviahue-Copahue field (Argentina). *Geophysical Journal International*, 2019. doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggz483>

Moncinhatto, T.R. 2017. *Anisotropia e mineralogia magnética de lavas e ignimbritos do Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue, Argentina*. São Paulo, 33p. Trabalho de Conclusão do Curso, Curso de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

Moore, I. & Kokelaar, P. 1998. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 1448. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<1448:tcpcca>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1448:tcpcca>2.3.co;2)

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. doi: <https://doi.org/10.1144/sp396.8>

Ort, M.H., De Silva, S.L., Jiménez, C.N., Jicha, B.R. & Singer, B.S. 2013. Correlation of ignimbrites using characteristic remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility, Central Andes, Bolivia. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(1): 141–157. doi: <https://doi.org/10.1029/2012GC004276>

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.

Prejean, S., Ellsworth, W., Zoback, M. & Waldhauser, F. 2002. Fault structure and kinematics of the Long Valley Caldera region, California, revealed by high-accuracy earthquake hypocenters and focal mechanism stress inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107: 9-19. <https://doi.org/10.1029/2001jb001168>

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. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.032>

Reed, S.J.B. 1993. *Electron Microprobe Analysis*, 2 ed. Cambridge: Cambridge University Press, 326p.

Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30: 209–226. doi: <https://doi.org/10.1029/92RG00733>

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. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00127-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00127-4)

Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W. & Hensley, S. 2005. *An assessment of the SRTM topographic products*, Technical Report JPL D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 143 pp. Disponível em: <[https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM\\_D31639.pdf](https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM_D31639.pdf)>. Acesso em: 25 jul. 2019.

Rouilleau, E., Tardani, D., Vlastelic, I., Vinet, N., Sanchez, J., Sano, Y. & Takahata, N. 2018. Multi-element isotopic evolution of magmatic rocks from Caviahue-Copahue Volcanic Complex (Chile-Argentina): Involvement of mature slab recycled materials. *Chemical Geology*, 476: 370–388. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.11.035>

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. doi: <https://doi.org/10.1038/nmeth.2019>

Shah, F. A., Ruscsák, K., & Palmquist, A. 2019. 50 years of scanning electron microscopy of bone - a comprehensive overview of the important discoveries made and insights gained into bone material properties in health, disease, and taphonomy. *Bone Research*, 7(1). doi: <https://doi.org/10.1038/s41413-019-0053-z>

Smith, R.L. & Bailey, R.A. 1968. Resurgent Cauldrons. *Geological Society of America Memoirs*, 116: 613–662. <https://doi.org/10.1130/mem116-p613>

Sommer, C.A., Caselli, A.T., Haag, M.B., Albite, J.M., Arce, L.M., Baez, A.D. & Barreto, C.J. 2016. Ignimbritos de alto grau vinculados ao Complexo Vulcânico Caviahue-Copahue, NW Neuquén, Argentina. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 48, 2016, Porto Alegre. *Anais...* São Paulo, SBG, v. 48.

Sparks, R.S.J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23(2), 147–188. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00045.x>

Sruoga, P. & Consoli, V.C. 2011. Volcán Copahue. *In: RELATORIO DEL 18° CONGRESO GEOLÓGICO. ARGENTINO*, 18, 2011, Buenos Aires. *Anais...* Buenos Aires, v. 18, p. 609–616.

Tarling, D. H. & Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman & Hall, 217p. doi: <https://doi.org/10.1002/gj.3350300111>

Tauxe, L. 2013. *Lectures in paleomagnetism*. Disponível em: [http://magician.ucsd.edu/Essentials\\_2/WebBook2ch13.html#x15-15500013.>](http://magician.ucsd.edu/Essentials_2/WebBook2ch13.html#x15-15500013.>). Acesso em: 15 jun. 2019.

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

Tomek, F., Žák, J., Holub, F. V., Chlupáčová, M. & Verner, K. 2016. Growth of intra-caldera lava domes controlled by various modes of caldera collapse, the Štiavnica volcano–plutonic complex, Western Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311: 183–197. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.01.006>

Tomek, F., Žák, J., Svojtka, M., Finger, F., Waitzinger, M. 2018. Emplacement dynamics of syn-collapse ring dikes: An example from the Altenberg-Teplice caldera, Bohemian Massif. *GSA Bulletin*, 131: 997–1016. <https://doi.org/10.1130/b35019.1>

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. doi: [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(1–2): 117–126. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.012>

Walker, G.P.L. 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8407. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08407>

Wolff, J.A., Ellwood, B.B., & Sachs, S.D. 1989. Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: application to a welded-tuff dyke in the tertiary Trans-Pecos Texas

volcanic province, USA. *Bulletin of Volcanology*, 51(4): 299–310. doi: <https://doi.org/10.1007/bf01073518>

Wood, C.A. 1984. Calderas: A planetary perspective, *J. Geophys. Res.*, 89(B10): 8391–8406. doi: <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08391>