Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

Características físicas e químicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS

Letícia Freitas Guimarães

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
2014

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Guimarães, Letícia Freitas
Características físicas e químicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS. / Letícia Freitas Guimarães. -- São Paulo, 2014.
223 p. : il. + anexos + mapa

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Janasi, Valdecir de Assis

1. Rochas vulcânicas 2. Geoquímica 3. Província Magmática Paraná I. Título

"Geologia? Pois o Visconde andava a estudar geologia? Verdade, sim. O Visconde descobrira entre os livros de Dona Benta um tratado dessa ciência e pusera-se a estudá-la — a ciência que conta a história da terra, não da terra-mundo, mas da terra-terra, da terra-chão. E de tanto estudar, ficou com um permanente sorriso de superioridade nos lábios — sorriso de dó da ignorância dos outros.

(...)

Naquela noite, logo que todos se reuniram, Pedrinho plantou o geólogo na cátedra.
— Nivele as extremidades e comece, Senhor Visconde.
O sábio assim fez; depois de apoiar os pés na geologia, erguendo-os ao nível da cartolinha, cuspiu o pigarro e começou:
— A Geologia é a história da Terra. Tudo que aconteceu desde o nascimento deste nosso Planeta se acha escrito nas rochas que o formam. A terra é uma rocha, uma bola de pedra.
Como nasceu? Temos de adivinhar, porque nenhum de nós assistiu a isso. Uns imaginam que foi dum jeito. Outros imaginam que foi de outro jeito. Vou contar como nós, sábios, imaginamos o nascimento da terra."

Trechos do livro "O poço do Visconde" – de Monteiro Lobato

AGRADECIMENTOS

Escrever os agradecimentos definitivamente não é uma parte fácil. São muitas pessoas presentes de alguma forma ao longo deste caminho.
"Quem caminha sozinho pode até chegar mais rápido. Mas aquele que vai acompanhado, com certeza vai mais longe". E eu fui muito bem acompanhada!

Os primeiros agradecimentos à minha família. Meus pais, Gilberto e Maria Helena, que são meu maior exemplo. De vida, de profissionalismo, de ética, de respeito, de tudo. Ensinaram-me a ser quem sou e a buscar aquilo que quero e que sempre estiveram ao meu lado. Aos meus irmãos, Matheus, Marcelo, Simone e também à Lu, à Julia e Lua. Se eu tivesse tido a oportunidade de escolher uma família, com certeza não teria feito melhor.

Ao Lucas, meu maior companheiro, amigo, amor, confidente e claro, incentivador. A pessoa que mais me apoiou em tudo. Sem ele, poderia ter desistido no meio do caminho.

Ao Valdecir, meu querido orientador. Um exemplo de ética e profissionalismo, uma pessoa em quem me espelho na minha vida profissional. Um orientador que tem qualidades que prezo e que são raras. Obrigada por todo incentivo, ajudas e ensinamentos. À Liza, sempre tão fervorosa, com quem sempre tive discussões muito frutíferas. Uma amiga e colega de trabalho, obrigada por toda ajuda.

À Irene por todo auxílio no campo e no laboratório, que ela confiou à mim em muitos momentos. Obrigada por toda ajuda e ensinamentos. Ao Evandro (Chinês) que também sempre se mostrou disposto nos nossos curtos e raros encontros e e-mails. Ao Bolovo pela ajuda e bom humor no campo.

Aos funcionários do IGC, sem os quais com certeza esta escola não funcionaria. Em especial à Sandra, pela paciência, educação e extrema boa vontade, ao pessoal do laboratório de química (em especial o Vinícius e o Paulinho) e do CPGeo (em especial à Gisele), Zé Paulo (LTA), ao Marcos (microssonda), Samuca, Angélica (ótica), às funcionárias da biblioteca (em especial a Sandra e a Erika), ao Tadeu, ao Léo, Magali e Kate (seção de pós), a Valéria, Zeca, ao pessoal da gráfica (que sempre quebraram meus galhos em cima da hora!), e os motoristas. E àqueles que não são da Geo ou da USP: Liz (LCT-Poli), pela incrível ajuda no MEV e Larry e Andy pelas análises na Universidade de Alberta.

À todos os professores, mas, alguns em especial: Bisteka (professora, mas amiga antes de tudo), Lucelene, Gaston, Sílvio e Excelso (com quem trabalhei nas monitorias de petrologia ígnea), Rogério e Ivo (com quem trabalhei na monitoria de geologia geral), Renato e à Fátima da UFRGS.

Aos fundamentais amigos. São tantos!! Às metralhas (Alice, Barbariza, Mari, Chava, Pará, Manu, Kátia, Carol, Dani, as Joanas, Kaka, Débora, Juca, Pig, Alissim, Grazi, Lusandra e claro, à Lua, amiga e conselheira maior), à Clô, Sô (Edlayne), Sofia, Eva e Lesado (ótimos colegas de sala), Borba, Bixa, Kabong, Rachel, Pedro, Tábata, Cotoco, Fofona, Mikuin, Harry, aos amigos de fora Amós, Jepeto e Fera, Gasta, Marcelo. Foram festas, conversas, campos, disciplinas, artigos compartilhados e sempre, claro, aquela ajudinha pra levar tudo de maneira mais alegre.

Ao pessoal que me recebeu na breve viagem à Itália: Cristina, Daniele Giordano, Russell, Claudia Principe e Sonia. Espero ainda ter a oportunidade de trabalhar com vocês.

Aos alunos das monitorias (turmas 53, 54 e 55), que nos ajudam a aprender mais, e aos do laboratório de anisotropias magnéticas, que me ajudaram a manter o bom humor mesmo nos momentos de trabalho, trabalho e mais trabalho.

Às minhas famílias paulistanas: tio Celso, tia Rita, Má e agora a fofíssima Nina, às meninas da república (Rô, Déia e Isa) e à família do Lucas que sempre me acolhe.

Por fim, ao importantíssimo auxílio financeiro da CAPES (primeiros 6 meses), da FAPESP (projeto 2012/01973-0 – financiador deste projeto de mestrado – e projeto 2012/06082-6 – financiador do projeto temático "A Província Magmática Paraná-Etendeka no Brasil: relações temporais e petrológicas entre o magmatismo toleítico e alcalino e suas implicações geodinâmicas"), da Reitoria da USP pela ajuda de custo no Goldschmidt 2013 e claro, à toda ajuda também do Valdecir, afinal, 3 congressos em 2 anos não é nada, nada mal!

RESUMO

Os riolitos Santa Maria correspondem a uma seqüência efusiva de rochas vítreas a hipocristalinas aflorantes na porção sul da Província Magmática Paraná, sul do Brasil. Mapeamentos de detalhe na região de Barros Cassal – Gramado Xavier mostraram que eles correspondem à sequência superior do magmatismo de baixo Ti, que é caracterizado por uma sucessão de basaltos *pahoehoe* – basaltos *rubbly* – dacitos – andesitos e dacitos – riolitos.

Do ponto de vista químico, os riolitos são homogêneos, com 71-73% de SiO_2, 0,65-0,70% de TiO_2 e enriquecidos em K_2O (4-5%) e outros elementos incompatíveis (210-300 ppm Rb; 680-930 ppm Ba; ~ 350 ppm de Zr e Σ REE ~ 300 ppm) em comparação com as unidades dacíticas precedentes. Do ponto de vista isotópico, correspondem à unidade mais evoluída, com razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ = 0,7230 a 0,7255, razões $^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$ = 0,51204 a 0,51205 e correspondentes valores mais negativos para $\varepsilon Nd_{(134)}$ = -8,2 e -8,4. Petrograficamente, são rochas porfiríticas com microfenocristais de plagioclásio, pigeonita e Ti-magnetita. Os cristais de plagioclásio, principal fase mineral, apresentam feições de reabsorção e zonamento composicional inverso, além de razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ sistematicamente mais elevados que as obtidas para rocha total (0,7267 a 0,7280), sendo classificados como antecristais, cuja cristalização se deu, possivelmente, nas bordas do conduto. Modelamentos AFC mostram que os riolitos Santa Maria podem ter sido gerados por 30-40% de cristalização de magmas parentais com composição equivalente à composição de um andesito basáltico da Sequencia Barros Cassal e de 8-15% de assimilação de composições graníticas equivalentes à composição de granitos neoproterozóicos regionais (Granitóides Garopaba).

Os magmas geradores dos riolitos Santa Maria caracterizam-se por elevadas temperaturas (média de 970°C), baixos teores de água (0,7 a 1,1% - para a fase inicial de cristalização e 0,2% para a fase final), e viscosidades da ordem de 10^5 a 10^6 Pa.s. Estas características permitiram uma forma de ocorrência não explosiva, que resultou em estruturas particulares de fluxos lobados e derrames de lava, corroboradas pelos resultados obtidos através de estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética.

ABSTRACT

The Santa Maria rhyolites correspond to a sequence of effusive glassy to hipocrystalline rocks that outcrop in the southern portion of Paraná Magmatic Province, southern Brazil. Detailed field work in the Barros Cassal – Gramado Xavier region allows recognize that they correspond to the uppermost sequence of the low-Ti magmatism, which is characterized by a succession of *pahoehoe* basalt-*rubbly* basalt-dacite-dacite and andesite-rhyolite.

The rhyolites are chemically homogeneous, with 71-73 wt% SiO_2, 0.65-0.70 wt% TiO_2 and are enriched in K_2O (4-5 wt%) and other incompatible elements (210–300 ppm Rb; 680–930 ppm Ba; ~350 ppm Zr and Σ REE ~300 ppm) when compared to the previous dacite units. Isotopically, it is the most evolved unit of all succession with the highest initial $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ (0.7230 to 0.7256) and $^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$ = 0,51204 to 0,51205, corresponding to negative $\varepsilon Nd_{(134)}$ (-8,2 to -8,4). The rhyolites are porphyritic with microphenocrysts of plagioclase, pigeonite and Ti-magnetite. The plagioclase microphenocrysts show resorption features and inverse compositional zoning, with $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ higher than those obtained for whole rock, indicating that they may correspond to antecrysts which crystallized near the walls of the conduit, and were affected by crustal contamination. AFC models indicate that the Santa Maria rhyolites may be generated by 30-40% of crystallization of basaltic andesite parental magmas with 8-15% of assimilation of granitic crust similar to regional Neoproterozoic granites (Garopaba Granitoid).

The rhyolite magmas are characterized by high temperatures (970°C), low water contents (0.7 to 1.1% for the initial phase and 0.2% for the final stage) and viscosities around 10^5 to 10^6 Pa.s. These characteristics allowed an effusive extrusion, which resulted in peculiar structures as lava-domes, as corroborated by the results of anisotropy of magnetic susceptibility.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS i
RESUMO iii
ABSTRACT iv
SUMÁRIO v
ÍNDICE DE FIGURAS viii
ÍNDICE DE TABELAS xviii

CAPITULO I – APRESENTAÇÃO 1
I.1. Introdução 1
I.2. Materiais e Métodos 3

CAPITULO II – REVISÃO CONCEITUAL 12
II.1. Fluxos piroclásticos 12
II.2. Ignimbritos 13
II.3. Soldamento 14
II.4. Reoignimbritos 14
II.5. Derrames de lavas 14
II.6. Lava-domos 15
II.7. Reoignimbritos versus lava-domos 16

CAPITULO III – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA 19
III.1. Localização e acessos 19
III.2. Revisão bibliográfica 20
III.2.1. BREVE HISTÓRICO DOS ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS 26
III.2.2. GÊNESE, PROCESSOS EVOLUTIVOS E ESTILO ERUPTIVO DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA PMP 27
III.2.3. AS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS NA REGIÃO SUL DA PMP 29
CAPITULO IV – ASPECTOS GEOLÓGICOS E ESTRUTURAIS DOS RIOLITOS SANTA MARIA 34

IV.1. Caracterização estrutural a partir de levantamentos de campo 34
IV.1.1. BANDAMENTO DE FLUXO E ESTRUTURAS ASSOCIADAS VS ESTRUTURA MACIÇA 34
IV.1.2. INTERCALAÇÃO ENTRE A FÁCIES CRISTALINA E A FÁCIES OBSIDIANA 36
IV.1.4. DISJUNÇÕES 39
IV.1.5. VESÍCULAS 40
IV.1.6. ESTRUTURAS DE INTERAÇÃO COM SEDIMENTOS 41
IV.1.7. ENCLAVES 42
IV.2. Caracterização estrutural a partir da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) 43
IV.2.1. REVISÃO CONCEITUAL 43
IV.2.2. ANISOTROPIAS MAGNÉTICAS DOS RIOLITOS TIPO SANTA MARIA 52

CAPITULO V – PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL 67
V.1. VIDRO 69
V.2. PLAGIOCLÁSIO 71
V. 3. PIROXÊNIO 76
V. 4. MINERAIS OPACOS 78

CAPITULO VI – GEOQUÍMICA E ISOTOPIA 80
VI.1. Geoquímica de rocha total 80
VI.1.1. CLASSIFICAÇÃO E AFINIDADES GEOQUÍMICAS 80
VI.1.2. VARIAÇÕES DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS & COMPARAÇÃO COM OUTRAS UNIDADES DE ROCHAS ÁCIDAS 82
VI.2. Geoquímica de elementos traço em plagioclásio (por LA-ICPMS) 87
VI.3. Geoquímica isotópica 90
VI.3.1. SISTEMAS Rb/Sr e Sm/Nd EM ROCHA TOTAL 90
VI.3.2. SISTEMA Rb/Sr e RAZÕES $^{87}Sr/^{86}Sr$ EM MICROFENOCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO – UMA COMPARAÇÃO COM ROCHA TOTAL 92
CAPITULO VII – PETROGÊNESE 95
VII.1. Estimativa da composição da fusão em equilíbrio a partir de teores de elementos traço em plagioclásio 96

VII.2. Modelamentos geoquímicos 99
VII.2.1. CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA 100

CAPITULO VIII – PARÂMETROS INTENSIVOS E SUA RELAÇÃO COM A FORMA DE OCORRÊNCIA 111
VIII.1. Temperatura 116
VIII.2. Conteúdo de água 124
VIII.2.1. SOLUBILIDADE E DIFUSIBILIDADE 126
VIII.3. Pressão 130
VIII.4. Viscosidade 131
VIII.4.1. CONSIDERAÇÕES E RESSALVAS 133

CAPITULO IX – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS 138

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 144
ANEXOS 155

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01: Perfuratriz STHILL com broca de 20 cm e 1´´, com extremidade diamantada. B e C) Processo de perfuração dos cilindros, com destaque em amarelo para bomba de água+óleo para refrigeração da máquina e diminuição do atrito durante a perfuração. 5
Figura 02: A) Cilindros de amostragem ainda in situ - notar que é feita uma marcação com a broca previamente à perfuração para que, em caso de quebra do cilindro, ele possa ser corretamente orientado. B) Instrumentação utilizada para orientação dos cilindos: bússola tipo Brunton adaptada, com haste para encaixe no afloramento, transferidor para medida de mergulho e bússola solar acoplada. 6
Figura 03: Detalhe da serra utilizada para corte dos cilindros. 6
Figura 04: Equipamento Kappabridge 4S da Agico, utilizado para a medição das propriedades magnéticas das amostras. 7
Figura 05: Esquema de fluxo piroclástico formado a partir do colapso de coluna piroclástica gerada em erupção explosiva. Adaptado de Carey & Bursik (2000). 13
Figura 06: Representação idealizada de depósito de fluxo prioclástico (ignimbrito). A camada 2 pode apresentar uma variedade de estruturas de gradação, desde ausente até variações em zonas enriquecidas em fragmentos líticos e púmices. As partículas pretas representam os fragmentos líticos, as brancas representam púmices e os pontos representam fragmentos na fração cinza. 13
Figura 07: A) Modelo tridimensional de crescimento de domo endógeno (Richardson, 1978; adaptado por Polo, 2014). B) Modelo de lavas *coulées* formando domo exógeno (Branney *et al.* 2008; adaptado por Polo, 2014). 16
Figura 08: Localização da área de estudo, na porção central do estado do Rio Grande do Sul e principais vias de acesso. 19
Figura 09: Mapa de distribuição das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, com ênfase nos diferentes tipos de rochas vulcânicas ácidas (extraído de Luchetti et al. 2005), com a localização aproximada da área de estudos (quadrado amarelo). 23
Figura 10: Classificação das rochas tipo Palmas (triângulos) e tipo Chapecó (círculos). Extraído de Nardy et al., 2008. 24
Figura 11: Diagramas de Harker para elementos maiores e menores das rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas (triângulos) e Chapecó (círculos). Extraído de Nardy et al. (2008). 24
Figura 12: Polígonos representativos das áreas mínimas de distribuição dos distintos fluxos piroclásticos resultantes de eventos eruptivos de grande magnitude na região de Etendeka. Extraído de Bryan et al. (2010). 28
Figura 13: Mapa geológico da área de estudos, abrangendo os municípios de Barros Cassal e Gramado Xavier. Extraído de Polo & Janasi (2014). 31

Figura 14: Afloramento GX-123. Rocha de coloração avermelhada e estrutura caracterizada por bandamento ígneo onde observa-se alternância entre bandas de coloração esbranquiçada e bandas de coloração avermelhada. Nota-se que o bandamento magmático apresenta-se dobrado. 35
Figura 15: Rocha cristalina (à esquerda) e rocha vítrea (à direita) caracterizadas por bandamento afetado por dobramentos de fluxo magmático. 35
Figura 16: Afloramento RS-74. A porção inferior do afloramento constitui-se de rocha de rocha cristalina de coloração avermelhada, marcada por bandamento magmático com fraturamento associado. A porção superior constitui-se de rocha vítrea (obsidiana) com padrão de disjunção vertical sobreposto a fraturamento paralelo ao bandamento. A porção intermediária caracteriza-se pela alternância entre bandas centimétricas a decimétricas das duas variedades. 36
Figura 17: Afloramento GX-140. Destaque para estrutura lobada, com borda de resfriamento vítrea, vesiculada, e núcleo intensamente alterado, também vesiculado e preservando feições de fluxo magmático. 37
Figura 18: Esquema representativo do relevo do entorno do afloramento GX-140 (cuja localização encontra-se destacada em amarelo), evidenciando alinhamento de morros sugestivos de estruturas dômicas reliquiares. As setas vermelhas indicam possíveis direções de fluxo magmático. A coloração mais avermelhada indica a unidade riolítica Santa Maria. Imagem: Google Earth. (Polo, 2014). 38
Figura 19: Afloramento RS-80. Estrutura elipsoidal semelhante a um domo - Unidade Santa Maria. 38
Figura 20: Afloramento RS-74. Padrão de disjunção associada a resfriamento (predominante na porção superior do afloramento, onde ocorre rocha vítrea - obsidiana) com espaçamento decimétrico. No detalhe, observa-se disjunção com geometria tabular (linhas amarelas) e disjunção de geometria prismática, similar às disjunções colunares típicas de basaltos (linhas vermelhas). 39
Figura 21: Amostra GX-124. Rocha avermelhada, caracterizada por matriz intensamente desvitrificada, com vesículas milimétricas com geometria arredondada a ovalada. As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo. 40
Figura 22: Rocha apresentando matriz parcialmente desvitrificada, com vesículas milimétricas estiradas (destacadas em amarelo). As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo. 40
Figura 23: Brechas peperíticas - porções esbranquiçadas correspondem a fragmentos angulosos de rocha vulcânica; porções avermelhadas correspondem a arenito cozido e vesiculado. Nota-se que os fragmentos de rocha vulcânica não sofreram retrabalhamento, sendo possível notar "encaixe" entre os fragmentos adjacentes. A presença de arenitos cozidos e vesiculados preenchendo as fraturas indicam que o sedimento ainda encontrava-se inconsolidado e úmido quando foi recoberto pela lava. 41

Figura 24: Auto-brecha concêntrica em fluxo lobado composto. Extreaído de Polo & Janasi (2014). 42
Figura 25: Enclaves centimétricos de geometria arredondada (foto à esqueda) e sub-arredondada (foto à direita). As setas indicam as bordas de reação. 42
Figura 26: Exemplo de padrão de ASM em estruturas dômicas – obtido para o modelo H4 (de Závada *et al.*, 2009). Este modelo corresponde ao material com maior razão massa/água (2,6), maior fração volumétrica de partículas (48%) e maiores viscosidades – para maiores detalhes, ver referência. Os limites dos lobos exógenos individuais são demarcados pelas linhas pretas contínuas. A) Representações dos planos de foliação magmáticao; B) Representações das direções e mergulho das lineações magnéticas em seção vertical. As variações dos ângulos de mergulho são representadas de acordo com o padrão de coloração apresentado ao lado. Extraído de Závada *et al.*, 2009. 48
Figura 27: Exemplo de padrão de ASM em estruturas dômicas obtido para o modelo H4 (de Závada *et al.*, 2009). Este modelo corresponde ao material com maior razão massa/água (2,6), maior fração volumétrica de partículas (48%) e maiores viscosidades – para maiores detalhes, ver referência. Os limites dos lobos exógenos individuais são demarcados pelas linhas pretas contínuas. A) Representações dos planos de foliação magnética sobrepostos em plano horizontal. As variações dos mergulhos são representadas pelas variações de coloração (padrão representado junto à figura); B) Representações das direções e mergulho das lineações magnéticas em seção horizontal. As variações dos ângulos de mergulho são representadas de acordo com o padrão de coloração apresentado acima da figura. Extraído de Závada *et al.*, 2009. 49
Figura 28: Representação em 3D (junção dos padrões obtidos para corte vertical e horizontal) do diagrama de contorno dos domos exógenos formando estrutura dômica combinado com o parâmetro de forma (T - figura A) e grau de anisotropia (P – figura B). As variações destes parâmetros são representadas pelas variações de cor, que estão definidas ao lado das figuras. Extraído de Závada *et al.*, 2009. 49
Figura 29: Representação do efeito de "pinçagem" dos cristais nas paredes de um dique, como proposto por Knight & Walker (1988). A seta vermelha indica a direção do fluxo e a azul, o ângulo de imbricação. Extraído de Cañón-Taipa (2004). 50
Figura 30: Curvas de histereses obtidas para algumas amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. M corresponde à magnetização (unidade: µA.m²) e H corresponde ao campo magnético aplicado. 53
Figura 31: Gráfico Mrs/Ms vs Hcr/Hc – as linhas tracejadas correspondem aos limites propostos por Day *et al.* (1977). $\mathbf{H_{cr}}$ corresponde à força coersiva de remanência; $\mathbf{H_c}$ corresponde à força coersiva; $\mathbf{M_{rs}}$ corresponde à magnetização de saturação remanente; $\mathbf{M_s}$ corresponde à magnetização de saturação. 54
Figura 32: Curvas termomagnéticas dos riolitos Santa Maria, mostrando as variações da susceptibilidade magnética (K) em função da temperatura (T). As linhas

cheias representam curvas de aumento de temperatura (-150°C a 0°C e 50°C a 700°C), enquanto que as curvas tracejadas representam o experimento de redução da temperatura (700°C a 50°C). 55

Figura 33: Curvas de desmagnetização inicial das amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos. 56

Figura 34: Curvas de aquisição da pARM (magnetização remanete anisterética parcial) para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos. 57

Figura 35: Curvas de aquisição de IRM para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos. 58

Figura 36: Curvas de aquisição de AF-SIRM para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos. 59

Figura 37: Diagrama de correlação entre a susceptibilidade total da amostra (K) e o grau de anisotropia (P). 61

Figura 38: Diagrama de correlação entre os parâmetros de forma (T) e grau de anisotropia (P) para os riolitos Santa Maria. 61

Figura 39: Tramas magnéticas com pólos da foliação (eixo K_{min} – círculos rosados) verticais a sub-verticais, lineações (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) horizontais e foliações (plano definido pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos de até 20°, com direções dispersas. 63

Figura 40: Tramas magnéticas com pólos de foliação (eixo Kmin – círculos rosados) com caimentos em torno de 60°, foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos entre 25° e 30° e lineações (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) horizontais. 64

Figura 41: Tramas magnéticas com pólo da foliação (eixo Kmin – círculos rosados) com caimentos de 50-60°, lineações aproximadamente E-W com caimentos de 19°-24° (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) e foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos entre 30° e 40°. 64

Figura 42: Tramas magnéticas com pólo da foliação (eixo K_{min} – círculos rosados) com caimentos de 29-45°, lineações aproximadamente NW-SE e NE-SW com caimentos de 19°-43° (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) e foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com maiores mergulhos, entre 45° e 61°. 65

Figura 43: Diagrama em roseta mostrando a frequência para as diferentes direções das lineações magnéticas dos riolitos Santa Maria (direção média = 231.4°)..... 65

Figura 44: Fotomicrografia da amostra GX-125. Riolito com matriz vítrea, e pequenas porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar orientação dos cristais de piroxênio e plagioclásio devido fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 5,20 mm. 67

Figura 45: Fotomicrografia da amostra GX-124 – Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. Riolito com matriz intensamente desvitrificada, onde é

possível notar o padrão radial de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico (esferulitos). Observa-se aglomerado de microfenocristais de plagioclásio e vesícula arredondada preenchida por calcedônia. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm. 68

Figura 46: Fotomicrografia da amostra GX-127. Riolito com matriz vítrea, com porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e preenchidas por calcedônia e cristais de piroxênio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm. 68

Figura 47: Fotomicrografia da amostra GX-140. Riolito com matriz vítrea, com pequenas porções desvitrificadas (esferulitos de coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e cristais de piroxênio e plagioclásio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm. 68

Figura 48: Diagrama classificatório para as análises de vidro obtidas por microssonda (Le Bas et. al., 1986). 69

Figura 49: Diagramas tipo Harker (elementos maiores vs SiO2 para as análises de vidro (matriz). A simbologia utilizada é indicada junto aos diagramas. 70

Figura 50: Fotomicrografia da amostra RS-73. Riolito apresentando matriz intensamente desvitrificada (coloração acastanhada) e microfenocristal de plagioclásio euédrico, com zoneamento oscilatório concêntrico. Escala: lado maior da foto 3,25mm. 71

Figura 51: Fotomicrografia da amostra TF-02E (RS-74A). Riolito apresentando matriz vítrea e cristais de plagioclásio euédricos, sob a forma de micrólitos dispersos na matriz e microfenocristais de geometria tabular (canto direito da foto). Escala: lado maior da foto 2,60 mm. 72

Figura 52: Fotomicrografia da amostra TF-02F (RS-74B). Riolito apresentando matriz desvitrificada, localmente caracterizada por textura granofírica e em padrão radial (esferulitos – seta amarela) e microfenocristal de plagioclásio apresentando lei da albita, anédrico, afetado por reações de reabsorção (gerando feições tipo "esponja"). Escala: lado maior da foto 2,60 mm. 72

Figura 53: Diagramas ternários An-Ab-Or para classificação dos plagioclásios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A simbologia utilizada é indicada acima. 73

Figura 54: Diagrama de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-23 (fácies bandada (cristalina) da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes. 74

Figura 55: Diagramas de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-35 (fácies obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos

pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes. 75

Figura 56: Diagrama de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-108 (fácies obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes. 75

Figura 57: Fotomicrografia da amostra GX-140. Riolito apresentando matriz parcialmente desvitrificada (apresentando coloração acastanhada) com destaque para microcristais orientados de piroxênio (setas amarelas) com inclusões de opacos. Escala: lado maior da foto 2,60 mm. 76

Figura 58: Fotomicrografia da amostra RS-73C. Riolito apresentando matriz desvitrificada (coloração acastanhada) com destaque para microfenocristal de piroxênio. Escala: lado maior da foto 2,60 mm. 77

Figura 59: Fotomicrografia da amostra TF-02D. Riolito apresentando matriz vítrea. Notar vesícula arredondada preenchida por calcedônia e cristal subédrico de mineral opaco com borda de piroxênio. Escala: lado maior da foto 1,30 mm. 77

Figura 60: Diagramas ternários Wo-En-Fs para classificação dos piroxênios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A legenda da simbologia utilizada apresenta-se acima, junto aos diagramas. 78

Figura 61: Diagrama ternário para a composição dos óxidos de Fe e Ti da unidade Santa Maria. Triângulos azuis: amostra GX-23; quadrados vermelhos: amostra GX-35; círculos verdes: amostra GX-108. 79

Figura 62: Diagrama TAS para classificação geoquímica das rochas da unidade Santa Maria (Le Bas *et al.*, 1986). Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea. 80

Figura 63: Diagrama classificatório R1-R2 para as rochas da unidade Santa Maria (De La Roche et al., 1980). Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea. 81

Figura 64: Diagrama classificatório AFM para as rochas da unidade Santa Maria. Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea. 82

Figura 65: Diagrama classificatório com base na saturação em alumina para as rochas da unidade Santa Maria. Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea. 82

Figura 66: Diagrama #mg vs SiO2 comparativo entre os riolitos Santa Maria (os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea) e as rochas da unidadeBarros Cassal (quadrados pretos) e Caxias do Sul (losangos pretos). 82

Figura 67: Diagramas tipo Harker para variação dos teores de elementos maiores usando SiO_2 como índice de diferenciação. Para a unidade Santa Maria os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina e os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea; losangos pretos: unidade Caxias do Sul – Polo & Janasi (2014); quadrados pretos: unidade Barros Cassal – Polo & Janasi (2013). 84

Figura 68: Diagramas de variação nos teores de elementos traços, utilizando-se SiO_2 como índice de diferenciação, para os riolitos Santa Maria (círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina e o triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea) e as rochas das unidades Caxias do Sul (losangos pretros) e Barros Cassal (quadrados pretos). 86

Figura 69: Diagrama com os teores de elementos traço (ETR) para as amostras da unidade Santa Maria. Valores normalizados pelo condrito de Boynton (1984). ... 86

Figura 70: Diagramas spider para elementos traço (A.1; B.1 e C.1) e elementos terras raras (ETR – A.2; B.2 e C.2) das amostras GX-23, GX-35 e GX-108, representativas dos riolitos Santa Maria. A simbologia utilizada encontra-se junto de cada amostra. 88

Figura 71: Diagramas $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais versus SiO_2 (A) e Rb/Sr (B) dos dados apresentados nesse trabalho para os riolitos Santa Maria comparados aos dados de Polo (2014) para as rochas das unidades Caxias do Sul e Barros Cassal. A simbologia utilizada encontra-se junto aos diagramas. 91

Figura 72: Diagrama ƐNd inicial versus SiO_2 dos dados apresentados nesse trabalho para os riolitos Santa Maria comparados aos dados de Polo (2014) para as rochas das unidades Caxias do Sul e Barros Cassal. 92

Figura 73: Diagrama evolutivo para o sistema Sm/Nd. A linha preta contínua (DM) corresponde à linha de evolução do manto empobrecido (depleted mantle) de DePaolo (1981). As linhas coloridas (simbologia junto ao diagrama) correspondem à evolução para as amostras do riolito Santa Maria. 92

Figura 74: Gráficos comparativos entre as razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais e seus respectivos erros para os cristais de plagioclásio e a razão obtida para análise em rocha total (linhas vermelhas). A) Análises correspondentes à amostra GX-35; B) Análises correspondentes à amostra GX-108. 94

Figura 75: Representação dos líquidos em equilibrio calculados para as amostras GX-23, GX-35 e GX-108 com base nas análises de elementos traço em plagioclásio via LA-ICPMS. As linhas coloridas representam os diferentes cristais das amostras, sendo que os símbolos representam diferentes zonas composicionais. Os valores obtidos são comparados com os resultados de rocha total representados pelas linhas cinzas e simbolizados por estrelas. 97

Figura 76: Dados isotópicos dos riolitos Santa Maria (losangos vermelhos) e das unidades subjacentes Barros Cassal (triângulos verdes) e Caxias do Sul (triângulos roxos) plotados em diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial *versus* $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (calculados para 130 Ma) extraído de Garland *et al.* (1995), mostrando os campos

ocupados por rochas vulcânicas de outras regiões da PMP e por rochas do embasamento cristalino. 100

Figura 77: Modelo de cristalização fracionada de geração de magmas riolíticos (Santa Maria) a partir de magmas intermediários (basaltos, andesitos e dacitos Barros Cassal) inseridos em diagrama binário Ba *versus* Zr. Losangos vermelhos: riolitos Santa Maria; quadrados verdes: rochas da unidade Barros Cassal. As linhas de evolução da cristalização fracionada apresentam diferentes cores para cada magma parental e cada quadrado representa um aumento de 10% na taxa de cristalização (com início em 0% no ponto da amostra). 103

Figura 78: Modelo de cristalização fracionada de geração de magmas riolíticos (Santa Maria) a partir de magmas intermediários (basaltos, andesitos e dacitos Barros Cassal) inseridos em diagramas binários. Losangos vermelhos: riolitos Santa Maria; quadrados verdes: rochas da unidade Barros Cassal. As linhas de evolução da cristalização fracionada apresentam diferentes cores para cada magma parental e cada quadrado representa um aumento de 10% na taxa de cristalização (com início em 0% no ponto da amostra). 104

Figura 79: Dados isotópicos dos riolitos Santa Maria (losangos vermelhos) e das unidades subjacentes Barros Cassal (quadrados verdes) e Caxias do Sul (triângulos roxos) plotados em diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial *versus* $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (calculados para 130 Ma) extraído de Garland *et al.* (1995), que contem valores das rochas vulcânicas de outras regiões da PMP, do embasamento Brasiliano e das unidades neoproterozóicas do Escudo Catarinense – Granitóides Garopaba, Granitos Paulo Lopes, Granitos Mariscal e Granitóides Quatro Ilhas. 106

Figura 80: Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração de magma riolítico (Santa Maria – losangos vermelhos) a partir de magmas intermediários (andesitos e dacitos Barros Cassal – quadrados verdes). O círculo azul representa a amostra do Granitóide Garopaba usada como contaminante. As linhas cinzas representam a trajetória AFC - cada quadrado equivale a um acréscimo de 10% da taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica. Foram consideradas diferentes razões assimilação/cristalização ("r"), a depender do magma parental, para que se obtivesse as retas de melhores ajustes. 107

Figura 81: Diagrama representativo da comparação entre o líquido obtido (C_L) a partir um modelamento de AFC (considerando-se cristalização de magmas com composições equivalentes às composições médias dos basaltos, andesitos e dacitos da unidade Barros Cassal e assimilação de uma composição equivalente à composição média dos Granitódes Garopaba) e a composição média dos riolitos Santa Maria (C_{SM}). Cada símbolo representa um valor de "F", enquanto as cores representam diferentes composições de magma parental a sofrer cristalização fracionada. 108

Figura 82: Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração de magma riolítico (Santa Maria – losangos vermelhos) a partir de

magmas intermediários (andesitos e dacitos Barros Cassal – quadrados verdes). Os círculos azuis correspondem às amostras dos Granitóides Garopaba – as setas indicam a amostra selecionada como contaminante (por apresentar o melhor ajuste da reta). Foram consideradas diferentes razões assimilação/cristalização ("r"), a depender do magma parental, para que se obtivesse as retas de melhores ajustes – os valores de "r" são indicados junto às curvas de evolução do processo AFC. 110

Figura 83: Diagrama reológico representativo de uma composição granítica e uma composição basáltica (segundo Fernandez, 1984). A viscosidade (representada no eixo à esquerda) apresenta correlação positiva com a tensão cisalhante (eixo à direita) e a cristalinidade (eixo horizontal), sendo definidos três campos de comportamento reológico distintos. O campo III caracteriza-se pela perda da mobilidade do magma. 112

Figura 84: A) Determinação experimental da solubilidade de água em fusões basálticas e riolíticas a temperaturas típicas. A solubilidade da água é maior em magmas riolíticos do que em magmas basálticos a pressões acima de 0,5 Kbar. Extraído de Carroll & Holloway (1994) in Wallace & Anderson Jr (2000). **B)** Efeito da água dissolvida na viscosidade de fusão granítica (riolítica). Notar que a baixas concentrações de água as curvas de 700°C e 800°C são para magmas super-resfriados, uma vez que as temperaturas são inferiores à temperatura de *solidus* para um líquido granítico desidratado (~900°C). Calculado a partir de Hess & Dingwell (1996), extraído de Wallace & Anderson Jr (2000). **C)** Densidade de fusões com composições variando desde komatiíticas até riolíticas em função do conteúdo de água dissolvida. As temperaturas consideradas são as típicas para as respectivas composições. Densidades calculadas para pressão de 1 bar (10^{-4} GPa). Extraído de Spera (2000). 115

Figura 85: Estimativas de temperatura de saturação em plagioclásio para diferentes conteúdos de água dissolvida nos magmas, calculadas segundo o modelo de Putirka (2008). Os intervalos obtidos a cada teor de água correspondem à variação composicional dos riolitos (considerando-se as amostras GX-23, GX-35 e GX-108). O intervalo em amarelo destaca um intervalo de temperatura estimada para os magmas através das metodologias de saturação em apatita e dos termômetros de equilíbrio plagioclásio-liquido..... 126

Figura 86: Diagrama de solubilidade em função da pressão para o intervalo composicional representado pelas amostras GX-23, GX-35 e GX-108. O campo verde corresponde aos teores obtidos pelo geohigrômetro inédito de Lange e o campo amarelo corresponde aos teores de água obtidos pelo geohigrômetro de Putirka (2008) de acordo com o equilíbrio plagioclásio-líquido. 128

Figura 87: Viscosidades obtidas em função da variação da temperatura para os magmas riolíticos Santa Maria a partir do modelo de Giordano *et al.* (2008), considerando-se os diferentes teores de água obtidos a partir do geohigrômetro de Lange (cf. recalibração ainda a ser publicada). A linha vertical indica a

temperatura média (970°C) considerada para estes magmas e a seta vermelha representa uma ascensão isotérmica, considerada a partir dos teores de água obtidos através dos fenocristais (média de 0.9% - ponto A), cristalizados em profundidade, e o teor obtido a partir da composição dos micrólitos (0,2% - ponto B), cristalizado em próximo ou já em superfície. 133

Figura 88: Modelo simplificado para a evolução e erupção dos riolitos Santa Maria. 141

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01: Parâmetros de histerese das amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. H_{cr} corresponde à força coerciva de remanência; H_c corresponde à força coerciva; M_{rs} corresponde à magnetização de saturação remanente; M_s corresponde à magnetização de saturação. 54
Tabela 02: Dados obtidos através das análises de ASM para cada amostra obtida e suas respectivas coordenadas geográficas. 60
Tabela 03: Coordenadas UTM dos sítios de amostragem, dados estruturais obtidos em campo ([1]correspondentes à fraturas e disjunções associadas à resfriamento) e dados estruturais magnéticos (foliação e lineação). 62
Tabela 04: Estimativa de ordem de cristalização com base na variação dos teores de An dos principais microfenocristais de plagioclásio das amostras GX-23, GX-35 e GX-108. As zonas são indicadas por letras: "n" - núcleo; "z" - zona intermediária; "b" - borda; "—" indica zona não analisada e "**" indica cristal com zonamento oscilatório onde foram feitas 2 análises de maneira aleatória. 76
Tabela 05: Razões (La/Sm)N, (La/Yb)N e (Eu/Eu)* e teores totais de elementos terras raras (ETR) obtidos via análises LA-ICPMS para os microfenocristais de plagioclásio das amostras GX-23, GX-35 e GX-108. 89
Tabela 06: Resultados das análises isotópicas para os sistemas Rb/Sr e Sm/Nd em rocha total para os riolitos Santa Maria e as unidades subjacentes Barros Cassal e Caxias do Sul (dados de Polo, 2014). 90
Tabela 07: Resultados das análises 87Sr/86Sr obtidas em cristais de plagioclásio via LA-ICPMS. 93
Tabela 08: Composição obtida para fusão em equilibrio calculado de acordo com Bédard (2006). Os cálculos são feitos utilizando-se os teores obtidos para elementos traço no plagioclásio via LA-ICPMS e com base nos coeficientes de partição (Kd) dos elementos. 98
Tabela 09: Coeficientes de partição para os elementos selecionados das fases minerais cristalizadas e o coeficiente global (D) resultante. [1] - Calculados a partir de Bédard (2006); [2] - Extraídos de Bellieni et al. (1986b); [3] - Extraídos de Renner et al. (2011). 102
Tabela 10: Fatores controladores dos processos vulcânicos. Modificado de Sigurdsson *et al*. (2000) 111
Tabela 11: Temperaturas obtidas a partir da saturação em apatita (Harrison & Watson, 1984) para os riolitos Santa Maria. 117
Tabela 12: Resultados obtidos pelo termômetro/higrômetro plagioclásio-líquido de Putirka (2008). 119
Tabela 13: Resultados obtidos pelo termômetro/barômetro clinopiroxênio-líquido de Putirka (2008). 123

Tabela 14: Resultados obtidos para o geohigrômetro inédito (ainda não publicado) de Lange. Destacado em azul, núcleo com menor teor de anortita preservado e em amarelo, análise correspondente à micrólito. 125

CAPITULO I – APRESENTAÇÃO

I.1. Introdução

O estudo do vulcanismo ácido da Província Magmática Paraná-Etendeka tem despertado bastante interesse, seja sob seus aspectos petrológicos (Garland et al., 1995; Nardy et al., 2008; Janasi et al., 2007), estratigráficos (Janasi et al., 2011), vulcanológicos (Luchetti, 2010) ou de aplicação industrial (Montanheiro et al., 2011). O progresso desses estudos tem mostrado que, embora volumetricamente subordinadas em relação ao magmatismo basáltico associado, as rochas vulcânicas ácidas da PMPE têm diversas características singulares que as colocam em destaque no contexto científico atual. O volume preservado (~15.000 km^3; Nardy et al., 2008) é o maior entre todas as grandes províncias basálticas continentais do planeta; a diversidade composicional é expressiva; o posicionamento estratigráfico é variado, e marcador de mudanças fundamentais na evolução da província (Peate, 1997; Janasi et al., 2011). Um aspecto de particular interesse é a forma de ocorrência desse vulcanismo, cujas características físicas são reconhecidamente distintas das manifestações vulcânicas ácidas mais típicas; em particular, as elevadas temperaturas, estimadas em torno de 1000°C por diversos autores, podem se refletir em comportamento vulcanológico singular, com poucos análogos conhecidos (e.g. Branney et al., 2008), e ainda pouco compreendido.

A evolução do conhecimento sobre o vulcanismo ácido da PMPE nos últimos anos resultou em uma base de dados geológicos e geoquímicos bastante expressiva, que dá suporte a estudos de maior detalhe, necessários para a compreensão dos processos vulcanológicos associados. Estudos de detalhe desenvolvidos por Polo (2014) na área de maior expressão deste vulcanismo, no Platô do Rio Grande do Sul, mostram uma história geológica bem definida, com a sucessão de três episódios principais de vulcanismo ácido, cada qual marcado por características composicionais e estruturais peculiares. A sucessão mais

jovem, designada Santa Maria, é também a mais diferenciada, com composição riolítica, e se manifesta na forma de extensos corpos tabulares aparentemente contínuos, cuja origem é controversa. De fato, enquanto estudos de detalhe revelam estruturas e texturas compatíveis com extrusão na forma de lava ou lava-domos (Polo et al., 2011), existem propostas na literatura internacional recente que os consideram expressivos corpos de natureza piroclástica, que constituiriam algumas das mais extensas manifestações vulcânicas do planeta (Bryan et al., 2010).

Dentro deste contexto, o presente trabalho de mestrado procurou contribuir para a definição de modelos de gênese e colocação dos magmas ácidos da Província com base em estudos voltados tanto para os aspectos físicos e vulcanológicos quanto para os aspectos geoquímicos.

Os estudos estruturais e dos aspectos físicos se embasam em feições bem descritas dentro da área de estudos como lava-domos, estruturas lobadas ou mesmo corpos tabulares com foliação magmática e dobras de fluxo. Estas feições foram estudadas também sob o ponto de vista da técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética, eficiente metodologia para a determinação da trama estrutural (petrofábrica) das rochas, em especial daquelas de caráter textural isotrópico em escala macroscópica, como é o caso das ocorrências vulcânicas. A utilização desta técnica permitiu reconhecer feições compatíveis com ocorrências efusivas, um importante passo na identificação da forma de ocorrência de lavas ácidas em grandes províncias magmáticas.

Os estudos geoquímicos incluem desde química mineral através de microssonda eletrônica e LA-ICPMS, química de rocha total por FRX e ICP-MS e geoquímica isotópica tanto em cristais de plagioclásio como em rocha total.

Por fim, as estimativas dos parâmetros intensivos como temperatura, pressão, teor de água e viscosidade contempladas no último capítulo buscam entender os parâmetros controladores da forma de ocorrência destas rochas.

Esta caracterização, embasada pela caracterização química destas rochas, fornece argumentos que justificam uma forma de ocorrência efusiva para estes depósitos.

I.2. Materiais e Métodos

I.2.1. ATIVIDADES PREVIAMENTE DESENVOLVIDAS

O presente trabalho de mestrado embasa-se em estudos já realizados pela aluna durante seu trabalho de graduação intitulado "Caracterização geológica-estrutural e geoquímica dos riolitos da Província Magmática Paraná na região de Soledade (RS)", os quais envolvem petrografia, análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) e análises de química mineral e de rocha total.

As análises petrográficas foram realizadas nos laboratórios de microscopia óptica do Instituto de Geociências (IGc – USP), com a utilização de aparelhos Olympus BX-50, visando o reconhecimento da mineralogia principal e das relações texturais das amostras de riolitos e a seleção das melhores amostras para as etapas seguintes.

As análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) compreenderam 03 amostras, das quais duas apresentam matriz vítrea e uma apresenta matriz cristalina. As análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) do Instituto de Engenharia de Minas e Petróleo, da Escola Politécnica da USP e visaram o reconhecimento de mineralogia acessória não distinguível em microscópio óptico, além do detalhamento de relações texturais entre as paragêneses minerais e, principalmente, o direcionamento das análises químicas minerais.

As análises de química mineral envolveram as amostras analisadas através de MEV e foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do IGc – USP. Tais análises foram feitas para vidro (primeira fase a ser analisada a fim de se evitar a perda de componentes voláteis), piroxênio, óxidos de Fe e Ti e plagioclásio. No caso dos plagioclásios as análises envolveram a caracterização de zonamentos composicionais e identificação das variações nos teores de anortita.

As análises químicas de rocha foram realizadas via FRX no Laboratório de Fluorescência de Raios X do IGc – USP com utilização de pastilhas prensadas para análises de elementos menores, e pastilhas fundidas para análises de elementos maiores.

I.2.2. TRABALHO DE CAMPO

As atividades de campo foram realizadas no período de 24 a 30 de março de 2013, com o levantamento de perfis de detalhe da estratigrafia da área e a coleta de amostras para estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM).

A coleta de amostras cilíndricas em um total de 28 sítios foi feita utilizando-se uma perfuratriz portátil STHIL que utiliza uma broca cilíndrica oca de 1´´ de diâmetro e 20 cm de comprimento, com a extremidade diamantada. Acoplada à máquina encontra-se uma bomba manual responsável pela injeção de uma mistura de água e óleo solúvel biodegradável responsável pelo resfriamento da máquina e pela diminuição do atrito entre a broca e a rocha, facilitando assim a perfuração (Figura 01). Ressalta-se a importância da certificação de que a rocha a ser amostrada encontra-se in situ e com baixo grau de alteração.

Figura 01: Perfuratriz STHILL com broca de 20 cm e 1´´, com extremidade diamantada. B e C) Processo de perfuração dos cilindros, com destaque em amarelo para bomba de água+óleo para refrigeração da máquina e diminuição do atrito durante a perfuração.

Após a perfuração dos cilindros, faz-se a orientação dos mesmos utilizando-se uma bússola tipo Brunton adaptada, à qual se encontra acoplada uma haste cilíndrica (que se encaixa no afloramento perfurado), uma bússola solar para correções necessárias caso a rocha seja fortemente magnética e um transferidor para a medição da inclinação do furo (Figura 02). Terminada a orientação do cilindro, este é retirado do afloramento e é feita a marcação da orientação por toda a amostra.

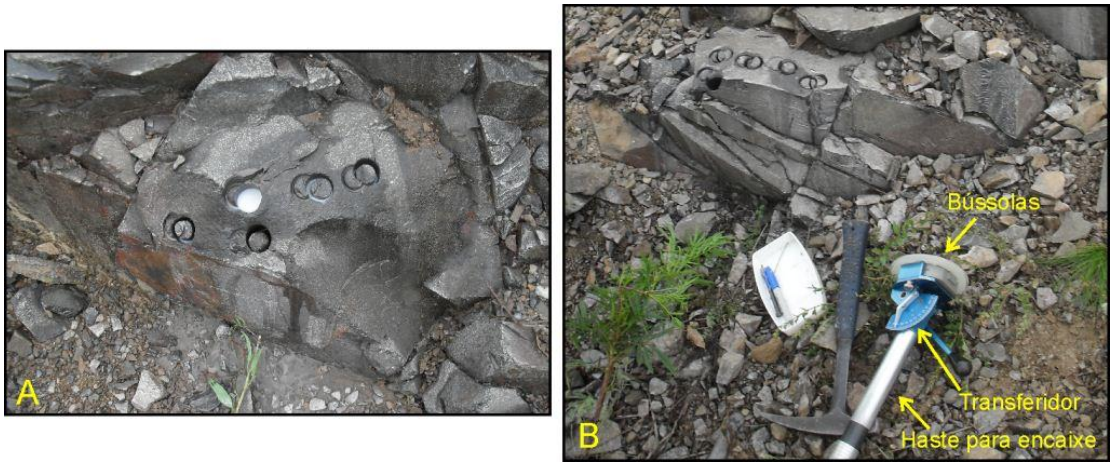


Figura 02: A) Cilindros de amostragem ainda in situ - notar que é feita uma marcação com a broca previamente à perfuração para que, em caso de quebra do cilindro, ele possa ser corretamente orientado. B) Instrumentação utilizada para orientação dos cilindos: bússola tipo Brunton adaptada, com haste para encaixe no afloramento, transferidor para medida de mergulho e bússola solar acoplada.

I.2.3. ANÁLISE DE ANISOTROPIAS MAGNÉTICAS

I.2.3.1. Preparação das amostras

No Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA-IGc USP) as amostras foram fatiadas em serra específica (Figura 03) de modo a não apresentarem comprimento superior a 22 mm, totalizando 729 espécimes. Todos os espécimes foram marcados indicando sua orientação e as posições de topo e base e posteriormente foram embalados em papel filme para evitar que haja contaminação dos equipamentos.

Figura 03: Detalhe da serra utilizada para corte dos cilindros.

Para a realização de alguns experimentos, como é o caso da obtenção das curvas de histerese e do termomagnetismo, faz-se necessário moer as amostras. Nestes casos, iniciou-se o processo através da quebra das amostras em prensa, com os devidos cuidados para se evitar a contaminação (amostras revestidas por papelão para que não entrassem em contato com o equipamento), para posteriormente serem reduzidas à fração mais fina através do moinho de ágata.

Todas as análises para a caracterização das propriedades magnéticas das amostras foram realizadas no Laboratório de Anisotropias Magnéticas do IGc (LAM – IGc USP).

I.2.3.2. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

As medidas de susceptibilidade magnética e a obtenção da anisotropia de susceptibilidade magnética das amostras foram realizadas no equipamento Kappabridge (KLY-4S AGICO; Figura 04), sendo os dados tratados posteriormente no software ANISOFT 4, considerando-se a estatística de Jelinek (1977). A obtenção das propriedades magnéticas das amostras envolve medidas em três posições distintas do cilindro, além de uma última referente à susceptibilidade total, para o cálculo do tensor de ASM. Tais análises permitem determinar a trama magnética da rocha, definida por todos os minerais que a compõem. Os resultados obtidos para os estudos de ASM são expressos em termos de declinação,

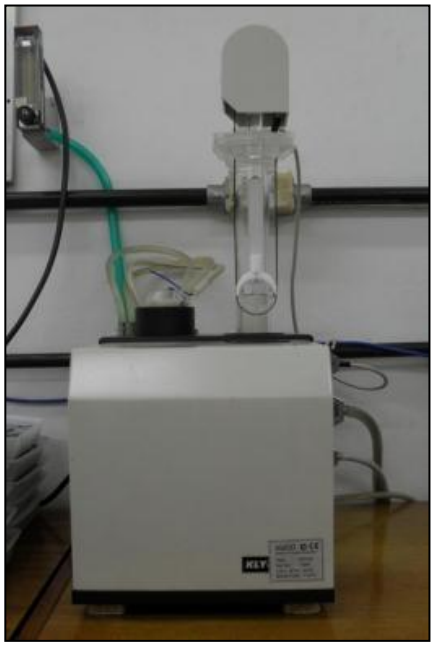


Figura 04: Equipamento Kappabridge 4S da Agico, utilizado para a medição das propriedades magnéticas das amostras.

inclinação e magnitude dos eixos do elipsoide de anisotropia de susceptibilidade magnética (ver definições no item IV.2.1), os quais são corrigidos para a orientação natural da amostra, obtida em campo.

I.2.3.3. Magnetismo de Rocha

Os estudos de magnetismo de rocha abrangem diferentes experimentos. Inicialmente, com o objetivo de se verificar a contribuição das diferentes fases minerais (dia-, para- e ferromagnéticas) na susceptibilidade magnética da rocha, procedeu-se com a obtenção das curvas de histerese, através da análise de pó das amostras no magnetômetro VSM (*vibrating sample magnetometer*).

Posteriormente seguiu-se com os experimentos para determinação da magnetização remanente (MRN), da coercividade dos cristais (pARM), magnetização remanente isotermal (IRM) e magnetização de saturação (SIRM). Em um espécime representativo de cada sítio amostrado iniciou-se a medição da MRN, seguida da desmagnetização em campos magnéticos alternados (AF), até 200 mT, no desmagnetizador Molspin. A cada indução, mediu-se a magnetização remanente através do magnetômetro tipo *spinner* JR5A (AGICO).

O espectro de coercividade é obtido através da execução da magnetização anisterética parcial (pARM), a qual consiste na aplicação de um campo alternado (AF) em intervalos de 10 mT até que se atinja o pico de 200 mT, com a sobreposição de um campo contínuo (DC – *steady field*) de 0,01 mT, medindo-se a cada intervalo a magnetização remanente da amostra. Os cristais que apresentarem H_{CR} (força coercivas remanente) dentro do intervalo de campo aplicado irão adquirir magnetização (ARM), enquanto os demais cristais permanecerão desmagnetizados. Deste modo, a curva obtida através deste estudo representa o espectro de coercividade dos cristais da amostra.

Para a obtenção da curva de magnetização remanente isotermal (IRM) as amostras são submetidas a um campo magnético (iniciando-se em 10mT) com incrementos sucessivos, através de um magnetômetro tipo "*pulse*", até que se atinja um valor máximo e constante de magnetização das amostras (magnetização de saturação). Depois de atingida tal saturação, as amostras são novamente desmagnetizadas em AF, progressivamente.

Finalmente, para determinação da susceptibilidade magnética da amostra, em função da temperatura, são realizados os experimentos de termomagnetismo, que visam à determinação da mineralogia magnética em função da temperatura de Curie, característica de cada mineral (ver item IV.2.1.1). As curvas termomagnéticas foram obtidas através da execução, no Kappabridge 4S ao qual foi acoplado equipamento específico (*furnance*), em atmosfera de argônio e a baixa (-200°C a 0°C) e alta (50°C a 700°C) temperaturas das amostras selecionadas e previamente moídas.

I.2.4. ANÁLISE QUÍMICA DE ELEMENTROS TRAÇO E ISOTOPIA DE Sr EM PLAGIOCLÁSIO POR LA-ICPMS

As análises por LA-ICPMS para detecção de elementos traço em cristais de plagioclásio foram realizadas no Laboratório de Química do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP) utilizando-se um espectrômetro quadruplo do tipo MS-ELAN 6100 DRC (Perkin Elmer) sendo conduzidas sobre lâminas delgadas, polidas e devidamente limpas, com 80 µm de espessura. Foram selecionados cristais previamente analisados através de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e microssonda eletrônica, de acordo com suas variações composicionais e com tamanho suficiente para suportar a aplicação do feixe de laser – ao todo foram analisados 9 cristais em 3 amostras: GX-23, GX-35 e GX-108. Foram aplicados feixes de laser sob a forma de spots (circulares) com diâmetros de 30 µm ou 40 µm ou, no caso dos zonamentos mais

diminutos, rasters lineares, com largura de 25 μm. As concentrações foram calculadas com base nos padrões externos BHVO (basalto, Jochum *et al.*, 2006) e NIST 612 e os dados foram trabalhados no software Glitter (Macquarie University).

As análises por LA-ICPMS para obtenção de razões isotópicas 87Sr/86Sr foram realizadas na Universidade de Alberta (Canadá) utilizando-se um espectrômetro Nu Plasma™ MC-ICPMS acoplado ao sistema de laser ablation New Wave UP213, sendo conduzidas sobre as mesmas lâminas e seus respectivos cristais previamente analisados para elementos traço. Devido ao pequeno tamanho dos cristais e das dimensões dos zonamentos e, uma vez que quanto maior o feixe melhor é o sinal, optou-se pela utilização de spots de 80 μm de diâmetro, o que resultou na análise do mineral como um todo, sem distinção das variações composicionais entre as zonas. O padrão utilizado corresponde a uma labradorita da Mina Ponderosa de Oregon (EUA).

I.2.5. ANÁLISE QUÍMICA DE ELEMENTROS TRAÇO POR ICP-MS E ISOTOPIA Rb/Sr e Sm/Nd POR TIMS EM ROCHA TOTAL

De modo a complementar as análises de elementos maiores e menores para rocha total por FRX previamente desenvolvidas, foram também efetuadas análises de elementos traço, presentes em baixas concentrações, incluindo-se os elementos terras-raras (ETRs), por ICP-MS. Os procedimentos, realizados no Laboratório de Química do Núcleo Geoanalítica, IGc-USP, seguiram o protocolo descrito em Navarro (2004), e envolveram a dissolução de 40 mg de amostra (pós previamente utilizados para obtenção das análises por FRX) em ataque ácido ($HF+HNO_3$) durante 5 dias a 200ºC.

As análises isotópicas Rb/Sr e Sm/Nd foram obtidas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGc-USP. Os mesmos pós utilizados

para as análises de elementos maiores, menores e traços foram utilizados para estas análises, que envolveu as seguintes etapas: 1) dissolução em HF em bombas tipo Parr; 2) separação elementar em colunas primárias de trocas catiônicas; 3) adição de HCl 2,62N para coleta de Sr eluído e de HCl 6,2N para coleta dos demais elementos; 4) os resíduos contendo os demais elementos são levados a colunas de resina onde o Nd é eluído e coletado com a adição de HCl 0,26N. Posteriormente a estes procedimentos, os resíduos contendo Sr e Nd são aquecidos e secos e levados para as análises nos espectrômetros de massa que, através de uma fonte de íons ioniza as amostras em altas temperaturas e separa os íons através da aplicação de um campo magnético. As análises isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{147}Sm/^{144}Nd$ foram realizadas via *termal ionization mass spectrometry* (TIMS) em um espectrômetro VG354 equipado com um detector Faraday. Os padrões utilizados foram o NBS-987 para o Sr, com valores obtidos de 0,710251 ± 0,000038, e o JNDi para o Nd, com valores obtidos de 0,512102 ± 0,000007.

As razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram normalizadas para $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,1194 e as razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram normalizadas pelo modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219).

CAPITULO II – REVISÃO CONCEITUAL

Neste item serão apresentados alguns conceitos utilizados no presente trabalho acerca da geração e caracterização das possíveis manifestações do vulcanismo ácido.

Os processos vulcânicos podem se manifestar através de explosões ou efusão de lavas, sendo que o estilo eruptivo (ou seja, o modo de extrusão do magma) depende principalmente de dois fatores: da concentração de voláteis dissolvidos e da reologia deste magma. A reologia, por sua vez, é função da composição química e da concentração de voláteis, da temperatura e da cristalinidade do magma.

II.1. Fluxos piroclásticos

Fluxos piroclásticos são correntes densas e quentes, originadas através do colapso de plumas vulcânicas resultantes de erupções explosivas (Best, 2002; Figura 05). Compõem-se de elevadas concentrações de material piroclástico, onde o transporte se dá predominantemente por tração, sendo a gravidade e a topografia fatores controladores (Carey & Bursik, 2000). Esses fluxos são constituídos predominantemente por material piroclástico juvenil, i.e. fragmentos vesiculados de magma (púmices e escórias), cristais e fragmentos vítreos (glass-shards), podendo também conter fragmentos líticos (rocha densa) derivados do substrato deposicional, das paredes do conduto vulcânico ou porções cristalizadas do próprio magma.

Segundo Carey & Bursik (2000), os fluxos piroclásticos podem atingir velocidades da ordem de 200-300 m/s, sendo que o material transportado concentra-se na porção basal do fluxo. Os depósitos gerados caracterizam-se como muito pobremente selecionados e ocorrem confinados em vales, evidenciando o controle gravitacional.

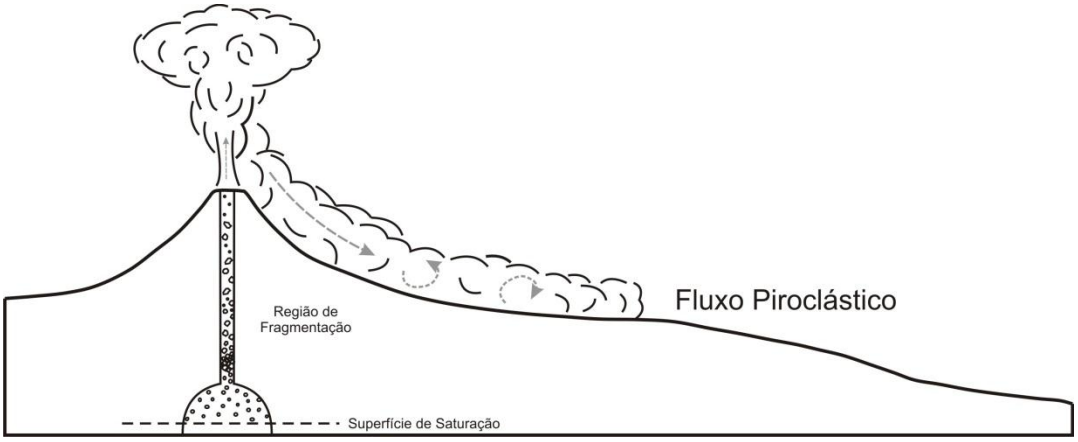
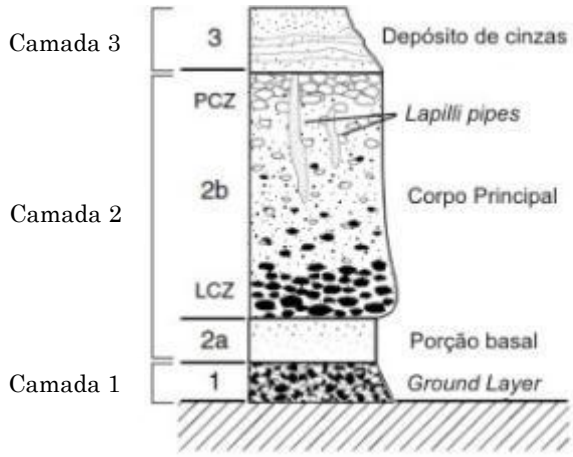


Figura 05: Esquema de fluxo piroclástico formado a partir do colapso de coluna piroclástica gerada em erupção explosiva. Adaptado de Carey & Bursik (2000).

II.2. Ignimbritos

Segundo Freundt *et al.* (2000), ignimbritos são depósitos (soldados ou não) formados a partir de fluxos piroclásticos ricos em púmice. Caracterizam-se como depósitos muito mal selecionados, com acamamento horizontal, espessos (quando ocorrem preenchendo vales) ou muito finos (quando cobrem áreas muito extensas), capazes de recobrir áreas que variam de algumas centenas de m² a milhares de km², com um volume que pode variar desde centenas de m³ a poucos milhares de km³.

A estruturação de um ignimbrito é apresentada na Figura 06, extraída de Freundt *et al.* (2000).



Camada 03: depósito de cinzas, vítreo, com características tanto de queda de cinzas (ash fall) quanto de fluxo (ash flow); acredita-se que seja formado a partir de nuvem de cinzas que gerada pela passagem do fluxo piroclástico.

Camada 02: depósito formado a partir do corpo principal do fluxo. Apresenta na porção basal depósito de cinzas com gradação inversa (layer 2a) que pode passar, gradativamente para porção rica em fragmentos líticos dispersos em gradação normal (layer 2b – base). O topo caracteriza-se pela elevada concentração de fragmentos de púmice dispersos em granocrescência ascendente (layer 2b – topo).

Camada 01: depósito constituído por fragmentos líticos de cristais depositados a partir do fluxo piroclástico ou de sua interação com o substrato.

Figura 06: Representação idealizada de depósito de fluxo prioclástico (ignimbrito). A camada 2 pode apresentar uma variedade de estruturas de gradação, desde ausente até variações em zonas enriquecidas em fragmentos líticos e púmices. As partículas pretas representam os fragmentos líticos, as brancas representam púmices e os pontos representam fragmentos na fração cinza.

II.3. Soldamento

Segundo Freundt *et al.*, (2000), soldamento corresponde à "coesão, deformação e eventual coalescência dos piroclastos (vesiculados e vítreos) submetidos a elevadas temperaturas e sobrecargas".

O soldamento pode ser reconhecido, principalmente, através do achatamento e perda da porosidade dos piroclastos juvenis. Quanto maior a temperatura do fluxo no momento da deposição e menor a viscosidade do clasto a ser deformado, mais intenso será o soldamento e menor será a sobrecarga necessária.

O grau de soldamento é definido com base na densidade, isto é, na relação entre os eixos horizontal e vertical de fragmento juvenil ou mesmo de vesículas, podendo variar de 1:1 até 100:1, em casos de ignimbritos intensamente soldados (Freundt *et al.*, 2000).

II.4. Reoignimbritos

Em alguns casos, os fluxos piroclásticos podem apresentar temperaturas suficientemente elevadas, a ponto de viabilizar a manutenção dos ignimbritos em estado plástico. Desta maneira, durante os processos de soldamento, os depósitos apresentarão uma fluidez secundária, que permite a formação de depósitos cuja reologia se assemelha à de lavas. Tais depósitos são denominados reoignimbritos ou depósitos "lava-like" (Best, 2002).

II.5. Derrames de lavas

Os **derrames de lavas** constituem a mais comum expressão do vulcanismo efusivo, podendo apresentar um amplo espectro composicional, sendo que as composições silicáticas são as mais típicas (com magmas a temperaturas da ordem de 800°C a 1200°C). Distinguem-se de lava-domos por apresentarem uma maior mobilidade e consequente espalhamento ao longo do terreno, podendo estender-se por quilômetros e apresentar espessuras que podem atingir centenas de metros.

Como consequência do desequilíbrio físico-químico causado pela ascensão do magma, a cristalização é um processo contemporâneo à efusão, resultando no aumento da viscosidade do fluxo conforme o avanço da lava.

Durante seu deslocamento em superfície, os fluxos de lava tendem a gerar, devido à formação de uma crosta de resfriamento, um tubo ou canal por onde o fluxo será canalizado. Os fluxos de lava são constantemente alimentados por novos derrames e, no caso de lavas com alta mobilidade, associadas a uma maior taxa de efusão e o escoamento em superfícies inclinadas, que permitem a canalização da lava, a crosta de resfriamento pode se fragmentar e gerar fluxos individualizados com estruturas brechadas (na base e no topo), como é o caso das lavas tipo aa ou lavas blocadas. Por outro lado, lavas de menor mobilidade, com menor taxa de efusão e escoamento em superfície aplainada, que apresentam um espalhamento lento, são capazes de manter sua crosta de resfriamento, gerando estruturas cordadas, como é o caso das lavas tipo pahoehoe.

II.6. Lava-domos

Segundo Fink & Anderson (2000), as estruturas tipo lava-domo constituem feições topográficas positivas geradas a partir do acúmulo de magma viscoso que se resfria imediatamente após sua extrusão. Tais magmas apresentam, mais frequentemente, composições ricas em sílica, e sua elevada viscosidade garante uma baixa velocidade de dispersão. Com a baixa mobilidade associada às altas taxas de efusão (que, em casos extremos, atingem até 100 m^3/s), os domos podem apresentar diâmetros que variam de alguns metros até quilômetros, chegando a alcançar até 1 km de altura, com morfologia variada (circular, elipsoidal ou até mesmo tabular).

Os lava-domos podem ser classificados de acordo com seu modo de ocorrência e evolução. Quando um magma de alta viscosidade escoa de maneira lenta, formando uma carapaça vítrea devido ao resfriamento das porções externas e impedindo o extravasamento de novos fluxos de lava, o domo é então caracterizado como **domo endógeno** (Figura 07a). Nestes casos, devido à pressão exercida pelo acúmulo de lava, a carapaça se expande e se fragmenta, formando auto-brechas. A ocorrência de

estrutura vesiculada também é comum nestes casos, devido à impossibilidade de escape dos voláteis através das porções externas já resfriadas (Best, 2002).

Magmas menos viscosos capazes de extrudir e fluir desprendendo-se formam estruturas lobadas denominadas *coullés*. O sucessivo empilhamento destas lavas dá origem ao chamado **domo exógeno** (Figura 07b). Por outro lado, quando o material fundido não extravasa e se acumula sob a superfície, o domo é denominado **criptodomo** (Best, 2002).

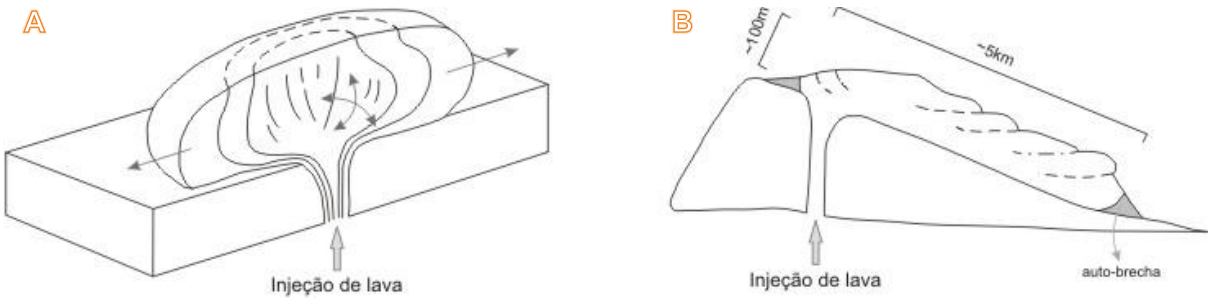


Figura 7: A) Modelo tridimensional de crescimento de domo endógeno (Richardson, 1978; adaptado por Polo, 2014). B) Modelo de lavas *coulées* formando domo exógeno (Branney *et al.* 2008; adaptado por Polo, 2014).

II.7. Reoignimbritos versus lava-domos

A ocorrência de extensos corpos vulcânicos de composição ácida causa discussões controversas a respeito de sua origem, sendo de difícil consenso entre os pesquisadores.

Segundo Manley (1995), é consenso para alguns autores, ao longo da história da vulcanologia, que magmas de composições ácidas, viscosos e enriquecidos em voláteis, devem constituir erupções explosivas, e a ausência de texturas vulcanoclásticas nos depósitos resultantes pode ser devida a soldamento a altas temperaturas, de modo que estes depósitos representariam reoignimbritos. Entretanto, muitos autores (e.g. Manley, 1995; Henry & Wolff, 1992) reconhecem que tanto lavas como reoignimbritos podem apresentar diversas texturas e estruturas semelhantes, o que dificulta a classificação do depósito quanto à sua gênese. Deste modo, Henry & Wolff (1992)

propuseram critérios para distinção entre depósitos de reoignimbritos e extensos derrames de lavas (em condições ideais), apresentados a seguir:

a) *base*: como já exposto anteriormente, os derrames de lava apresentam resfriamento de sua superfície e, como consequência do fluxo constante, esta superfície tende a se fragmentar. Desta forma, os depósitos se caracterizarão por apresentar, no topo e na base, brechas constituídas por fragmentos de texturas variadas e mal selecionados. Por outro lado, nos depósitos piroclásticos, a deformação dos clastos juvenis tende a ocorrer após a deposição (Henry & Wolff, 1992), de modo que o resfriamento da porção basal do depósito permite que ocorra a preservação das características piroclásticas.
b) *margens*: depósitos piroclásticos tendem a apresentar um afinamento nas porções distais dos depósitos, a menos que encontrem uma barreira topográfica onde poderão se acumular (Cas & Wright, 1987 apud Henry & Wolff, 1992). Em contraposição, os derrames de lava tendem a manter uma significativa espessura, com uma frente de fluxo íngreme e abrupta.
c) *topografia pré-existente*: os depósitos piroclásticos apresentam velocidades de centenas de m/s, permitindo-lhes superar barreiras topográficas. Já os derrames de lavas, lentos e viscosos, não são capazes de transpor barreiras topográficas, a menos que estas se apresentem menores que a espessura do fluxo.
d) *fonte*: este critério não pode ser tomado como inequívoco, uma vez que raramente é possível reconhecer a fonte precisa dos depósitos. Porém, de maneira geral, depósitos piroclásticos são associados a caldeiras e lavas são associadas a fissuras. Uma possível explicação para a escassa observação da fonte (ou edifício vulcânico) no caso dos derrames de lavas é que o próprio fluxo de lava poderá encobrir as fraturas alimentadoras.

Segundo Luchetti (2010), alguns autores (e.g. Henry & Wolff, 1992; Bonnichsen & Kauffman, 1987) consideram a presença de shards, púmices e fragmentos líticos (especialmente xenólitos provenientes do substrato deposicional) como característicos de depósitos piroclásticos. Porém, Henry & Wolff (1992) apontam que depósitos de

lavas também podem apresentar tais fragmentos, principalmente nas porções brechadas do topo e da base do depósito, em contrapartida à distribuição preferencialmente basal no caso dos ignimbritos.

Bonnichsen & Kauffman (1987; apud Luchetti, 2010) apresentam outras características que seriam diagnósticas de fluxos de lavas, como: (a) ausência de cinzas provenientes de quedas (ash-fall) na base dos derrames; (b) contato irregular entre a zona basal vítrea e a zona central desvitrificada, sendo que a zona basal vítrea preserva evidências de fluxo, como por exemplo, dobras; (c) ausência de zoneamento composicional; (d) presença de grandes cavidades de gás (vesículas); (e) abundância de fenocristais euédricos, comumente orientados segundo o fluxo magmático.

Em contrapartida, Henry & Wolff (1992) destacam que a morfologia dos fenocristais (euédricos no caso de lavas, e fraturados e/ou quebrados no caso de ignimbritos) pode ser uma evidência pouco confiável, uma vez que reoignimbritos são gerados a partir de vulcanismo caracterizado por elevadas temperaturas e baixo teor de voláteis, o que impede a ocorrência de erupções explosivas violentas, responsáveis pelo fraturamento dos cristais. Os mesmos autores mostram ainda que feições de rápido resfriamento (como terminações tipo "rabo-de-andorinha") só são possíveis a partir do resfriamento de lavas, constituindo assim boas evidências destes depósitos.

CAPITULO III – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

III.1. Localização e acessos

A área de estudos compreende a região dos municípios de Gramado Xavier e Barros Cassal, na porção centro-norte do estado do Rio Grande do Sul, distando, respectivamente, 204 e 256 km da capital Porto Alegre (Figura 08). O acesso, a partir da capital, pode ser feito através das rodovias BR-290 e BR-386, as quais se ligam à rodovia BR/RS-153/471. As cartas topográficas que cobrem a área correspondem as folhas SH.22-V-C-III-2 (folha Barros Cassal – MI-2950/2) e SH.22-V-C-III-4 (folha Gramado Xavier – MI2950/4).

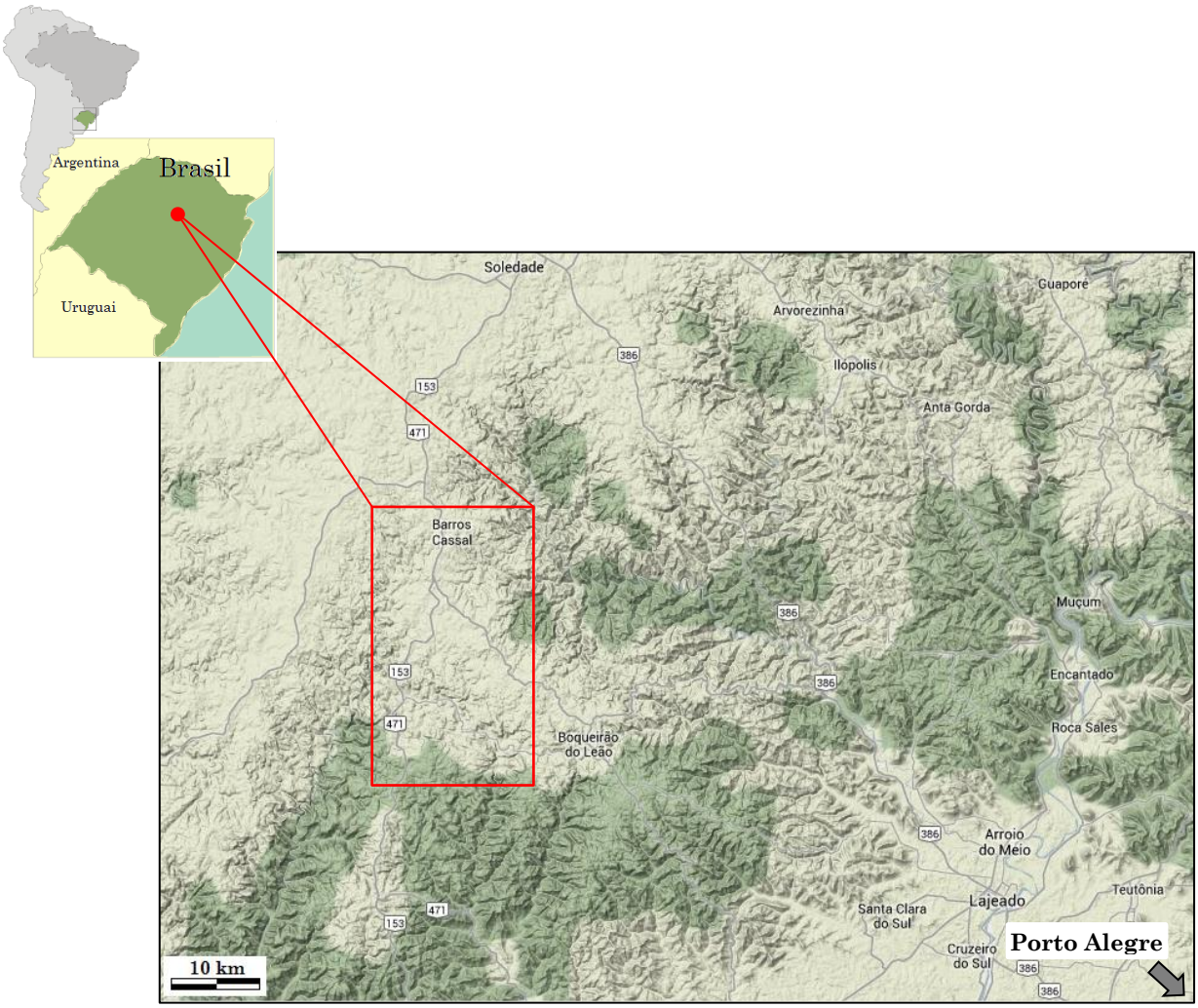


Figura 08: Localização da área de estudo, na porção central do estado do Rio Grande do Sul e principais vias de acesso.

III.2. Revisão bibliográfica

O intenso vulcanismo associado aos processos de abertura do Oceano Atlântico Sul teve como um de seus principais produtos a geração da segunda maior província vulcânica continental do mundo, a Província Magmática Paraná (PMP), que compreende cerca de 600.000 km^3 de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas. Tal província estende-se pelos estados do centro-oeste e sul do Brasil – onde corresponde à Formação Serra Geral – e pelos países vizinhos como Paraguai, Uruguai e Argentina, atingindo espessuras que ultrapassam os 1500 m em sua porção central. Cerca de 90% do volume total das rochas corresponde a basaltos toleíticos, 7% correspondem a rochas vulcânicas de composição intermediária e apenas 3% a rochas de composição ácida. Segundo Nardy (1996), os derrames basálticos caracterizam-se por espessuras variáveis entre 10 e 90 m, formando sequências que podem atingir 1000 m, enquanto as ocorrências de rochas vulcânicas ácidas apresentam espessuras de 20 a 80 m, formando sequências de até 400 m.

Do ponto de vista estratigráfico as rochas vulcânicas da PMP encontram-se, de maneira geral, sobrepostas diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu (Grupo São Bento), sendo recobertas por sedimentos cretáceos do Grupo Bauru. Do ponto de vista estratigráfico as rochas vulcânicas da PMP encontram-se, de maneira geral, sobrepostas diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu (Grupo São Bento), sendo recobertas por sedimentos cretáceos do Grupo Bauru. Além do significativo volume de rochas vulcânicas ocorre também grande volume de rochas sub-vulcânicas representadas por enxames de diques e sills, dentre os quais se destaca o Arco de Ponta Grossa, que se distribui de maneira subparalela aos lineamentos tectônicos Rio Piquiri (a norte) e Rio Uruguai (a sul), os quais apresentam direção NW-SE e dividem geograficamente a PMP em porção norte, porção central e porção sul.

Os critérios composicionais que classificam as rochas da PMP com base em seus teores de TiO_2 foram definidos inicialmente por Bellieni *et al.* (1984a) e

Mantovani *et al.* (1985) sendo que, sob este ponto de vista, as **rochas basálticas de alto Ti (TiO_2>2%)** e ácidas associadas dominam as porções norte e central da província, apresentando composição relativamente enriquecida em elementos incompatíveis como Ba, La, Ce, Zr e Sr e empobrecida em Rb, Th e U em relação aos **basaltos baixo Ti (TiO_2<2%)** e rochas ácidas associadas, dominantes da porção sul da província.

Petrograficamente, os basaltos podem ocorrer como lavas afaníticas a faneríticas finas, com coloração cinza a negra, e aspecto maciço ou vesiculado (Nardy 1996). Apresentam textura hialofítica a hipocristalina (Nardy 1996), sendo mineralogicamente compostos por plagioclásio, pigeonita, augita, Ti-magnetita e ilmenita (Bellieni *et al.* 1986). Segundo Belleini *et al.* (1986), os fenocristais podem representar até 10% do volume da rocha, sendo constituídos por plagioclásio (An_{83-50}), augita (Wo_{42-45}), pigeonita (Wo_{12-7}), Ti-magnetita e esporádicas olivinas.

As rochas vulcânicas intermediárias a ácidas ocorrem como corpos tabulares de grande extensão lateral, sendo verticalmente possível reconhecer texturas e estruturas que permitem a subdivisão destas rochas em: (a) domínio basal, marcado pela presença de diaclases horizontais e brechas epiclásticas; (b) domínio intermediário, caracterizado pela presença de vesículas e amigdalas, uma zona maciça com diaclases verticais e uma zona com bandamento ígneo; (c) domínio superior, onde se notam estruturas de fluxo, como bandamento ígneo, que pode apresentar dobras de fluxo, feições de resfriamento rápido e brechas autoclásticas (Nardy *et al.* 2008)

A classificação destas rochas, assim como a dos basaltos, tem sido feita com critérios geoquímicos. Foram reconhecidos dois grupos principais (Bellieni *et al.* 1984, 1986; Piccirillo *et al.* 1987), o **Tipo Palmas** (predominante na parte sul da PMP), com **teores de SiO_2 entre 64% e 72%** e concentrações de **TiO_2 entre 0,57% e 1,23%**, e o **Tipo Chapecó** (predominante na parte norte da PMP), com **teores de SiO_2 de 64% a 68% e 0,95% a 1,59% de TiO_2**. Para um

mesmo conteúdo de SiO_2, as rochas tipo Chapecó apresentam maiores teores de álcalis, além de serem enriquecidas em P_2O_5, Al_2O_3 e Fe_2O_3 e empobrecidas em CaO e MgO em relação às rochas tipo Palmas. A Figura 09 mostra a distribuição geográfica das rochas vulcânicas ácidas da PMP, enquanto que os diagramas classificatórios para as rochas dos tipos Palmas e Chapecó são apresentados nas Figuras 10 e 11 (extraídas de Nardy *et al.* 2008).

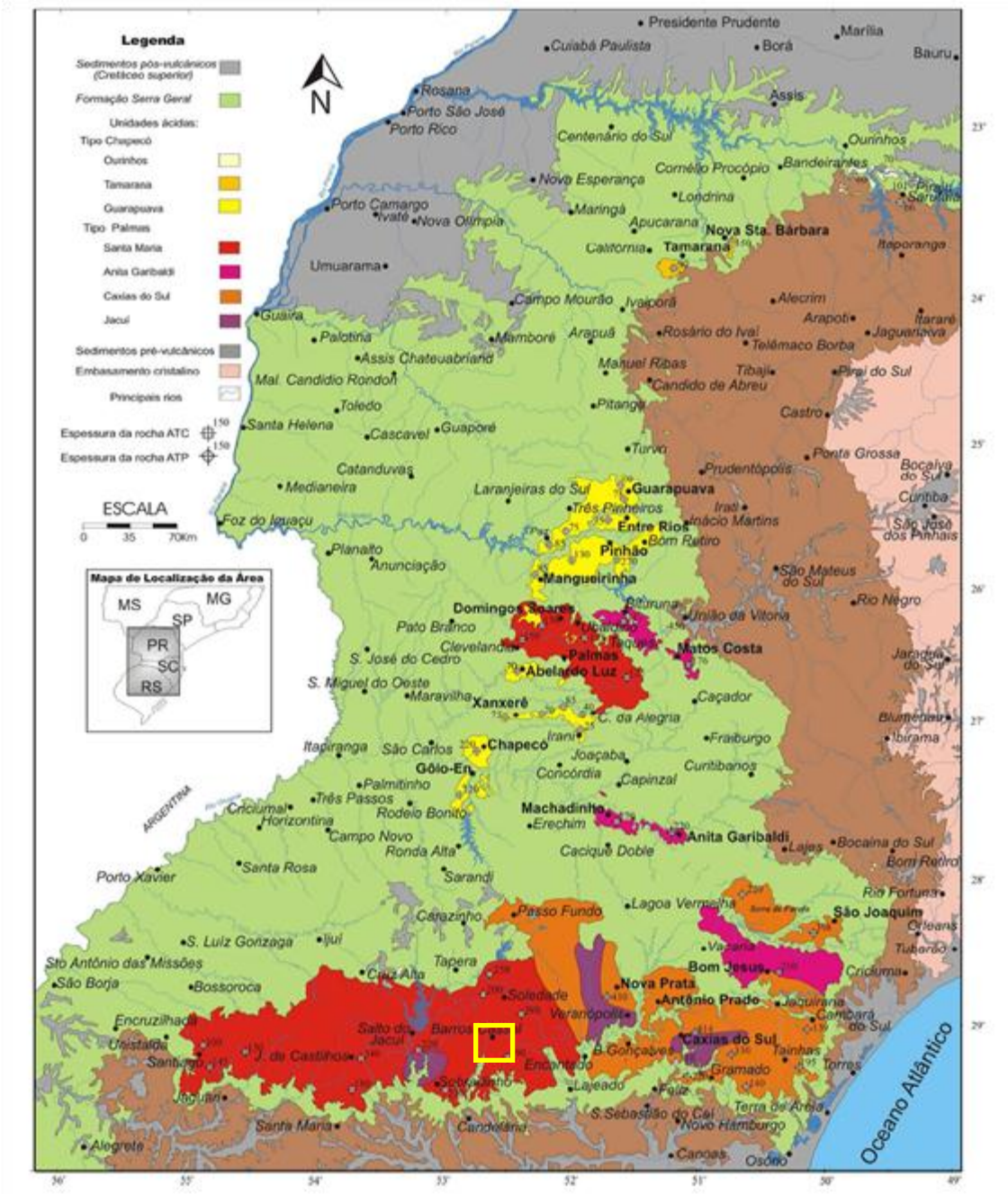


Figura 9: Mapa de distribuição das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, com ênfase nos diferentes tipos de rochas vulcânicas ácidas (extraído de Luchetti et al. 2005), com a localização aproximada da área de estudos (quadrado amarelo).

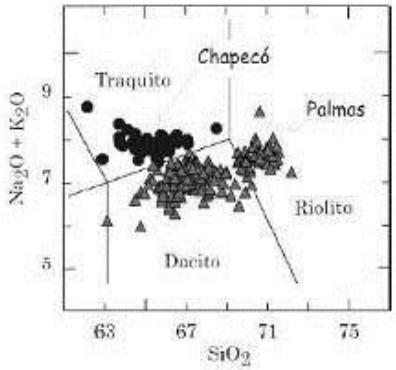


Figura 10: Classificação das rochas tipo Palmas (triângulos) e tipo Chapecó (círculos). Extraído de Nardy et al., 2008.

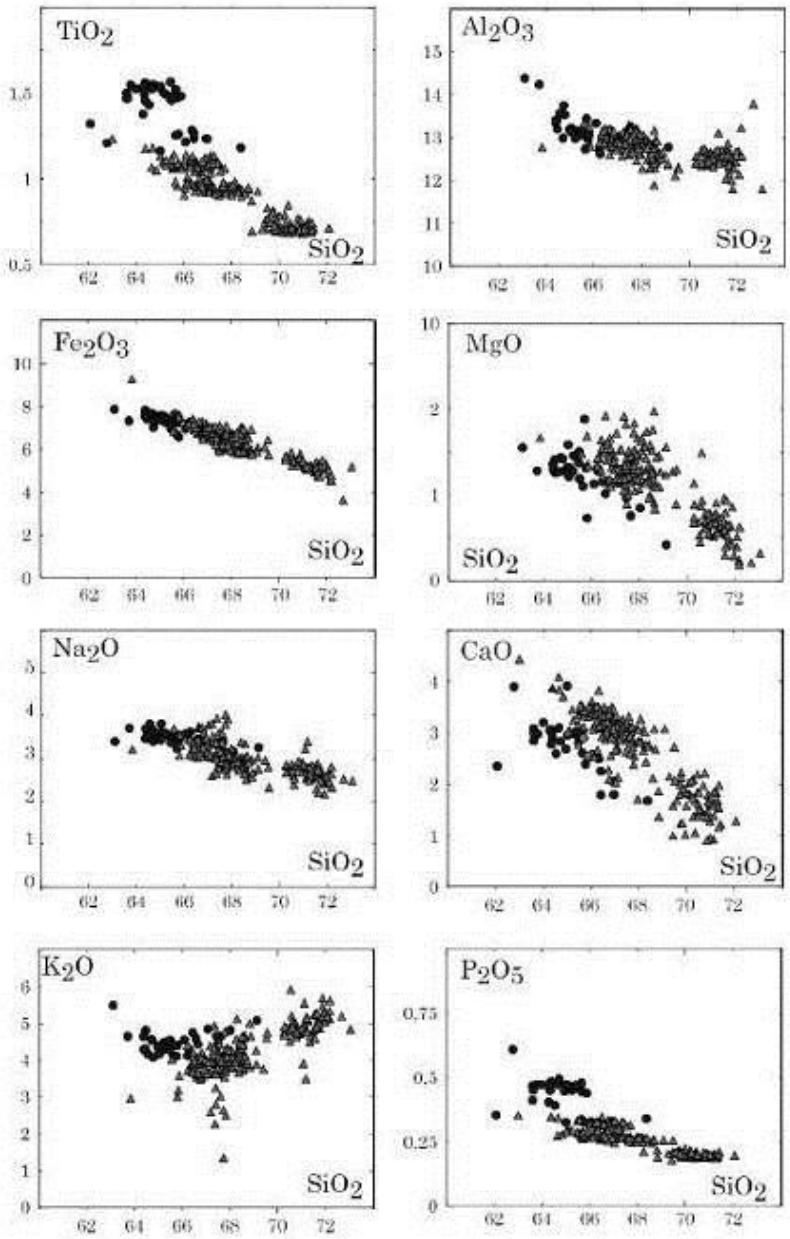


Figura 11: Diagramas de Harker para elementos maiores e menores das rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas (triângulos) e Chapecó (círculos). Extraído de Nardy et al. (2008).

As rochas do **tipo Chapecó** foram subdivididas por Garland *et al.* (1995) nos subtipos Ourinhos (SiO_2 65% - 69%) e Guarapuava (SiO_2 64,3% - 66,3%), sendo as rochas do primeiro subtipo empobrecidas em Fe_2O_3, CaO, TiO_2, P_2O_5 e Zr, e enriquecidas em Rb, Pb e Th em relação às do segundo subtipo. Tais subtipos correspondem à base da sequência basaltos alto Ti, e localmente podem se dispor diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu (Janasi *et al.* 2007; Piccirillo *et al.* 1987).

Nardy *et al.* (2008) definiram um novo subtipo, denominado Tamarana, o qual apresenta composição intermediária entre os subtipos Ourinhos e Guarapuava, e também ocorre na base da sequência de alto Ti.

As rochas do **tipo Chapecó** apresentam textura porfirítica, com matriz cristalina e, quando frescas, uma coloração cinza esverdeada. A matriz constitui-se de quartzo, feldspato alcalino (Or_{68-52}), plagioclásio, piroxênio, Ti-magnetita e ilmenita (Bellieni *et al.* 1986). Imersos na matriz ocorrem fenocristais de até 5 mm (que podem chegar a 15% do volume total da rocha) de plagioclásio (An_{43-40}), augita (Wo_{32-37}), Ti-magnetita e apatita (Janasi *et al.* 2007b; Bellieni *et al.* 1986).

As rochas do **tipo Palmas** correspondem a 80% do volume das rochas ácidas (perfazendo 2,5% do magmatismo da PMP) e ocorrem predominantemente nas porções meridionais da província, sob a forma de um extenso platô com direção E-W, estratigraficamente acima ou intercaladas aos basaltos de baixo Ti.. Apresentam ainda esparsas ocorrências na porção central da província, onde são sobrepostas pelas rochas do tipo Chapecó. De maneira geral, com base nas variações geoquímicas apresentadas, tais rochas são subdivididas em dois grupos (Nardy *et al.* 2008):

a) Riolitos: rochas com teores de SiO_2 de 69,5% a 70,3% e TiO_2<0,9%, separadas nos subtipos Santa Maria e Clevelândia;

b) Dacitos: rochas com teores de SiO_2 entre 63,8% e 69,5% e TiO_2>0,9%, agrupadas nos subtipos Caxias do Sul, Anita Garibaldi e Jacuí.

Petrograficamente, as rochas **tipo Palmas** apresentam coloração acinzentada quando frescas e cinza amarelada quando alteradas. Tipicamente são afíricas e hipohialinas, com matriz granofírica resultante de processos de devitrificação, onde ocorre intercrescimento de quartzo com feldspato alcalino. Quando holohialinas, as rochas apresentam coloração escura (negra) e fraturas conchoidais. São bastante susceptíveis ao

intemperismo (passam a apresentar coloração acastanhada), e podem conter vesículas e amigdalas de até 10 mm. Fenocristais de plagioclásio (An_{59-51}), augita (Wo_{37-32}), pigeonita ($Wo_{9,0}$), ortopiroxênio ($Wo_{3,8-3,5}$; En_{62-59}) e Ti-magnetita podem estar presentes, constituindo até 3-5% do volume da rocha e com tamanho que raramente excede 0,2 mm (Nardy *et al.* 2008; Bellieni *et al.* 1986).

III.2.1. BREVE HISTÓRICO DOS ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

Mantovani *et al.* (1985b) obtiveram para rochas vulcânicas da Província Magmática Paraná idades K-Ar em plagioclásio entre 123,8 e 129,9 Ma e obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 133-134 ± 6 Ma. Rocha Campos *et al.* (1988) apresentaram uma compilação dos dados existentes até a época e sugeriram, com base em datações K-Ar, que a atividade magmática abrangeu o período de 138 Ma a 115 Ma.

Já nos anos 1990, com o desenvolvimento da tecnologia de datação $^{40}Ar/^{39}Ar$, esta metodologia foi largamente empregada nas rochas da PMP. Renne *et al.* (1992) e Hawkesworth *et al.* (1992) propuseram uma atividade vulcânica num curto período de 1 Ma, com idades da ordem de 133 ± 1 Ma. Em contrapartida, outros autores (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996) sugeriram um período maior para o vulcanismo, de aproximadamente 10 Ma, com idades entre 138 e 127 Ma, com base em datações $^{40}Ar/^{39}Ar$ pelo método de fusão total .

Os trabalhos recentes de Thiede & Vasconcelos (2008) reanalisaram três amostras datadas previamente pela metodologia $^{40}Ar/^{39}Ar$ por fusão total e constataram que as idades obtidas por Turner *et al.* (1994) e Stewart *et al*, (1996) forneciam resultados imprecisos. Deste modo, apenas idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtidas pelo método “stepped heating” são atualmente consideradas confiáveis, e estas se resumem a pouco mais de uma dezena de determinações para as ocorrências efusivas em território brasileiro, um número muito pequeno dada a extensão da província. Mais recentemente, foram obtidos, pela primeira vez,

dados geocronológicos U-Pb em zircão e badeleíta, uma técnica robusta e que permite obter precisão adequada para identificar variações temporais na província, especialmente pelo método TIMS. Janasi *et al.* (2011), com base nas datações U-Pb TIMS em zircão e baddeleíta dos dacitos tipo Chapecó, indicam que o magmatismo destas rochas iniciou-se a 134,3 ± 0,8 Ma, sugerindo ainda um período de ~3 Ma para a colocação dos magmas ácidos alto-Ti. Pinto *et al.* (2011) obtiveram em datações U-Pb em zircão por SHRIMP, que geralmente não alcança a mesma precisão, e obtiveram idades de 135 ± 2,3 e 137,3 ± 1,8 Ma para dacitos tipo Chapecó.

III.2.2. GÊNESE, PROCESSOS EVOLUTIVOS E ESTILO ERUPTIVO DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA PMP

A origem e evolução dos magmas ácidos que constituem a PMP – seus magmas parentais, os processos geradores e de colocação – ainda é tema muito controverso na literatura. As características petrográficas, químicas e isotópicas dos vários tipos de magma são em muitos casos admitidas como consequência de diferentes processos evolutivos (e.g. Bellieni *et al.* 1986; Garland *et al.* 1995).

A respeito das rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas, alguns autores (e.g. Mantovani *et al.* 1985; Peate, 1997) consideram a origem associada a processos de cristalização fracionada dos basaltos de baixo Ti em sistema aberto, apontando para provável influência de contaminação crustal devido à assimilação de fusões parciais geradas na crosta média/superior. Outros autores (e.g. Cordani *et al.* 1980; Hawkesworth *et al.* 1988; Harris *et al.* 1990; Bellieni *et al.*, 1986), com base em dados isotópicos ($^{87}Sr/^{86}Sr$ e $\delta^{18}O$), sugerem que a gênese das rochas ácidas da PMPE pode estar relacionada a processos de anatexia crustal, como consequência do afinamento litosférico e quebra continental. Já as rochas vulcânicas do tipo Chapecó são em geral consideradas de origem distinta, por refusão de "underplates" básicos na crosta inferior,

tendo em vista sua correlação geoquímica e isotópica com os basaltos de alto Ti (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995).

Em contraposição aos abundantes trabalhos de geoquímica, isotópica e geocronologia, são raros os trabalhos que tentam compreender o caráter eruptivo das rochas ácidas através de estudos vulcanológicos.

Os estudos mais difundidos consideram uma origem explosiva para as rochas vulcânicas ácidas da PMPE, sendo a ausência de feições piroclásticas – salvo aquelas raras apresentadas por Milner *et al.* (1992) em depósitos localizados em Etendeka, NW da Namíbia – justificada pelas elevadas taxas de soldamento, consequência das altas temperaturas estimadas.

Seguindo nesta linha, os trabalhos de Milner e Ewart (1989; apud Milner *et al.* 1992) apresentam a hipótese de que a cratera Messum, localizada em Etendeka, seria o centro eruptivo responsável pela explosão originadora de tais depósitos, e Bryan *et al.* (2010) definem diferentes fluxos piroclásticos que seriam resultantes de eventos eruptivos de grande magnitude, delimitando áreas de distribuição de tais depósitos a partir de correlações feitas entre as rochas aflorantes em Etendeka e na Bacia do Paraná (Figura 12).

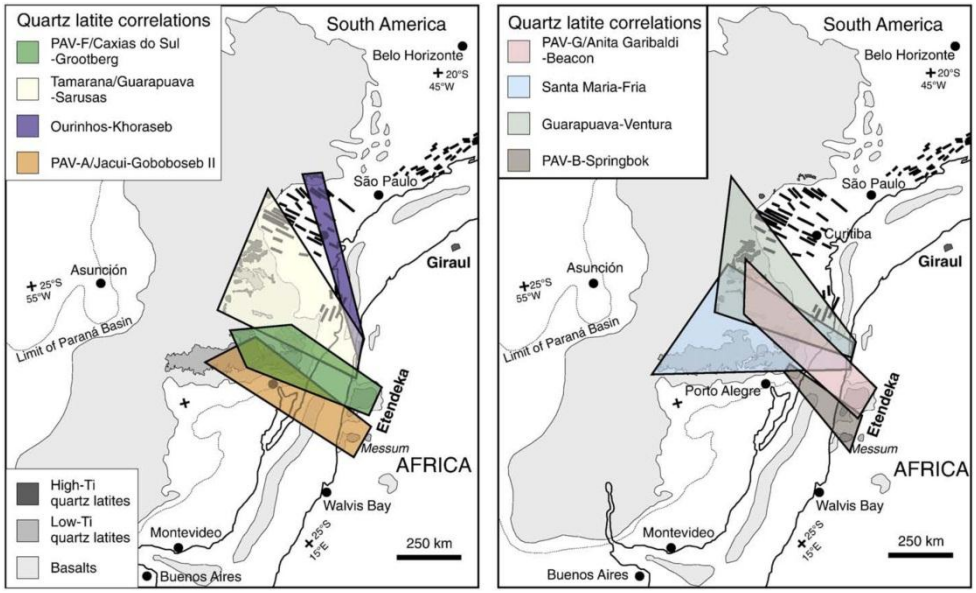


Figura 12: Polígonos representativos das áreas mínimas de distribuição dos distintos fluxos piroclásticos resultantes de eventos eruptivos de grande magnitude na região de Etendeka. Extraído de Bryan et al. (2010).

Em contrapartida, estudos recentes realizados nas ocorrências localizadas em território brasileiro (e.g. Janasi *et al.*, 2007; Luchetti, 2010; Guimarães, 2011; Nardy *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2012) têm evidenciado que as rochas ácidas da PMP apresentam características atípicas para rochas semelhantes, como por exemplo temperaturas da ordem de 1000°C – valores elevados considerando-se magmas riolíticos, o que poderia justificar uma erupção não explosiva. Lima *et al.* (2012) sugerem que o vulcanismo ácido pode ter extravasado a partir de fontes eruptivas localizadas na porção brasileira da província e descrevem feições indicativas de diques alimentadores, com foliação magmática vertical a sub-vertical, com dobras de fluxo, que passam progressivamente para uma foliação sub-horizontal. Outros autores (e.g. Polo, 2010; Guimarães, 2011 e Polo & Janasi, 2014) descrevem feições indicativas de lava-domos e fluxos lobados associados, estruturas condizentes com uma ocorrência vulcânica de elevadas temperaturas.

III.2.3. AS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS NA REGIÃO SUL DA PMP

Estudos recentes têm revisado a estratigrafia da PMP, definindo em mapeamentos de detalhe as diferentes unidades básicas e ácidas que compõem as sequências vulcânicas da região. Waichel *et al.* (2011) definem na porção sul da PMP, na Sinclinal de Torres, uma sequência que envolve: a) derrames basálticos *pahoehoe* recobrindo os arenitos da Fm. Botucatu; b) derrames basálticos compostos por fluxos simples, de arquitetura tabular; c) derrames ácidos compostos por fluxos lobados, com arquitetura de lava-domos; d) derrames basálticos tipo ´a´ā e *rubbly* com arquitetura tabular a lobada, escoriácea; e) derrames ácidos de arquitetura tabular. Os autores destacam ainda que a ausência de paleossolos entre os derrames seria indicativa do curto período de colocação destas lavas.

Polo & Janasi (2014) apresentam o primeiro mapa de detalhe para o vulcanismo ácido no platô do Rio Grande do Sul (Figura 13), na região dos municípios de Soledade, Barros Cassal e Gramado Xavier, definindo a estratigrafia em três sequências vulcânicas intermediárias a ácidas denominadas, da base para o topo, Caxias do Sul, Barros Cassal e Santa Maria, as quais se sobrepõem a sequências de basaltos do tipo Gramado, e entre as quais se intercalam depósitos sedimentares. A ocorrência de tais depósitos sedimentares caracteriza um importante marcador estratigráfico, indicativo da existência de um intervalo temporal entre a colocação dos magmas.

III.2.3.1. Unidades pré-Santa Maria na área de estudos

A **unidade Caxias do Sul**, representada por dacitos com teores de SiO_2 entre 68% e 69,6%, e TiO_2 em torno de 0,90%, compõe-se de diversos fluxos magmáticos que têm espessura de até 140 metros no domínio sul da área de estudos. Polo (2010) com base nas características físicas apresentadas, divide esta unidade em 3 fácies: a) Fácies Cinza: rocha de coloração acinzentada, afanítica a fanerítica muito fina, pouco vesiculada, maciça ou com bandamento ígneo e intensa disjunção de resfriamento; b) Fácies Obsidiana: rocha holohialina (obsidiana), maciça, de coloração escura; c) Fácies Vesiculada: rocha de coloração avermelhada, afanítica, intensamente vesiculada – vesículas milimétricas a centimétricas, arredondadas ou estiradas, associadas a estruturas de fluxo magmático, comumente preenchidas por calcedônia e calcita. Estruturalmente, esta unidade caracteriza-se por apresentar frequentes estruturas de fluxo magmático, como bandamento ígneo e dobras de fluxo, além da ocorrência de lobos e complexos de lava-domos - estruturas dômicas circulares, com dimensões da ordem de 8 metros de altura e 30 metros de largura, com disjunções verticais na porção central e esféricas nas porções externas (Polo, 2010; Polo & Janasi, 2014).

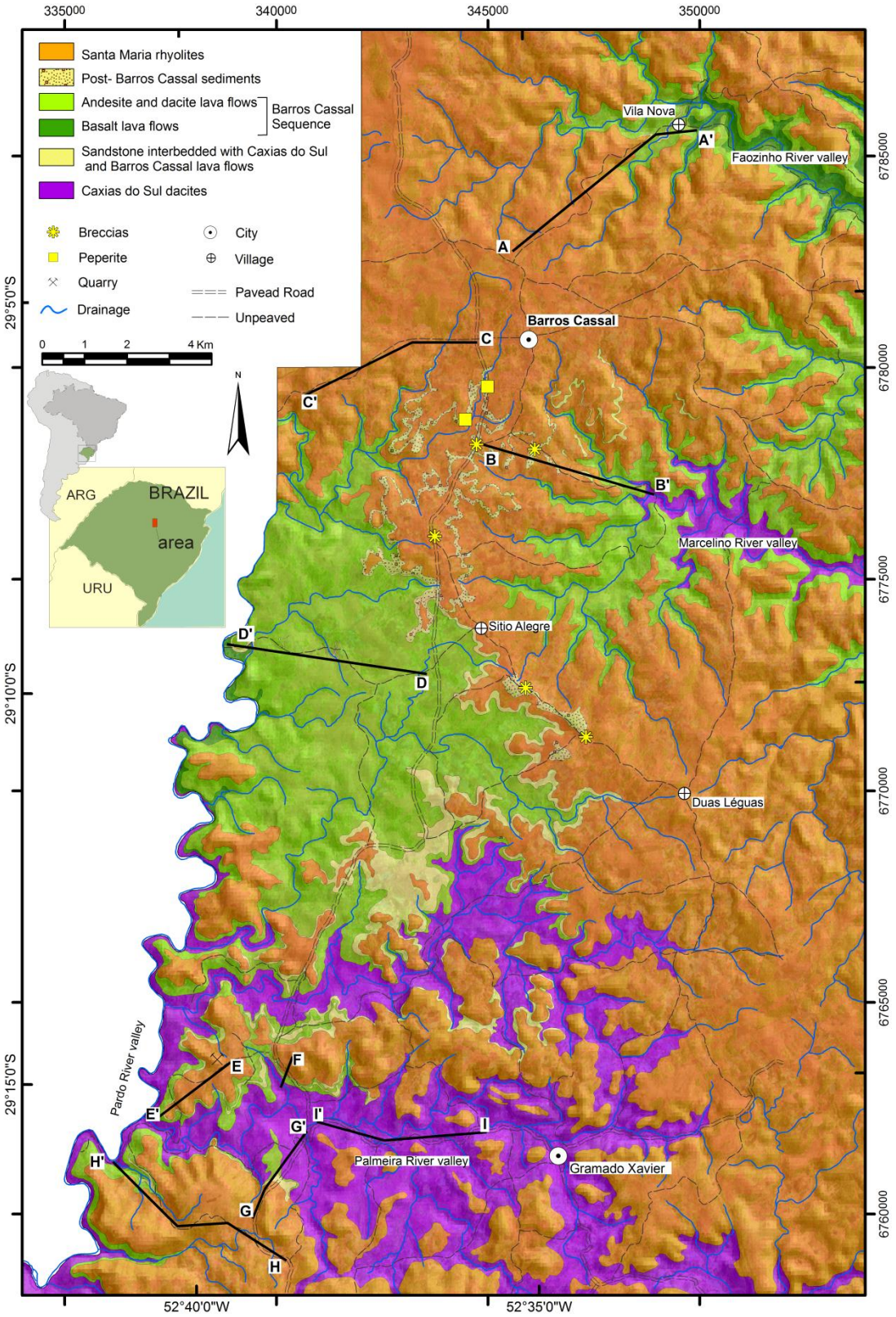


Figura 13: Mapa geológico da área de estudos, abrangendo os municípios de Barros Cassal e Gramado Xavier. Extraído de Polo & Janasi (2014).

A **sequência vulcânica Barros Cassal**, segundo Polo & Janasi (2014), compreende basaltos que ocorrem como fluxos maciços ("sheet lavas") ou lobados e vesiculados com carapaça vítrea no topo (caracterizando fluxos *pahoehoe*), que são recobertos por andesitos que afloram como uma rocha vítrea de coloração preta a esverdeada (quando alterada), formando derrames de lavas de até 3 m de espessura, e por dacitos que afloram como fluxos de lava de até 5 m de espessura, apresentando-se comumente como rocha vítrea (obsidiana). Depósitos sedimentares e estruturas de interação entre estes depósitos e os derrames de lava (como diques clásticos) são comuns entre as diferentes unidades desta sequência, assim como estruturas magmáticas como dobras de fluxo.

III.2.3.2. Unidade Santa Maria

A unidade Santa Maria, alvo de estudos deste projeto de pesquisa, corresponde a um espesso pacote riolítico, da ordem de 200 metros de espessura, que se estende por uma vasta área recobrindo as demais unidades.

Assim como a unidade Caxias do Sul, a unidade Santa Maria apresenta variações faciológicas que podem ocorrer em um mesmo derrame ou compondo, individualmente, diferentes corpos ígneos:

a) A fácies bandada caracteriza-se por uma rocha de coloração avermelhada, afanítica a fanerítica fina, comumente apresentando esferulitos de até 1 mm e bandamento ígneo com fraturamento horizontal associado. Localmente este fraturamento horizontal dá lugar a um intenso fraturamento vertical, gerado pelo resfriamento do corpo ígneo.

b) A fácies maciça é representada por uma rocha de coloração acinzentada, maciça, afanítica a fanerítica fina, com esferulitos milimétricos de coloração esbranquiçada e disjunções de resfriamento – fraturamentos

verticais. Tanto a fácies bandada quanto a fácies maciça foram classificadas como cristalinas.

c) A fácies obsidiana caracteriza-se por rocha vítrea, de coloração escura (preta), maciça ou localmente bandada, que pode ser marcada, nestes casos, por dobramentos em escala centimétrica. Nesta fácies ocorrem também fraturas de resfriamento.

Estruturas de interação com sedimentos inconsolidados, como peperitos, e brechas (auto-brechas e brechas de fluxo magmático) são comuns na porção basal desta sequência. Ocorrem também feições dômicas e lobulares, além de dobras de fluxo magmático, que serão melhor detalhadas nos itens subsequentes.

CAPITULO IV – ASPECTOS GEOLÓGICOS E ESTRUTURAIS DOS RIOLITOS SANTA MARIA

IV.1. Caracterização estrutural a partir de levantamentos de campo

O termo estrutura refere-se ao arranjo dos componentes de uma rocha, independentemente de sua composição, em escala tanto macro, quanto microscópica. No caso das rochas ígneas, em especial no caso das rochas vulcânicas, as estruturas são um retrato das condições que caracterizam o modo de erupção e colocação das lavas, tornando-se um importante indicador da dinâmica desses magmas. Neste item estão descritas as principais estruturas observadas na unidade Santa Maria.

IV.1.1. BANDAMENTO DE FLUXO E ESTRUTURAS ASSOCIADAS VS ESTRUTURA MACIÇA

As rochas da unidade Santa Maria podem apresentar tanto estrutura maciça, quanto estrutura bandada, sendo estas características condicionadas principalmente pela localização no corpo vulcânico.

Estruturas bandadas são mais frequentes nas bordas dos corpos vulcânicos, principalmente na sua base, onde o calor do magma é preservado devido à espessura do derrame e o resfriamento se dá de maneira mais lenta em relação ao topo.

O bandamento caracteriza-se pela alternância de bandas milimétricas de coloração clara (acinzentada) e escura (preta ou avermelhada quando alterada) – Figura 14, destacando-se pela orientação de microcristais quando a rocha se apresenta mais cristalina. O fraturamento pode estar associado ao bandamento, apresentando-se ora mais ora menos espaçado (o espaçamento tende a ficar mais espaçado em direção ao centro do corpo vulcânico). Foi observado que este tipo de fraturamento tende a acompanhar a morfologia do

corpo vulcânico e do bandamento, podendo apresentar variações de atitude mesmo em escala de afloramento, indicando que a formação destas estruturas pode ser resultado de cisalhamento durante a movimentação de um magma relativamente viscoso.

Figura 14: Afloramento GX-123. Rocha de coloração avermelhada e estrutura caracterizada por bandamento ígneo onde observa-se alternância entre bandas de coloração esbranquiçada e bandas de coloração avermelhada. Nota-se que o bandamento magmático apresenta-se dobrado.

Outra estrutura associada ao bandamento são as dobras de fluxo magmático (Figura 15), que podem apresentar-se tanto abertas, com suaves ondulações; como fechadas, nestes casos com pequenas magnitudes (escala centimétrica). A deformação que afeta o bandamento evidencia a movimentação de um magma de viscosidade relativamente baixa (quando comparada à viscosidade típica de um magma riolítico). Por

Figura 15: Rocha cristalina (à esquerda) e rocha vítrea (à direita) caracterizadas por bandamento afetado por dobramentos de fluxo magmático.

outro lado, estruturas maciças são mais comuns nos núcleos dos corpos vulcânicos, principalmente quando estes se apresentam espessos.

IV.1.2. INTERCALAÇÃO ENTRE A FÁCIES CRISTALINA E A FÁCIES OBSIDIANA

Localmente observou-se a intercalação das fácies cristalinas e da fácies obsidiana em escala de afloramento. A intercalação consiste em uma faixa com menos de 1 metro de espessura onde ocorre alternância entre bandas centimétricas a decimétricas de rocha cristalina (de coloração acinzentada) e de rocha vítrea (obsidiana de coloração preta), Figura 16.

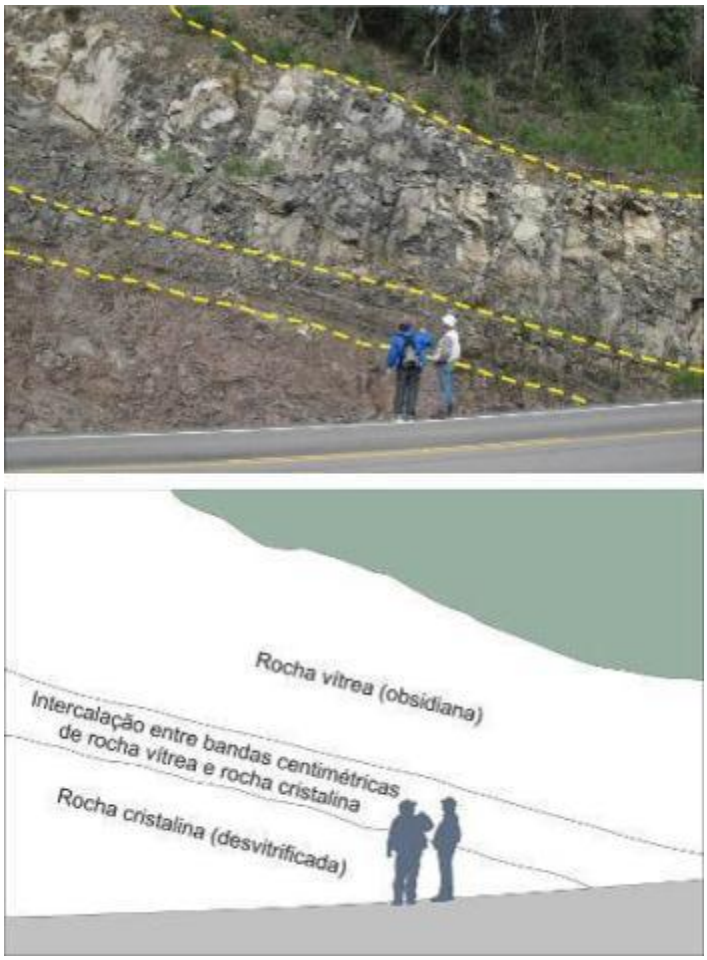


Figura 16: Afloramento RS-74. A porção inferior do afloramento constitui-se de rocha de rocha cristalina de coloração avermelhada, marcada por bandamento magmático com fraturamento associado. A porção superior constitui-se de rocha vítrea (obsidiana) com padrão de disjunção vertical sobreposto a fraturamento paralelo ao bandamento. A porção intermediária caracteriza-se pela alternância entre bandas centimétricas a decimétricas das duas variedades.

IV.1.3. ESTRUTURAS LOBADAS

As estruturas lobadas têm geometria concêntrica, elipsoidal, em escala métrica, podendo atingir 5 m de altura, cuja morfologia é indicativa de fluxo de lava confinado devido ao resfriamento das porções externas.

De maneira geral, estas estruturas apresentam borda de resfriamento vítrea (obsidiana), maciça e vesiculada, com uma porção interna intensamente alterada para um material argiloso de coloração variada (avermelhada, esverdeada), porém ainda preservando feições indicativas de fluxo magmático (foliação associada ao fluxo, como descrito no item II.1.1) – Figura 17. A preservação de tais estruturas e ausência de uma zona maciça deve-se provavelmente às pequenas dimensões do corpo vulcânico.

A presença de vesículas estiradas, em forma de gota (Figuras 46 e 47), tanto na porção externa quanto na porção interna da estrutura, são importantes feições indicativas da movimentação da lava em superfície.

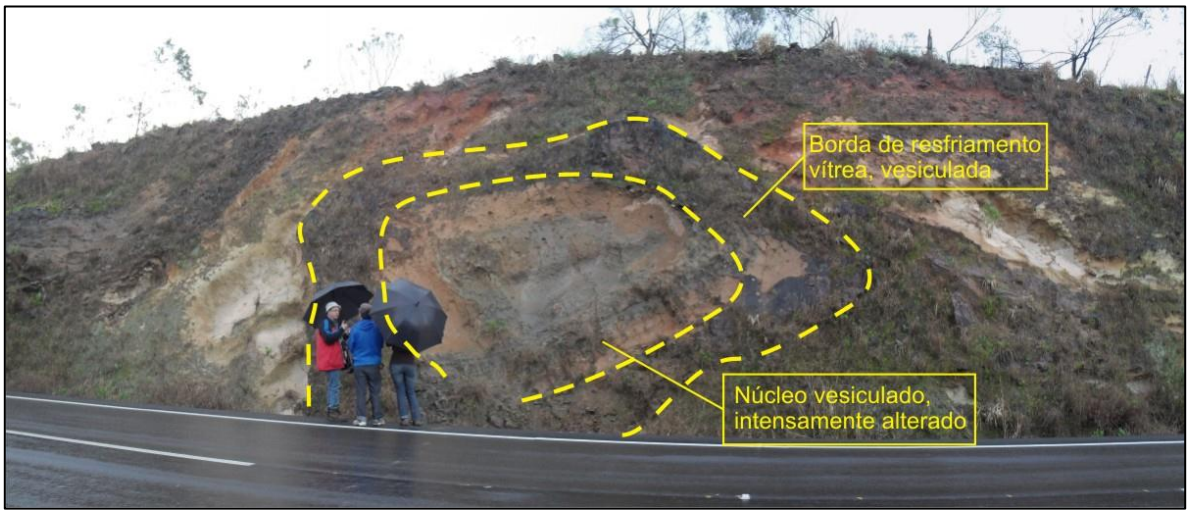


Figura 17: Afloramento GX-140. Destaque para estrutura lobada, com borda de resfriamento vítrea, vesiculada, e núcleo intensamente alterado, também vesiculado e preservando feições de fluxo magmático.

As estruturas lobadas observadas encontram-se geograficamente adjacentes a lineamentos de pequenos morros de geometria circular, possivelmente reliquiares de estruturas dômicas (Figuras 18 e 19).

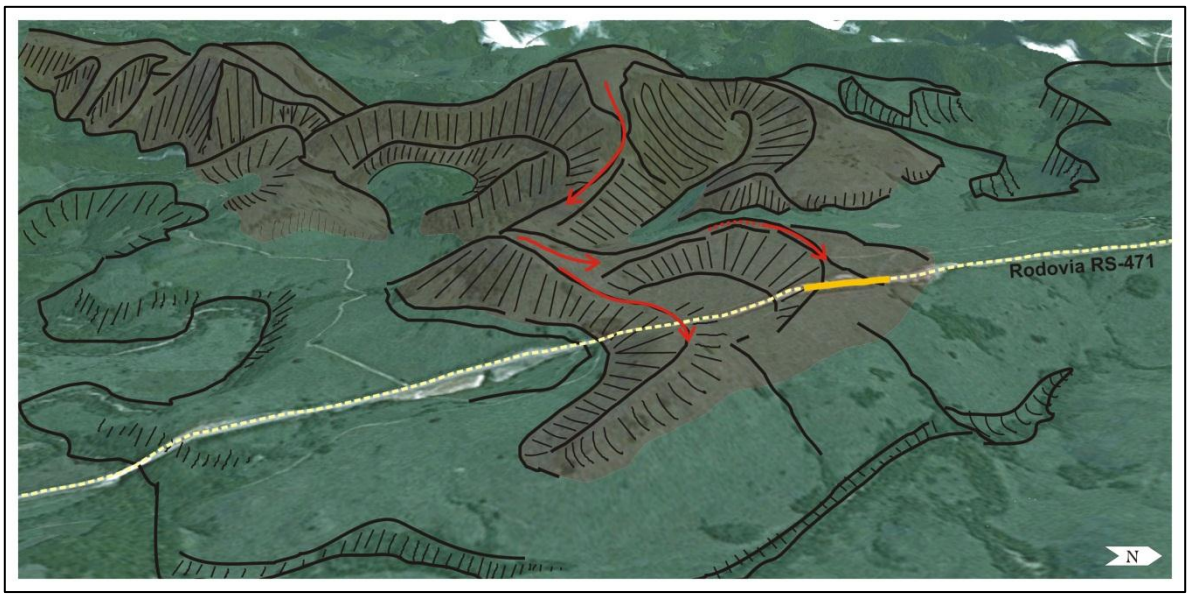


Figura 18: Esquema representativo do relevo do entorno do afloramento GX-140 (cuja localização encontra-se destacada em amarelo), evidenciando alinhamento de morros sugestivos de estruturas dômicas reliquiares. As setas vermelhas indicam possíveis direções de fluxo magmático. A coloração mais avermelhada indica a unidade riolítica Santa Maria. Imagem: Google Earth. (Polo, 2014).

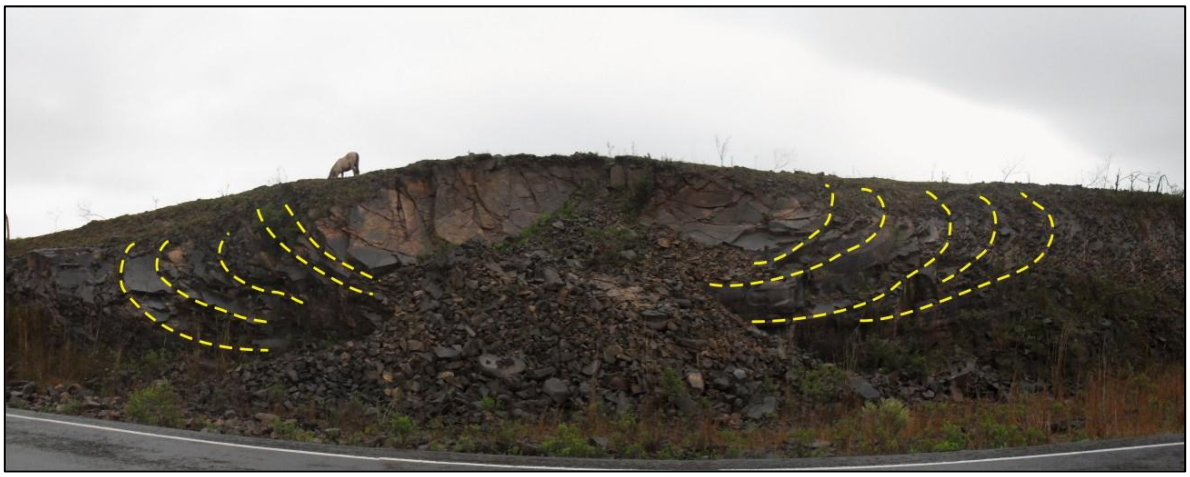


Figura 19: Afloramento RS-80. Estrutura elipsoidal semelhante a um domo - Unidade Santa Maria.

IV.1.4. DISJUNÇÕES

As disjunções correspondem a fraturas de alto ângulo, cuja gênese associa-se à contração do corpo vulcânico devido o resfriamento do magma, e de maneira geral, apresentam-se tabulares, conferindo à rocha um aspecto de desplacamento (Figura 20). Mais raramente, foram observadas disjunções prismáticas (semelhantes às disjunções colunares típicas de basaltos; Figura 21 – detalhe). Assim como o fraturamento associado ao fluxo magmático, as disjunções podem apresentar espaçamento variado. Em alguns casos, as disjunções podem ocorrer em direções distintas e perpendiculares entre si e, quando associadas ao fraturamento de fluxo, geram um aspecto blocado no corpo vulcânico.Em outros casos, as disjunções podem superpor o fraturamento de fluxo, mascarando-o.

Figura 20: Afloramento RS-74. Padrão de disjunção associada a resfriamento (predominante na porção superior do afloramento, onde ocorre rocha vítrea - obsidiana) com espaçamento decimétrico. No detalhe, observa-se disjunção com geometria tabular (linhas amarelas) e disjunção de geometria prismática, similar às disjunções colunares típicas de basaltos (linhas vermelhas).

IV.1.5. VESÍCULAS

As vesículas são estruturas que denunciam a presença de uma fase fluida (gasosa) coexistente com o magma, devido à exsolução de voláteis antes dissolvidos. A exsolução ocorre principalmente como resultado da descompressão associada à ascensão do magma. No caso de magmas menos viscosos que tendem a extrudir efusivamente (através de derrames de lavas), a deformação das vesículas evidencia a movimentação do fluxo.

As vesículas observadas na unidade Santa Maria apresentam grande variação na sua forma de ocorrência e abundância, podendo apresentar-se em escalas variáveis, desde submilimétricas (observadas em microscópio petrográfico) a centimétricas, com formatos arredondados ou estirados, podendo ocorrer em forma de gota (Figuras 21 e 22).

Figura 21: Amostra GX-124. Rocha avermelhada, caracterizada por matriz intensamente desvitrificada, com vesículas milimétricas com geometria arredondada a ovalada. As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo.

Figura 22: Rocha apresentando matriz parcialmente desvitrificada, com vesículas milimétricas estiradas (destacadas em amarelo). As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo.

IV.1.6. ESTRUTURAS DE INTERAÇÃO COM SEDIMENTOS

As estruturas de interação com sedimentos estão associadas à intercalação das sequências vulcânicas com depósitos sedimentares e correspondem a peperitos. Ocorrem na base da unidade vulcânica, onde a fragmentação do corpo vulcânico permite a percolação de arenitos através das fraturas. A ocorrencia de grandes fragmentos de rocha vulcânica imersos em uma matriz de arenito "cozido" e vesiculado permitem inferir que os sedimentos ainda encontravam-se úmidos e inconsolidados (Figura 23).

Figura 23: Brechas peperíticas - porções esbranquiçadas correspondem a fragmentos angulosos de rocha vulcânica; porções avermelhadas correspondem a arenito cozido e vesiculado. Nota-se que os fragmentos de rocha vulcânica não sofreram retrabalhamento, sendo possível notar "encaixe" entre os fragmentos adjacentes. A presença de arenitos cozidos e vesiculados preenchendo as fraturas indicam que o sedimento ainda encontrava-se inconsolidado e úmido quando foi recoberto pela lava.

IV.1.7. AUTO-BRECHAS

Polo (2014) e Polo & Janasi (2014) descrevem a ocorrência de auto-brechas na base, bordas e porção frontal dos fluxos de lava lobados (Figura 24). Estas estruturas ocorrem como carapaças externas irregulares, com espessuras de até 50 cm, localmente clasto-sustentadas. Apresentam elevada proporção de fragmentos de rocha vulcânica angulosa, com até 50 cm e texturas variáveis (bandadas, maciças e/ou vesiculadas).

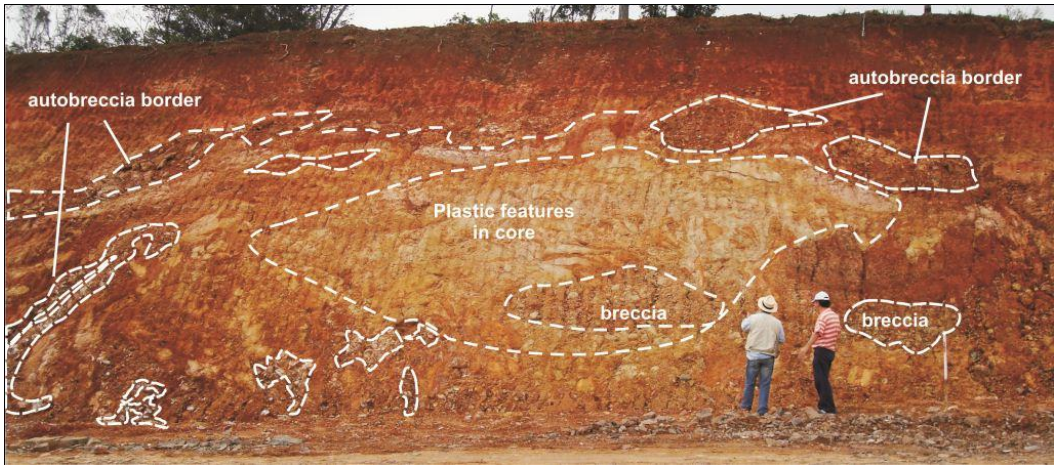


Figura 24: Auto-brecha concêntrica em fluxo lobado composto. Extreaído de Polo & Janasi (2014).

IV.1.7. ENCLAVES

É relativamente comum a ocorrência de enclaves centimétricos a decimétricos, de geometria arredondada a sub-arredondada. Tais enclaves caracterizam-se como afaníticos, com contatos abruptos com a rocha encaixante e uma pequena borda de reação (escala centimétrica – Figura 25). Apresentam na parte interna estruturas de fluxo magmático.

Figura 25: Enclaves centimétricos de geometria arredondada (foto à esqueda) e sub-arredondada (foto à direita). As setas indicam as bordas de reação.

IV.2. Caracterização estrutural a partir da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

IV.2.1. REVISÃO CONCEITUAL

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é reconhecida como uma característica das rochas, passível de mensuração uma vez que surge devido à orientação preferencial dos minerais, correspondendo deste modo a uma eficiente metodologia para a determinação da trama estrutural (petrofábrica) das rochas, em especial daquelas de caráter textural isotrópico em escala macroscópica, como é o caso de muitas ocorrências vulcânicas.

A ASM é um tensor escalar definido pela correlação entre um campo magnético aplicado (H_A) e a consequente magnetização adquirida (M_i) em função deste campo através da equação: $M_i = \kappa_i \times H$, onde κ corresponde à susceptibilidade magnética, sendo, no caso dos materiais anisotrópicos, um tensor de 2º grau cuja representação quadrática corresponde a um elipsoide (Tarling & Hrouda, 1993). O elipsoide de ASM, análogo ao elipsoide da geologia estrutural, é expresso em função dos vetores κ_{max}, κ_{int} e κ_{min} que definem os eixos máximo, intermediário e mínimo deste elipsoide. Dentro desta conceituação, o elipsoide pode ser definido através dos parâmetros de grau de anisotropia (P) e de forma (T), sendo que geometricamente tal elipsoide pode variar desde oblato ($T = +1$; $\kappa_{max} = \kappa_{int} > \kappa_{min}$) a prolato ($T = -1$; $\kappa_{max} > \kappa_{int} = \kappa_{min}$), com um componente intermediário representado pelo elipsoide isotrópico ($T = 0$; $\kappa_{max} = \kappa_{int} = \kappa_{min}$).

IV.2.1.1. ASM mineral (em escala de grão)

Uma vez que todo material, incluindo os minerais, magnetizam-se em resposta à aplicação de um campo magnético (H_A), estes podem então ser

classificados como diamagnéticos, paramagnéticos, ferromagnéticos e antiferromagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993). Os minerais dia- e paramagnéticos apresentam magnetização induzida (M_i) linear, proporcional ao campo aplicado, e reversível (i.e. não há magnetização remanente quando o campo é retirado). Nesta classificação, os minerais diamagnéticos são aqueles de comportamento magnético neutro, que adquirem magnetização paralela, mas com sentido inverso ao campo magnético indutor. A suscetibilidade magnética destes minerais (e.g. quartzo – SiO_2) é negativa e da ordem de 10^{-6} (SI). Já os minerais que apresentam momentos magnéticos inerentes e adquirem magnetização paralela e de mesmo sentido do campo indutor são chamados paramagnéticos. Tais minerais (e.g. ilmenita – $FeTiO_3$) apresentam susceptibilidade positiva, porém fraca (entre 10^{-5} e 10^{-3} (SI)). Fe^{+2}, Fe^{+3} e Mn^{+2} são as principais fontes de paramagnetismo nos minerais.

Alguns minerais apresentam magnetização induzida (M_i) não linear e comumente irreversível em função do campo aplicado. Tal magnetização pode atingir a saturação quando resultante de campos suficientemente fortes, de modo que, após a retirada deste campo, os materiais continuam a apresentar uma magnetização remanente (M_r). Os minerais que apresentam uma magnetização espontânea mesmo na ausência de um campo são chamados ferromagnéticos (e.g. magnetita – Fe_3O_4), sendo três elementos químicos responsáveis por esta característica: Fe, Co e Ni.

A magnetização espontânea é fortemente dependente do campo magnético aplicado, assim como da temperatura. Deste modo, define-se como *temperatura de Curie* a temperatura acima da qual as forças de troca param de atuar e o ordenamento magnético dos minerais ferromagnéticos desaparece.

Finalmente, a anisotropia corresponde a uma tendência direcional de uma determinada propriedade física (susceptibilidade magnética) de um material, no caso, de um mineral. A anisotropia das partículas minerais é fortemente

dependente do tamanho e da forma dos grãos magnéticos, podendo ser, de maneira resumida, dividida em anisotropia magnetocristalina e anisotropia de forma. Para os minerais de baixa susceptibilidade intrínseca (κ_i), a ASM é controlada inteiramente pela cristalografia, ou seja, há predomínio da anisotropia magnetocristalina. Já para os minerais de elevada susceptibilidade intrínseca (κ_i), como a magnetita e a titanomagnetita, a ASM é controlada pela forma do grão, estando, nestes casos, o eixo $\kappa_{máx}$ do elipsoide paralelo ao eixo maior do cristal (multi-domain – MD). Deste modo, quando se considera a anisotropia magnética em escala de grão, é importante levar em conta a possível ocorrência do chamado "single domain (SD) effect", que corresponde a um padrão de "ASM inversa", onde o eixo κ_{min} do elipsoide de anisotropia é paralelo ao eixo maior do grão.

IV.2.1.2. <u>ASM de rocha</u>

Uma vez que rochas são compostas por misturas, em diferentes proporções, de minerais diversos, e que cada uma dessas fases minerais é responsável por alguma contribuição na susceptibilidade total da rocha, pode-se considerar que:

$$\mathcal{K}_{Rocha} = \sum \mathcal{K}_i f_i, \text{ sendo que } \sum f_i = 1,$$

onde f_i é a fração volumétrica na amostra de rocha da fase mineral *i* e $\mathcal{K}_i$ corresponde à susceptibilidade volumétrica da fase mineral pura. Fica claro então que a susceptibilidade magnética de uma rocha, e consequentemente a anisotropia a ela associada, dependerá das fases minerais presentes, suas abundâncias relativas, suas susceptibilidades específicas, anisotropias em escala de grão, orientação e distribuição espacial (Borradaile & Jackson, 2010).

Com relação ao elipsoide de anisotropia de susceptibilidade magnética, considerando os eixos κ_{max}, κ_{int} e κ_{min} em uma população "multidomínio" (MD), ou seja, em um padrão normal de ASM, o eixo κ_{max} corresponderá à lineação, o plano formado pelos eixos κ_{max} e κ_{int} corresponderá ao plano de foliação e o eixo κ_{min} será equivalente ao polo do plano de foliação.

IV.2.1.2.1. ASM em rochas ígneas – suas fontes e estruturas relacionadas a fluxos de lava, lava-domos, condutos e diques

Apesar do consenso de que a ASM de qualquer rocha é resultado da combinação em diferentes proporções das anisotropias dos minerais que as compõem, alguns autores (e.g. Borradaile, 1988 e Hrouda & Kahan, 1991) destacam que os minerais ferromagnéticos, mesmo quando presentes em pequenas proporções volumétricas (<1%) podem ser capazes de dominar as propriedades magnéticas e controlar as propriedades (κ e ASM) resultantes. No caso de rochas com susceptibilidades altas (κ > 5x10-3 SI), a contribuição das fases minerais para- e diamagnéticas podem ser negligenciadas, sendo a ASM resultante, nestes casos, controlada pelos minerais ferromagnéticos, como a magnetita e a titonomagnetita em muitas rochas ígneas. Por outro lado, no caso de rochas com susceptibilidades baixas ($\kappa < 10^{-4}$ SI), a anisotropia pode ser associada à ocorrência das fases minerais paramagnéticas, com alguma contribuição ocasional de fases minerais diamagnéticas. Para os casos intermediários, ressalta-se a importância da definição mais detalhada das fases minerais presentes e suas respectivas contribuições para as propriedades magnéticas finais.

A trama magnética das rochas ígneas é comumente controlada por minerais ferromagnéticos como magnetita, titanomagnetita e hematita, além de alguns minerais paramagnéticos como piroxênios, olivinas, feldspatos. Uma vez que estes minerais apresentam elevado ponto de fusão e são, de maneira

geral, fases precoces durante a cristalização, pode-se considerar que comportam-se como sólidos carregados pelo fluxo do magma em resfriamento durante sua ascensão e colocação.

A viscosidade elevada dos magmas e as elevadas temperaturas em que cessa o fluxo magmático (muito superiores à temperatura de Curie das fases minerais paramagnéticas) permitem concluir que o campo gravitacional e o campo geomagnético não exercem influência significativa sobre o alinhamento dos cristais, sendo estes orientados apenas por influência do fluxo magmático. Esta importante consideração justifica a aplicação das técnicas de obtenção de dados de ASM para as rochas ígneas, em especial as rochas vulcânicas, que preservam devido ao rápido resfriamento as feições estruturais associadas aos processos de ascensão, colocação e extrusão dos magmas.

Cañón-Tapia (2004) destaca alguns conceitos importantes considerando-se os estudos de ASM para as rochas ígneas. Considerando basicamente três grupos de ocorrência – corpos plutônicos de grande dimensão, corpos vulcanoclásticos e corpos vulcânicos e sub-vulcânicos (derrames de lava, lava-domos, diques e sills), o autor destaca importantes diferenças entre eles que irão influenciar a fábrica magnética do produto: a) a dimensão dos corpos, onde o primeiro grupo apresenta-se grande nas 3 dimensões e os demais apresentam-se pequenos em pelo menos uma das dimensões, o que geraria os chamados efeitos de borda; b) as taxas de resfriamento, sendo maiores nos dois últimos grupos, o que facilitaria a obtenção da fábrica magnética primária (aquela adquirida no momento de formação da rocha); c) o tipo de fluxo envolvido, sendo este não laminar e dominado por células de convecção no primeiro grupo e laminar para os demais grupos, o que garante uma direção de fluxo melhor definida para estes casos. Deste modo, o autor destaca a importância dos estudos de ASM para lava-domos, diques e derrames de lava, os quais podem apresentar indicadores estruturais relativamente precisos.

No que diz respeito à estrutura dos **lava-domos**, merece destaque o trabalho de Závada *et al.* (2009) que, de maneira empírica e através da aplicação da metodologia de análise das anisotropias magnéticas, demonstra o grande valor da técnica para a compreensão dos processos envolvidos na colocação destes tipos de estruturas. A partir dos resultados apresentados é interessante destacar o padrão apresentado pelos parâmetros como foliação e lineação magnética, que se mostram variáveis em função da posição dentro do fluxo: considerando-se uma seção vertical na estrutura dômica (Figuras 26 A e B), observa-se que o conduto caracteriza-se por uma foliação francamente vertical, que tende a se horizontalizar nas porções mais superiores do corpo, principalmente na sua base, entretanto ainda mostrando algumas variações; enquanto que, considerando-se uma seção horizontal na estrutura dômica (Figuras 27 A e B), observa-se que a foliação e a lineação apresentam-se variando paralelamente às bordas do fluxo, ou seja, o mergulho da foliação apresenta-se radial.

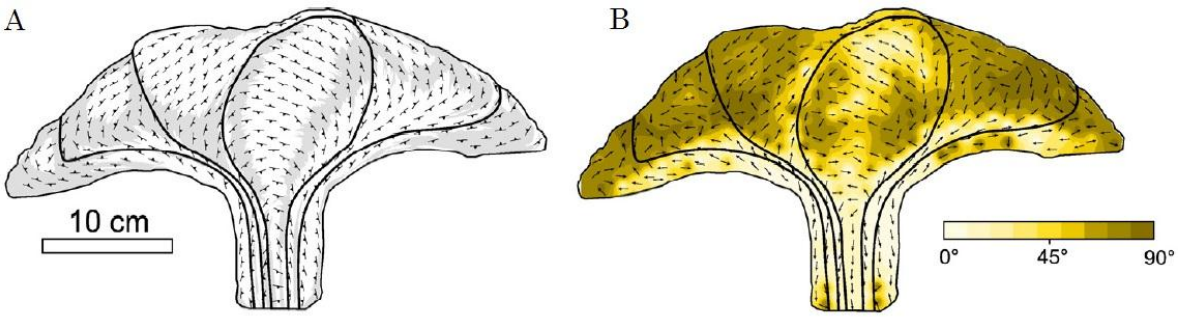


Figura 26: Exemplo de padrão de ASM em estruturas dômicas – obtido para o modelo H4 (de Závada *et al.*, 2009). Este modelo corresponde ao material com maior razão massa/água (2,6), maior fração volumétrica de partículas (48%) e maiores viscosidades – para maiores detalhes, ver referência. Os limites dos lobos exógenos individuais são demarcados pelas linhas pretas contínuas. A) Representações dos planos de foliação magmáticao; B) Representações das direções e mergulho das lineações magnéticas em seção vertical. As variações dos ângulos de mergulho são representadas de acordo com o padrão de coloração apresentado ao lado. Extraído de Závada *et al.*, 2009.

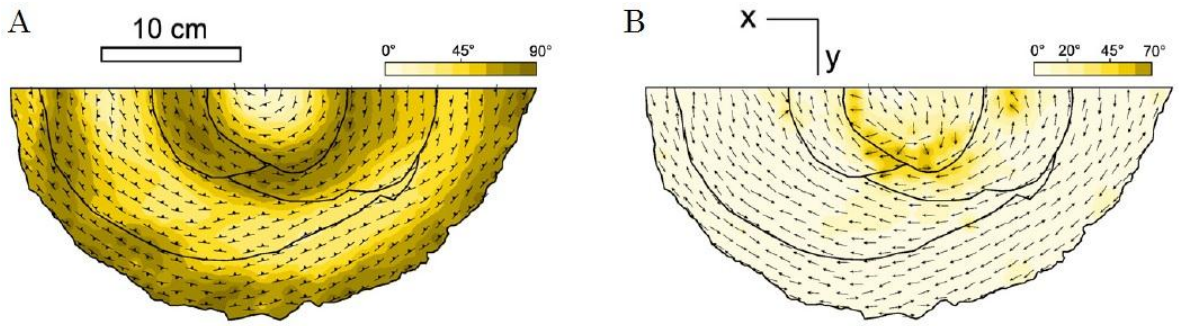


Figura 27: Exemplo de padrão de ASM em estruturas dômicas obtido para o modelo H4 (de Závada *et al.*, 2009). Este modelo corresponde ao material com maior razão massa/água (2,6), maior fração volumétrica de partículas (48%) e maiores viscosidades – para maiores detalhes, ver referência. Os limites dos lobos exógenos individuais são demarcados pelas linhas pretas contínuas. A) Representações dos planos de foliação magnética sobrepostos em plano horizontal. As variações dos mergulhos são representadas pelas variações de coloração (padrão representado junto à figura); B) Representações das direções e mergulho das lineações magnéticas em seção horizontal. As variações dos ângulos de mergulho são representadas de acordo com o padrão de coloração apresentado acima da figura. Extraído de Závada *et al.*, 2009.

Os autores destacam ainda a variação do parâmetro de forma (T) do elipsoide de ASM e do grau de anisotropia (P) em função da sua posição no corpo (Figuras 28 A e B): maior grau de anisotropia e predominância de elipsoides oblatos na porção central do domo e nas bordas do conduto e menor grau de anisotropia e predomínio de elipsoides prolatos nas bordas da estrutura dômica e no centro do conduto.

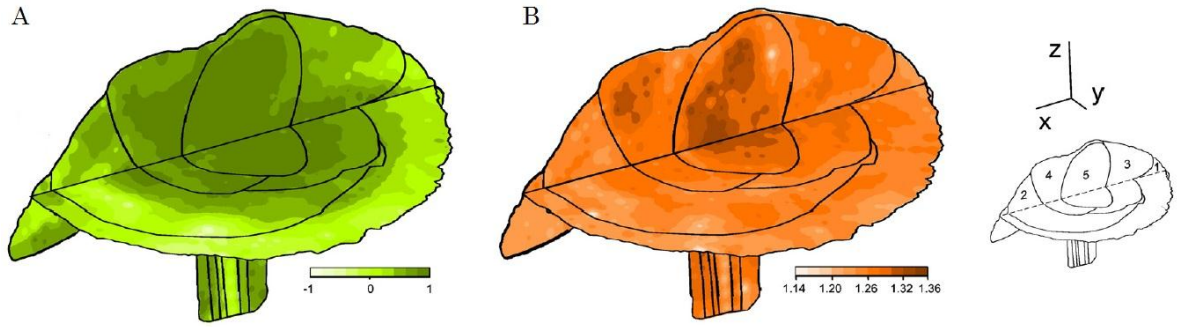


Figura 28: Representação em 3D (junção dos padrões obtidos para corte vertical e horizontal) do diagrama de contorno dos domos exógenos formando estrutura dômica combinado com o parâmetro de forma (T - figura A) e grau de anisotropia (P – figura B). As variações destes parâmetros são representadas pelas variações de cor, que estão definidas ao lado das figuras. Extraído de Závada *et al.*, 2009.

Em relação aos estudos de ASM em **diques**, Knight & Walker (1988) foram os primeiros a realizar estudos que defiram o eixo κ_{max} paralelo à direção do fluxo magmático. Estes e outros autores (como por exemplo Park *et al.*, 1988) consideram o efeito SD (domínio invertido do elipsoide) ou a ocorrência de deformações posteriores como possíveis explicações para as ocasionais ocorrências de variações nos eixos κ_{max} e $\kappa_{mín}$. Entretanto, parece lógico considerar a ocorrência de imbricação do elipsoide definido nas bordas dos diques: sabe-se a partir dos estudos de geologia estrutural que o plano de fluxo real é aquele de referência ao transporte do magma, enquanto que o plano de fluxo aparente é aquele registrado pelos minerais. Devido à variação da velocidade ao longo de um dique (maior velocidade na porção central e menor velocidade nas bordas do dique) e devido à ocorrência de cisalhamento simples no contato entre o dique e a encaixante, os cristais, sólidos carregados pelo magma, sofrerão rotação e definirão o chamado efeito "efeito de pinçagem" nas bordas dos diques (Knight & Walker (1988); Figura 29). Uma vez que, considerando-se cristais de geometria alongada e elevada κ, a ASM será definida pela forma e orientação do grão, o elipsoide definido apresentar-se-á também imbricado em relação às bordas do dique (Figura 29).

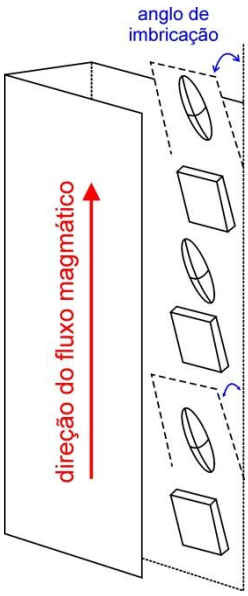


Figura 29: Representação do efeito de "pinçagem" dos cristais nas paredes de um dique, como proposto por Knight & Walker (1988). A seta vermelha indica a direção do fluxo e a azul, o ângulo de imbricação. Extraído de Cañón-Taipa (2004).

Os primeiros estudos de anisotropia de susceptibilidade magnética em derrames de lava enfrentaram grandes dificuldades frente à variação da orientação dos eixos κ. O trabalho de Knight & Walker (1988) influenciou outros autores como Perroud *et al.* (1991), MacDolnald *et al.* (1992) e Cañón-

Taipa *et al.* (1994, 1995), os quais consideram o eixo κ_{max} paralelo ao fluxo porém colocam que as variações observadas para a orientação deste eixo podem estar associadas à variações nos tamanhos dos grãos (Perroud *et al.,* 1991) ou a variações no regime de fluxo (Cañón-Taipa *et al.*, 1994, 1995). Cañón-Taipa *et al.* (1996, 1997) destacam que a ASM definida para um fluxo magmático sofre influência da deformação associada ao fluxo em suas três dimensões e que as diferenças observadas para o grau de anisotropia podem estar associadas a diferentes regimes de fluxo e variações na intensidade do cisalhamento a ele associado, mesmo dentro de uma mesma unidade. Os autores consideram ainda que algumas variações na orientação dos eixos podem estar associadas à ocorrência de aglomerados de cristais, que passam a definir um novo elipsoide.

Posteriormente, Cañón-Taipa & Coe (2002) e Cañón-Taipa (2004) destacaram a importância do reconhecimento da posição dentro do corpo para a definição da ASM e do sentido de escoamento, ressaltando que a movimentação e orientação das partículas são influenciadas pela geometria do fluxo. Mais recentemente, o trabalho de Loock *et al.* (2008) em um derrame de lava bem exposto na França, utiliza os resultados das análises de ASM – com destaque para o mergulho do eixo κ_{max} e o grau de anisotropia e suas variações – em conjunto com evidências de campo para demonstrar possíveis variações no regime reológico e no sentido de fluxo, definindo assim, distintas unidades dentro de um derrame. Os autores, a partir desta integração de dados, demonstram ainda ser possível obter de forma qualitativa um perfil de velocidade para o fluxo de lava.

Outro modelo importante, porém pouco aceito, é o de Jeffery (1922) que considera a movimentação cíclica (rotação) dos cristais, resultante da ação do fluxo sobre estes. Esta movimentação, que está também associada à forma do cristal e à posição dentro do fluxo magmático, seria responsável pelas variações na orientação dos elipsoides de ASM definidos.

McPhie *et al.* (2008) dão um passo importante na interpretação de depósitos lávicos de composição félsica, afirmando, a partir da consideração de que reversões nos mergulhos da foliação e lineação magnética se formam em resposta ao cisalhamento de fluxo, e assim reconhecendo uma extensa e espessa unidade de fluxo para os riolitos Eucarro (Austrália), que a extrusão de lavas félsicas em LIPs de composição bimodal podem ser tão grandiosas quanto a extrusão de lavas basálticas associadas. Os autores destacam ainda que os padrões de reversão e a existência de mergulhos variáveis e íngremes não ocorrem em depósitos ignimbríticos, os quais tendem a desenvolver foliações e lineações horizontais ou com mergulhos muito baixos, com o eixo κ_{max} paralelo ao fluxo de escoamento, de modo a resultar em padrões estratigraficamente bem distintos daqueles formados pelas lavas.

IV.2.2. ANISOTROPIAS MAGNÉTICAS DOS RIOLITOS TIPO SANTA MARIA

Os estudos das anisotropias magnéticas foram executados visando uma melhor compreensão da estruturação e da forma de ocorrência dos riolitos da unidade Santa Maria a partir da obtenção da foliação e lineação magnéticas associadas à foliação e lineação magmáticas – de mais difícil reconhecimento em campo. Dos 28 sítios amostrados em um trabalho de campo inicial, 14 são referentes à unidade Santa Maria, e são aqui apresentados.

Como já descrito no item precedente, fazem-se necessários estudos completos para o entendimento do conjunto de dados, a começar pela mineralogia magnética atuante e suas características. Tal determinação foi realizada através dos estudos de magnetismo de rocha, o qual incluiu a obtenção de curvas de indução e desmagnetização por AF (*alternating field*), curvas de histerese e curvas termomagnéticas. Estes estudos foram realizados em amostras representativas de cada afloramento estudado, ou seja, em casos

de afloramentos com mais de um sítio de amostragem, escolheu-se um amostra representativa.

As histereses obtidas (Figura 30) mostram-se bastante simétricas e estreitas, indicando a presença de apenas uma fase mineral ferromagnética de baixa coercividade controlando a susceptibilidade magnética da rocha, com contribuição paramagnética desprezível (K_{pa} variando de 0,25 a 1,29%). Os parâmetros de histerese mostram que a fase mineral em questão apresenta valores de coercividade (Hc) entre 6,97 e 18,31 mT e uma força coerciva remanente (Hcr) variando de 19,38 a 43,89 mT. Estes parâmetros são apresentados na tabela 01 e permitiram a plotagem em gráfico proposto por Day *et al.* (1977), Figura 31, onde nota-se que para todas as amostras o mineral ferromagnético caracteriza-se como PSD (*pseudo-single domain*).

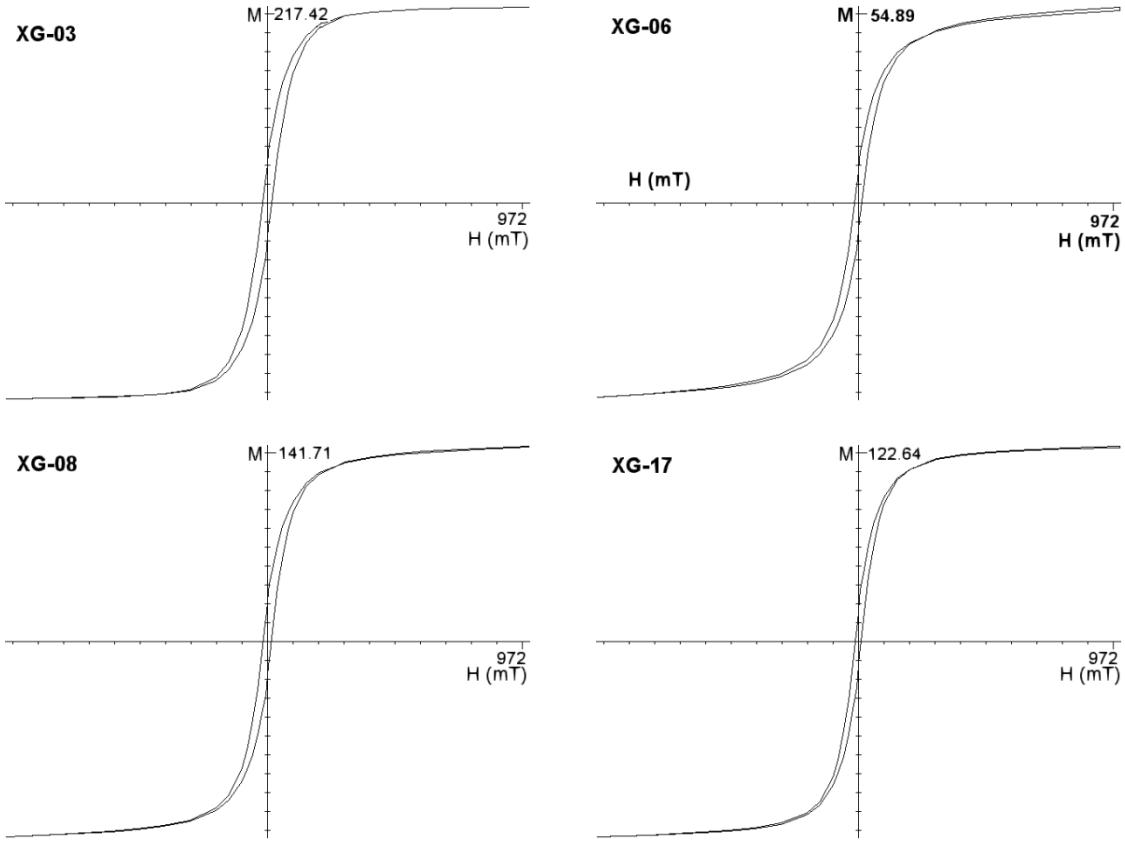


Figura 30: Curvas de histereses obtidas para algumas amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. **M** corresponde à magnetização (unidade: µA.m²) e **H** corresponde ao campo magnético aplicado.

Tabela 01: Parâmetros de histerese das amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. $\mathbf{H_{cr}}$ corresponde à força coerciva de remanência; $\mathbf{H_c}$ corresponde à força coerciva; $\mathbf{M_{rs}}$ corresponde à magnetização de saturação remanente; $\mathbf{M_s}$ corresponde à magnetização de saturação.

Amostra/sítio	H_{cr}	H_c	$\mathbf{H_{cr}/H_c}$	M_{rs}	M_s	$\mathbf{M_{rs}/M_s}$
XG-01	19.38	6.97	**2.780**	23.19	173.17	**0.134**
XG-03	43.89	18.31	**2.397**	44.45	219.7	**0.202**
XG-04	39.09	13.67	**2.860**	32.83	210.02	**0.156**
XG-06	35.89	14.87	**2.414**	9.11	49.07	**0.186**
XG-07	39.41	14.5	**2.718**	42.8	221.41	**0.193**
XG-08	35.29	16.82	**2.098**	28.62	135.84	**0.211**
XG-09	42.66	10.53	**4.051**	31.59	210.4	**0.150**
XG-10	41.11	16.79	**2.448**	15.15	90.09	**0.168**
XG-17	31.1	11.93	**2.607**	18.81	119.22	**0.158**

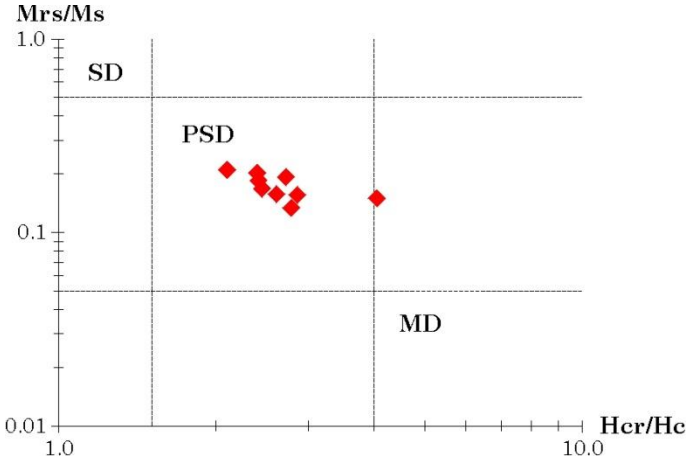


Figura 31: Gráfico Mrs/Ms vs Hcr/Hc – as linhas tracejadas correspondem aos limites propostos por Day *et al.* (1977). $\mathbf{H_{cr}}$ corresponde à força coersiva de remanência; $\mathbf{H_c}$ corresponde à força coersiva; $\mathbf{M_{rs}}$ corresponde à magnetização de saturação remanente; $\mathbf{M_s}$ corresponde à magnetização de saturação.

As curvas termomagnéticas (Figura 32) mostram que, naquelas de baixa temperatura, algumas amostras apresentam um pico de susceptibilidade em aproximadamente -150°C, conhecido como transição de Verwey. Já nas curvas de alta temperatura, as amostras apresentam uma queda brusca de susceptibilidade em torno de 580°C, caracterizando a temperatura de Curie da fase mineral. Estas características permitem identificar a magnetita, empobrecida em Ti (Ti-magnetita), como fase mineral responsável pela susceptibilidade magnética dos riolitos Santa Maria. Vale ressaltar que apenas uma amostra (XG-10) apresentou uma curva termomagnética aproximadamente reversível, com as demais indicando consumo de fase mineral após o aquecimento (oxidação do mineral opaco).

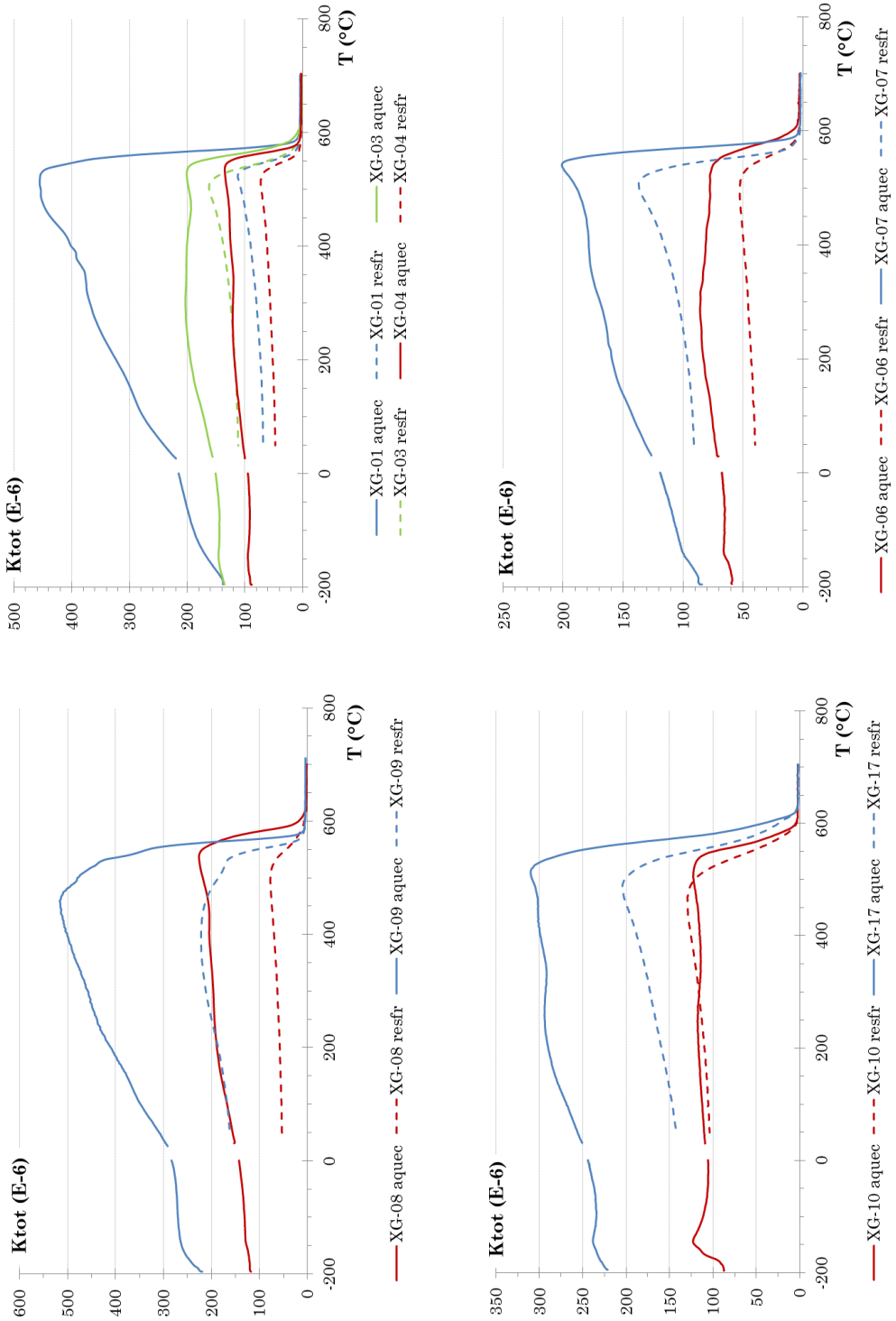


Figura 32: Curvas termomagnéticas dos riolitos Santa Maria, mostrando as variações da susceptibilidade magnética (K) em função da temperatura (T). As linhas cheias representam curvas de aumento de temperatura (-150°C a 0°C e 50°C a 700°C), enquanto que as curvas tracejadas representam o experimento de redução da temperatura (700°C a 50°C).

A desmagnetização por AF da MRN forneceu curvas (Figura 33) onde observa-se que as amostras dos sítios XG-03 e XG-07 perdem sua magnetização quase totalmente com campos de até 30 mT, indicando uma baixa coercividade dos minerais destas amostras, enquanto que as amostras dos sítios XG-01 e XG-08 desmagnetizam-se de modo menos abrupto, perdendo a magnetização em campo de até 100 mT, o que estaria relacionado a cristais com maior coercividade. Já as amostras dos sítios XG-04 e XG-06 apresentam um comportamento anômalo, adquirindo uma magnetização inicial para posteriormente se desmagnetizarem.

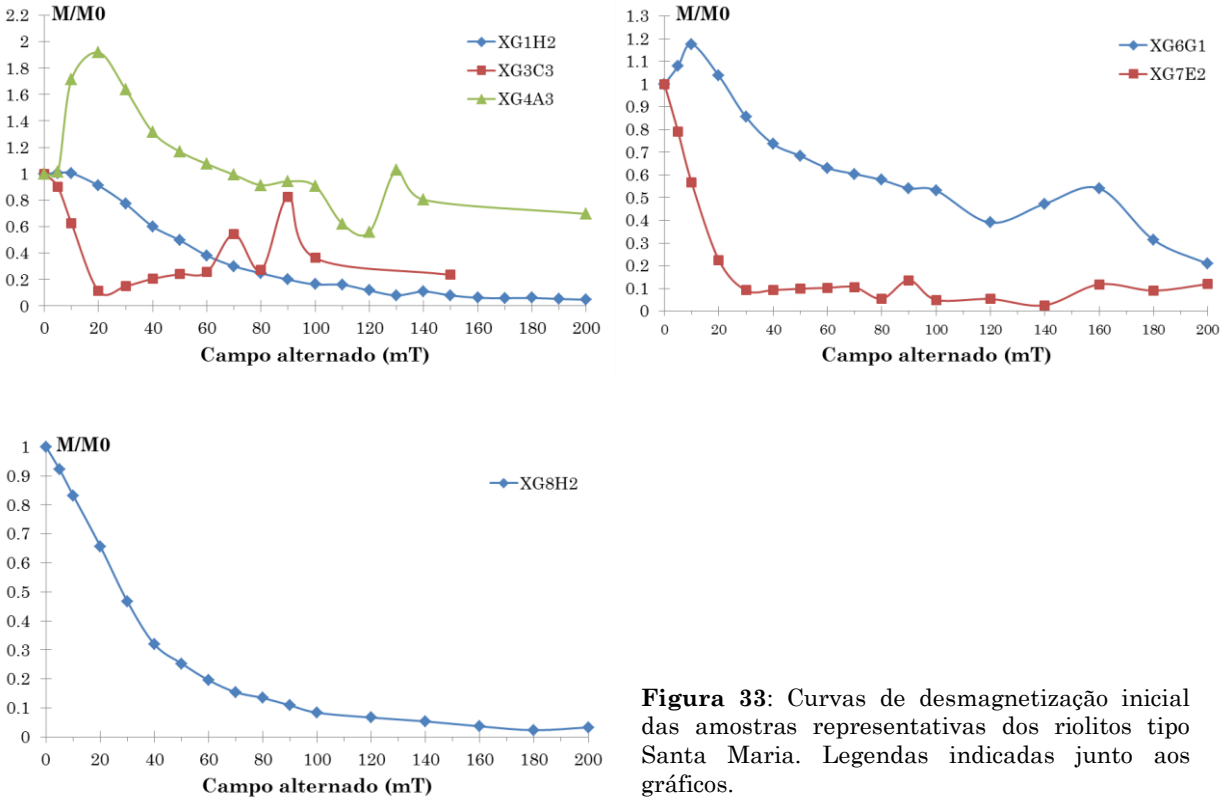


Figura 33: Curvas de desmagnetização inicial das amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos.

Para um melhor estudo da coercividade do mineral magnético as amostras foram também submetidas à magnetização remanente anisterética parcial (pARM). Jackson *et al.* (1988) propõem a correlação entre as curvas obtidas pela pARM e a coercividade dos minerais magnéticos, a qual está intimamente relacionada ao tamanho dos cristais – picos de AFs elevados correspondem a cristais menores. A análise das curvas obtidas para os riolitos tipo Santa Maria (Figura 34) mostram que as titanomagnetitas apresentam coercividades baixas, em intervalos de 0 a 10 mT, sugerindo cristais de até 25 µm. Apenas duas amostras (XG-03 e XG-06) apresentaram curvas com pico em intervalo de 20 a 30 mT, indicando cristais com uma coercividade um pouco mais elevada, ou seja, mais finos (2-5 µm).

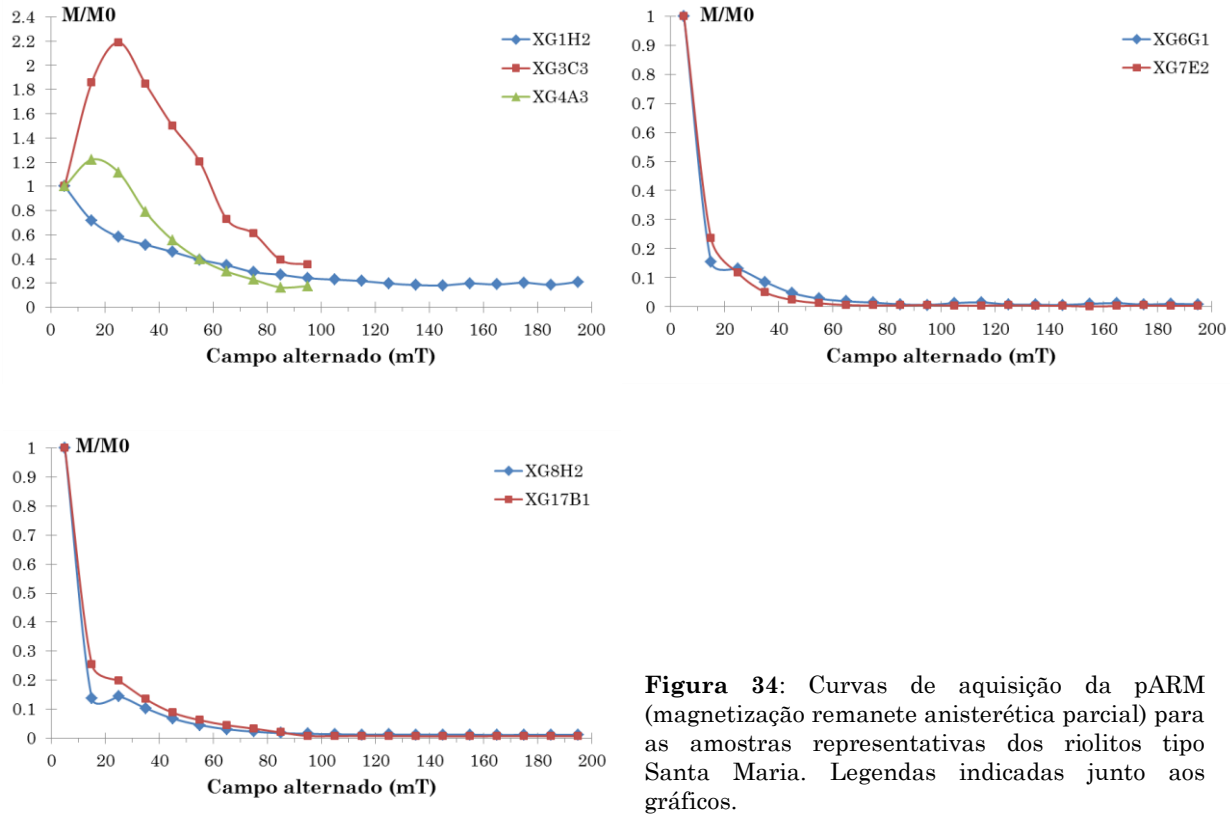


Figura 34: Curvas de aquisição da pARM (magnetização remanete anisterética parcial) para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos.

Adicionalmente, com estudo da saturação da magnetização do mineral magnético obtiveram-se curvas (Figura 35) onde as amostras atingem uma saturação inicial em torno de 100 mT, mantendo-se estáveis até cerca de 200 mT, quando sofrem um pequeno aumento em sua magnetização, atingindo finalmente sua saturação – resultados que confirmam a titanomagnetita como fase mineral responsável pela magnetização e susceptibilidade das amostras. Após esta etapa efetuou-se novamente a desmagnetização por AF das amostras, as quais perdem totalmente sua magnetização em campos próximos a 100 mT (Figura 36).

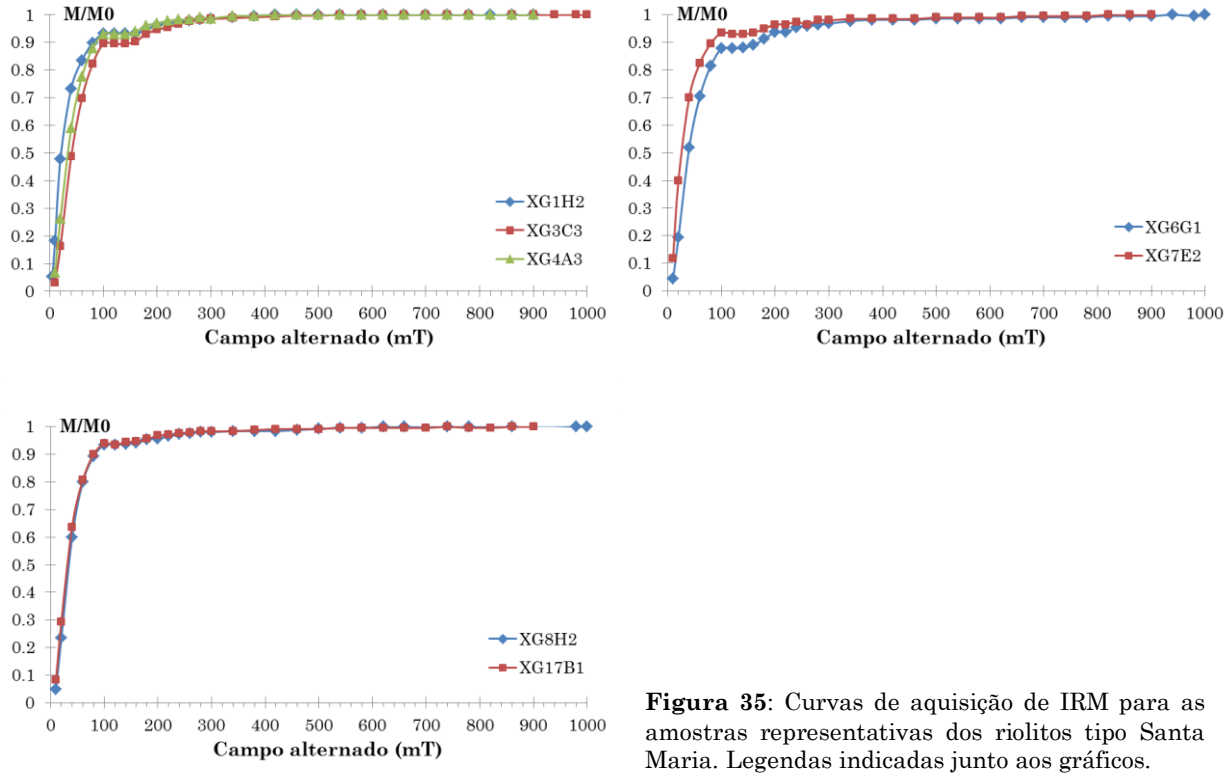


Figura 35: Curvas de aquisição de IRM para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos.

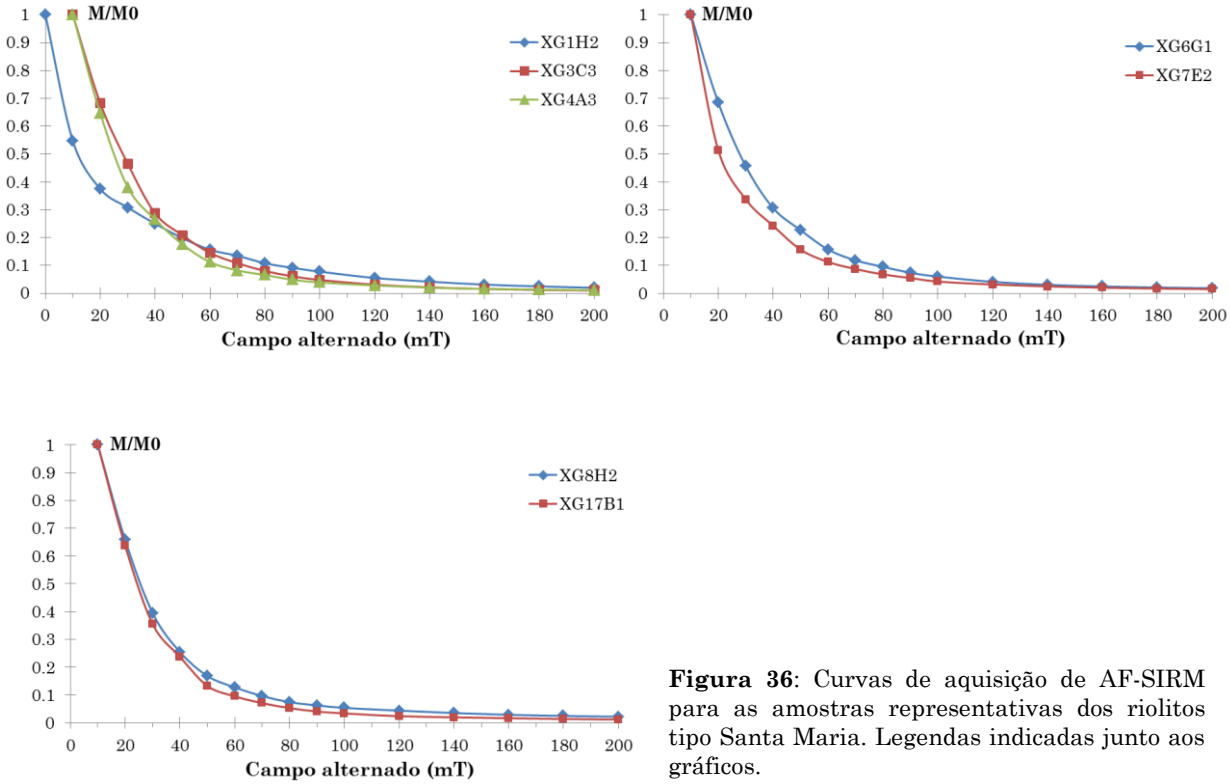


Figura 36: Curvas de aquisição de AF-SIRM para as amostras representativas dos riolitos tipo Santa Maria. Legendas indicadas junto aos gráficos.

Os resultados obtidos para os estudos de ASM são apresentados na tabela 02. Os eixos $\kappa_{max} \geq \kappa_{int} \geq \kappa_{min}$ apresentam-se de maneira geral com pequena dispersão e a susceptibilidade magnética total (expressa por: $\kappa_t = [\kappa_{max} + \kappa_{int} + \kappa_{min}]/3$) é genericamente da ordem de 10^{-2} SI, com valor médio de 1,187 x 10^{-2} SI.

Tabela 2: Dados obtidos através das análises de ASM para cada amostra obtida e suas respectivas coordenadas geográficas.

Sitio	Coordenadas		Parâmetros escalares			Parâmetros direcionais		
	Latitude	Longitude	K_t 10^{-2}[SI]	P	T	K_{max}	K_{int}	K_{min}
XG-01	29º16´23.3´´	52º38´57.5´´	1.716	1.012	0.195	198/8	288/3	38/81
XG-02	29º16´25.2´´	52º39´00.9´´	1.801	1.038	-0.492	65/0	155/21	334/69
XG-03	29º16´22.9´´	52º38´57.5´´	1.073	1.011	0.329	265/5	355/1	102/85
XG-04	29º16´19.6´´	52º38´53.3´´	1.183	1.017	-0.512	129/2	219/6	24/84
XG-05	29º16´16.4´´	52º38´49.0´´	0.984	1.014	-0.428	253/19	151/32	8/52
XG-06	29º16´38.6´´	52º39´08,1´´	0.865	1.008	-0.020	170/2	79/28	263/62
XG-07	29º16´31.6´´	52º39´05.1´´	1.362	1.011	0.216	164/40	35/36	281/29
XG-08	29º16´53.8´´	52º38´27.7´´	1.211	1.012	-0.059	65/5	333/13	174/76
XG-09	29º16´44.1´´	52º38´31.8´´	1.676	1.013	0.620	234/43	341/17	86/42
XG-10	29º17´25.5´´	52º38´39.1´´	0.715	1.009	0.172	271/24	11/20	137/58
XG-15	29º14´46.7´´	52º39´34.4´´	0.869	1.022	0.394	276/7	182/25	21/64
XG-16	29º14´46.4´´	52º39´35.1´´	0.897	1.018	-0.450	305/19	51/39	195/45
XG-17	29º14´45.7´´	52º39´36.1´´	1.143	1.031	-0.350	245/4	335/0	67/86
XG-18	29º14´44.8´´	52º39´35.6´´	1.130	1.027	0.497	249/12	341/9	107/75

O grau de anisotropia das amostras ($P = \kappa_{max}/ \kappa_{min}$) varia de 1.008 a 1.038, sendo possível notar uma pequena correlação onde o grau de anisotropia aumenta com a susceptibilidade total da amostra (Figura 37). A relação entre a forma dos cristais (T) e o grau de anisotropia (P) é apresentada na Figura 38, onde nota-se que as amostras dos riolitos tipo Santa Maria apresentam cristais tanto oblatos quanto prolatos.

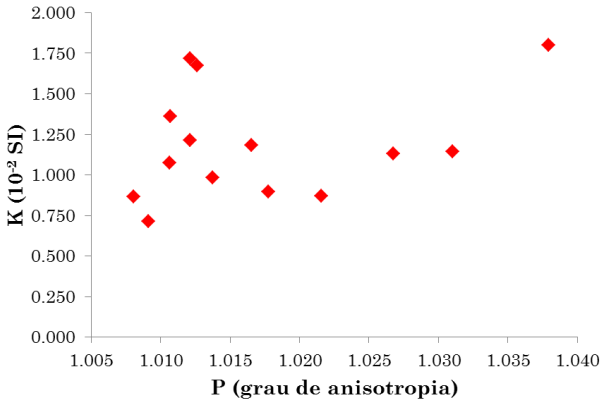


Figura 37: Diagrama de correlação entre a susceptibilidade total da amostra (K) e o grau de anisotropia (P).

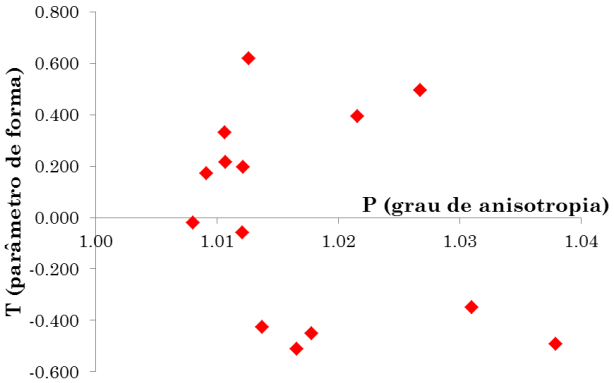


Figura 38: Diagrama de correlação entre os parâmetros de forma (T) e grau de anisotropia (P) para os riolitos Santa Maria.

IV.2.2.1. Resultados da ASM para os riolitos tipo Santa Maria

As anisotropias de susceptibilidade magnética dos riolitos tipo Santa Maria permitiram a obtenção de dados estruturais como foliação e lineação magnéticas, estreitamente relacionadas às estruturas magmáticas equivalentes, de difícil determinação em sistemas vulcânicos. No caso de tramas normais, o eixo κ_{max} do elipsoide de anisotropia coincide com o eixo maior do cristal, o qual se alinha de acordo com o fluxo magmático. Deste modo, a lineação é definida pelo eixo κ_{max} e o plano de foliação é definido pelos eixos κ_{max} e κ_{int}, sendo o eixo κ_{min} o polo desta foliação (como já descrito no item IV.2.1.2). Os resultados obtidos são apresentados na tabela 03, a seguir, e o anexo 01 traz os mapas geológicos e os croquis dos afloramentos com os dados estruturais (tanto de atitudes das disjunções – feições-guia utilizadas em campo, quanto das foliações magnéticas).

Tabela 3: Coordenadas UTM dos sítios de amostragem, dados estruturais obtidos em campo ([1]correspondentes à fraturas e disjunções associadas à resfriamento) e dados estruturais magnéticos (foliação e lineação).

Sitio	Coordenadas (UTM - zona 22S)		Dados estruturais (campo)[1]	Dados estruturais magnéticos (ASM)		
				Foliação	Lineação	
	Latitude	Longitude			Rumo	Mergulho
XG-01	339763	6760578	–	N52W / 09SW	198	8
XG-02	339672	6760518	N65E/44SE	N64E / 21SE	65	0
XG-03	339763	6760590	N68W/15SW ; N10E/25NW ; N22E/17NW ; N-S/20W ; N25W/15SW	N12E / 05NW	265	5
XG-04	339875	6760693	–	N66W / 06SW	129	2
XG-05	339990	6760793	N70E/74NW ; N74E/74NW ; N70E/70NW	N82W / 38SW	253	19
XG-06	339484	6760103	N22E/32SE ; N32E/15SE ; N25E/17SE	N07W / 28NE	170	2
XG-07	339562	6760319	N16E/28SE ; N-S/24SE ; N15E/25SE	N11E / 61SE	164	40
XG-08	340581	6759650	–	N84E / 14NW	65	5
XG-09	340466	6759947	N06E/65SE ; N04E/61SE ; N25E/64SE	N04W / 48SW	234	43
XG-10	340287	6758670	N34E/18SE ; N20E/20SE ; N40E/vert ; N45E/vert ; N50E/vert	N47E / 32NW	271	24
XG-15	338725	6763537	N84E/71NW ; N71E/79NW	N69W / 26SW	276	7
XG-16	338706	6763546	N75E/62NW ; N86E/50NW ; N83E/62NW	N75W / 45NE	305	19
XG-17	338679	6763567	N67E/25NW ; N45E/35NW ; N74E/36NW ; N64E/50NW ; N72E/60NW ; N64E/74NW ; N66E/80NW ; N80E/50SE ; N46E/46SE ; N25W/75SW ; N24W/80SW	N28W / 04SW	245	4
XG-18	338692	6763595	N44W/47SW ; N53W/50SW ; N45W/54SW ; N60W/50NE ; N56W/56NE	N17E / 15NW	249	12

As foliações e lineações magnéticas apresentam-se dispersas, e a análise dos eixos principais de máxima (K_{max}), intermediária (K_{int}) e mínima (K_{min}) suscetibilidade magnética permitiu identificar quatro grupos distintos de trama magnética. Em todos os tipos o elipsóide de suscetibilidade magnética é triaxial, ou seja, os três eixos principais são independentes e bem agrupados,

com exceção dos três sítios onde ocorre uma guirlanda entre K_{max} e K_{int} (XG-03, XG-10 e XG-18).

O primeiro tipo de trama magnética é predominante e caracteriza-se pelo pólo da foliação magnética (K_{min}) vertical a sub-vertical, perpendicular à foliação magnética (plano formado pelos eixos K_{max}-K_{int}). Nestes casos, a lineação magnética (eixo K_{max}) é horizontal (mergulhos de até 12º) e as foliações apresentam mergulhos de até ~20°, com direções bastante dispersas (Figura 39).

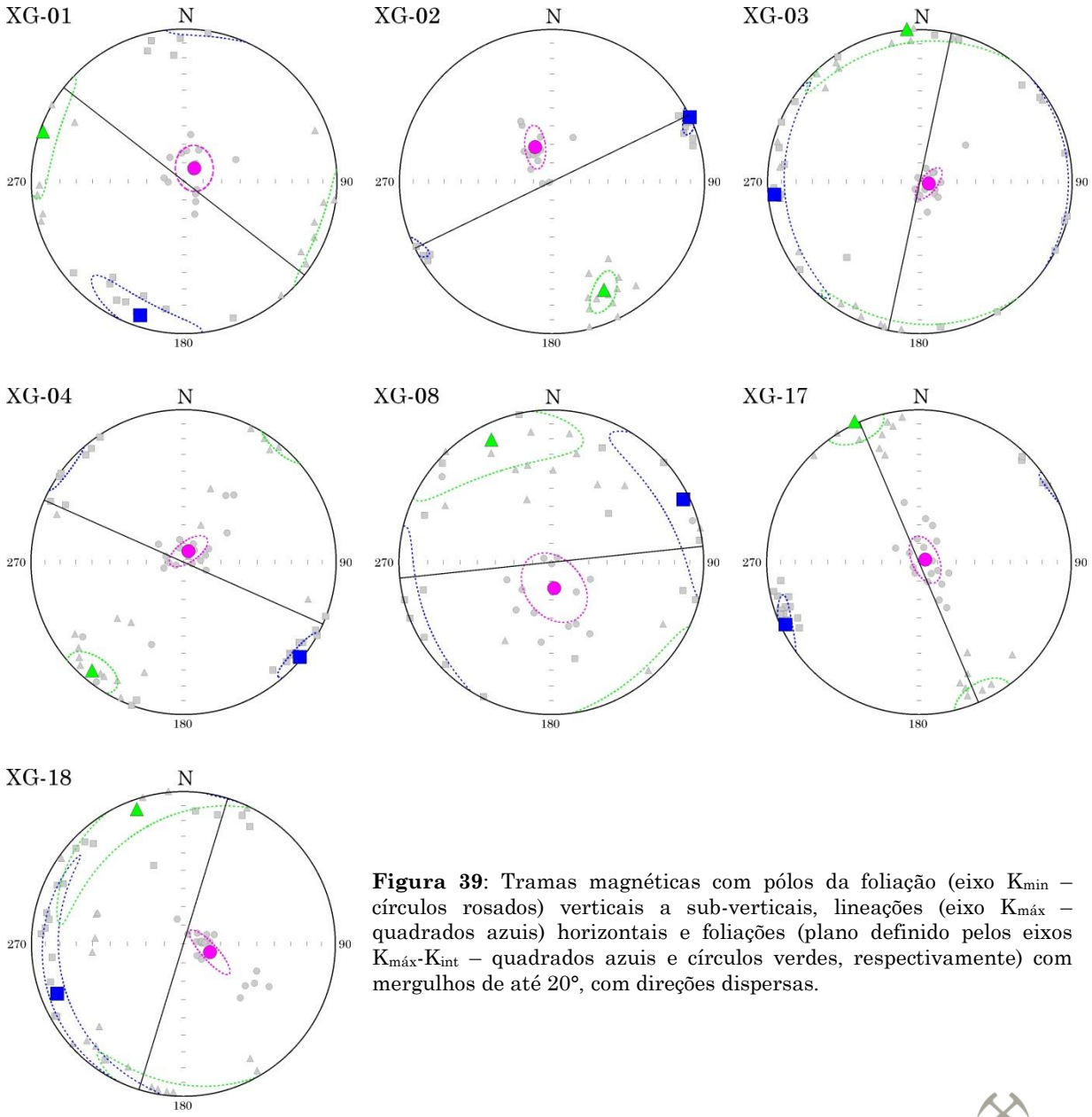


Figura 39: Tramas magnéticas com pólos da foliação (eixo K_{min} – círculos rosados) verticais a sub-verticais, lineações (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) horizontais e foliações (plano definido pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos de até 20°, com direções dispersas.

No segundo tipo de trama magnética, o pólo da foliação é mais inclinado (K_{min} = 62°-64°), com foliações magnéticas com mergulhos entre 25° e 30° e lineações horizontais, com mergulhos inferiores a 10° e orientações aproximadamente N-S e E-W (Figura 40).

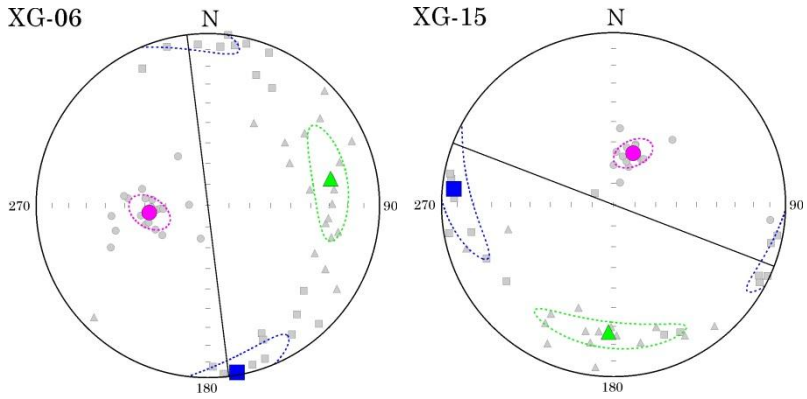


Figura 40: Tramas magnéticas com pólos de foliação (eixo Kmin – círculos rosados) com caimentos em torno de 60°, foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos entre 25° e 30° e lineações (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) horizontais.

O terceiro tipo de trama magnética caracteriza-se por pólos de inclinações entre 50° e 60º, com lineações apresentando direção aproximadamente E-W com maiores caimentos em relação dois primeiros grupos (19° e 24°) e foliações magnéticas apresentando mergulhos de entre 30° e 40° (Figura 41).

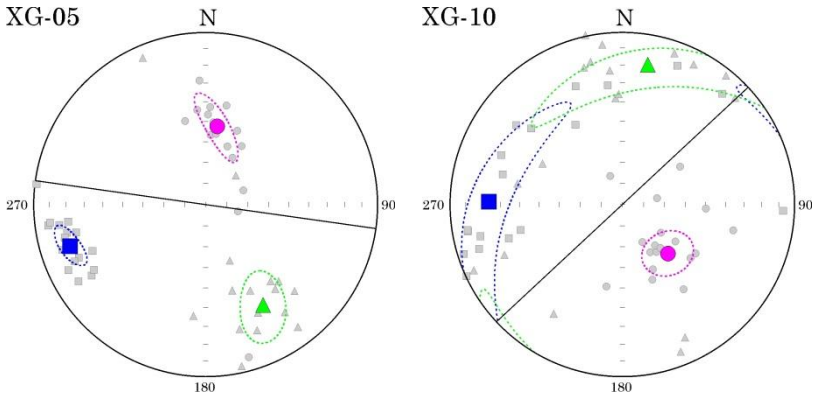


Figura 41: Tramas magnéticas com pólo da foliação (eixo Kmin – círculos rosados) com caimentos de 50-60°, lineações aproximadamente E-W com caimentos de 19°-24° (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) e foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com mergulhos entre 30° e 40°.

O último grupo apresenta trama magnética com o polo da foliação menos inclinado, variando entre 29º e 45º, com lineações NW-SE e NE-SW com mergulhos intermediários, de 19° a 43° e foliações com maiores mergulhos, de 45° a 61° (Figura 42).

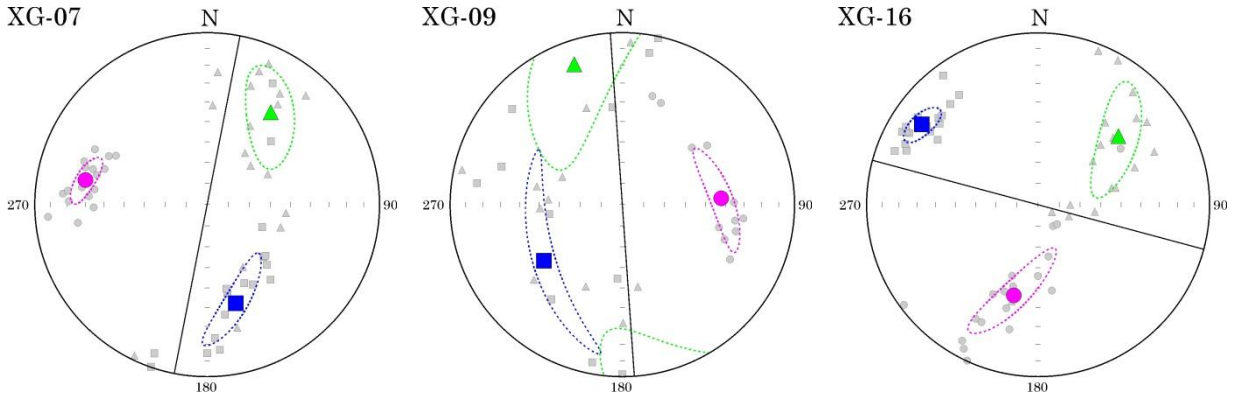


Figura 42: Tramas magnéticas com pólo da foliação (eixo K_{min} – círculos rosados) com caimentos de 29-45°, lineações aproximadamente NW-SE e NE-SW com caimentos de 19°-43° (eixo $K_{máx}$ – quadrados azuis) e foliações (planos definidos pelos eixos $K_{máx}$-K_{int} – quadrados azuis e círculos verdes, respectivamente) com maiores mergulhos, entre 45° e 61°.

Apesar da dispersão dos dados de foliação e lineação, é possível reconhecer mergulhos preferenciais para SW e NW no caso da foliação, e para SW no caso da lineação (Figura 43 – diagrama em roseta para a distribuição das atitudes das lineações magnéticas).

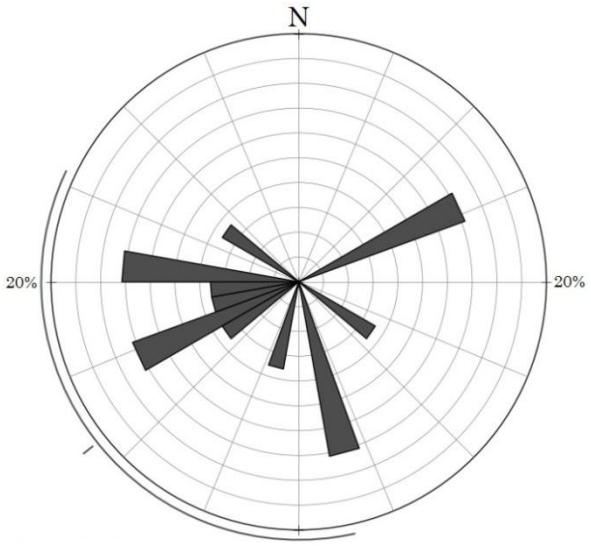


Figura 43: Diagrama em roseta mostrando a frequência para as diferentes direções das lineações magnéticas dos riolitos Santa Maria (direção média = 231.4°).

As direções das foliações magnéticas, quando comparadas aos dados estruturais obtidos em campo (referentes às disjunções de resfriamento e a fraturas associadas ao cisalhamento resultante do fluxo de lava), mostram-se coincidentes em alguns sítios de amostragem, como é o caso dos pontos XG-01, XG-02, XG-03 e XG-07. A distribuição espacial das direções magnéticas evidencia estruturas de geometria circular com caimento centrípeto, as quais, quando tomadas em conjunto com medidas estruturais obtidas em campo, e com sua associação com morros de morfologia dômica, configuram evidência importante da existência de estruturas do tipo lava-domos.

Quanto às lineações, os dados mostram padrões de inversão (e.g. SW para NE), quando considerada a estratigrafia dos sítios de amostragem, que podem estar associados a diferentes porções do corpo magmático extrudido e/ou mesmo à sucessão de pulsos magmáticos durante a formação do corpo vulcânico. Estes padrões de reversão em seções verticais são considerados por McPhie *et al.* (2008) como resultantes de variações no cisalhamento associado ao fluxo da lava e são utilizados por Loock *et al.* (2008) para a definição de diferentes unidades e sistemas reológicos dentro de um mesmo corpo.

Os valores de mergulho, tanto das foliações quando das lineações, apresentam-se bastante variáveis, o que pode estar associado à localização dentro da própria estrutura vulcânica em formação ou mesmo à presença de paleo-relevos originados pelas ocorrências vulcânicas precedentes (possivelmente viabilizada pela ocorrência local de corpos dômicos, como descrito por Polo & Janasi, 2014 – diferentemente do que ocorreria caso o sistema vulcânico correspondesse a fluxos reoignimbríticos, como sugerido na literatura: tais fluxos tenderiam a aplainar o terreno e a exibir foliação e lineação horizontalizadas).

CAPITULO V – PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

A Sequência Vulcânica Santa Maria é constituída por rocha hipohialina afanítica, caracterizada, de maneira geral, por matriz vítrea, com grau de desvitrificação variável, onde ocorrem dispersos microfenocristais de plagioclásio, pigeonita e Ti-magnetita.

O processo de desvitrificação é responsável pelas texturas microgranofírica (Figura 44) e esferulítica, i.e. intercrescimento de cristais fibrosos de quartzo e feldspato potássico com um padrão esférico (Figura 45).

É comum a ocorrência de vesículas e amígdalas, geralmente preenchidas por calcedônia, com geometria arredondada apresentando diâmetros de até 2 mm (Figura 45) ou estirada, em formato de "gota", com diâmetro de até 4 milímetros (Figura 46).

Feições de fluxo magmático são evidentes não apenas pelo estiramento das vesículas e amígdalas, mas também pela orientação dos micro-cristais e microfenocristais (Figuras 44 e 47).

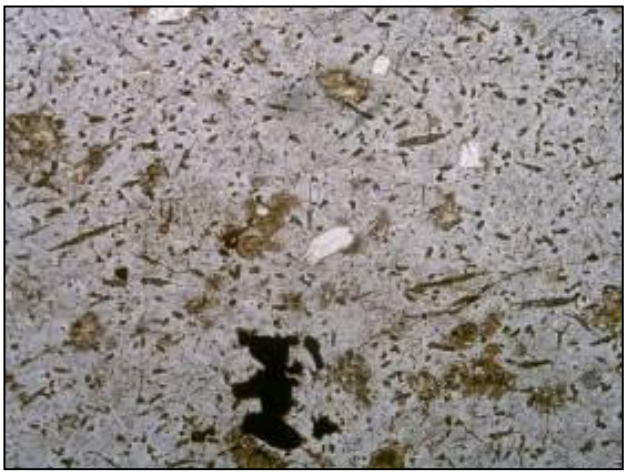


Figura 44: Fotomicrografia da amostra GX-125. Riolito com matriz vítrea, e pequenas porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar orientação dos cristais de piroxênio e plagioclásio devido fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 5,20 mm.

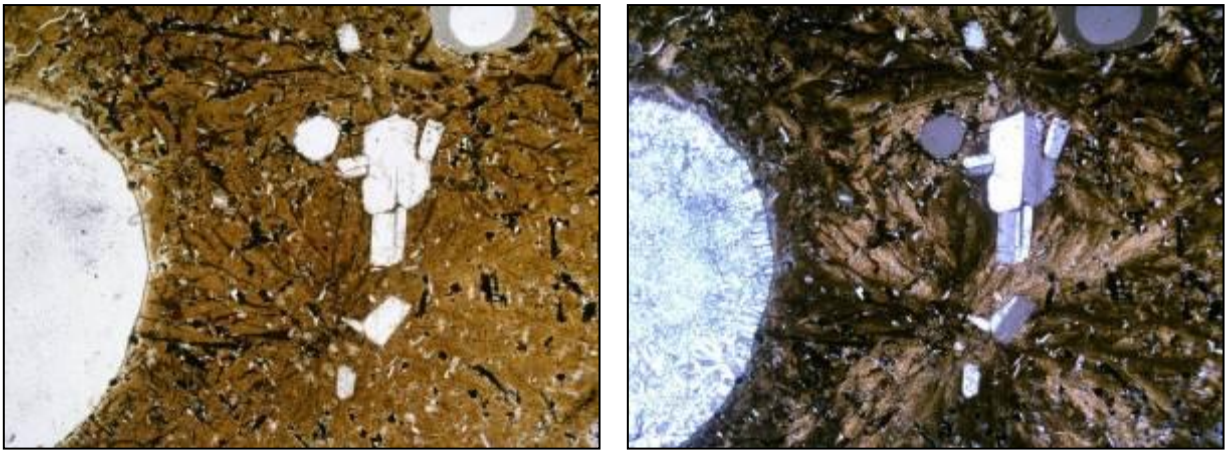


Figura 45: Fotomicrografia da amostra GX-124 – Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. Riolito com matriz intensamente desvitrificada, onde é possível notar o padrão radial de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico (esferulitos). Observa-se aglomerado de microfenocristais de plagioclásio e vesícula arredondada preenchida por calcedônia. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm.

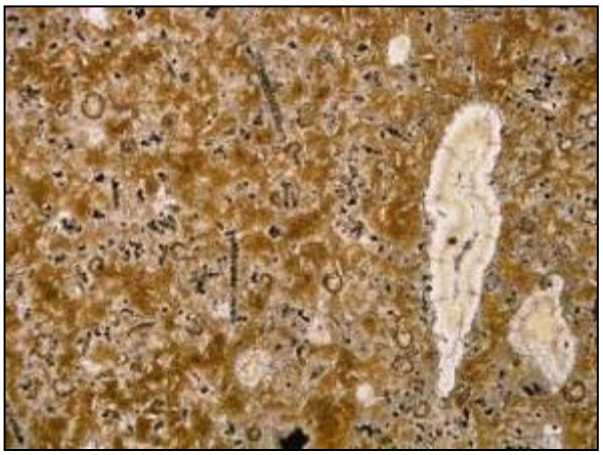


Figura 46: Fotomicrografia da amostra GX-127. Riolito com matriz vítrea, com porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e preenchidas por calcedônia e cristais de piroxênio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm.

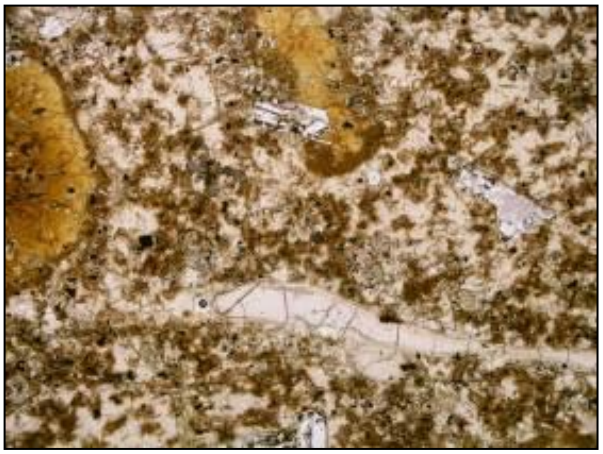


Figura 47: Fotomicrografia da amostra GX-140. Riolito com matriz vítrea, com pequenas porções desvitrificadas (esferulitos de coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e cristais de piroxênio e plagioclásio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm.

V.1. VIDRO

O vidro é o principal constituinte da matriz da rocha. Apresenta-se incolor quando não alterado; entretanto, em muitos casos, foi afetado por processos de desvitrificação, passando a apresentar coloração acastanhada, na qual pode ocorrer textura microgranofírica. Os produtos de desvitrificação podem se formar nos contatos com os cristais ou ainda apresentar-se fibro-radiados, gerando esferulitos.

Do ponto de vista químico, o vidro foi analisado por microssonda eletrônica com o objetivo de conhecer sua composição e fazer uma comparação entre a fase vítrea e a fase desvitrificada (cristalina), ambas caracterizadas com composições riolíticas, como é possível observar na Figura 48, onde é apresentado o diagrama classificatório para rochas vulcânicas de Le Bas *et. al.* (1986).

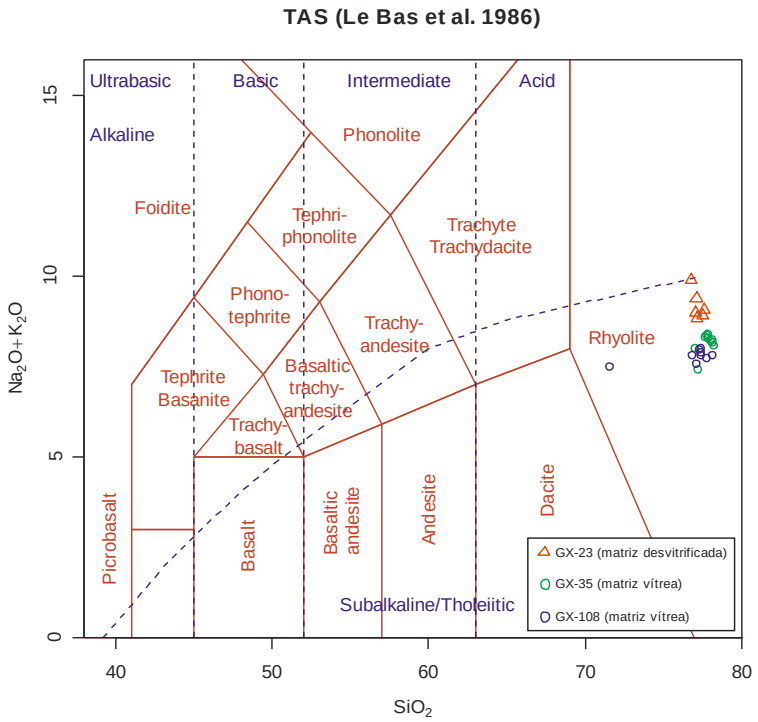


Figura 48: Diagrama classificatório para as análises de vidro obtidas por microssonda (Le Bas et. al., 1986).

A comparação dos teores dos elementos maiores (Figura 49) permite observar que a amostra desvitrificada apresenta teores menores de TiO_2 e FeO_t e maiores de K_2O e MgO em relação às amostras vítreas. Além disto, as amostras vítreas apresentam o fechamento das análises inferior ao das amostras desvitrificadas, refletindo maior proporção de voláteis.

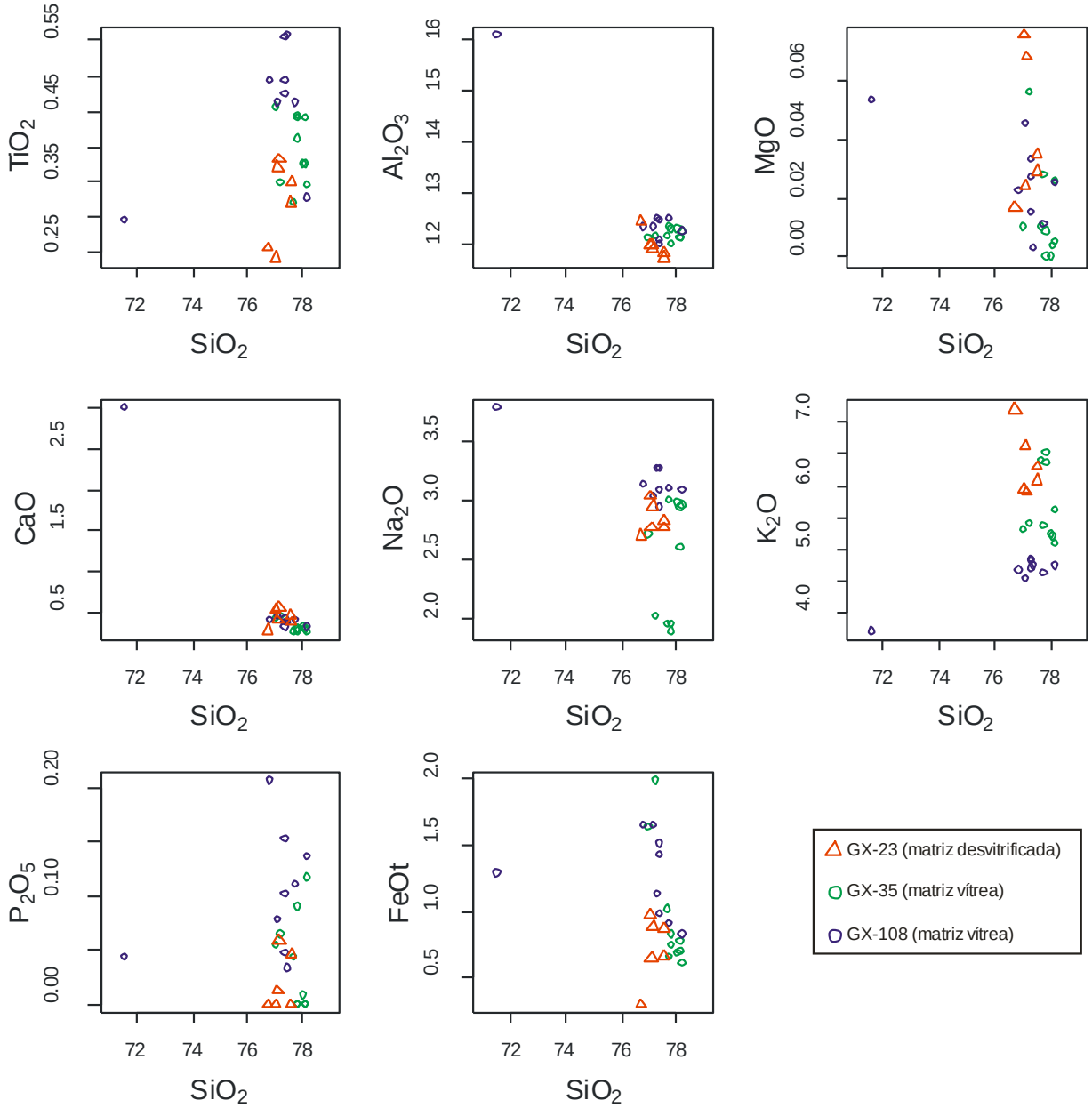


Figura 49: Diagramas tipo Harker (elementos maiores vs SiO2 para as análises de vidro (matriz). A simbologia utilizada é indicada junto aos diagramas.

V.2. PLAGIOCLÁSIO

O plagioclásio pode ocorrer em proporções de até 8% do volume da rocha, sob a forma de micrólitos (cristais esqueléticos), microcristais euédricos de até 0,2 mm, podendo apresentar feições de resfriamento rápido (terminação tipo "rabo de andorinha"), e microfenocristais de até 1,5 mm dispersos na matriz (Figuras 50 e 51).

Os microfenocristais chegam a perfazer até 4% da rocha e exibem, comumente, geminação polissintética. Podem apresentar-se euédricos (Figura 50), com geometria tabular, ou subédricos a anédricos, com geometria arredondada e superfície lisa, claramente mostrando feições de reabsorção. Estas feições podem afetar apenas as bordas dos cristais ou caracterizar-se como pervasivas, afetando todo o cristal (Figura 52).

Zonamentos composicionais oscilatórios ou tipo núcleo-borda são comuns nos microfenocristais e apresentam-se concêntricos, oscilatórios ou em "degraus" (Streck, 2008) (Figura 50). Esses padrões foram estudados através de microscopia eletrônica de varredura (MEV – imagens e tabelas de resultados apresentadas no anexo 02) a fim de direcionar as análises de química mineral descritas adiante.

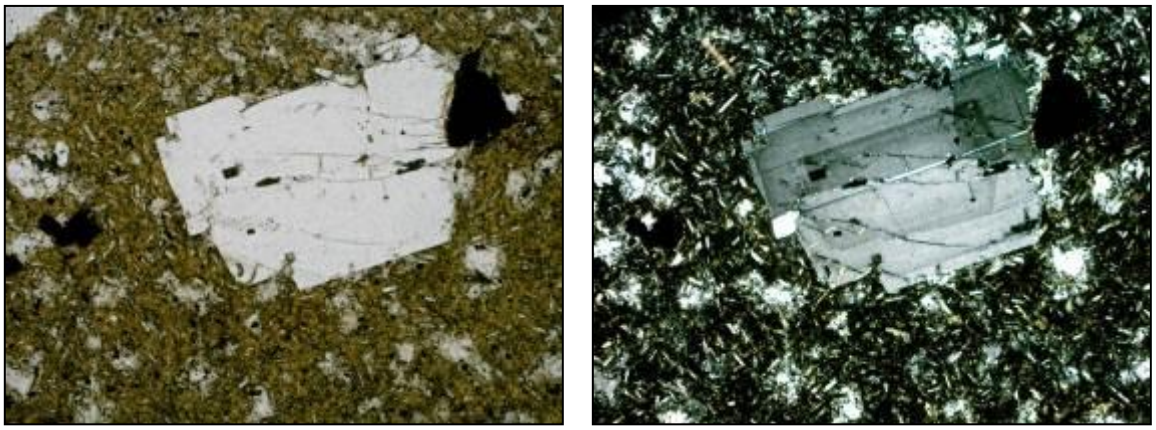


Figura 50: Fotomicrografia da amostra RS-73. Riolito apresentando matriz intensamente desvitrificada (coloração acastanhada) e microfenocristal de plagioclásio euédrico, com zoneamento oscilatório concêntrico. Escala: lado maior da foto 3,25mm.

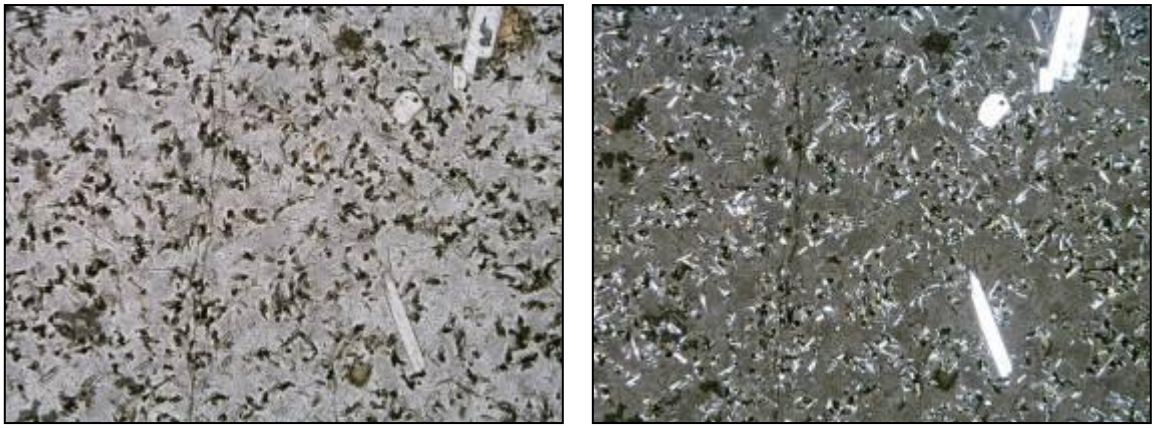


Figura 51: Fotomicrografia da amostra TF-02E (RS-74A). Riolito apresentando matriz vítrea e cristais de plagioclásio euédricos, sob a forma de micrólitos dispersos na matriz e microfenocristais de geometria tabular (canto direito da foto). Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

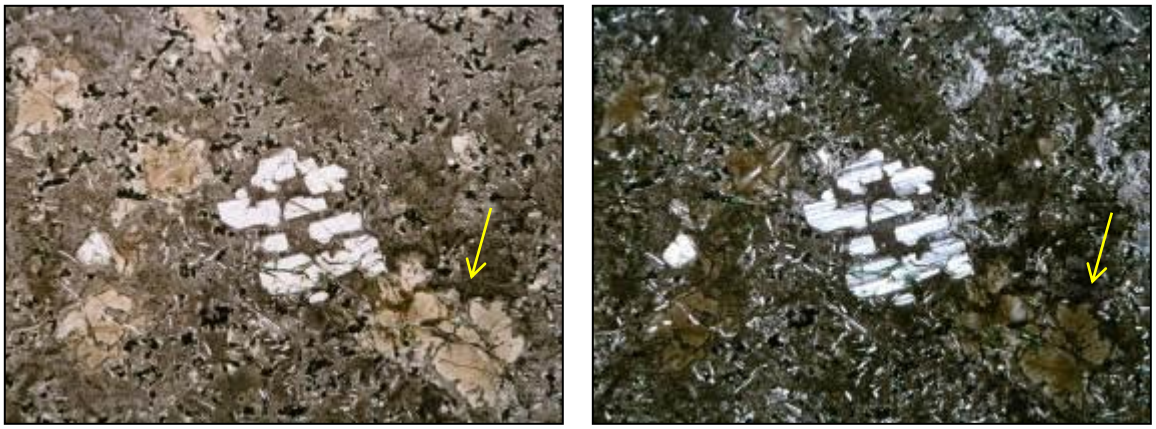


Figura 52: Fotomicrografia da amostra TF-02F (RS-74B). Riolito apresentando matriz desvitrificada, localmente caracterizada por textura granofírica e em padrão radial (esferulitos – seta amarela) e microfenocristal de plagioclásio apresentando lei da albita, anédrico, afetado por reações de reabsorção (gerando feições tipo "esponja"). Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

Do ponto de vista químico, os plagioclásios caracterizam-se por proporções do componente An que variam de 46% a 60%, apresentando composições predominantes no campo da labradorita; os menores conteúdos, correspondendo à composição de andesina, são típicos dos microcristais (Figura 53). De maneira geral, os teores de potássio não mostram variações significativas, apresentando-se entre 0,42 e 0,79%. Os teores de Fe_2O_3 e MgO apresentaram maiores variações, entre 0,69 e 1,31% e 0,03 e 0,15%, respectivamente.

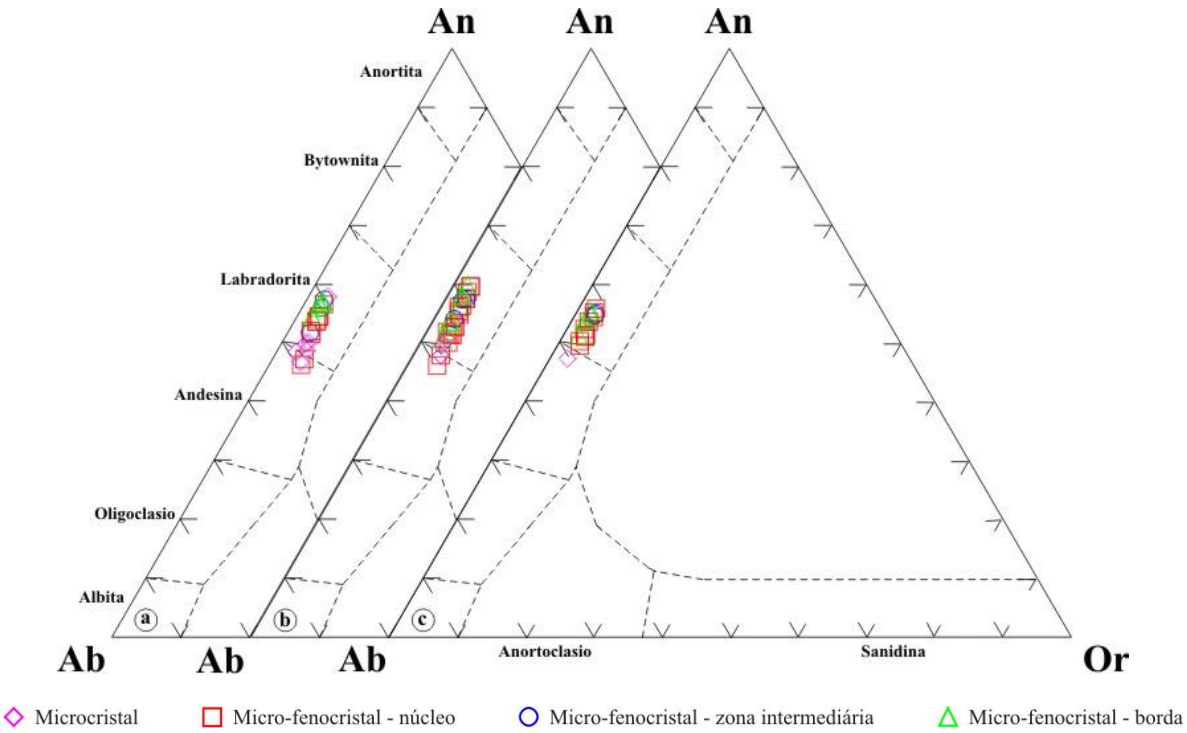


Figura 53: Diagramas ternários An-Ab-Or para classificação dos plagioclásios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A simbologia utilizada é indicada acima.

Com relação à variação dos teores de An, os zonamentos composicionais apresentam caráter tanto normal, quanto inverso, sendo o último francamente predominante. No caso dos zonamentos de padrão normal[1], os teores de An variam de 54,7% a 59,5% nos núcleos dos cristais e de 50,8% a 56,5% nas bordas. Já no caso dos zonamentos de padrão inverso – caso dos microfenocristais, os teores de An variam de 46% a 54,5% nos núcleos e de 52,1% a 60% nas bordas. É possível observar que, no caso dos padrões inversos, o contato entre as zonas apresenta um caráter irregular, evidenciando um sistema em desequilíbrio.

Pode ocorrer também, mais raramente, um zoneamento inicialmente inverso, que finaliza com padrão normal. Este aspecto pode parecer comum nos

[1] Observados em microcristais ou em casos de microfenocristais com zonamento oscilatório onde não foi possível fazer uma análise contínua de todas as zonas. Neste último caso o padrão "normal" não é verdadeiro, uma vez que o zonamento oscilatório não foi caracterizado em detalhe.

cristais quando se observa a presença de uma borda representativa da fase final de cristalização que, devido a sua pequena espessura, impossibilitou a realização pontos de análise química mineral. Tal feição é muito bem observada nos cristais cC,p17 e cC,-18 da amostra GX-35 (ver imagens no anexo 02).

As Figuras 54 a 56 indicam a variação dos teores de anortita *vs* ortoclásio a fim de se observar as variações composicionais do núcleo à borda dos microfenocristais. Os principais microfenocristais das amostras GX-23, GX-35 e GX-108 – utilizados para caracterização via LA-ICPMS – apresentam padrão de zonamento inverso e a partir deles é possível caracterizar uma sequência de cristalização contínua, correlacionando as zonas de equivalência entre os cristais de acordo com os teores de anortita (definidos de acordo com as condições do sistema) – tabela 04.

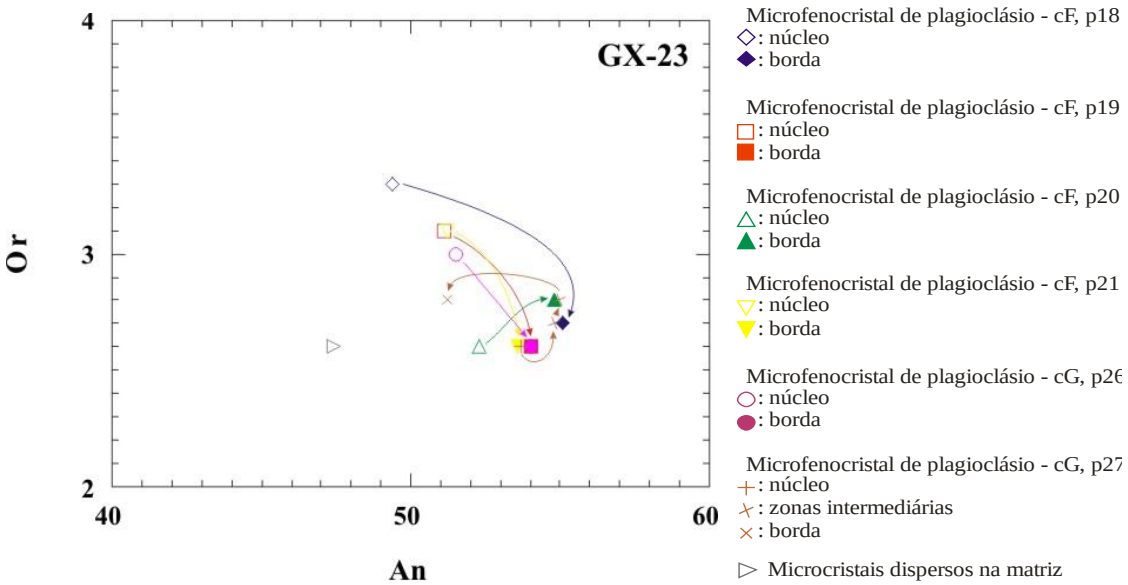


Figura 54: Diagrama de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-23 (fácies bandada (cristalina) da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.

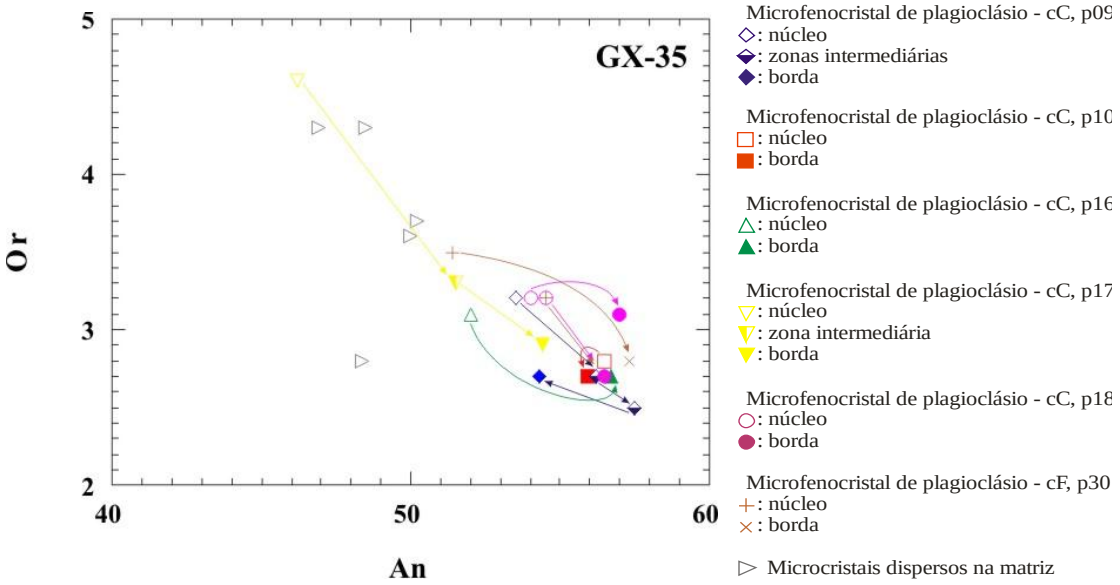


Figura 55: Diagramas de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-35 (fácies obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.

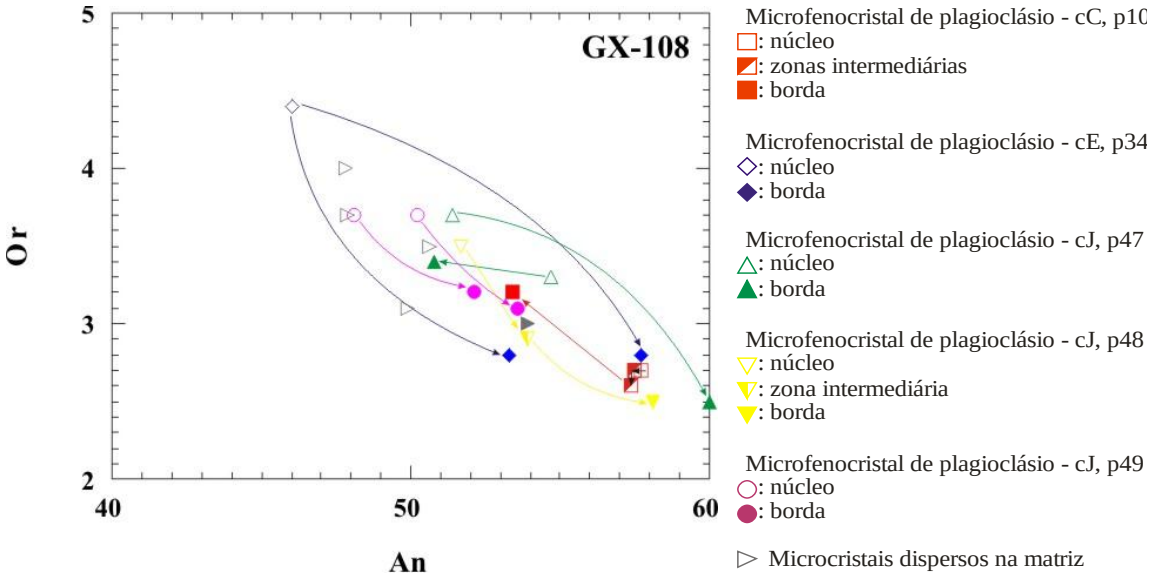


Figura 56: Diagrama de variação dos teores de An *vs* Or para os plagioclásios da amostra GX-108 (fácies obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.

Tabela 4: Estimativa de ordem de cristalização com base na variação dos teores de An dos principais microfenocristais de plagioclásio das amostras GX-23, GX-35 e GX-108. As zonas são indicadas por letras: "n" - núcleo; "z" - zona intermediária; "b" - borda; "—" indica zona não analisada e "**" indica cristal com zonamento oscilatório onde foram feitas 2 análises de maneira aleatória.

	GX-23		GX-35				GX-108		
	cG,p26	cG,p28	cC,p16	cC,p17	cC,p18	cF,p30	cJ,p47	cJ,p48	cC,p10
Teor de An				n = 0.462					
	n = 0.515		n = 0.52	z1 = 0.515	n = NA*	n = 0.514	n = 0.514	n = 0.517	
	b = 0.54	n = 0.552	—	b = 0.544	z = 0.54 - 0.545	n´ = 0.545	z = NA*	z = 0.539	
			b = 0.567		b = 0.565 - 0.57	b = 0.56 - 0.57	b = 0.60	b = 0.581	**

V. 3. PIROXÊNIO

O piroxênio corresponde a até 5% do volume da rocha e ocorre preferencialmente como microcristais euédricos a subédricos, com até 0,3 mm, geralmente apresentando inclusões de minerais opacos (Figura 57). Pode apresentar-se também como microfenocristais (Figura 58) de geometria ripiforme, atingindo até 1 mm de comprimento ou manteando os minerais opacos (Figura 59).

Os cristais de piroxênio ocorrem quase sempre muito oxidados, sendo possível observar, localmente, alteração de coloração esverdeada.

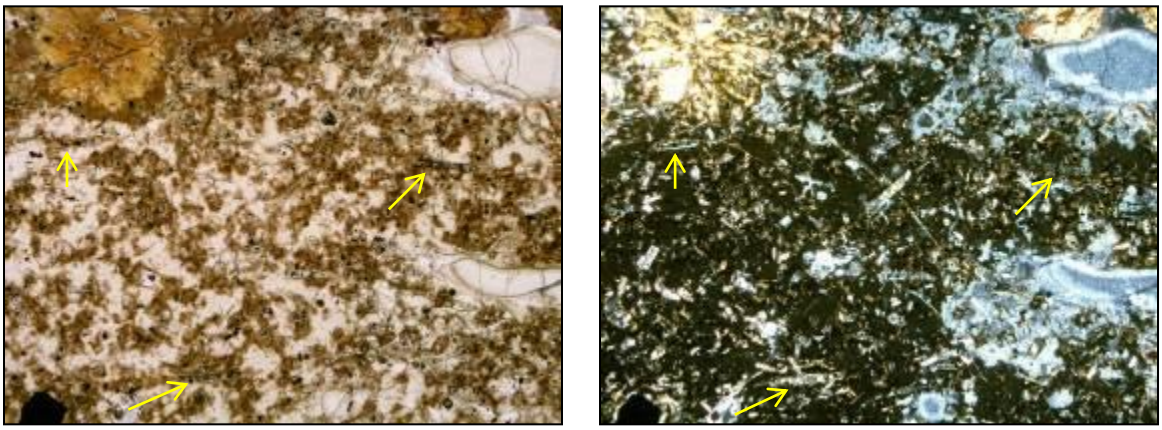


Figura 57: Fotomicrografia da amostra GX-140. Riolito apresentando matriz parcialmente desvitrificada (apresentando coloração acastanhada) com destaque para microcristais orientados de piroxênio (setas amarelas) com inclusões de opacos. Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

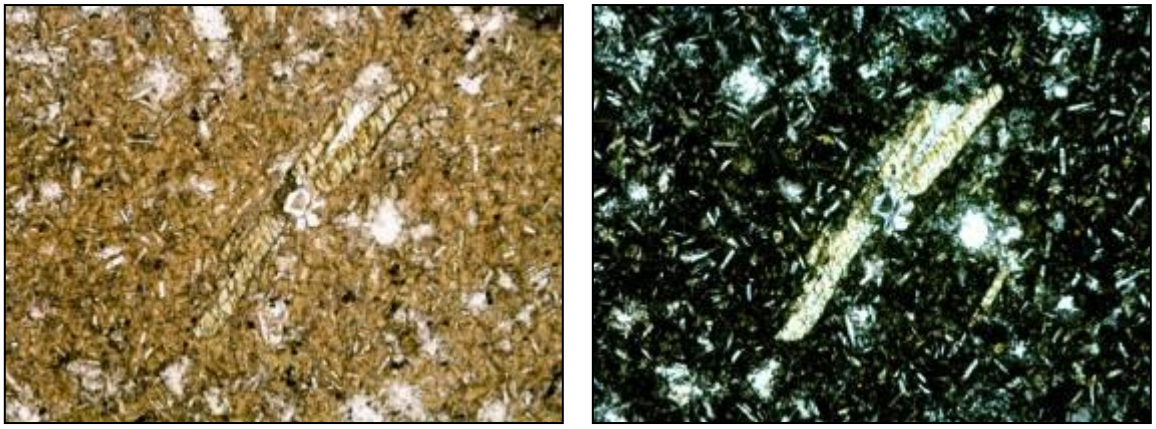


Figura 58: Fotomicrografia da amostra RS-73C. Riolito apresentando matriz desvitrificada (coloração acastanhada) com destaque para microfenocristal de piroxênio. Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

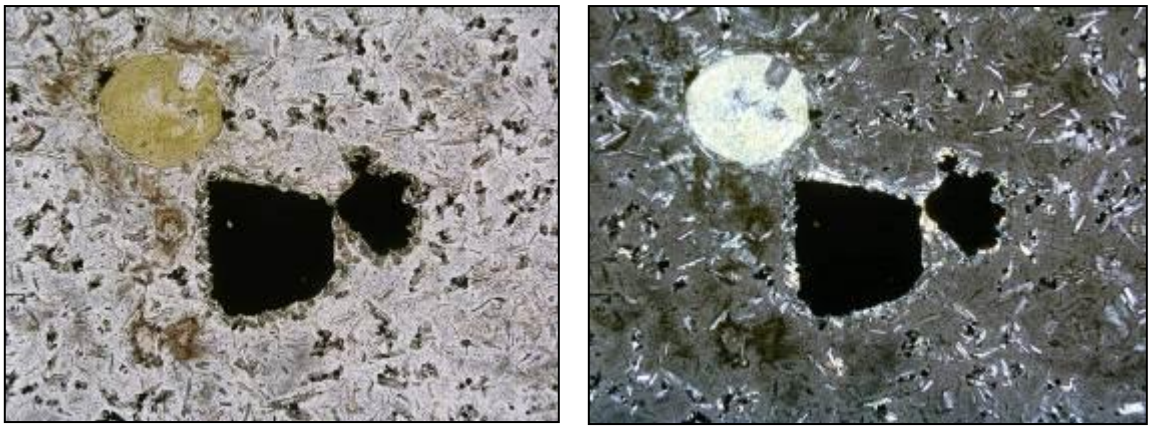


Figura 59: Fotomicrografia da amostra TF-02D. Riolito apresentando matriz vítrea. Notar vesícula arredondada preenchida por calcedônia e cristal subédrico de mineral opaco com borda de piroxênio. Escala: lado maior da foto 1,30 mm.

Do ponto de vista químico, os piroxênios foram classificados de acordo com o sistema $CaSiO_3$ (wollastonita) – $MgSiO_3$ (enstatita) – $FeSiO_3$ (ferrosilita) como mostrado na Figura 60 de Morimoto (1990). Os piroxênios caracterizam-se por baixos teores em Ca, apresentando-se no campo da pigeonita, com composições que variam no intervalo $Wo_{(6-11)}En_{(38-50)}Fs_{(44-53)}$ e #mg variando de 39 a 53 quando considerando-se todas as amostras analisadas. Nota-se que as composições não apresentam diferenças significativas entre o modo de ocorrência dos minerais, seja como microcristal ou como cristalização em borda

de mineral opaco, não sendo possível também observar zoneamento composicional.

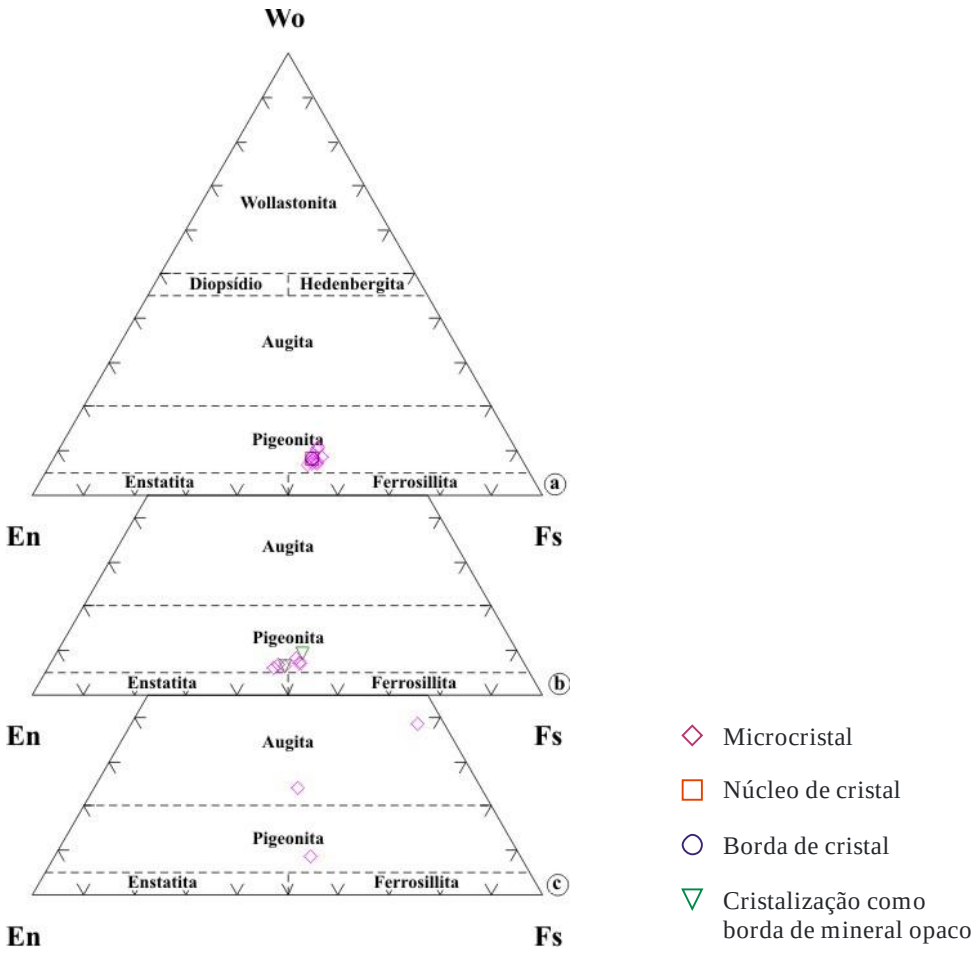


Figura 60: Diagramas ternários Wo-En-Fs para classificação dos piroxênios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A legenda da simbologia utilizada apresenta-se acima, junto aos diagramas.

V. 4. MINERAIS OPACOS

Os óxidos de Fe e Ti podem chegar a 4% do volume da rocha e apresentam uma bimodalidade quanto à granulometria e forma dos cristais. Podem ocorrer dispersos pela matriz, euédricos a subédricos, com tamanhos médios de até 0,1 mm, comumente sob a forma de inclusões nos piroxênios; ou em aglomerados, onde apresentam tamanhos médios de até 0,5 mm, geometria

subédrica a anédrica, nestes casos arredondados, com superfície lisa, podendo estar afetados por feições de reabsorção e interação com o magma (observadas através de MEV – imagens apresentadas no anexo 02).

Os minerais opacos ocorrem geralmente manteados por microcristais anédricos a subédricos de pigeonita, e as imagens de MEV permitiram o reconhecimento de cristais subédricos de apatita associados a estes minerais.

Quimicamente os minerais caracterizam-se como Ti-magnetitas, apresentando teores de TiO_2 variando entre 10,2 e 17,7% - sendo raros os cristais empobrecidos neste componente (com concentrações de TiO_2 de 0,2 a 1,8); de Fe_2O_3 de 19,9 a 61,4% e FeO de 29,9 a 47,4% (Figura 61). Os teores de MgO apresentam-se bastante variáveis, ficando entre 0,01 e 4,65%.

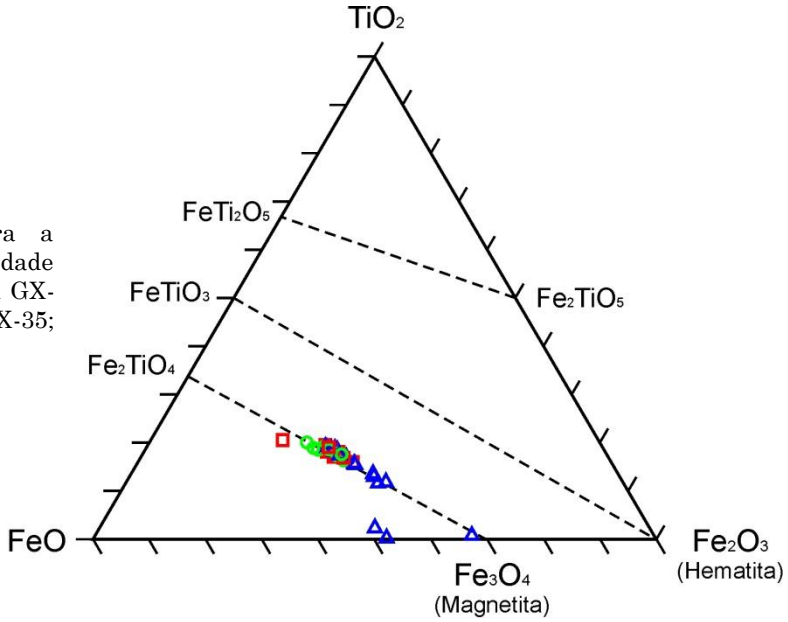


Figura 61: Diagrama ternário para a composição dos óxidos de Fe e Ti da unidade Santa Maria. Triângulos azuis: amostra GX-23; quadrados vermelhos: amostra GX-35; círculos verdes: amostra GX-108.

CAPITULO VI – GEOQUÍMICA E ISOTOPIA

VI.1. Geoquímica de rocha total

VI.1.1. CLASSIFICAÇÃO E AFINIDADES GEOQUÍMICAS

As análises químicas de elementos maiores e menores em rocha total por FRX foram realizadas em um conjunto de 34 amostras representativas das variedades texturais e provenientes de diferentes localidades dentro da área de ocorrência dos riolitos Santa Maria. Um subgrupo foi analisado para elementos menores e traços por ICPMS. Para fins de representação em diagramas, as amostras foram divididas em fácies obsidiana e fácies cristalina, a fim de verificar eventuais variações associadas à cristalinidade da rocha. Foram utilizadas ainda, para fins comparativos, análises de rochas das unidades Caxias do Sul e Barros Cassal de Polo (2010) e Polo & Janasi (2014).

Os dados químicos (apresentados no anexo 03) evidenciam que a unidade Santa Maria é relativamente homogênea, e ambas as variedades texturais têm composições muito semelhantes. O diagrama classificatório para rochas vulcânicas (TAS – Le Bas *et al.* 1986) apresentado na Figura 62 mostra que estas rochas caracterizam-se como riolitos, com os teores de SiO_2 variando de 71% a 73%.

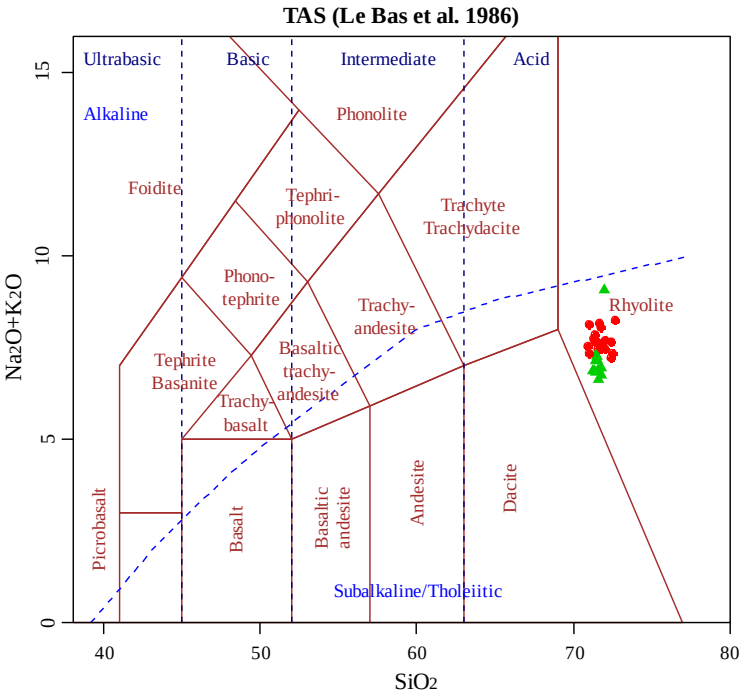


Figura 62: Diagrama TAS para classificação geoquímica das rochas da unidade Santa Maria (Le Bas *et al.*, 1986). Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea.

No diagrama classificatório R1-R2 de La Roche *et al.* (1980) (Figura 63), ambas as variedades também se situam no campo dos riolitos, mas as rochas da fácies obsidiana encontram-se mais próximas do campo dos riodacitos. No diagrama AFM, os riolitos Santa Maria se situam ao longo da linha que delimita os campos toleítico e cálcio-alcalino (Figura 64).

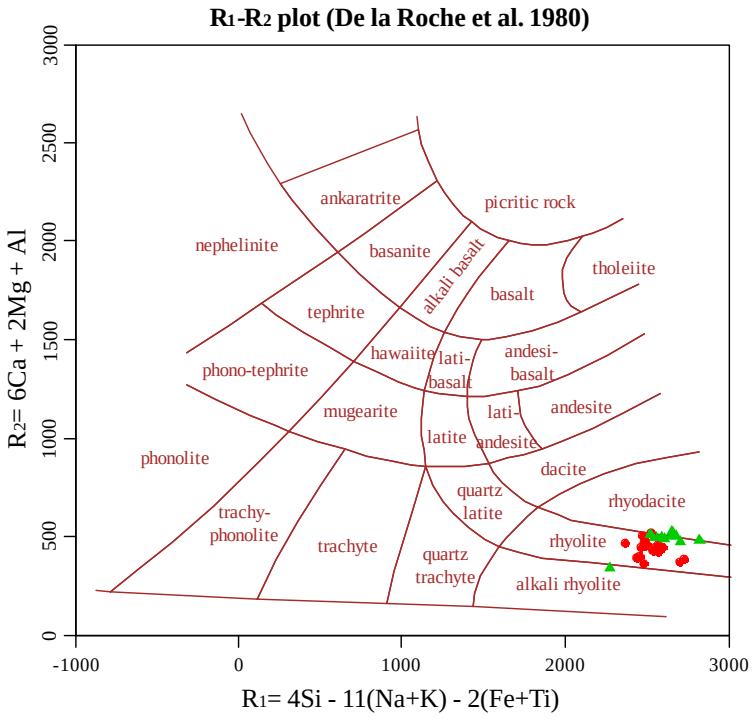


Figura 63: Diagrama classificatório R1-R2 para as rochas da unidade Santa Maria (De La Roche et al., 1980). Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea.

No diagrama A/CNK vs A/NK, com campos definidos por Maniar & Piccoli (1989) com base nos parâmetros de Shand (1943) (Figura 65), os riolitos Santa Maria mostram caráter metaluminoso, transicional para peraluminoso.

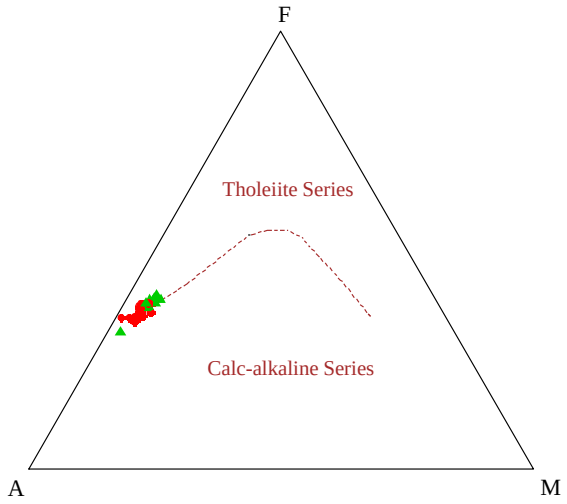


Figura 64: Diagrama classificatório AFM para as rochas da unidade Santa Maria. Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea.

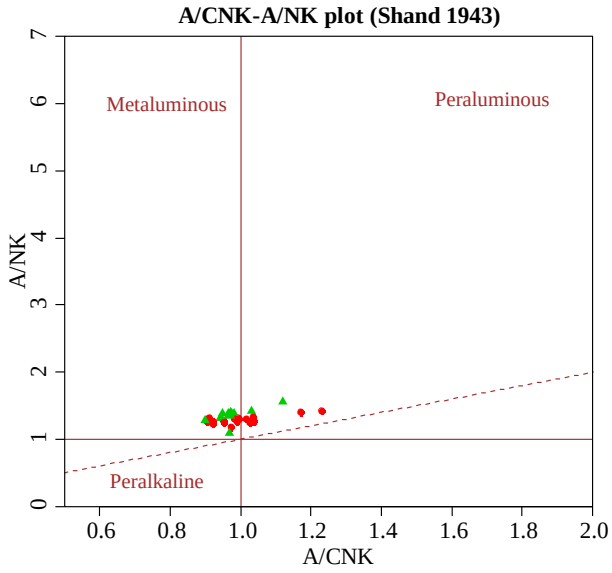


Figura 65: Diagrama classificatório com base na saturação em alumina para as rochas da unidade Santa Maria. Os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea.

VI.1.2. VARIAÇÕES DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS & COMPARAÇÃO COM OUTRAS UNIDADES DE ROCHAS ÁCIDAS

Os riolitos Santa Maria correspondem à unidade mais diferenciada dentre as sequências de vulcânicas ácidas aflorantes na área de estudos, com maiores teores de SiO_2 (71-73%, contra 68-70% e ~55-66% para as unidades Caxias do Sul e Barros Cassal, respectivamente) e menores #mg (5-25, contra 20-35 e ~20-30 para as unidades Caxias do Sul e Barros Cassal, respectivamente), como se observa na Figura 66. Entretanto, o #mg apresenta significativa dispersão para os riolitos

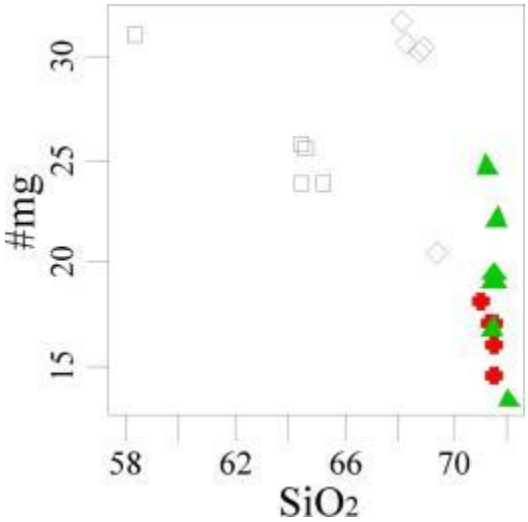


Figura 66: Diagrama #mg vs SiO2 comparativo entre os riolitos Santa Maria (os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina enquanto que os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea) e as rochas da unidadeBarros Cassal (quadrados pretos) e Caxias do Sul (losangos pretos).

Santa Maria, o que compromete seu uso como parâmetro de diferenciação. Quando comparados às demais unidades, utilizando-se então SiO_2 como índice de diferenciação, os riolitos Santa Maria apresentam claramente menores teores de TiO_2, CaO, P_2O_5, Fe_2O_3 e MgO, e teores mais elevados de K_2O, feições consistentes com seu caráter mais diferenciado (Figura 67).

De maneira semelhante ao observado nas análises de vidro por microssonda eletrônica, nota-se que os riolitos Santa Maria apresentam uma dispersão composicional para alguns óxidos, em particular Ca, Na e K. Quando se considera a variação textural, fica evidente que as amostras de matriz vítrea diferenciam-se claramente por apresentar maiores teores de Na e Ca e menores teores de K quando comparadas às amostras de matriz desvitrificada.

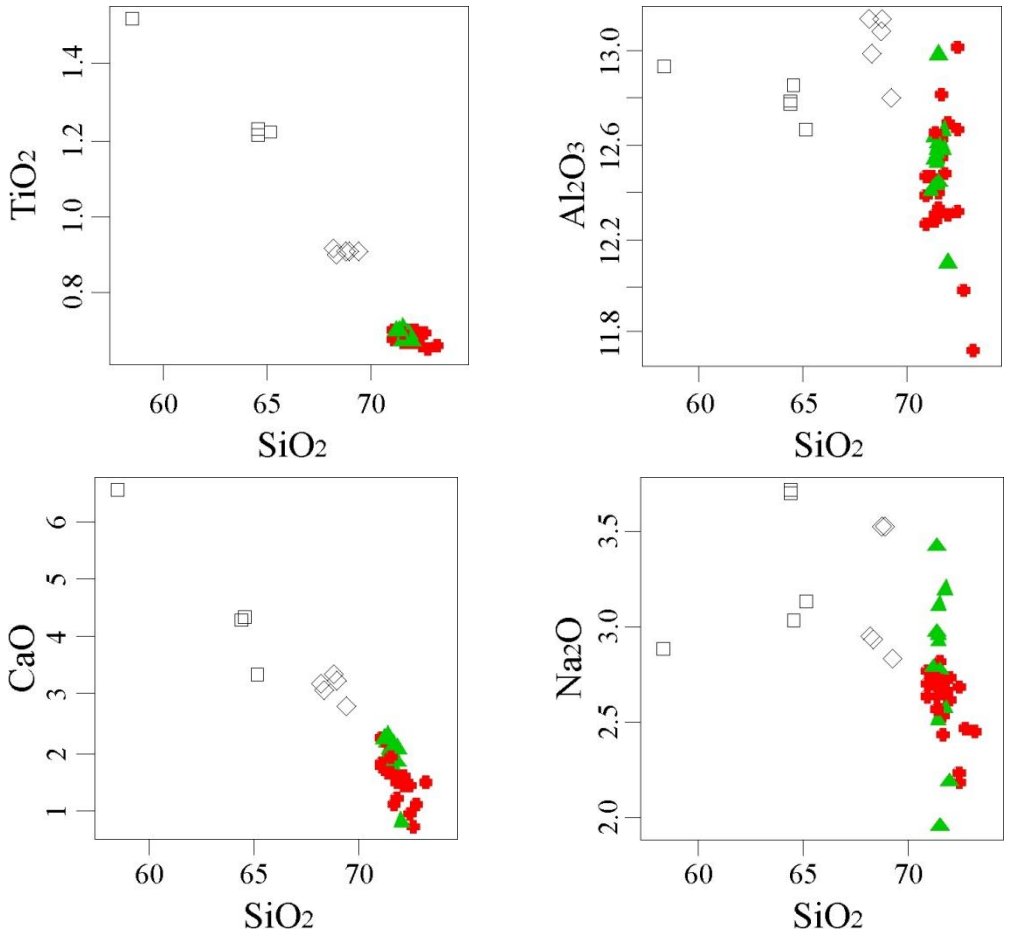


Figura 67 (1/2): Legenda na próxima página.

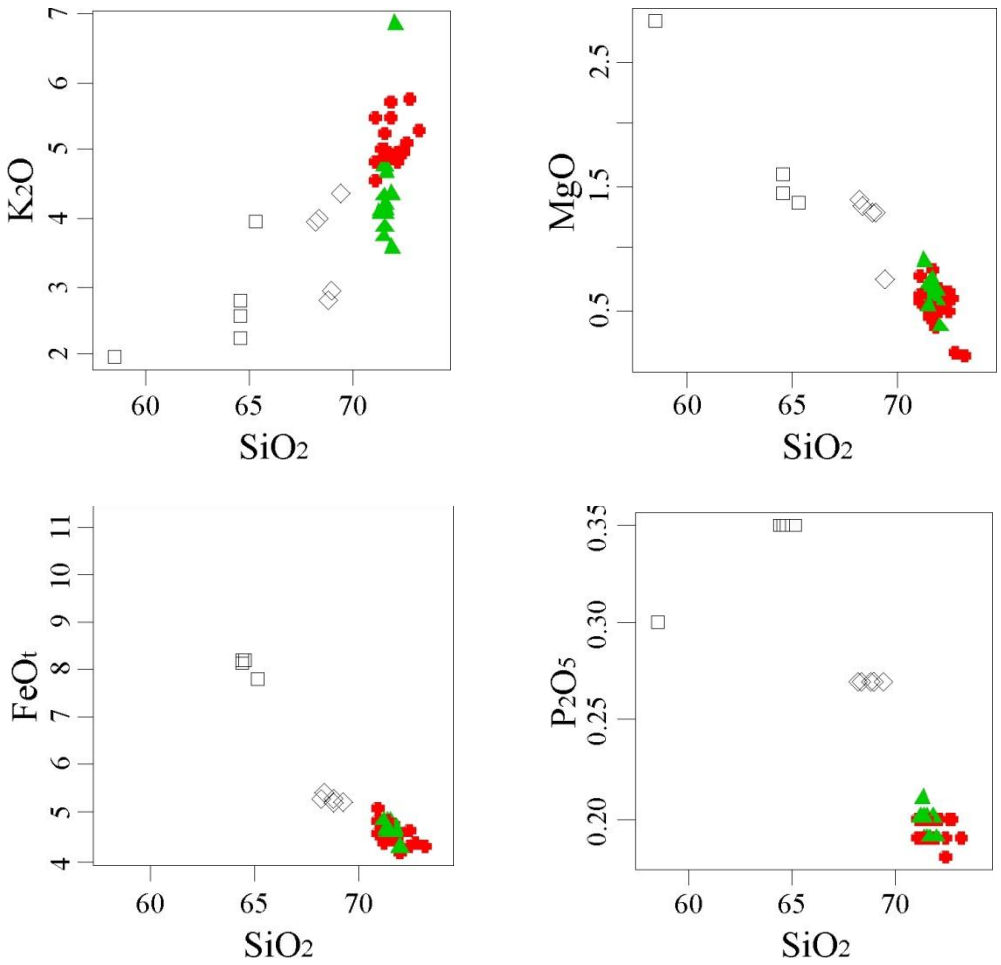


Figura 67 (2/2): Diagramas tipo Harker para variação dos teores de elementos maiores usando SiO_2 como índice de diferenciação. Para a unidade Santa Maria os círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina e os triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea; losangos pretos: unidade Caxias do Sul – Polo & Janasi (2014); quadrados pretos: unidade Barros Cassal – Polo & Janasi (2013).

Os elementos traço também apresentam variações composicionais importantes quando comparados com as unidades dacíticas precedentes. Os riolitos Santa Maria apresentam-se mais ricos em elementos incompatíveis como o Rb, Zr, La, Ce, Th e Nd e mais pobres em elementos compatíveis como o Sr (Figura 68). Ressalta-se ainda que, também para os elementos traço, são observadas variações dentro das diferentes fácies dos riolitos Santa Maria. O Sr tende a apresentar teor mais elevado nas fácies vítreas, padrão que é bem marcado para o Rb. Desde modo, as rochas da fácies cristalina apresentam

razões K/Rb mais elevadas que as da fácies vítrea (média K/Rb = 189 para as rochas da fácies cristalina e média K/Rb = 167 para as das fácies vítrea).

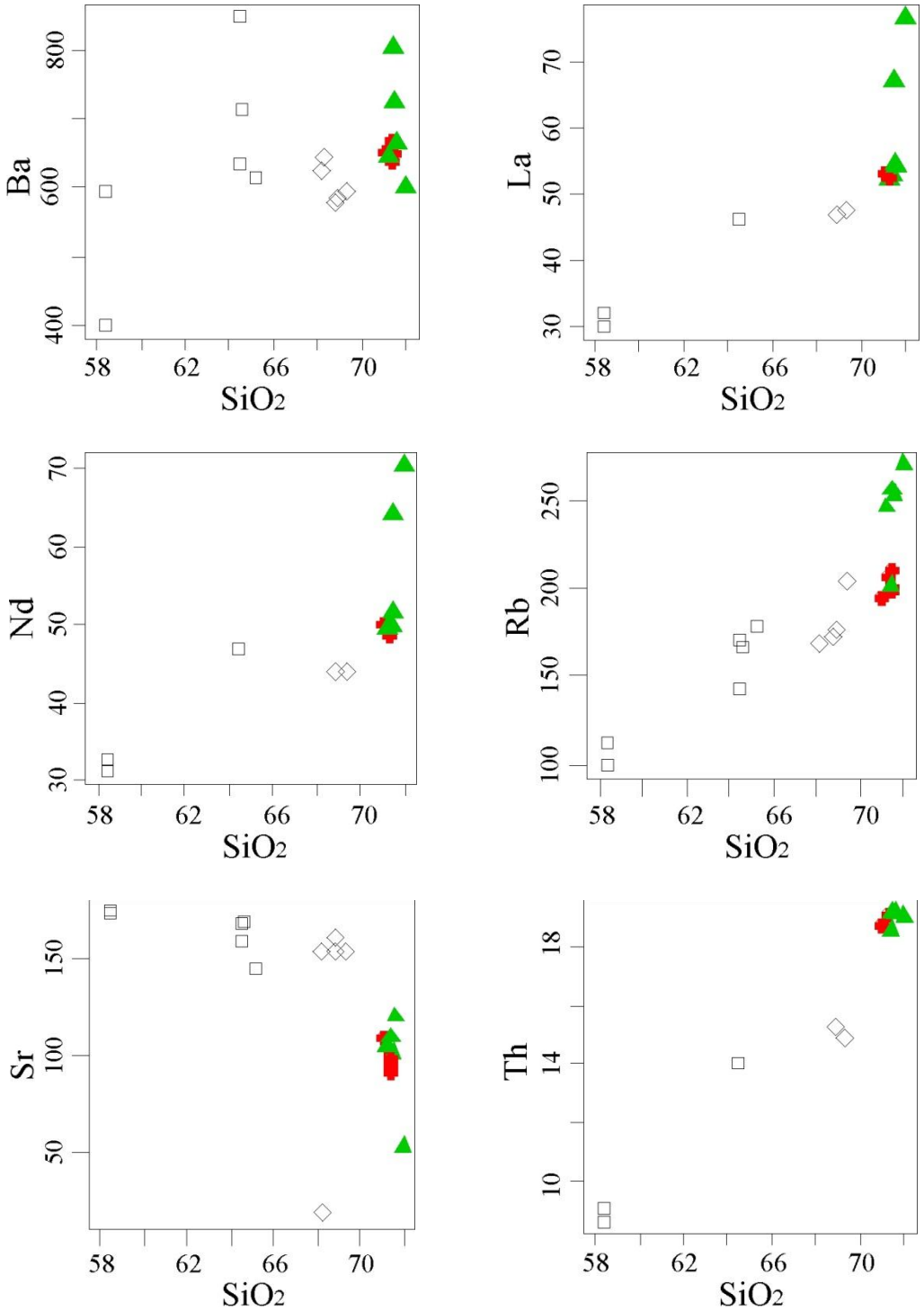


Figura 68 (1/2): Legenda na próxima página

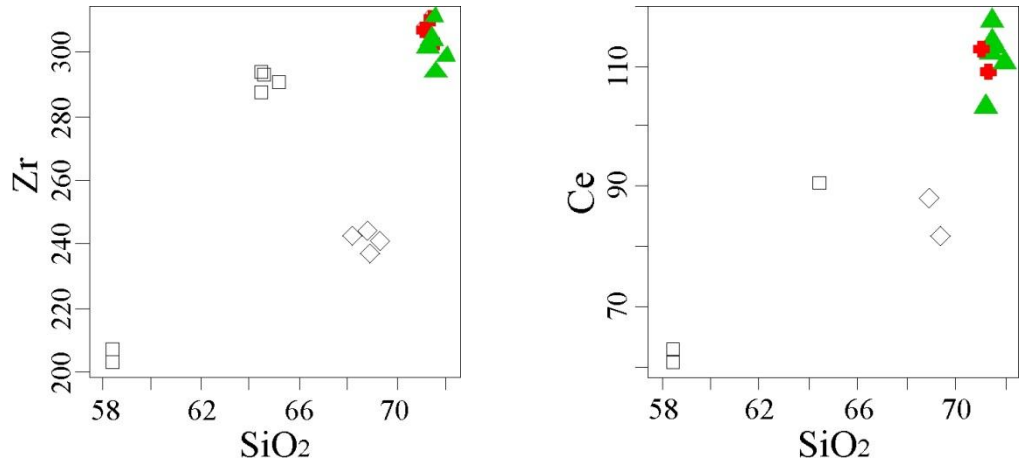


Figura 68 (2/2): Diagramas de variação nos teores de elementos traços, utilizando-se SiO_2 como índice de diferenciação, para os riolitos Santa Maria (círculos vermelhos correspondem às rochas de matriz cristalina e o triângulos verdes correspondem às rochas de matriz vítrea) e as rochas das unidades Caxias do Sul (losangos pretros) e Barros Cassal (quadrados pretos).

As análises de elementos terras-raras (ETR) (anexo 03) foram representadas em diagramas normalizados pelo condrito (Boynton, 1984 – Figura 69), e mostram que os riolitos Santa Maria exibem perfis de ETR fracamente fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ variando de 6,6 a 9,1 e $(La/Sm)_N$ de 3,1 a 3,5, e teores totais de ETR entre 240 e 280 ppm. Os padrões mostram caracteristicamente anomalias negativas de Eu bem definidas (Eu/Eu*= 0.55); duas amostras (GX-35 e GX-108) exibem anomalias negativas de Ce.

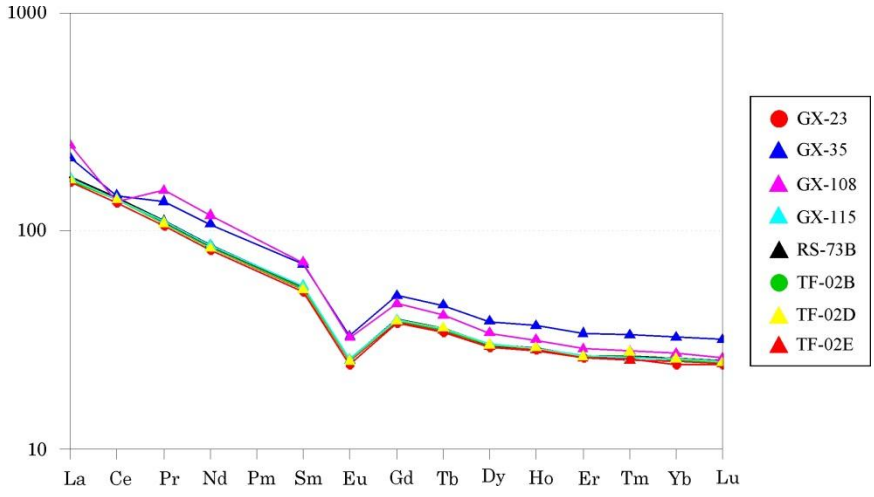


Figura 69: Diagrama com os teores de elementos traço (ETR) para as amostras da unidade Santa Maria. Valores normalizados pelo condrito de Boynton (1984).

VI.2. Geoquímica de elementos traço em plagioclásio (por LA-ICPMS)

As análises de elementos traço e ETR (elementos terras raras) foram realizadas apenas em plagioclásio – única fase mineral com tamanho adequado para incidência do feixe do laser; os resultados são apresentados no anexo 04; Os dados foram lançados em diagramas normalizados pelo manto primitivo (Sun & McDonald, 1989) para o conjunto de elementos traço e pelo condrito (Boynton, 1984) para os elementos terras raras.

Os resultados mostram alguma dispersão nos teores de Cs, Rb, Th, U, Nb, P, Zr e Sm (Figura 66 – A.1, B.1, C.1), que deve estar associada à presença de inclusões. Para os demais elementos os teores são pouco dispersos.

Os padrões de elementos terras raras (Figura 70 – A.2, B.2, C.2) mostram fortes anomalias positivas de Eu (Eu/Eu* = 5,8 a 22,6) e um fracionamento moderado entre os ETR leves e pesados ($(La/Yb)_N$ variando de 14,2 a 187 e $(La/Sm)_N$ de 5,1 a 22,6), como mostrado na tabela 05. Os teores dos ETR leves mostram variação muito pequena, com exceção do Sm. As variações observadas para os ETR pesados refletem, em boa parte, as incertezas analíticas, pois os teores se encontram próximos aos limites de detecção do método.

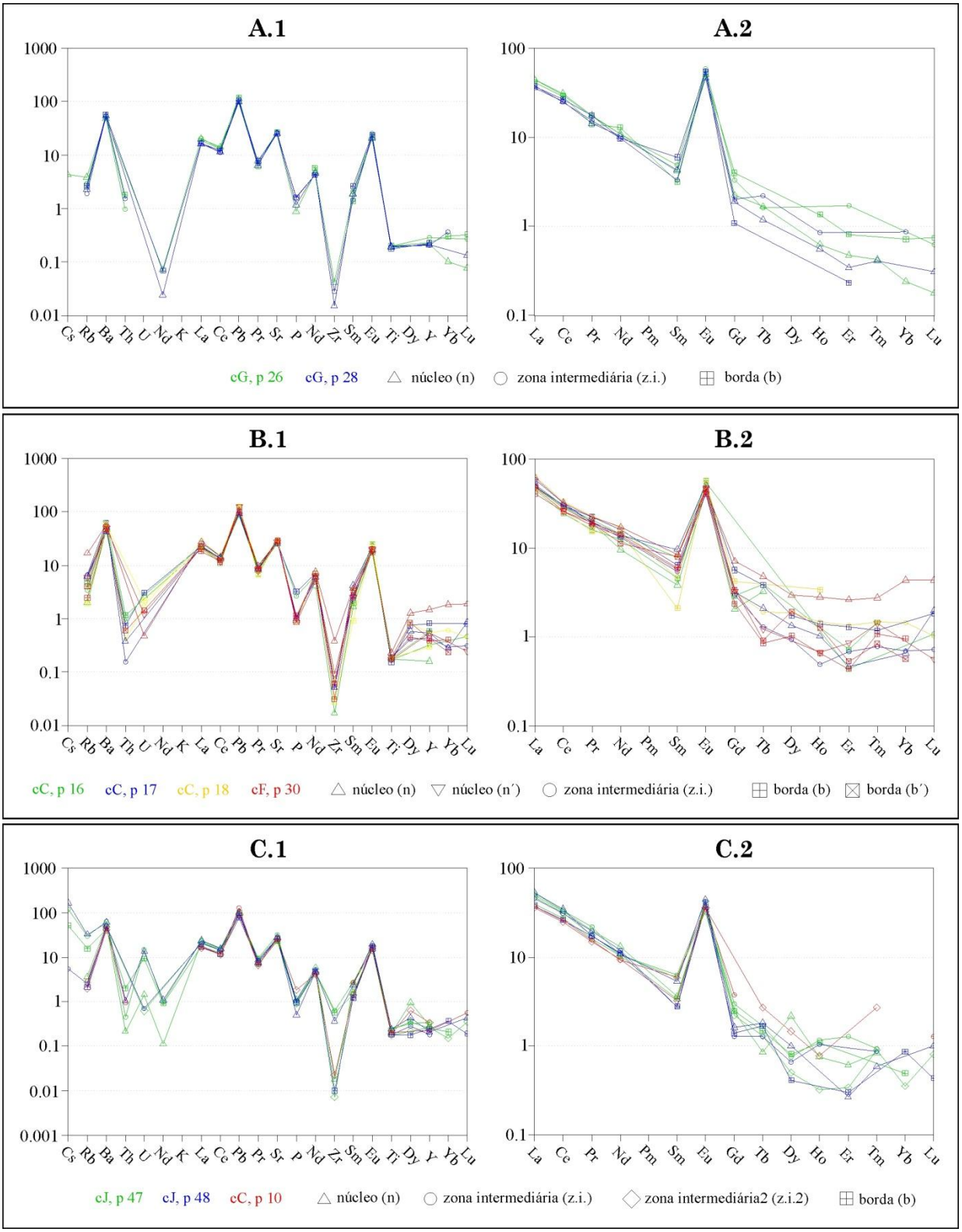


Figura 70: Diagramas spider para elementos traço (A.1; B.1 e C.1) e elementos terras raras (ETR – A.2; B.2 e C.2) das amostras GX-23, GX-35 e GX-108, representativas dos riolitos Santa Maria. A simbologia utilizada encontra-se junto de cada amostra.

Tabela 5: Razões (La/Sm)N, (La/Yb)N e (Eu/Eu)* e teores totais de elementos terras raras (ETR) obtidos via análises LA-ICPMS para os microfenocristais de plagioclásio das amostras GX-23, GX-35 e GX-108.

	Ponto (cristal/zona)	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	(Eu/Eu)*	Σ ETR
GX-23	cGp26 nucleo	10.79	187.29	16.51	53.05
	cGp26 meio	9.37	NA	14.81	53.46
	cGp26 borda	13.06	57.85	14.16	51.56
	cGp28 nucleo	8.32	NA	16.38	44.45
	cGp28 meio	11.63	44.31	21.57	45.39
	cGp28 borda	6.29	NA	21.46	46.64

	Ponto (cristal/zona)	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	(Eu/Eu)*	Σ ETR
GX-35	cCp16 nucleo	13	NA	15.18	51.89
	cCp16 meio	6.26	NA	NA	55.62
	cCp16 borda	9.97	NA	15.83	49.66
	cCp17 nucleo	5.05	73.72	9.28	57.93
	cCp17 meio	10.93	86.24	10.49	60.38
	cCp17 borda	8.06	NA	7.81	59.86
	cCp18 meio	14.09	45.31	12.95	67.02
	cCp18 borda	22.55	NA	18.84	52.62
	cFp30 nucleo	7.34	14.18	5.81	68.09
	cFp30 borda	6.81	42.68	10.82	50.04
	cFp30 nucleo2	8.39	NA	10.53	51.95
	cFp30 borda2	6.19	87.93	8.9	54.03

	Ponto (cristal/zona)	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	(Eu/Eu)*	Σ ETR
GX-108	cJ47 nucleo	13.84	NA	12.29	57.22
	cJ47 meio	8.41	NA	9.55	58.04
	cJ47 meio2	8.16	134.75	9.18	53.2
	cJ47 borda	11.57	79.46	13.27	46.81
	cJ48 nucleo	10.01	NA	15.25	58.33
	cJ48 meio	16.54	NA	22.6	53.37
	cJ48 borda	13.51	43.45	18.52	45.37
	cC10 meio	6.19	NA	7.78	44.89
	cC10 meio2	11.15	NA	NA	42.81

VI.3. Geoquímica isotópica

VI.3.1. SISTEMAS Rb/Sr e Sm/Nd EM ROCHA TOTAL

Os resultados de determinações isotópicas obtidas em amostras de rochas vulcânicas representativas da unidade Santa Maria são apresentados na Tabela 06, ao lado de dados obtidos por Polo (2014) para rochas das unidades subjacentes Barros Cassal e Caxias do Sul, que são aqui utilizados para fins de comparação. Os teores de Rb e Sr utilizados para o cálculo das razões isotópicas iniciais foram os obtidos por FRX e os teores de Sm e Nd (ppm) os obtidos por ICP-MS, tendo sido considerada uma idade de 134 Ma (conforme indicado por Janasi et al., 2011) para a cristalização magmática destas rochas.

Tabela 6: Resultados das análises isotópicas para os sistemas Rb/Sr e Sm/Nd em rocha total para os riolitos Santa Maria e as unidades subjacentes Barros Cassal e Caxias do Sul (dados de Polo, 2014).

	Santa Maria				**Barros Cassal**			**Caxias do Sul**		
	GX-23	**GX-35**	**GX-108**	**TF-02D**	**GX-22**	**GX-94**	**GX-113**	**GX-07ob**	**GX-98b**	**GX-118**
Rb	207	257	254	247	142	111	98	177	206	205
Sr	99	101	120	105	159	173	174	153	155	153
Rb/Sr (elemental)	6.0690	7.3872	6.1423	6.8279	2.5872	1.8585	1.6314	3.3544	3.854	3.8854
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.737095	0.739150	0.734683	0.737100	0.717443	0.716050	0.716258	0.726479	0.727500	0.727563
Erro	0.000056	0.000054	0.000066	0.000050	0.000049	0.000058	0.000058	0.000053	0.000053	0.000059
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$	0.725536	0.725080	0.722984	0.724096	0.712516	0.712510	0.713150	0.720090	0.720160	0.720162
$\varepsilon Sr_{(0)}$	462.67	491.84	428.43	462.74	183.72	163.94	166.89	311.98	326.47	327.36
$\varepsilon Sr_{(134)}$	300.87	294.4	264.64	280.42	116.01	115.93	125.02	223.55	224.54	224.58
Idade (Ma)	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134
Nd	48.7	64.4	51.6	49.7	46.8	31.1	32.8	44	45	44
Sm	10.3	13.7	10.9	10.7	10.2	7.1	7.4	9.1	9.4	9.1
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.1286	0.1293	0.1284	0.131	0.1325	0.139	0.1372	0.1257	0.1270	0.1257
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512160	0.512151	0.512156	0.512157	0.512222	0.512239	0.512237	0.512145	0.512151	0.512156
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$	0.512047	0.512038	0.512043	0.512042	0.512106	0.512117	0.512117	0.512035	0.512040	0.512046
$\varepsilon Nd_{(0)}$	-9.32	-9.50	-9.40	-9.38	-8.11	-7.78	-7.82	-9.62	-9.50	-9.40
$\varepsilon Nd_{(134)}$	-8.16	-8.35	-8.24	-8.26	-7.02	-6.79	-6.81	-8.41	-8.31	-8.19
TDM (Ma)	1565	1595	1569	1667	1524	1611	1585	1541	1553	1522
Idade (Ma)	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134

Os resultados para o sistema Rb/Sr mostram que os riolitos Santa Maria são mais radiogênicos que os dacitos das outras duas unidades, com razões **$^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$** bastante elevadas **variando de 0,7230 a 0,7255**, enquanto as outras unidades apresentam razões da ordem de 0,7125 a 0,7132 (Barros Cassal) e de 0,7201 a 0,7202 (Caxias do Sul). As Figuras 71 A e B mostram que, considerando todo o conjunto de rochas félsicas do tipo Palmas, existe uma correlação positiva de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ com SiO_2 e Rb/Sr. Observa-se, contudo, que estas correlações não ficam caracterizadas dentro das unidades.

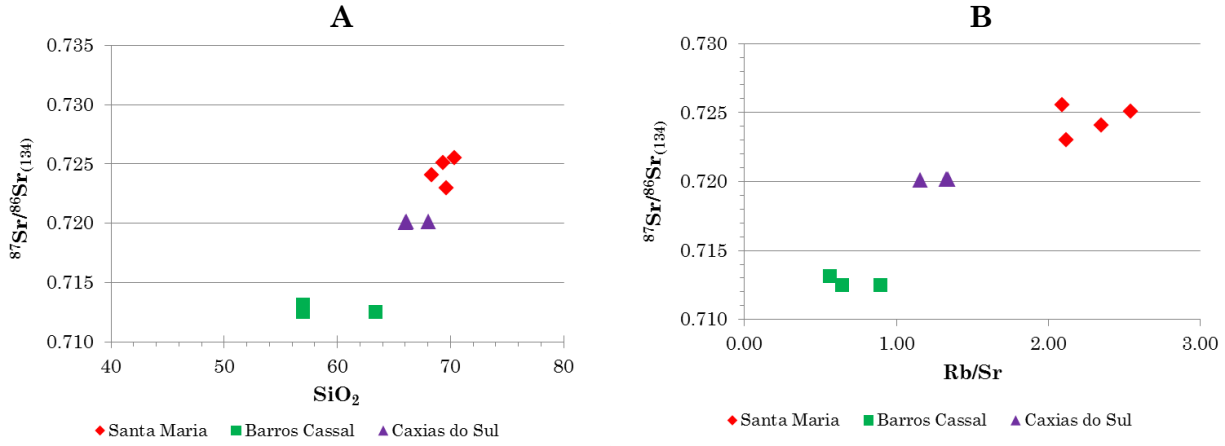


Figura 71: Diagramas $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais versus SiO_2 (A) e Rb/Sr (B) dos dados apresentados nesse trabalho para os riolitos Santa Maria comparados aos dados de Polo (2014) para as rochas das unidades Caxias do Sul e Barros Cassal. A simbologia utilizada encontra-se junto aos diagramas.

Para o sistema isotópico Sm/Nd, as **razões $^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$** dos riolitos Santa Maria **são** muito homogêneas, variando de **0,51204 a 0,51205**, equivalentes a **$\varepsilon Nd_{(134)}$ entre -8,2 e 8,4**. Quando plotados em gráficos utilizando-se a SiO_2 como índice de diferenciação, fica claro que as unidades Santa Maria e Caxias do Sul correspondem às unidades menos radiogênicas, com valores mais negativos para $\varepsilon Nd_{(134)}$ (Figura 72).

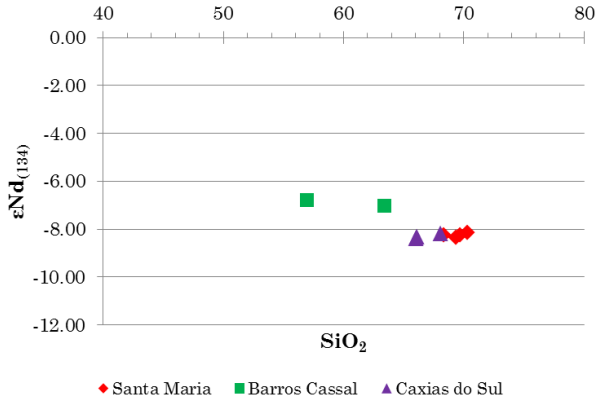


Figura 72: Diagrama ƐNd inicial versus SiO_2 dos dados apresentados nesse trabalho para os riolitos Santa Maria comparados aos dados de Polo (2014) para as rochas das unidades Caxias do Sul e Barros Cassal.

As idades-modelo Nd T_{DM} calculadas segundo DePaolo (1981) são da ordem de 1,5 a 1,6 Ga para os três conjuntos, como pode ser observado na Figura 73.

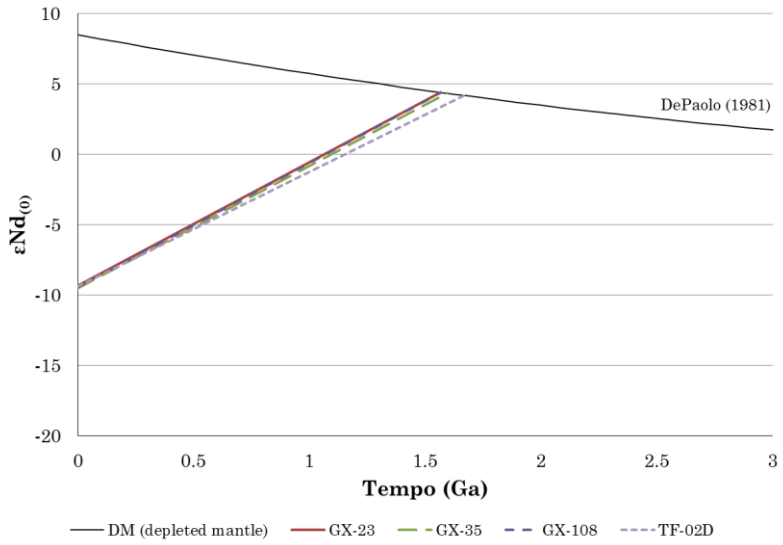


Figura 73: Diagrama evolutivo para o sistema Sm/Nd. A linha preta contínua (DM) corresponde à linha de evolução do manto empobrecido (depleted mantle) de DePaolo (1981). As linhas coloridas (simbologia junto ao diagrama) correspondem à evolução para as amostras do riolito Santa Maria.

VI.3.2. SISTEMA Rb/Sr e RAZÕES $^{87}Sr/^{86}Sr$ EM MICROFENOCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO – UMA COMPARAÇÃO COM ROCHA TOTAL

Foram obtidas razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ em fenocristais de plagioclásio por LA-MC-ICPMS para comparação com as razões obtidas em rocha total, de

modo a verificar se ambos se encontram em equilíbrio. A pequena dimensão dos cristais de plagioclásio impediu a resolução de eventuais variações associadas ao zonamento químico, uma vez que foi necessário utilizar um feixe de 100 μm – tamanho necessário para obter um sinal suficiente para alcançar a precisão necessária.

As razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtidas em microfenocristais de plagioclásio (Tabela 07) foram recalculadas para a idade de 134 Ma; como as razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ são baixas (tipicamente, variando entre 0,1 e 0,2), as diferenças entre os dois valores são sempre pequenas, e a razão inicial é estimada com boa precisão. Os valores de razão inicial são comparados com os valores da rocha total equivalente nas Figuras 74 A e B. Nota-se que os plagioclásios apresentam razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ bastante homogêneas, **variando de 0,7267 a 0,7280**. Esses valores são sistematicamente mais elevados que os das rochas totais, mesmo considerando-se as incertezas associadas (2σ), indicadas pelas barras de erro.

Tabela 7: Resultados das análises 87Sr/86Sr obtidas em cristais de plagioclásio via LA-ICPMS.

Cristal amostrado	$^{87}Rb/^{86}Sr$	2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$^{84}Sr/^{86}Sr$	2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr_{134}$
GX35-1	0.20606	0.04336	0.72761	0.00046	0.05596	0.00011	0.72721
GX35-2	0.16964	0.05140	0.72775	0.00024	0.05621	0.00010	0.72742
GX35-3	0.43688	0.14188	0.72775	0.00051	0.05613	0.00009	0.72692
GX35-4	0.26517	0.02294	0.72779	0.00028	0.05605	0.00009	0.72728
GX35-5	0.20046	0.05487	0.72789	0.00036	0.05563	0.00014	0.72751
GX108-1	0.07201	0.01799	0.72767	0.00042	0.05555	0.00015	0.72754
GX108-2	0.09907	0.02573	0.72732	0.00037	0.05558	0.00018	0.72713
GX108-3	0.27040	0.08469	0.72784	0.00049	0.05568	0.00011	0.72732
GX108-4	0.15449	0.04708	0.72755	0.00046	0.05529	0.00020	0.72725
GX108-5	0.16561	0.03602	0.72726	0.00028	0.05545	0.00016	0.72695
GX108-6	0.21093	0.03150	0.72706	0.00040	0.05552	0.00017	0.72666
GX108-7	0.21422	0.04341	0.72838	0.00058	0.05559	0.00012	0.72797

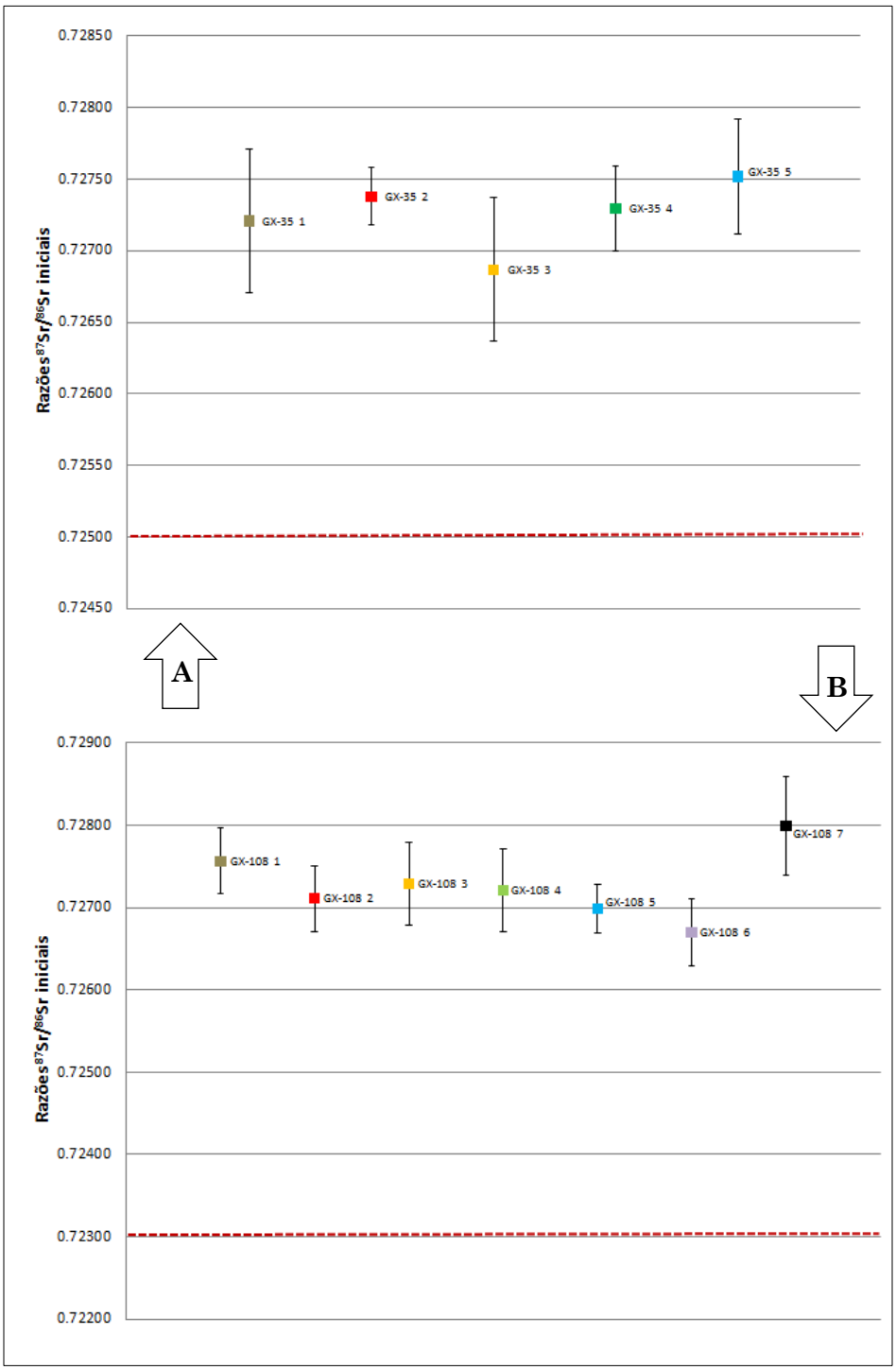


Figura 74: Gráficos comparativos entre as razões de $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais e seus respectivos erros para os cristais de plagioclásio e a razão obtida para análise em rocha total (linhas vermelhas). A) Análises correspondentes à amostra GX-35; B) Análises correspondentes à amostra GX-108.

CAPITULO VII – PETROGÊNESE

A formação de ocorrências vulcânicas, a despeito de sua aparente monotonia mineral e/ou textural em escala de afloramento, pode envolver complexos processos de geração, e evolução de magmas, mesmo durante sua ascensão. Estas ocorrências podem ainda apresentar uma grande variedade em sua forma de extrusão, a depender de parâmetros como temperatura, composição, conteúdo de voláteis e viscosidade.

O principal mecanismo na geração de magmas é a fusão parcial, seja de rochas do manto ou da crosta. Desde modo, o magma resultante será função da composição da rocha-fonte e do grau de fusão por ela sofrido. Uma vez gerado, este magma poderá passar por processos evolutivos que podem envolver diferenciação por cristalização fracionada, contaminação ou ambos (processo conhecido como AFC – *assimilation and fractional crystallization*), gerando assim uma vasta possibilidade composicional para o produto final. A caracterização do magma parental e dos processos que o modificam pode ser feita com estudos de geoquímica mineral, de rocha e geoquímica isotópica.

No caso das rochas vulcânicas, a complexidade da geração e evolução dos magmas estende-se ainda para sua forma de ocorrência. A depender de sua composição e de parâmetros como temperatura, teor de água e viscosidade, o magma poderá apresentar uma erupção efusiva ou explosiva, resultando assim em uma infinidade de estruturas. Para uma inferência e caracterização da forma de ocorrência dos depósitos vulcânicos, fazem-se necessários estudos detalhados de estruturas tanto em escala macro quanto microscópica, abrangendo detalhamentos de campo e análises petrográficas.

Os capítulos anteriores apresentaram a caracterização estrutural e geoquímica dos riolitos Santa Maria, e podem ser usados como base para a elaboração de modelos petrogenéticos. Deste modo, o presente capítulo apresenta uma breve contribuição de modelamentos geoquímicos para os

riolitos Santa Maria através da estimativa da composição do líquido em equilíbrio com a principal fase mineral (plagioclásio) no momento de sua cristalização, da elaboração de modelos de fracionamento e AFC através da utilização do software Petrograph e, por fim, da integração dos dados apresentados.

VII.1. Estimativa da composição da fusão em equilíbrio a partir de teores de elementos traço em plagioclásio

Modelamentos inversos são úteis para avaliar a existência de equilíbrio entre fenocristais e seus magmas hospedeiros (Ramos *et al.*, 2005). Os riolitos Santa Maria são rochas com pequeno conteúdo de fenocristais, e a composição da rocha total pode ser considerada uma aproximação razoável da composição do líquido original.

Utilizando os resultados das análises químicas pontuais por LA-ICPMS para os microfenocristais de plagioclásio, foram calculados os teores de elementos terras-raras leves esperados no líquido a partir do qual eles teriam se cristalizado, segundo os procedimentos de Bédard (2006). Os resultados foram plotados em diagramas onde são comparados com a composição da rocha total (Figura 75).

Nas amostras GX-23 e GX-108, os teores dos elementos La, Ce, Pr e Nd observados na rocha total são sistematicamente inferiores aos obtidos para a fusão em equilíbrio calculada. Na amostra GX-35, existe concordância entre os teores dos elementos Pr, Nd e Sm calculados para a fusão em equilíbrio e os observados na rocha total (cf. Figura 74; os resultados numéricos são apresentados na Tabela 08).

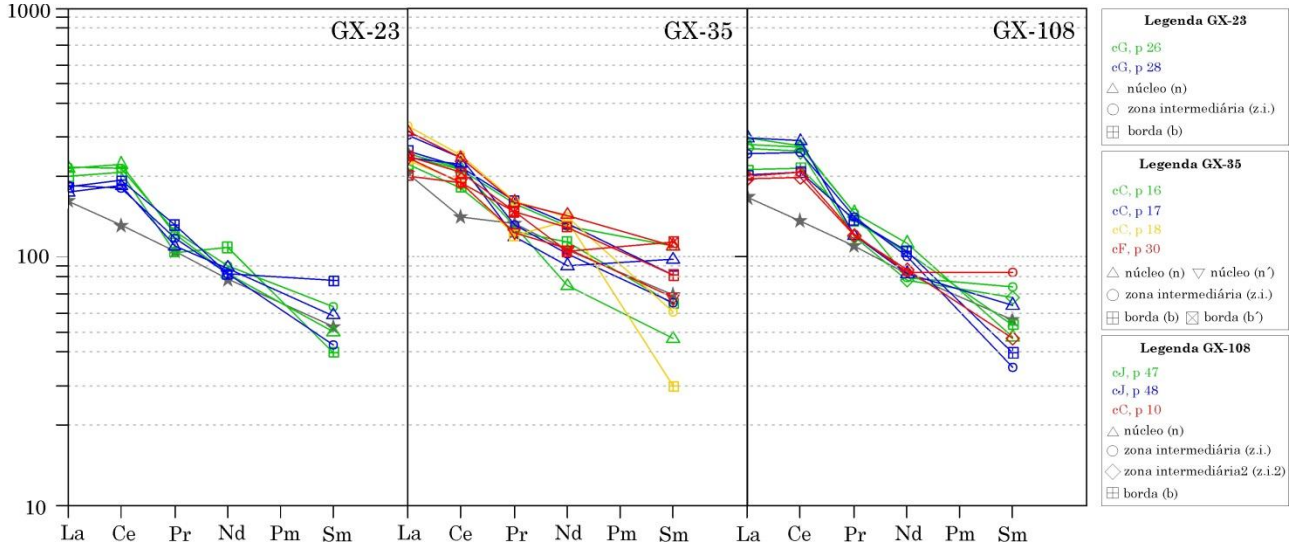


Figura 75: Representação dos líquidos em equilibrio calculados para as amostras GX-23, GX-35 e GX-108 com base nas análises de elementos traço em plagioclásio via LA-ICPMS. As linhas coloridas representam os diferentes cristais das amostras, sendo que os símbolos representam diferentes zonas composicionais. Os valores obtidos são comparados com os resultados de rocha total representados pelas linhas cinzas e simbolizados por estrelas.

Esses resultados sugerem que os fenocristais de plagioclásio não estariam em equilíbrio perfeito com o magma (rocha total), sendo possivelmente associados a uma fonte mais rica nesses elementos.

Estas características, somadas ao fato dos cristais apresentarem razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais mais altas que as obtidas para rocha total (conforme apresentado no item VI.3.2), sugerem que os microfenocristais de plagioclásio correspondem a **antecristais**. Conforme definição de Davidson *et al.* (2007), antecristais não cristalizaram diretamente do magma no qual estão hospedados, mas correspondem a fenocristais formados previamente, em diferentes estágios e locais durante a evolução do mesmo sistema magmático, que são carregados por esse magma.

Tabela 8: Composição obtida para fusão em equilibrio calculado de acordo com Bédard (2006). Os cálculos são feitos utilizando-se os teores obtidos para elementos traço no plagioclásio via LA-ICPMS e com base nos coeficientes de partição (Kd) dos elementos.

		Composição do melt em equilíbrio calculado							
		La	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Rb**	**Sr**	**Ba**
GX-35	**cC,p16 n**	80.6	184.2	16.3	45.9	9.2	36.1	200.3	747.0
	cC,p16 z.i.	78.6	182.5	20.1	79.8	21.6	76.0	222.5	971.1
	cC,p16 b	73.3	153.8	15.4	68.9	12.6	101.5	222.8	1132.6
	cC,p17 n	78.4	192.1	14.7	55.4	19.1	89.4	211.0	650.6
	cC,p17 z.i.	95.8	202.0	16.5	61.8	12.7	118.6	236.9	956.1
	cC,p17 b	83.2	187.4	20.5	82.0	16.5	116.5	209.2	739.8
	cC,p18 z.i.	104.8	209.2	20.4	86.9	11.7	109.6	242.4	991.4
	cC,p18 b	76.4	163.7	14.9	84.0	5.9	43.4	235.9	1038.9
	cF,p30 n	99.5	202.2	20.3	88.6	21.7	341.8	220.4	972.7
	cF,p30 b	65.8	161.5	18.7	79.1	16.5	54.3	230.1	843.4
	cF,p30 n´	77.7	161.9	15.3	64.5	13.4	105.3	212.4	749.0
	cF,p30 b´	79.3	177.0	18.6	63.3	22.4	91.2	235.4	964.9
	Rocha Total								
	GX-35	67.2	117.8	16.7	64.4	13.7	276.2	107.6	852.7

		Composição do melt em equilíbrio calculado							
		La	**Ce**	**Pr**	**Nd**	**Sm**	**Rb**	**Sr**	**Ba**
GX-108	**cJ,p47 n**	88.1	224.7	18.4	68.1	9.3	74.4	225.4	889.7
	cJ,p47 z.i.	94.1	227.4	18.5	49.5	14.7	533.8	251.1	970.0
	cJ,p47 z.i.2	84.6	214.9	14.7	48.4	13.4	47.6	203.0	711.8
	cJ,p47 b	69.5	184.9	17.0	62.8	10.4	403.2	190.2	870.8
	cJ,p48 n	93.8	237.4	14.9	51.5	12.5	582.1	217.1	918.1
	cJ,p48 z.i.	81.3	213.6	17.6	60.6	7.0	49.6	212.4	826.4
	cJ,p48 b	66.4	177.7	17.2	63.4	8.0	51.0	211.8	858.1
	cC,p10 z.i.	65.9	178.1	15.1	52.0	17.0	67.9	212.3	838.4
	cC,p10 z.i.2	63.9	170.1	14.8	53.3	9.2	44.7	198.8	756.9
	Rocha Total								
	GX-108	54.3	113.4	13.5	51.6	10.9	285.4	126.6	716.6

VII.2. Modelamentos geoquímicos

O modelo mais aceito para a geração e evolução dos magmas ácidos do tipo Palmas envolve cristalização fracionada a partir dos magmas basálticos de baixo Ti associados. Garland *et al.* (1995) admitem que os basaltos tipo Gramado seriam o magma parental para os riolitos tipo Palmas, que teriam sido originados a partir de processos de cristalização fracionada e assimilação crustal (AFC) em nível raso. Em modelamentos geoquímicos, esses autores assumiram a composição de um típico produto de anatexia crustal como assimilado, escolhendo o leucogranito himalaiano Langtang. Os resultados obtidos por esses autores a partir de composições mais primitivas dos basaltos Gramado mostram que, para alcançar as composições mais primitivas (andesíticas/dacíticas) das rochas ácidas tipo Palmas, seriam necessários 50% de cristalização e 20% de assimilação.

Para o caso dos riolitos tipo Santa Maria, as razões isotópicas iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$, que os caracterizam como a unidade mais evoluída entre as rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas, são uma importante evidência de sua geração e evolução através de processos de AFC. Processos mais simples como cristalização fracionada a partir dos basaltos associados ou fusão parcial da crosta não seriam capazes, por si só, de gerar rochas com tais características isotópicas.

As razões iniciais calculadas e apresentadas no item VI.3.1 foram plotadas no mesmo diagrama apresentado por Garland *et al.* (1995) para fins de comparação (Figura 76). Entretanto, devido à continuidade química e isotópica observada entre as unidades da área de estudos, os modelamentos realizados consideraram as rochas da sequência Barros Cassal como magma parental, minimizando assim a elevada taxa de cristalização necessária para a obtenção de composições riolíticas (no que diz respeito aos teores de elementos maiores e traços) a partir dos basaltos Gramado (da ordem de mais de 80%,

como mencionado por Garland *et al.*, 1995) e reduzindo as incertezas associadas.

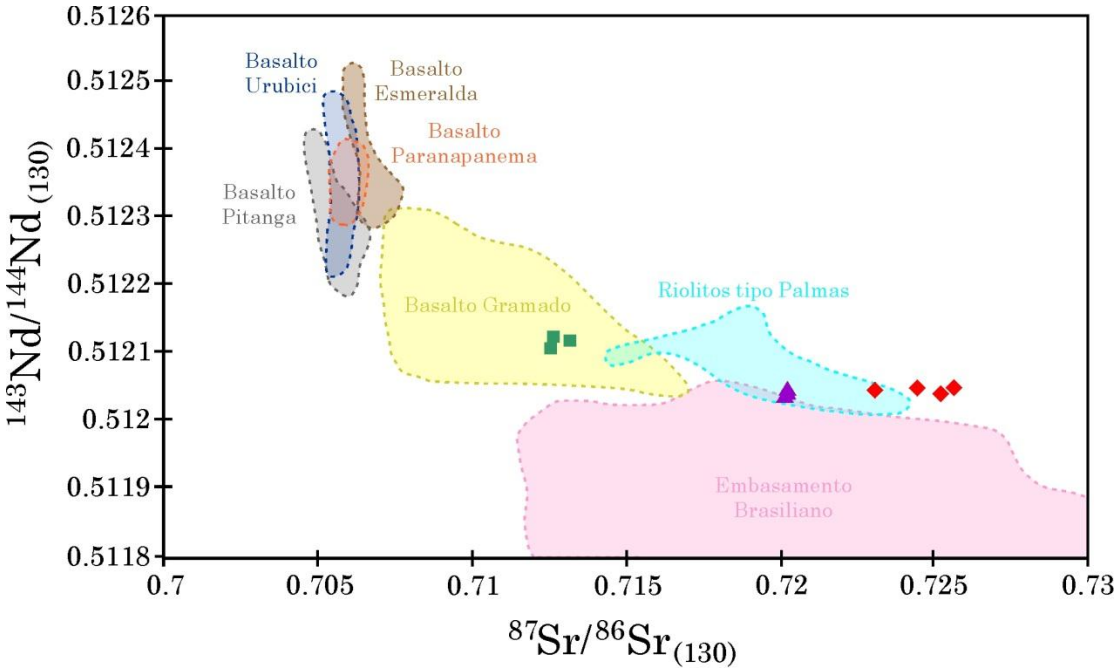


Figura 76: Dados isotópicos dos riolitos Santa Maria (losangos vermelhos) e das unidades subjacentes Barros Cassal (triângulos verdes) e Caxias do Sul (triângulos roxos) plotados em diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial *versus* $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (calculados para 130 Ma) extraído de Garland *et al.* (1995), mostrando os campos ocupados por rochas vulcânicas de outras regiões da PMP e por rochas do embasamento cristalino.

VII.2.1. CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA

Embora as evidências isotópicas mostrem que a geração dos magmas riolíticos a partir de rochas mais primitivas como as da sequência Barros Cassal não pode ter ocorrido em sistema fechado, modelamentos de cristalização fracionada foram testados inicialmente para elementos maiores e traços através de balanços de massa realizados com auxílio do software Petrograph. Isto é importante para estabelecer parâmetros limitantes para o modelo final.

Os modelamentos para elementos maiores envolveram balanço de massa pela metodologia de Stormer & Nicholls (1978), e consideraram um magma parental de composição de andesito basáltico e dacito (unidade Barros Cassal) com extração de plagioclásio, piroxênio e magnetita – fases minerais presentes e de cristalização precoce nas rochas da unidade Barros Cassal, conforme petrografia descrita por Polo (2014). Os resultados, apresentados no anexo 05, mostram que é possível obter um magma riolítico correspondente à composição média da unidade Santa Maria a partir de um magma: a) andesito basáltico com aproximadamente 57% de cristalização (de onde são extraídos ~45% de plagioclásio, ~38% de piroxênio e ~17% de magnetita); b) andesítico com aproximadamente 49% de cristalização (de onde são retirados ~46% de plagioclásio, ~38% de piroxênio e ~16% de magnetita); c) dacítico com aproximadamente 27% de cristalização (com cristalização de ~50% de plagioclásio, ~34% de piroxênio e ~16% de magnetita). Destaca-se que, a depender do magma parental, o que varia é a proporção de cristalização (de cerca de 60% para aproximadamente 30%), enquanto que a proporção extraída das fases minerais se mantém praticamente inalterada, e é condizente com as proporções descritas petrograficamente.

Os resultados mais satisfatórios foram obtidos para cristalização fracionada a partir de composições andesito basálticas ($\sum res^2 = 0,35$), estando os erros mais elevados (como no caso de magmas parentais de composição mais dacítica onde $\sum res^2 = 2,31$) associados ao ajuste para os elementos Na e K.

O modelamento a partir de elementos traço é uma importante ferramenta que permite o modelamento de diferentes processos geoquímicos envolvidos na geração de um magma. Para este fim, foram elaborados diagramas binários com os principais elementos de interesse, sendo os cálculos realizados segundo a equação definida por Neuman *et al.* (1957):

$$C_L = C_0 \times F^{(D-1)}$$

onde C_L corresponde à concentração do elemento traço no líquido final, C_0 corresponde à concentração inicial do elemento traço, F corresponde à fração de líquido residual e D corresponde ao coeficiente de partição global. Os coeficientes foram calculados considerando-se as proporções modais obtidas a partir do modelamento dos elementos maiores (50% de plagioclásio, 30% de piroxênio e 15% de magnetita) e são apresentados junto aos Kds na Tabela 09.

Tabela 9: Coeficientes de partição para os elementos selecionados das fases minerais cristalizadas e o coeficiente global (D) resultante. [1] - Calculados a partir de Bédard (2006); [2] - Extraídos de Bellieni et al. (1986b); [3] - Extraídos de Renner et al. (2011).

Fase mineral	Elementos						
	Ba	Rb	Sr	Zr	La	Th	Nd
Plagioclásio	0.47[1]	0.038[1]	2.65[1]	0.01[1]	0.202[1]	0.03[3]	0.13[1]
Augita (cpx)	0.02[2]	0.03[2]	0.1[2]	0.27[2]	0.02[2]	0.03[3]	0.31[2]
Magnetita	0.29[2]	0.18[2]	0.15[2]	0.4[2]	0.29[2]	0	0.75[2]
D	**0.28**	**0.06**	**1.38**	**0.15**	**0.16**	**0.02**	**0.27**

Os resultados mostram que alguns elementos como Ba e Zr (Figura 77) apresentam resultados satisfatórios para os processos de cristalização fracionada. Neste caso, líquidos de composição andesítica a dacítica (grupo representado pela amostra GX-22) necessitam apenas 10 a 20% de cristalização para geração de magmas riolíticos com a composição adequada, enquanto líquidos andesíticos basálticos e basálticos com maiores teores de Ba e menores teores de Zr necessitam mais de 20% (e.g. amostra GX-113) e 45-55% (e.g. amostra GX-157) de cristalização. Já os líquidos de composição equivalente ao grupo representado pelas amostras GX-94 e GX-137 nunca alcançam o enriquecimento em Ba observado, descartando o processo de cristalização fracionada ou demandando processos adicionais.

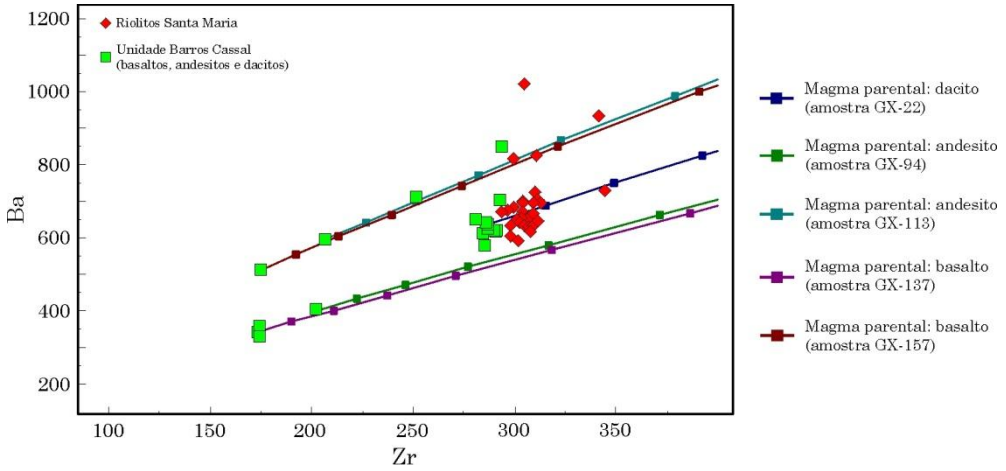


Figura 77: Modelo de cristalização fracionada de geração de magmas riolíticos (Santa Maria) a partir de magmas intermediários (basaltos, andesitos e dacitos Barros Cassal) inseridos em diagrama binário Ba *versus* Zr. Losangos vermelhos: riolitos Santa Maria; quadrados verdes: rochas da unidade Barros Cassal. As linhas de evolução da cristalização fracionada apresentam diferentes cores para cada magma parental e cada quadrado representa um aumento de 10% na taxa de cristalização (com início em 0% no ponto da amostra).

Em contrapartida, para outros elementos traço observa-se que não é possível atingir os teores equivalentes às composições dos riolitos tipo Santa Maria por simples processo de cristalização fracionada. A Figura 78 mostra que, no caso do Rb, apenas em alguns casos as amostras de composição mais diferenciada (dacíticas) poderiam gerar, a partir da cristalização fracionada de no mínimo cerca de 40% do líquido, magmas riolíticos com os teores de Rb característicos da unidade Santa Maria. De maneira semelhante, é possível observar que o Th (Figura 77) também não atingiria os teores observados a partir de processos de simples cristalização fracionada, sendo necessário processo adicional responsável para alcançar o enriquecimento observado. Os resultados também não são satisfatórios para Sr, uma vez que necessitaria Kd mais elevado do que o calculado, da ordem de 5, por exemplo; quando analisado através do diagrama Nd vs Sr também apresentado na Figura 77, nota-se que apenas o processo de cristalização fracionada não seria suficiente para se obter os teores observados, sendo necessária a assimilação de um contaminante com teor mais elevado de Nd e menos elevado de Sr.

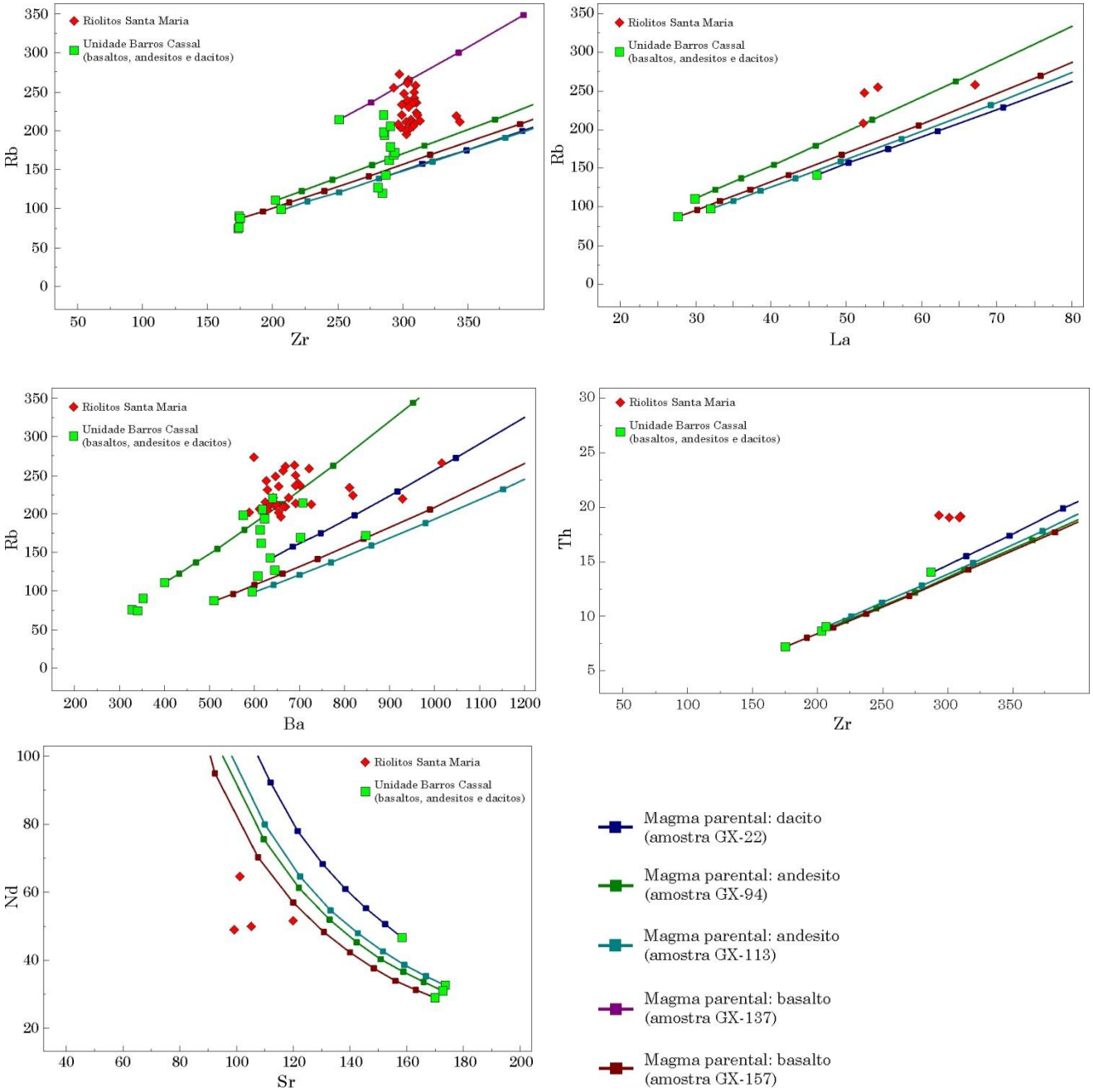


Figura 78: Modelo de cristalização fracionada de geração de magmas riolíticos (Santa Maria) a partir de magmas intermediários (basaltos, andesitos e dacitos Barros Cassal) inseridos em diagramas binários. Losangos vermelhos: riolitos Santa Maria; quadrados verdes: rochas da unidade Barros Cassal. As linhas de evolução da cristalização fracionada apresentam diferentes cores para cada magma parental e cada quadrado representa um aumento de 10% na taxa de cristalização (com início em 0% no ponto da amostra).

VII.2.2. ASSIMILAÇÃO CRUSTAL E CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA (AFC)

Para os modelos de AFC, primeiramente fez-se uma avaliação dos potenciais contaminantes, considerando as assinaturas isotópicas requeridas pela variação observada entre possíveis parentais básicos a intermediários (unidade Barros Cassal) e os riolitos Santa Maria.

Foram consideradas as rochas típicas do embasamento cristalino da região sul do Brasil, com base em trabalhos realizados em domínios tectônicos compatíveis com o esperado para a crosta que teria contribuído para a geração dos magmas riolíticos. O batólito Florianópolis (Silva, 1999), situado no Escudo Catarinense, compreende rochas graníticas neoproterozóicas de natureza pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993), dentre as quais a Suíte Paulo Lopes, composta entre outras unidades, pelos granitóides Garopaba (dados obtidos de Florisbal *et al.*, 2009). Os Granitóides Garopaba, selecionados como contaminantes para os modelamentos realizados, apresentam composição isotópica de Sr e Nd mais adequada para um provável material assimilado ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ = 0.7310 a 0.7361; $^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$ = 0.51196 a 0.51199; $\varepsilon Nd_{(134)}$ = -9.4 a -9.9), como é possível observar na Figura 79, que traz uma nova comparação com o diagrama de Garland *et al.* (1995). Observa-se, em contrapartida, que as granitos do tipo Rio Pequeno e Serra dos Macacos (dados obtidos de Florisbal *et al.*, 2012), que ocorrem em um domínio tectônico distinto, localizado a norte Batólito Florianópolis, não configuram contaminantes adequados, uma vez que apresentam valores de εNd muito negativos e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ pouco elevados, inconsistentes com uma tendência de mistura a partir dos basaltos que levaria até os riolitos Santa Maria.

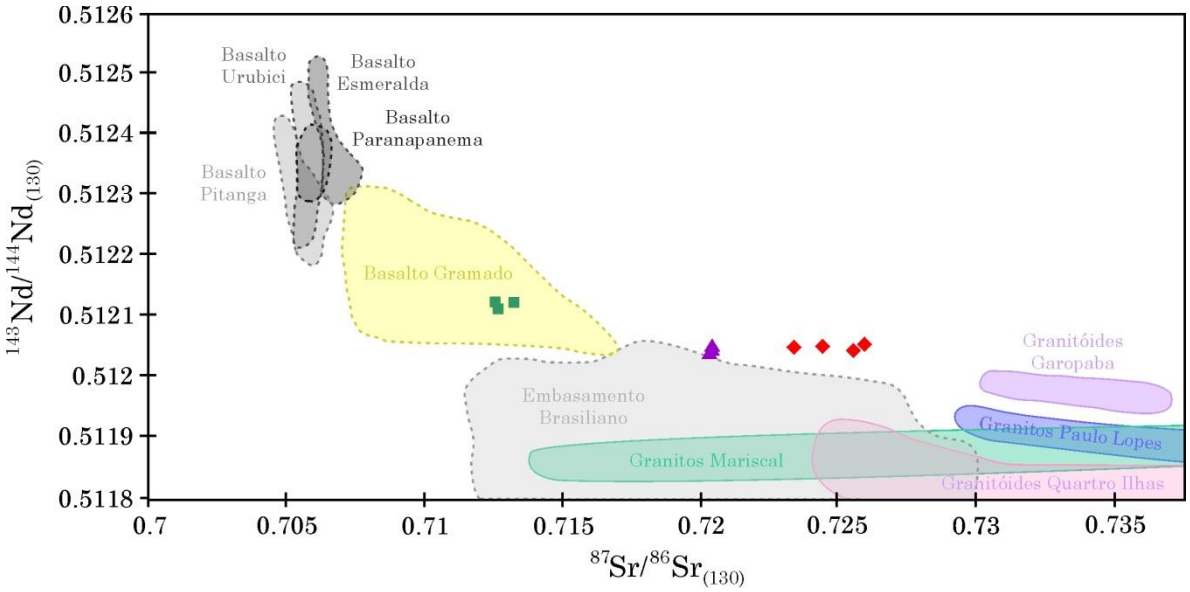


Figura 79: Dados isotópicos dos riolitos Santa Maria (losangos vermelhos) e das unidades subjacentes Barros Cassal (quadrados verdes) e Caxias do Sul (triângulos roxos) plotados em diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ inicial *versus* $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (calculados para 130 Ma) extraído de Garland *et al.* (1995), que contem valores das rochas vulcânicas de outras regiões da PMP, do embasamento Brasiliano e das unidades neoproterozóicas do Escudo Catarinense – Granitóides Garopaba, Granitos Paulo Lopes, Granitos Mariscal e Granitóides Quatro Ilhas.

Com auxílio do software Petrograph, as razões isotópicas foram inseridas em diagramas binários $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ vs Sr para as unidades em questão (Figura 80). Os resultados mostram que, a partir de dacitos e andesitos da unidade Barros Cassal pode-se obter magmas com as razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ apresentadas pelos riolitos Santa Maria após cristalização de 20 a 30%, com 16 a 21% de assimilação de material (por exemplo, fusão parcial) derivado de um granito Garopaba.

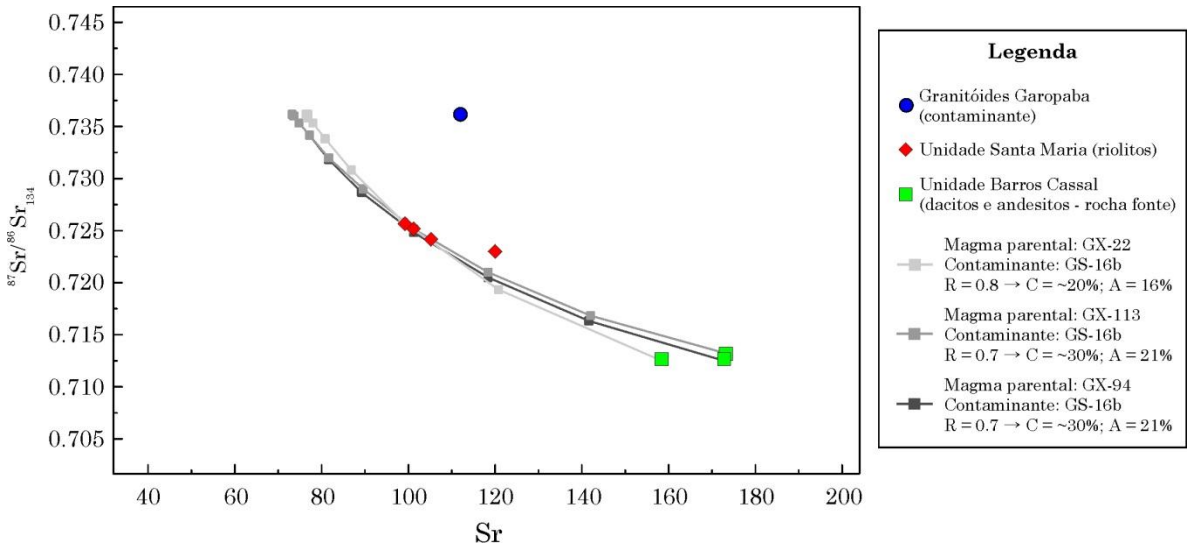


Figura 80: Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração de magma riolítico (Santa Maria – losangos vermelhos) a partir de magmas intermediários (andesitos e dacitos Barros Cassal – quadrados verdes). O círculo azul representa a amostra do Granitóide Garopaba usada como contaminante. As linhas cinzas representam a trajetória AFC - cada quadrado equivale a um acréscimo de 10% da taxa de cristalização, com início em 0% na composição básica. Foram consideradas diferentes razões assimilação/cristalização ("r"), a depender do magma parental, para que se obtivesse as retas de melhores ajustes.

Para o modelamento de elementos traço utilizaram-se, primeiramente, as composições médias dos basaltos, andesitos e dacitos da unidade Barros Cassal (magmas parentais) e dos granitoides Garopaba (contaminante) para a obtenção dos teores de elementos traço em um líquido final através da fórmula:

$$\frac{C_L}{C_0} = f' + \frac{r}{(r-1+D)} \times \frac{C_A}{C_0}(1-f')$$

onde C_L representa a concentração do elemento traço no líquido final, C_0 é a concentração no magma parental, C_A é a concentração no magma assimilado, r é a razão entre assimilação e cristalização, D é o coeficiente de partição global entre os minerais extraídos e o magma parental e f' equivale a: $f' = F^{-(r-1+D)/(r-1)}$. O objetivo foi comparar, para diferentes valores de F (proporção de líquido residual), a concentração de um elemento traço no líquido obtido (C_L) com sua concentração média nos riolitos tipo Santa Maria (C_{SM}). Os resultados mais satisfatórios (medidos pela razão entre a concentração calculada e observada,

C_L/C_{SM}) foram obtidos para um magma parental de composição basáltica com F = 0,7 (cristalização de 30%) com taxas de assimilação variando de 12 a 21% e para um magma parental de composição andesítica com F= 0,8 (cristalização de 20%) com taxas de assimilação variando de 2 a 16%. Os resultados numéricos são apresentados no anexo 05; a Figura 81 mostra graficamente quanto a composição do líquido final obtido se aproxima da composição dos riolitos Santa Maria.

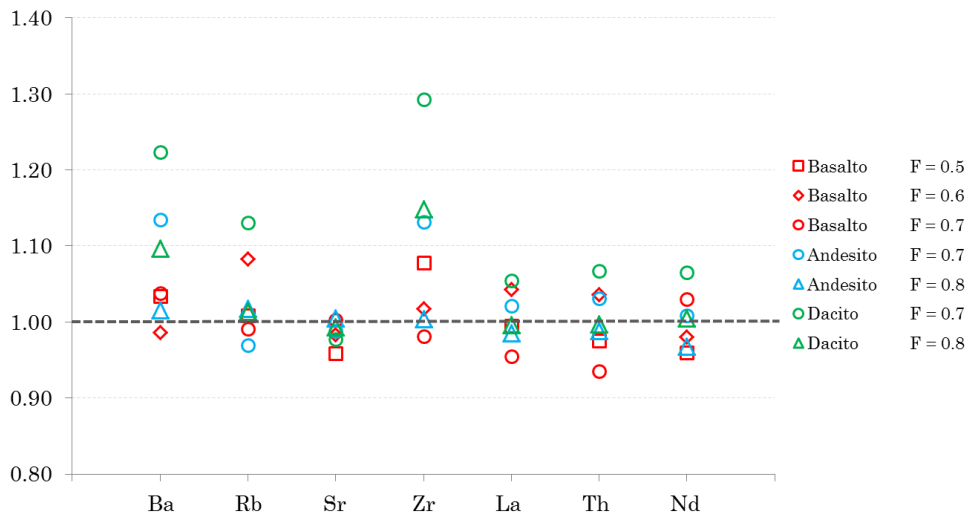


Figura 81: Diagrama representativo da comparação entre o líquido obtido (C_L) a partir um modelamento de AFC (considerando-se cristalização de magmas com composições equivalentes às composições médias dos basaltos, andesitos e dacitos da unidade Barros Cassal e assimilação de uma composição equivalente à composição média dos Granitódes Garopaba) e a composição média dos riolitos Santa Maria (C_{SM}). Cada símbolo representa um valor de "F", enquanto as cores representam diferentes composições de magma parental a sofrer cristalização fracionada.

Posteriormente, os teores de elementos traço foram plotados em diagramas binários para testar o modelo de contaminação dos magmas a partir da assimilação de líquidos de composição equivalente aos Granitóides Garopaba. Nestes diagramas não foram consideradas as composições médias, sendo plotadas as diferentes amostras de cada unidade, mostrando assim as variações composicionais características de cada uma.

Os diagramas apresentados na Figura 82 mostram os resultados obtidos. Foram consideradas como magmas parentais as amostras da unidade Barros

Cassal composições andesito basáltica e andesítica, uma vez que foram as que apresentaram melhores resultados nas primeiras etapas de modelamento (cf. Figura 81). As amostras de composição dacítica não apresentaram bons ajustes na evolução para os magmas riolíticos, como pode ser observado nas figuras 82 A, B, e E, onde se nota se tratar de um grupo com elevado teor de Zr e Nd. Este comportamento pode ser indicativo da evolução da própria unidade Barros Cassal, não discutida neste trabalho, distinta daquela envolvida na geração dos magmas riolíticos a partir dos basaltos e andesitos envolvendo os processos de AFC.

Os resultados mostram ser possível obter magmas riolíticos com as características dos riolitos Santa Maria a partir de cristalização de 10 a 60% dos magmas basálticos e andesíticos associados a 6-25% de assimilação de composições semelhantes às dos Granitóides Garopaba, sendo o intervalo de 30-40% de cristalização e 8-15% de assimilação o mais satisfatório para os elementos considerados. É importante ressaltar que a variação geoquímica dos riolitos Santa Maria para alguns elementos remetem à necessidade de processos contínuos e mais complexos de contaminação, devendo ser também considerado o fato de que as rochas utilizadas como contaminante (granitoides Garopaba) apresentam grande variação composicional, o que pode resultar em ampla variação do líquido resultante. Por fim, deve-se considerar ainda que os modelos apresentados correspondem a simplificações, uma vez que consideram a composição de rocha total para as amostras usadas como contaminantes, o que se sabe não ocorrer, já que serão incorporados líquidos resultantes de fusão parcial da rocha encaixante, o que necessitaria modelamentos de fusão parcial que não foram realizados no presente trabalho. De todo modo, os granitos escolhidos como contaminantes têm composição bastante evoluída, e suas composições globais não são muito distintas das esperadas para líquidos derivados de sua refusão.

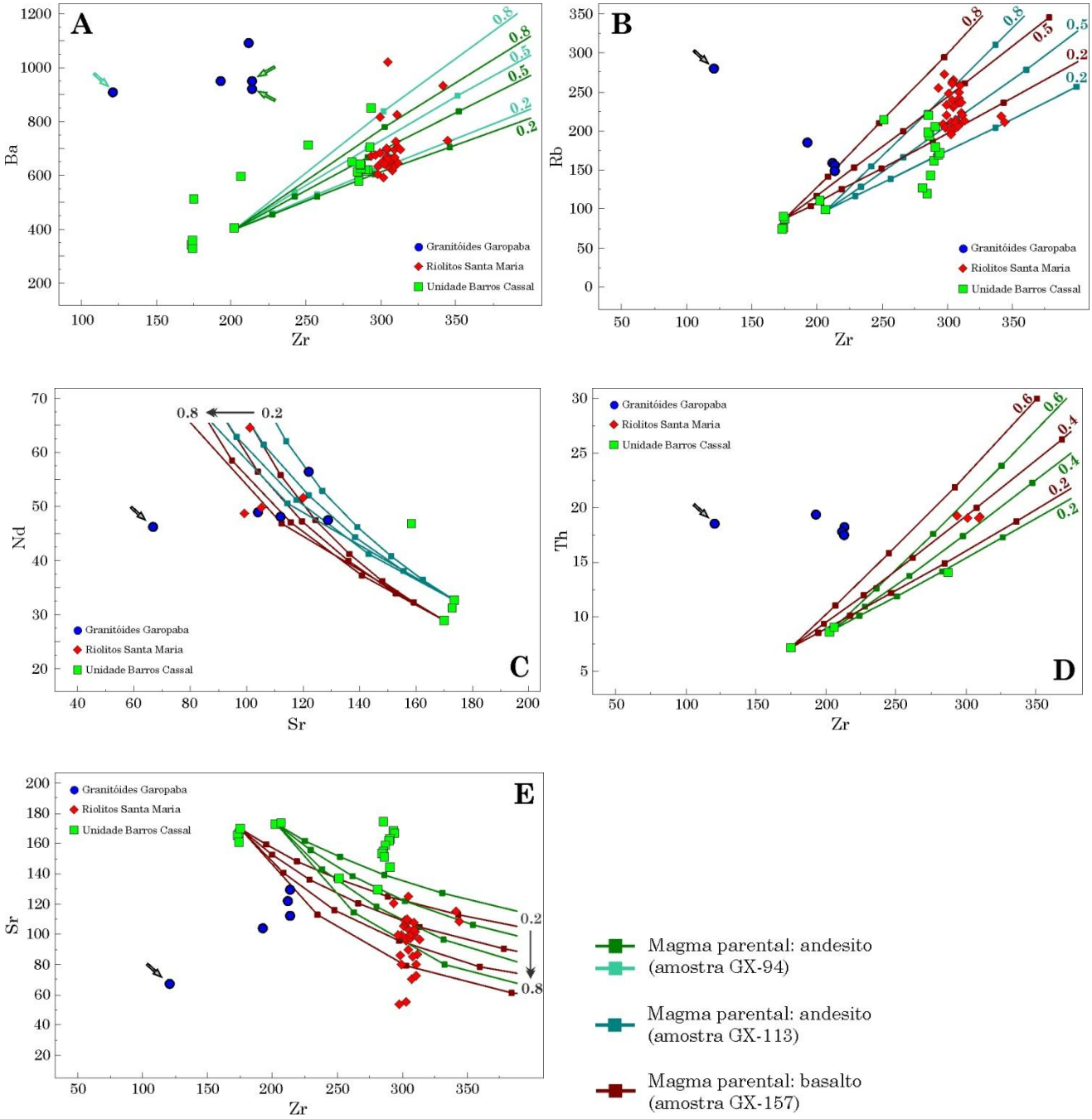


Figura 82: Modelos de cristalização fracionada com assimilação crustal (AFC) para a geração de magma riolítico (Santa Maria – losangos vermelhos) a partir de magmas intermediários (andesitos e dacitos Barros Cassal – quadrados verdes). Os círculos azuis correspondem às amostras dos Granitóides Garopaba – as setas indicam a amostra selecionada como contaminante (por apresentar o melhor ajuste da reta). Foram consideradas diferentes razões assimilação/cristalização ("r"), a depender do magma parental, para que se obtivesse as retas de melhores ajustes – os valores de "r" são indicados junto às curvas de evolução do processo AFC.

CAPITULO VIII – PARÂMETROS INTENSIVOS E SUA RELAÇÃO COM A FORMA DE OCORRÊNCIA

As erupções vulcânicas e seus produtos correspondem à manifestação em superfície dos processos magmáticos que ocorrem no interior do planeta. Deste modo, a vulcanologia torna-se um complexo estudo interdisciplinar que envolve, além da geologia estrutural e da geoquímica (descritas nos itens precedentes), estimativas de parâmetros intensivos (e.g., temperatura, conteúdo de água, viscosidade) que controlam a forma de ocorrência destas erupções, se mais ou se menos explosiva, e definem, portanto, seus produtos. A tabela 10, extraída de Sigurdsson *et al*. (2000) resume os principais fatores controladores das erupções, os quais operam de modo conjunto, sendo interdependentes.

Tabela 10: Fatores controladores dos processos vulcânicos. Modificado de Sigurdsson *et al*. (2000)

Fator	***Intervalo típio***	***Comentários***
Temperatura do magma	800 - 1250°C	Influencia a viscosidade do magma e afeta a energia disponível para a pluma eruptiva ascender
Teor de água do magma	0.1 - 6% em peso	Controla a viscosidade e a fragmentação do magma através dos processos de vesiculação
Viscosidade	10^1 - 10^9 Pa.s	Determina as propriedades do fluxo magmático, vesiculação e crescimento de bolhas; controla a ascensão e o escape das bolhas no magma
Água externa	0.01 - 0.5 vol. frac.	Fração volumétrica de água externa que se mistura ao magma no conduto ou caldeira
Conteúdo de cristais	0 - 50%	Afeta a viscosidade do magma e consequentemente sua reologia

A temperatura exerce importante papel no controle da viscosidade e densidade das fusões: o principal efeito da diminuição da temperatura é a cristalização do magma, e o conteúdo de cristais passa então a afetar a viscosidade, a densidade e a reologia deste magma.

Entende-se por viscosidade a "razão entre a tensão cisalhante e a taxa de cisalhamento", i.e., a viscosidade pode ser definida como a resistência interna de um fluido ao movimento. Os magmas, quando em temperaturas mais

elevadas que a temperatura de *liquidus* e a **baixas** taxas de deformação, podem ser classificados como fluidos newtonianos, ou seja, apresentam uma relação linear entre a tensão e a taxa de deformação. Quando este fluido passa a apresentar uma resistência interna, ele passa a se comportar como um material "binghamniano", ou seja, necessita uma tensão inicial para que haja deformação. Essa resistência interna pode ser devida à cristalização do magma, com a formação de cristais interativos entre si.

A cristalinidade (ϕ) equivale à proporção dos cristais presentes no magma (variando de 0 – *liquidus* – a 1 – *solidus*) e interfere significativamente na viscosidade do sistema. O diagrama reológico (Fernandez, 1984) apresentado na Figura 83 mostra a relação entre viscosidade do magma, a cristalinidade e a tensão cisalhante. O campo I definido no diagrama corresponde a $0 < \phi < 0{,}3\text{-}0{,}35$, onde o magma apresenta um comportamento newtoniano, baixa viscosidade e alta mobilidade. O campo II corresponde a $0{,}3\text{-}0{,}35 < \phi < 0{,}65$, onde o magma passa a comportar-se como fluido não-newtoniano, com uma viscosidade crescente, enquanto que no campo III ($\phi > 0{,}65$) o magma passa a se comportar como um sólido.

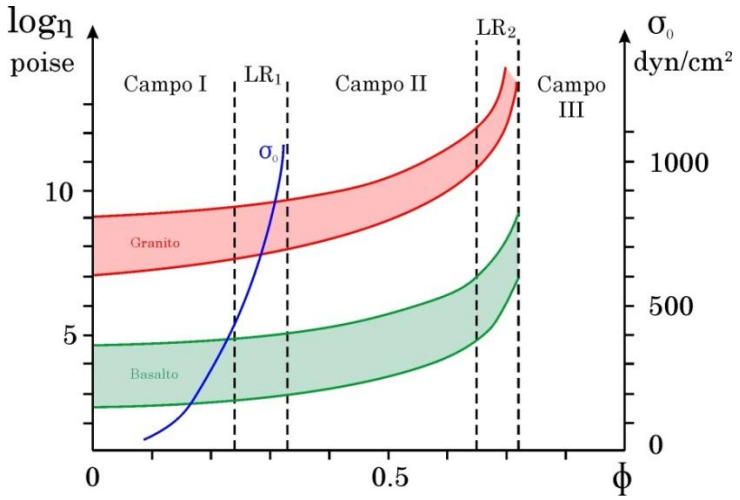


Figura 83: Diagrama reológico representativo de uma composição granítica e uma composição basáltica (segundo Fernandez, 1984). A viscosidade (representada no eixo à esquerda) apresenta correlação positiva com a tensão cisalhante (eixo à direita) e a cristalinidade (eixo horizontal), sendo definidos três campos de comportamento reológico distintos. O campo III caracteriza-se pela perda da mobilidade do magma.

Além de condicionar a cristalinidade do magma, a temperatura influencia a solubilidade dos voláteis que serão dissolvidos no magma (embora de maneira menos significativa que a pressão no caso da água como fase volátil). A *solubilidade* refere-se ao conteúdo máximo de uma fase volátil que pode ser dissolvida (incorporada) no magma em determinadas condições. Os voláteis dissolvidos no magma afetam drasticamente a densidade e a viscosidade dos magmas, sendo fundamentais no controle de sua ascensão, intrusão e erupção e, principalmente, na fragmentação do magma devido à exsolução e formação de bolhas como consequência da descompressão sofrida durante a ascensão.

Para os riolitos Santa Maria, será considerada a água como única fase volátil (indicado por dados obtidos por LECO). A dissolução da H_2O envolve despolimerização das fases silicáticas e/ou alumino-silicáticas, sendo que este "componente" pode se apresentar dissolvido no magma sob duas formas: íons hidroxila [OH^-] e água molecular [$H_2O_{(m)}$]. Os mecanismos de dissolução dependem basicamente da composição do magma e do conteúdo de água presente, e podem ser expressos pelas equações, segundo (Moulson & Roberts, 1961 apud Mysen & Richet, 2005):

$$H2O(m) + O(melt) \leftrightarrow 2\ OH(fusão) \qquad (Eq1)$$

ou ainda,

$$Si\text{-}O\text{-}Si + H2O \leftrightarrow Si\text{-}OH \ldots OH\text{-}Si \qquad (Eq2)$$

onde a abundância relativa entre os espécimes depende do teor de água dissolvido, sendo que até conteúdos da ordem de 3-5% de água, há predomínio da espécie hidroxila (Behren & Gaillard, 2006; Wallace & Anderson Jr, 2000).

Os estudos de Stolper (1982) e Silver et. al. (1990) (apud Mysen & Richet, 2005) indicam que a solubilidade da água aumenta de maneira diretamente proporcional ao conteúdo de SiO_2. A influência da composição e da pressão na solubilidade de água pode ser observada na figura 84A, onde observa-se a curva de aumento da solubilidade com o aumento da pressão e nota-se que, para um mesmo valor de P, magmas riolíticos apresentam maiores solubilidades (para P > 0,5 kbar).

Uma vez que a incorporação de água em magmas silicáticos é responsável pela "quebra" das cadeias alumino-silicáticas polimerizadas, a adição de água em sistemas magmáticos passa a ter um papel fundamental na diminuição da viscosidade e no controle da forma de extrusão. A figura 84B ilustra o efeito da água sobre a viscosidade e nota-se que o papel da água é mais efetivo quando em teores de até 3%, já que este é o limite para a predominância dos íons hidroxila, responsáveis pela incorporação da água envolvendo a quebra da estrutura cristalina.

Por fim, ressalta-se ainda o papel da água na densidade da fusão, propriedade física responsável pelo controle da ascensão dos magmas. A adição de água no sistema é responsável por uma queda significativa na densidade, como pode ser observado na figura 84C.

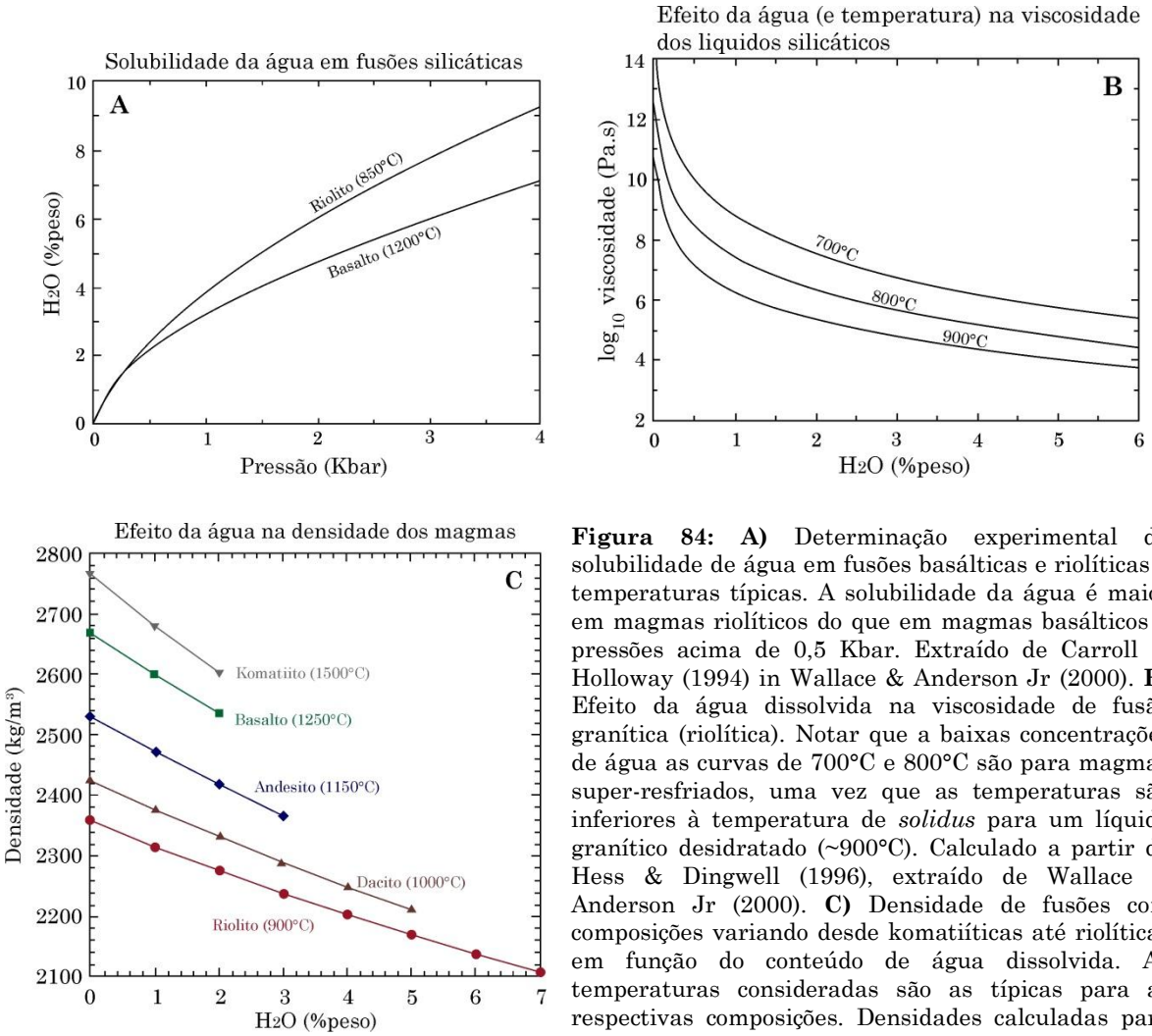


Figura 84: A) Determinação experimental da solubilidade de água em fusões basálticas e riolíticas a temperaturas típicas. A solubilidade da água é maior em magmas riolíticos do que em magmas basálticos a pressões acima de 0,5 Kbar. Extraído de Carroll & Holloway (1994) in Wallace & Anderson Jr (2000). **B)** Efeito da água dissolvida na viscosidade de fusão granítica (riolítica). Notar que a baixas concentrações de água as curvas de 700°C e 800°C são para magmas super-resfriados, uma vez que as temperaturas são inferiores à temperatura de *solidus* para um líquido granítico desidratado (~900°C). Calculado a partir de Hess & Dingwell (1996), extraído de Wallace & Anderson Jr (2000). **C)** Densidade de fusões com composições variando desde komatiíticas até riolíticas em função do conteúdo de água dissolvida. As temperaturas consideradas são as típicas para as respectivas composições. Densidades calculadas para pressão de 1 bar (10^{-4} GPa). Extraído de Spera (2000).

Fica evidente, portanto, a importância da determinação de parâmetros como temperatura, pressão e teor de água para uma melhor compreensão dos processos envolvidos na evolução e ascensão dos magmas. Com esta finalidade, muitos modelos físico-químicos e matemáticos foram desenvolvidos a partir de estudos empíricos, dando origem aos termômetros, barômetros e higrômetros que comumente baseiam-se nas reações químicas de troca entre fases minerais ou fase mineral e o líquido em equilíbrio, como é o caso, por exemplo, dos barômetros baseados na troca de Al (alumínio) entre um piroxênio ou anfibólio e a fusão. Entretanto, é importante ressaltar que estes modelos precisam ser

usados com cautela, já que podem ser bastante imprecisos uma vez que: 1) os parâmetros são interdependentes e um termômetro pode ser sensível à pressão e ao teor de água e um barômetro pode ser sensível à temperatura – deste modo, estimativas imprecisas podem ocasionar propagação de erro; 2) muitas das trocas e reações químicas utilizadas como referência para os cálculos se dão em um intervalo relativamente grande de pressão e temperatura, o que não permite inferir com precisão o parâmetro desejado; 3) os resultados obtidos de termômetros e barômetros baseados em trocas e reações químicas podem ser imprecisos devido processos posteriores de reequilíbrio das fases. Deste modo, é fundamental verificar as condições de aplicação das metodologias utilizadas e, sempre que possível, buscar modelos que independem de determinações prévias destes parâmetros, para que se tenha uma melhor confiabilidade dos dados obtidos.

VIII.1. Temperatura

Uma vez que os termômetros costumam ser dependentes da pressão e dos teores de água, optou-se primeiramente por uma metodologia que fosse independente desses parâmetros, como é o caso do termômetro baseado na saturação em apatita (Harrison & Watson, 1984), que se embasa na premissa de que a atividade de P_2O_5 é dependente exclusivamente do teor de SiO_2 e da temperatura do magma. Deste modo, em magmas nos quais a apatita é uma fase mineral precoce, sua temperatura de saturação pode ser tomada como uma boa aproximação para a temperatura de *liquidus*. A relação entre os parâmetros é definida segundo a equação:

$$\ln D_P^{\frac{apatita}{liquido}} = 8400 + \left[\frac{\left((SiO_2 - 0.5)\ 2.64 \times 10^4\right)}{T}\right] - \left[3.1 + \left(12.4(SiO_2 - 0.5)\right)\right]$$

onde $D_P^{\frac{apatita}{liquido}}$ corresponde ao coeficiente de partição do fósforo entre a apatita e o líquido, T à temperatura absoluta e o teor de SiO_2 é dado em fração em peso, sendo o modelo calibrado para teores de 45-75% e de 0-10% de H_2O.

Os riolitos Santa Maria apresentam teores de P_2O_5 de 0,19 a 0,20% (em peso), e as temperaturas obtidas para as amostras são apresentadas na tabela 11 e variam de 962°C a 994°C.

Tabela 11: Temperaturas obtidas a partir da saturação em apatita (Harrison & Watson, 1984) para os riolitos Santa Maria.

Amostra	SiO_2	P_2O_5	Temperatura estimada (°C)
GX-23	70,34	0,19	977
GX-35	69,36	0,19	967
GX-108	69,06	0,19	964
TF-02A	70,15	0,20	980
TF-02B	70,05	0,20	979
TF-02C	70,00	0,20	979
TF-02D	68,31	0,20	962
RS-74A	68,55	0,20	964
RS-74B	72,19	0,19	994

A média das temperaturas obtidas (974°C) foi então utilizada como ponto de partida para os modelos de termômetros, barômetros e higrômetros que se utilizam de trocas químicas para se estimar os parâmetros desejados. Com esta finalidade, foram empregados aqueles apresentados por Putirka (2008), que correspondem a recalibramentos de modelos anteriores.

O termômetro "plagioclásio-líquido" é baseado na troca dos componentes anortita-albita (reação de troca Na+Si ↔ Ca+Al) entre o plagioclásio e o líquido em equilíbrio[2], a qual é função da pressão, do teor de água e das proporções (frações catiônicas) dos componentes albita e anortita no plagioclásio e no líquido segundo a equação (Eq 24a de Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 0.3128 \ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq}\left(X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right) - 8.103\left(X_{SiO_2}^{liq}\right) + 4.872\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) + 1.5346\left(X_{Ab}^{liq}\right)^2 + 8.661\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2 - 3.341 \times 10^{-2}\left(P(Kbar)\right) + 0.18047\left(H_2O^{liq}\right)$$

cujo erro é de ± 36°C. Para este termômetro foi utilizado como "*input*" o teor de água obtido pelo higrômetro de Lange *et al.* (inédito) – ver item VIII.2 – e pressões de 3 a 4 Kbar (para fenocristais; segundo os resultados do equilíbrio clinopiroxênio-líquido de Putirka (2008) – ver item VIII.3) e de 0,5 kbar para os micrólitos. Nestas condições, os cristais de plagioclásio mostram temperaturas de cristalização variando de 963°C (micrólito) a 977°C, com temperaturas de saturação de 977°C a 989°C – os resultados são apresentados na tabela 12.

[2] Para teste de equilíbrio os autores sugerem a constante de equilíbrio K_D para a troca An-Ab onde, para temperaturas inferiores a 1050°C, K_D(An-Ab) = 0,10 ± 0,05 e para temperaturas superiores a 1050°C K_D(An-Ab) = 0,27 ± 0,11.

	AMOSTRA GX-23					AMOSTRA GX-35			
	RT[1]	**cF,p19 nucleo**	**cF,p19 borda**	**cG,p26 nucleo**	**cG,p26 borda**	**RT[1]**	**cD,p19 micrólito**	**cC,p16 nucleo**	**cC,p16 borda**
SiO_2	70.34	54.76	54.24	54.69	54.39	69.36	56.06	55.30	53.63
TiO_2	0.67	0.04	0.01	0.08	0.06	0.65	0.04	0.09	0.04
Al_2O_3	12.30	27.47	28.00	27.60	27.88	12.15	27.23	27.51	28.65
FeO_t	4.81	0.84	0.82	0.77	1.05	4.99	1.31	0.91	0.94
MnO	0.01	0.03	0.04	0.03	0.01	0.08	0.04	0.01	0.04
MgO	0.50	0.10	0.05	0.08	0.10	0.61	0.06	0.08	0.05
CaO	2.11	10.97	11.42	10.87	11.38	1.93	10.34	10.68	11.67
Na_2O	2.66	5.44	5.08	5.31	5.05	2.44	5.76	5.10	4.61
K_2O	4.97	0.56	0.47	0.53	0.46	4.63	0.51	0.55	0.46
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.19	—	—	—	—	0.19	—	—	—
H_2O^{liq} [2]	—	0.5	0.7	0.5	0.7	—	0.2	0.7	0.7
Temp (equ)	—	976°C	972°C	976°C	972°C	—	963°C	969°C	974°C
Temp (sat)	—	989°C	982°C	987°C	982°C	—	979°C	980°C	980°C
Teor de H_2O	—	1.3%	1.3%	1.3%	1.3%	—	1.3%	1.4%	1.3%

[1] RT - Rocha Total

[2] Teor de água no líquido em equilíbrio estimado a partir do teor de anortita (modelo inédito de Lange).

Tabela 12 (1/3): Resultados obtidos pelo termômetro/higrômetro plagioclásio-líquido de Putirka (2008).

	AMOSTRA GX-35					AMOSTRA GX-108			
	cC,p17 nucleo	**cC,p17 meio**	**cC,p17 borda**	**cC,p18 nucleo**	**cC,p18 borda**	**RT[1]**	**cB,p08 nucleo**	**cB,p08 borda**	**cE,p34 nucleo**
SiO_2	56.98	55.12	54.94	54.79	53.65	69.67	53.40	54.15	56.92
TiO_2	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	0.67	0.05	0.05	0.03
Al_2O_3	26.45	27.59	27.74	27.59	28.35	12.11	28.13	27.74	26.29
FeO_t	0.99	1.03	1.01	1.00	1.09	5.09	1.00	1.02	1.01
MnO	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04	0.03	0.00
MgO	0.09	0.06	0.07	0.09	0.10	0.73	0.09	0.09	0.08
CaO	9.58	10.79	11.26	11.19	11.71	2.06	11.84	11.26	9.65
Na_2O	5.63	5.22	4.89	4.79	4.67	2.70	4.82	4.90	5.75
K_2O	0.79	0.59	0.50	0.56	0.48	4.03	0.43	0.53	0.78
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—
H_2O^{liq} [2]	0.4	0.7	0.7	0.7	0.7	—	1.1	0.8	0.8
Temp (equ)	974°C	969°C	972°C	973°C	974°C	—	970°C	977°C	970°C
Temp (sat)	989°C	980°C	980°C	980°C	980°C	—	977°C	985°C	985°C
Teor de H_2O	1.3%	1.4%	1.4%	1.3%	1.3%	—	1.7%	1.5%	1.7%

[1] RT - Rocha Total

[2] Teor de água no líquido em equilíbrio estimado a partir do teor de anortita (modelo inédito de Lange).

Tabela 12 (2/3): Resultados obtidos pelo termômetro/higrômetro plagioclásio-líquido de Putirka (2008)

	AMOSTRA GX-108								
	cE,p34 meio	**cE,p34 borda**	**cJ,p47 nucleoA**	**cJ,p47 bordaB**	**cJ,p48 nucleo**	**cJ,p48 meio**	**cJ,p48 borda**	**cJ,p49 nucleoC**	**cJ,p49 bordaD**
SiO_2	53.01	53.88	55.02	52.02	55.36	54.36	53.65	55.86	55.08
TiO_2	0.07	0.07	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Al_2O_3	28.45	27.83	26.54	28.07	27.16	27.80	28.53	27.02	27.67
FeO_t	0.89	0.97	1.03	0.93	0.78	0.84	1.09	0.97	0.97
MnO	0.03	0.02	0.01	0.04	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00
MgO	0.10	0.09	0.08	0.08	0.11	0.10	0.06	0.10	0.10
CaO	12.07	11.31	10.46	12.37	10.50	11.20	12.14	10.41	11.08
Na_2O	4.57	5.15	5.05	4.27	5.03	4.96	4.56	5.27	4.95
K_2O	0.48	0.49	0.63	0.44	0.59	0.51	0.43	0.64	0.54
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^{liq} [2]	1.1	0.8	0.8	1.1	0.8	0.8	1.1	0.8	0.8
Temp (equ)	972°C	975°C	975°C	974°C	975°C	976°C	972°C	974°C	976°C
Temp (sat)	977°C	985°C	985°C	977°C	985°C	985°C	977°C	985°C	985°C
Teor de H_2O	1.6%	1.5%	1.5%	1.6%	1.5%	1.5%	1.7%	1.6%	1.5%

[1] RT - Rocha Total

[2] Teor de água no líquido em equilíbrio estimado a partir do teor de anortita (modelo inédito de Lange).

Tabela 12 (3/3): Resultados obtidos pelo termômetro/higrômetro plagioclásio-líquido de Putirka (2008)

O termômetro clinopiroxênio-líquido é baseado na troca Jd-DiHd (jadeíta–diopsidio + hedenbergita)[3] entre o clinopiroxênio e o líquido em equilíbrio[4], sendo função da pressão, do teor de água e das proporções (frações catiônicas) de SiO_2, TiO_2, CaO, $NaO_{0.5}$ e $KO_{0.5}$ e Al e dos componentes jadeíta, diopsídio+hedenbergita e enstatita-ferrosilita no clinopiroxênio e no líquido segundo a equação (Eq. 33 de Putirka, 2008):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 0.73 - 0.14ln\left(\frac{X_{Jd}^{cpx}X_{CaO}^{liq}X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx}X_{Na}^{liq}X_{Al}^{liq}}\right) + 0.07\left(H_2O^{liq}\right) - 14.9\left(X_{CaO}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}\right)$$
$$- 0.08ln\left(X_{TiO_2}^{liq}\right) - 3.62\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) - 1.1\left(Mg\#^{liq}\right)$$
$$- 0.18ln\left(X_{EnFs}^{cpx}\right) - 0.027P(Kbar)$$

Esta equação representa uma recalibração do termômetro de Putirka *et al.* (2003), possibilitando a redução em cerca de 10-20°C do erro associado (anteriormente equivalente a ±52-60°C).

A partir deste termômetro, os piroxênios dos riolitos Santa Maria apresentaram temperaturas de equilíbrio de 983°C a 1022°C – os resultados detalhados são apresentados na tabela 13.

[3] Componentes do piroxênio: Jd (jadeíta), DiHd (diopsidio + hedenbergita) e EnFs (enstatita-ferrossilita) calculados segundo procedimentos descritos em Putirka *et al.* (2003)

[4] De maneira semelhante ao termômetro plagioclásio-líquido, para teste de equilíbrio os autores sugerem a condição para a constante de equilíbrio: $K_D\,(Fe - Mg)^{cpx-liq} = 0{,}27 \pm 0{,}03$

Tabela 13: Resultados obtidos pelo termômetro/barômetro clinopiroxênio-líquido de Putirka (2008).

	AMOSTRA GX-35					
	RT[1]	**cF,p31**	**cC,p14 nucleo**	**cF,p14 borda**	**cC,pA**	**cC,pB**
SiO_2	69.36	51.09	50.35	51.00	50.63	49.83
TiO_2	0.65	0.34	0.36	0.39	0.26	0.33
Al_2O_3	12.15	0.67	0.99	0.79	0.77	0.77
FeO_t	4.99	29.12	29.16	28.99	29.17	28.89
MnO	0.08	1.31	1.30	1.30	1.35	1.26
MgO	0.61	13.67	13.82	13.69	14.43	13.01
CaO	1.93	4.30	3.94	3.88	3.11	4.82
Na_2O	2.44	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07
K_2O	4.63	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
P_2O_5	0.19	—	—	—	—	—
H_2O^{liq} [2]	—	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7
Temp (equ)	—	983°C	987°C	987°C	997°C	987°C
Pressão	—	3.8	3.6	4.0	4.0	3.9

	AMOSTRA GX-108				
	RT[1]	**cC,p18**	**cG,pA**	**cB,p09**	**cC,p11**
SiO_2	69.67	51.21	52.39	51.63	50.54
TiO_2	0.67	0.41	0.22	0.13	0.30
Al_2O_3	12.11	0.68	0.88	0.72	1.08
FeO_t	5.09	28.36	26.82	27.42	27.76
MnO	0.08	1.25	1.11	1.21	1.29
MgO	0.73	14.58	14.24	16.50	14.55
CaO	2.06	4.52	3.17	3.19	3.24
Na_2O	2.70	0.08	0.09	0.04	0.04
K_2O	4.03	0.01	0.07	0.02	0.22
Cr_2O_3	—	0.00	0.04	0.01	0.00
P_2O_5	0.19	—	—	—	—
H_2O^{liq} [2]	—	0.9	0.9	0.9	0.9
Temp (equ)	—	990°C	1022°C	993°C	992°C
Pressão	—	3.5	5.0	2.4	0.5

[1] RT - Rocha Total

[2] Teor de água no líquido em equilíbrio estimado a partir do teor de anortita (modelo inédito de Lange).

Considerando-se as metodologias utilizadas e os erros associados, os dados obtidos para temperatura são bastante consistentes e mostram que os magmas riolíticos apresentavam temperaturas elevadas, da ordem de 980°C a 1000°C.

VIII.2. Conteúdo de água

Um dos geohigrômetros bastante utilizados na literatura baseia-se na troca dos componentes $CaAl_2Si_2O_8$ (anortita) e $NaAlSi_3O_8$ (albita) entre o plagioclásio e o líquido em equilíbrio, sendo esta troca dependente da temperatura, do teor de água e, menos significativamente (Lange *et al.*, 2009), da pressão. Deste modo, considerando-se a composição do magma, do plagioclásio e tendo uma boa estimativa para a temperatura de equilíbrio entre o cristal e o líquido, é possível estimar o teor de água.

O modelo de Lange *et al.* (2009) forneceu teores de água de 2,5% a 3,7% para os riolitos Santa Maria (Guimarães, 2011), quando considerados micrólitos e fenocristais. Entretanto, este modelo foi recentemente criticado na literatura (e.g. Mollo et al., 2011; Waters & Lange, 2013) por fornecer teores superestimados para rochas muito ricas em sílica (SiO_2>70%). Uma recalibração do modelo de Lange et al. (2009), utilizando mais de 200 amostras, incluindo rochas anidras e hidratas, possibilitou o desenvolvimento de um novo modelo ainda a ser publicado (Rebecca Lange, comunicação escrita). Para este novo modelo, considerando-se a cristalização dos microfenocristais, representativa das condições iniciais do magma, foram obtidos teores de água variáveis de 0,4% (para os núcleos com An46, raramente preservados) a 1,1%, enquanto para micrólitos (representativos da fase final de cristalização) foram obtidos teores de 0,2% de água - os dados são detalhados na tabela 14.

Tabela 14: Resultados obtidos para o geohigrômetro inédito (ainda não publicado) de Lange. Destacado em azul, núcleo com menor teor de anortita preservado e em amarelo, análise correspondente à micrólito.

	GX-23							
Cristal	cF, p19 nucleo	cF, p19 borda	cF, p20 nucleo	cF, p20 borda	cF, p21 nucleo	cF, p21 borda	cG, p26 nucleo	cG, p26 borda
Teor de Na	51.1	54	52.3	54.8	51.2	53.6	51.5	54
Conteúdo de água	0,5%	0,7%	0,5%	0,7%	0,5%	0,7%	0,5%	0,7%

	GX-35							
Cristal	cD, p19 microlito	cC, p16 nucleo	cC, p16 borda	cC, p17 nucleo	cC, p17 meio	cC, p17 borda	cC, p18 nucleo (a)	cC, p18 borda (b)
Teor de Na	48.4	52	56.7	46.2	51.5	54.4	54.5	56.5
Conteúdo de água	0,2%	0,7%	0,7%	0,4%	0,7%	0,7%	0,7%	0,7%

	GX-108				
Cristal	cE, p34 nucleo	cE, p34 borda	cE, p34 borda	cJ,p47 nucleo (a)	cJ,p47 borda (b)
Teor de Na	46	57.7	53.3	51.4	60
Conteúdo de água	0,8%	1,1%	0,8%	0,8%	1,1%
Cristal	cJ,p48 nucleo	cJ,p48 meio	cJ,p48 borda	cJ,p49 nucleo (c)	cJ,p49 borda (d)
Teor de Na	51.7	53.9	58.1	50.2	53.6
Conteúdo de água	0,8%	0,8%	1,1%	0,8%	0,8%

O modelo de geohigrômetro apresentado por Putirka (2008) (correspondente ao recalibramento do higrômetro apresentado em Putirka, 2005b) apresenta um erro de ±1.1% - o autor destaca a significativa dependência da temperatura, sendo que para um erro (variação) de ±38°C, o teor de água varia em 1%. Assim como nos modelos de Lange, os teores de água estimados são função da temperatura, da pressão e da troca entre os componentes albita e anortita entre o plagioclásio e o líquido em equilíbrio, sendo expressado pela equação (Eq. 25b de Putirka 2008):

$$H_2O\ (wt\%) = 25.95 - 0.0032\,T(°C)ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq}\left(X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right) - 18.9\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)$$
$$+ 14.5\left(X_{MgO}^{liq}\right) - 40.3\left(X_{CaO}^{liq}\right) + 5.7\left(X_{An}^{pl}\right)^2 + 0.108\,P(Kbar)$$

Os resultados obtidos a partir do higrômetro de Putirka (2008) correspondem a teores de água variáveis de 1,3% a 1,7% (resultados apresentados na tabela 12). Os modelos de termômetro e higrômetro pelo equilíbrio entre plagioclásio e o líquido de Putirka (2008) também foram utilizados para determinar, com base nas pressões e temperaturas de saturação obtidas para a fase mineral, quais seriam os teores de água mais adequados. Como pode ser visualizado na figura 85, para as pressões e temperaturas de saturação estimadas, teores de água acima de 1,5% seriam inadequados.

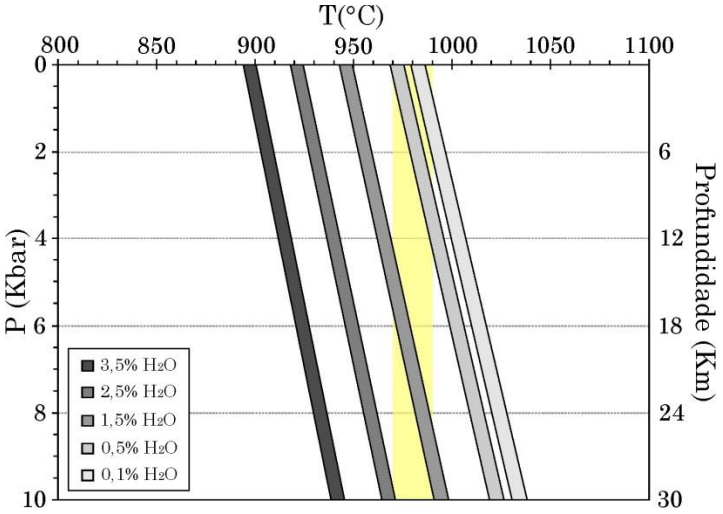


Figura 85: Estimativas de temperatura de saturação em plagioclásio para diferentes conteúdos de água dissolvida nos magmas, calculadas segundo o modelo de Putirka (2008). Os intervalos obtidos a cada teor de água correspondem à variação composicional dos riolitos (considerando-se as amostras GX-23, GX-35 e GX-108). O intervalo em amarelo destaca um intervalo de temperatura estimada para os magmas através das metodologias de saturação em apatita e dos termômetros de equilíbrio plagioclásio-liquido.

VIII.2.1. SOLUBILIDADE E DIFUSIBILIDADE

A solubilidade e a difusibilidade dos componentes voláteis são importantes parâmetros controladores da forma de ocorrência do vulcanismo, uma vez que influenciarão a perda dos voláteis anteriormente solubilizados (acarretando aumento da viscosidade) e a formação e o crescimento (aglutinação) das bolhas que exercerão expansão volumétrica no magma. Deste modo, uma boa estimativa destes parâmetros permite uma melhor

compreensão do estilo eruptivo das manifestações vulcânicas. Com este objetivo, inúmeros modelos foram desenvolvidos (e.g. Dingwell *et al.*, 1997; Zhang, 1999; Newman & Lowenstern, 2002; Liu *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2007).

O modelo de Zhang et al. (2007) tem sido amplamente empregado e mostra que, como já descrito anteriormente, a solubilidade é função da pressão e, de maneira subordinada, da composição (especialmente a baixas pressões, vide figura 84A) e da temperatura. Os autores desenvolveram um modelo simplificado, combinando modelos anteriores (Moore *et al.*, 1998; Behrens & Jantos, 2001; Liu *et al.*, 2005), onde a solubilidade da água (C_W = % em peso) é dependente da pressão (P = MPa), da temperatura (T = K) e da composição (mais especificamente do parâmetro AI = Na + K – Al; onde os elementos são dados em fração molar catiônica) segundo a equação:

$$C_W = \left(-0.231 + \frac{651.1}{T}\right)\sqrt{P} + \left(0.03421 - \frac{32.57}{T} + 0.02447\,AI\right)P$$

a qual é calibrada para o intervalo de temperatura de 700°C a 1200°C e de pressão de 0 a 5 Kbar.

A figura 86 apresenta o diagrama que define, segundo o modelo supracitado, a curva de solubilidade de água definida para o intervalo de temperatura 950°C a 1000°C para as composições das amostras GX-23, GX-35 e GX-108. Considerando-se os teores de água obtidos, temos que: (a) teores de água de 0,7% a 1,1% obtidos para as zonas intermediárias e bordas dos fenocristais (segundo o modelo de Lange, inédito) são solúveis no magma até pressões de, respectivamente ~0,05 e ~0,125 Kbar (equivalentes a ~150 e ~375 metros de profundidade); (b) teores de água de 0,2% obtidos para os micrólitos (Lange, inédito) são solúveis no magma a até ~0,01 Kbar (i.e. aprox. 30 metros);

(c) teores de 1,3% a 1,7% obtidos a partir dos higrômetros de Putirka (2008) seriam possíveis a até cerca de 0.16 e 0,26 Kbar (aproximadamente 480 e 780 metros de profundidade, respectivamente).

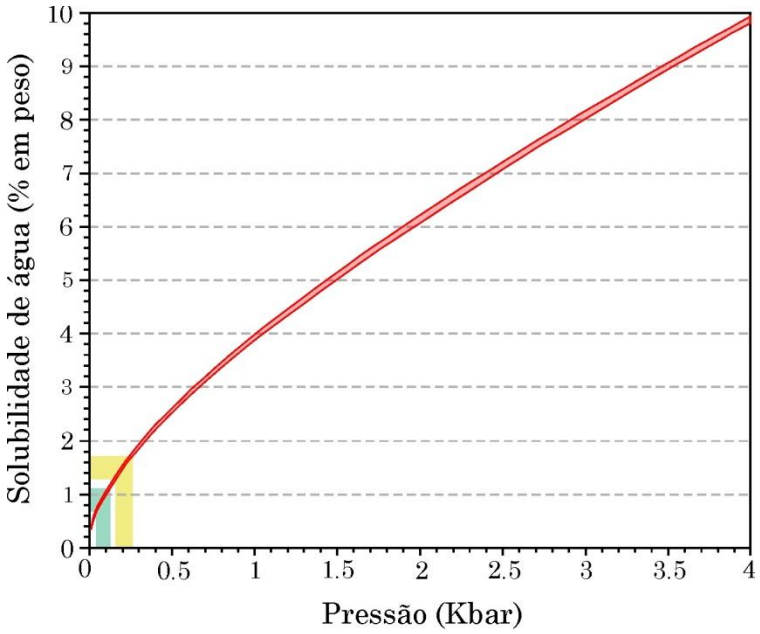


Figura 86: Diagrama de solubilidade em função da pressão para o intervalo composicional representado pelas amostras GX-23, GX-35 e GX-108. O campo verde corresponde aos teores obtidos pelo geohigrômetro inédito de Lange e o campo amarelo corresponde aos teores de água obtidos pelo geohigrômetro de Putirka (2008) de acordo com o equilíbrio plagioclásio-líquido.

No caso da difusibilidade, as estimativas são um tanto mais complexas uma vez que os diferentes espécimes de água dissolvida se comportam de maneiras distintas. Delaney & Karsten (1981; apud Zhang *et al.*, 2007) mostram que a difusibilidade da água é dependente, de maneira exponencial, da concentração total de água, enquanto que os estudos de Zhang & Behrens (2000; apud Zhang *et al.*, 2007) tratam essa dependência como válida apenas para a difusibilidade de H_2O_m (água molecular).

Zhang *et al.* (1991a; 1991b) mostram que a difusibilidade da espécie hidroxila (D_{OH}) é muito menor do que a difusibilidade da água molecular (D_{H_2O}), i.e. a água molecular corresponde à espécie mais móvel, sendo que D_{H_2O} é

aproximadamente constante para baixos teores de água ($H_2O \leq 1.8\%$ em peso segundo estes autores, enquanto enquanto Nowak & Behrens (1997) admitem 3% em peso). Zhang & Behrens (2000) apresentam um modelo para estimativas da difusibilidade da água em função da pressão, temperatura e teor de água total (H_2O_t), aplicável dentro do intervalo de H_2O_t = 0.1 - 7.7% em peso, T = 400 – 1200°C e P = 0.1 – 810 MPa, segundo a equação (Eq. 15 de Zhang *et al.*, 2007):

$$ln\frac{D_{H_2O_t}}{C_w} = -17.14 - \frac{10661}{T} - 1.772\frac{P}{T}$$

cuja aplicabilidade se dá para $H_2O_t \leq 2\%$ e onde C_w corresponde à porcentagem em peso de água total dissolvida no magma e a difusibilidade ($D_{H_2O_t}$) é dada em m^2s^{-1}. Zhang et al. (2007) destacam também que a dependência da $D_{H_2O_t}$ em pressão, temperatura e conteúdo de H_2O é bem ajustada e definida com base em constatações empíricas e considerações teóricas; entretanto, o modelo necessita aperfeiçoamento no que diz respeito à influência da pressão e da composição do magma, ainda pouco compreendida.

Os resultados obtidos a partir da equação supracitada sugerem, para as condições iniciais (teor médio de água de 0,9%, temperatura média de 970°C e pressões de 3-4 Kbar) difusibilidade de, em média, 3,7 x 10^{-6} mm^2/s, enquanto que as condições finais (teor médio de água de 0,2%, temperatura média de 970°C e pressões de 0,01 Kbar) sugerem difusibilidade da ordem de 1,35 x 10^{-6} mm^2/s.

VIII.3. Pressão

A estimativa de pressões para processos de cristalização pode ser difícil uma vez que os barômetros conhecidos são pouco precisos. Alguns modelos são pouco recomendados, como é o caso do barômetro calibrado para o equilíbrio plagioclásio-líquido de Putirka (2008), com ressalvas feitas pelo próprio autor, uma vez que as trocas dos componentes não se apresentam muito sensíveis às variações de pressão.

Dentre os modelos mais aceitos para rochas vulcânicas estão os propostos por Putirka (2008) para equilíbrios entre ortopiroxênio e líquido e clinopiroxênio e líquido – este último empregado neste estudo. Dentre os diferentes modelos propostos e viáveis dentro das condições, foram selecionados aqueles mais consistentes entre si e de menor erro associado. Estes modelos são baseados nas trocas entre os componentes da fase mineral (de modo semelhante aos termômetros), e são função do número total de átomos de Al no clinopiroxênio ($X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$) calculado para 6 oxigênios, do teor de água e da temperatura, conforme as equações (Eq. 31 e 32b de Putirka (2008), respectivamente):

$$
\begin{aligned}
P(Kbar) = & -40.73 + 358\,\frac{T(K)}{10^4} \\
& + 21.69\,\frac{T(K)}{10^4}\ln\left[\frac{X_{NaAlSi_2O_6}^{cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right] - 105.7\left(X_{CaO}^{liq}\right) \\
& - 165.5\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)^2 - 50.15\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)\left(X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}\right) \\
& - 3.178\ln\left(X_{DiHd}^{cpx}\right) - 2.205\ln\left(X_{EnFs}^{cpx}\right) + 0.864\ln\left(X_{Al}^{cpx}\right) \\
& + 0.3962\left(H_2O^{liq}\right)
\end{aligned}
$$

$$P\ (Kbar) = 1458 + 0.197\,T(K) - 241\ln T(K) + 0.453\left(H_2O^{liq}\right) + 55.5\left(X^{cpx}_{Al(VI)}\right) + 8.05\left(X^{cpx}_{Fe}\right) - 277\left(X^{cpx}_{K}\right) + 18\left(X^{cpx}_{Jd}\right) + 44.1\left(X^{cpx}_{DiHd}\right) + 2.2\,ln\left(X^{cpx}_{Jd}\right) - 17.7\left(X^{cpx}_{Al}\right)^2 + 97.3\left(X^{cpx}_{Fe(M2)}\right)^2 + 30.7\left(X^{cpx}_{Mg(M2)}\right)^2 - 27.6\left(X^{cpx}_{DiHd}\right)^2$$

as quais apresentam incertezas de ±2,9 e ±2,6 Kbars, respectivamente. Os modelos forneceram pressões de 2,3 a 3,9 Kbar e de 3,6 a 4,0 Kbar para a amostra GX-35 e de 2,6 a 6,9 Kbar e de 0,5 a 5,0 Kbar para a amostra GX-108, como pode ser observado na tabela 13. Tendo em vista que as variações entre os resultados obtidos estão dentro do intervalo de erro, a melhor aproximação para a pressão de cristalização seria a média entre os resultados obtidos, que compreende o intervalo de 3 a 4 Kbar.

VIII.4. Viscosidade

A viscosidade pode ser considerada o parâmetro mais importante a governar o transporte e a erupção dos magmas, e pode variar em até 15 ordens de magnitude (10^{-1} a 10^{14} Pa.s) a depender da temperatura, composição do magma e da proporção de fases sólidas e/ou fases fluidas exsolvidas (Giordano *et al.*, 2008).

Os primeiros modelos elaborados para estimativas de viscosidade (e.g. Shaw, 1972 – apud Giordano et al., 2008; Bottinga & Weill, 1972) adotam um modelo de viscosidade Arrheniana para a definição da dependência da temperatura (a viscosidade apresenta uma correlação negativa e exponencial com a temperatura). Entretanto, Giordano et al. (2008) destacam que o modelo baseado em uma viscosidade Arrheniana só é válido para temperaturas elevadas (próximas à $T_{liquidus}$), sendo falho quando extrapolado para baixas temperaturas, uma vez que nessas condições a viscosidade passa a ser

fortemente influenciada pelo conteúdo de água (Dingwell *et al.*, 1993 *apud* Giordano *et al.*, 2008).

O modelo utilizado neste trabalho, de Giordano *et al.* (2008), embasa-se na consideração de uma viscosidade não-Arrheniana envolvendo 3 parâmetros ajustáveis e define a dependência da temperatura e da composição segundo uma equação VFT (Vogel-Fulcher-Tamman) onde:

$$\log \eta = A + \frac{B}{T\,(K) - C}$$

sendo o parâmetro ajustável A correspondente ao valor de $\log \eta$ para um temperatura infinita[5] e os parâmetros ajustáveis B e C correspondentes à dependência composicional (onde se consideram os teores dos principais óxidos e das fases voláteis[6]).

A partir deste modelo foi possível elaborar retas que correlacionam a viscosidade às variações de temperatura e do teor de água para a variação composicional (restrita) dos riolitos Santa Maria, como é mostrado na figura 87. Para os teores de água iniciais do magma (0,7 a 1,1%), a viscosidade dos riolitos Santa Maria apresenta-se na ordem de $10^{5.3}$ a $10^{5.7}$ Pa.s quando considerada a temperatura média de 970°C, enquanto que para os teores finais de H_2O (aprox. 0,2%), obtidos a partir da composição dos micrólitos, a viscosidade chega a aproximadamente $10^{6.6}$ Pa.s.

[5] Representa uma temperatura limite para a definição da viscosidade dos líquidos silicáticos. Assumindo A como uma constante, tem-se que todos os líquidos convergem para um mesmo valor de elevada viscosidade a temperaturas muito elevadas.

[6] Considera os teores de SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, FeO_{tot}, CaO, MgO, MnO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, H_2O e F_2O_{-1}.

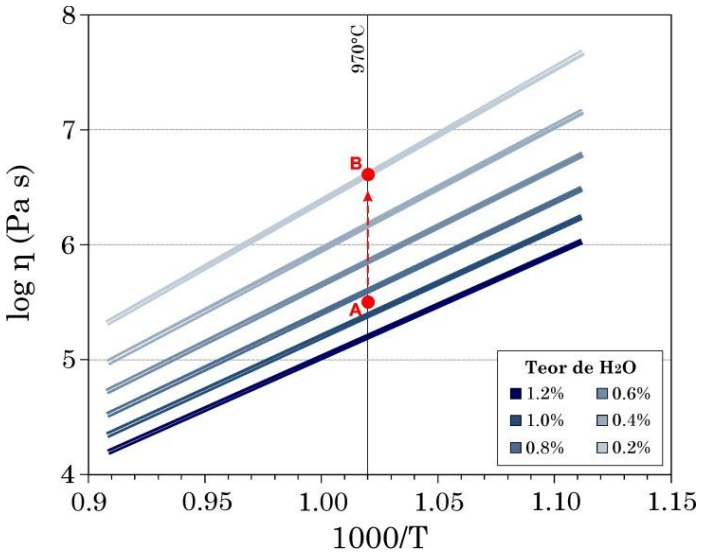


Figura 87: Viscosidades obtidas em função da variação da temperatura para os magmas riolíticos Santa Maria a partir do modelo de Giordano *et al.* (2008), considerando-se os diferentes teores de água obtidos a partir do geohigrômetro de Lange (cf. recalibração ainda a ser publicada). A linha vertical indica a temperatura média (970°C) considerada para estes magmas e a seta vermelha representa uma ascensão isotérmica, considerada a partir dos teores de água obtidos através dos fenocristais (média de 0.9% - ponto A), cristalizados em profundidade, e o teor obtido a partir da composição dos micrólitos (0,2% - ponto B), cristalizado em próximo ou já em superfície.

VIII.4.1. CONSIDERAÇÕES E RESSALVAS

O modelo proposto por Giordano *et al.* (2008) não considera o efeito dos cristais e das vesículas na viscosidade. Esses efeitos podem ser avaliados qualitativamente através das condições de variação de temperatura e teor de água, como mostrado na figura 87; de maneira bastante simplista, a diminuição da temperatura teria como consequência a cristalização do magma e a diminuição do teor de água seria equivalente à exsolução (a trajetória entre os pontos A e B na figura 83 representam uma ascensão adiabática). Contudo, a cristalização do magma e a formação de vesículas envolvem conceitos mais complexos.

A presença de cristais no magma afeta drasticamente a sua viscosidade, sendo que certos intervalos de cristalinidade (ϕ) definem os limites reológicos onde há mudança do regime e súbito aumento da viscosidade, conforme já foi

discutido na introdução do presente capítulo e mostrado na figura 83. Um primeiro ponto de mudança brusca na reologia do magma é atingido quando a cristalização do magma atinge valores da ordem de 30 a 40% e, ao atingir um grau de cristalização da ordem de 60-70%, tem-se nova variação, quando o magma passa a se comportar como um sólido (Fernandez, 1984; Petford, 2009).

Petford (2009) destaca que a complexidade da determinação da viscosidade dos magmas consiste no fato destes se constituirem basicamente de duas fases, uma líquida e outra sólida, esta última afetando a viscosidade do sistema de acordo com as variações de forma, tamanho e interação entre as partículas. A partir disto, a viscosidade pode ser definida em termos da viscosidade da fase fluida (sem influência de fases cristalinas), da viscosidade efetiva ou aparente e da viscosidade relativa. A viscosidade relativa (η_R) pode ser definida com base na equação de Einstein-Roscoe (ER): $\eta_R = \eta_0(1 - \phi R)^{-2.5}$, desenvolvida para sistemas "diluídos" onde $\phi < 20\%$ (Shaw, 1965 – apud Petford, 2009), sendo η_0a viscosidade da fase fluida e R a constante que define o empacotamento das partículas em suspensão. Contudo, para o caso dos riolitos Santa Maria, estes cálculos podem ser negligenciados, uma vez que a pequena proporção de fases sólidas (considerando-se apenas a proporção de fenocristais – portanto $\phi < 10\%$, com cristais pouco interativos entre si) não altera significativamente a viscosidade do magma (cujo comportamento reológico estaria no campo I do diagrama de Fernandez (1984) apresentado na figura 83, onde a variação da viscosidade em função da cristalinidade é praticamente nula).

O efeito das vesículas é mais complexo, e a principal propriedade reológica de um magma com suspensão de fase volátil corresponde à viscosidade cisalhante (*shear viscosity* - η_S), convertida para viscosidade relativa (η_R) através da relação com a viscosidade da fase líquida. A viscosidade relativa é função da fração volumétrica das vesículas (ϕ_V) e pode ser ampliada

ou diminuída a depender da do tipo de regime de fluxo (Llwellin & Manga, 2005). Llwellin & Manga (2005) definem então dois regimes distintos:

- regime 1: a viscosidade cisalhante aumenta com o aumento da proporção de vesículas
- regime 2: a viscosidade cisalhante diminui com o aumento da proporção de vesículas, sendo estes regimes determinados pela capilaridade (C_a para fluxos estáveis e capilaridade dinâmica C_d para fluxos instáveis).

Os autores descrevem como **fluxo estável** aquele em que o cisalhamento é constante e cujo regime viscoso é controlado pela capilaridade ($C_a = \lambda \times \gamma$ – onde γ corresponde à taxa de deformação cisalhante), que se refere ao equilíbrio entre o estresse que deforma a bolha e o estresse interfacial. Se $C_a \ll 1$, há predomínio do estresse interfacial e as bolhas apresentam geometria esférica, que é responsável pela distorção do fluxo magmático e acarretará no aumento da viscosidade com o aumento da fração gasosa (regime 1). Por outro lado, se $C_a \gg 1$ o estresse deformacional predomina e as bolhas serão estiradas de modo a não distorcer o fluxo e a gerar uma "superfície livre derrapante" (*free-slip surface*), resultando na diminuição da viscosidade com o aumento do volume gasoso (regime 2). O **fluxo instável**, ao contrário, caracteriza-se pela variação na taxa de deformação cisalhante, sendo descrito pela capilaridade dinâmica ($C_d = \lambda \times \gamma' / \gamma$ – onde γ' corresponde à variação na taxa de deformação cisalhante), que consiste na relação do tempo de resposta das bolhas ao cisalhamento sofrido (tempo de relaxamento - λ) e as variações da taxa de cisalhamento ao longo do tempo (relação γ' / γ). Se $C_d \ll 1$, as bolhas respondem continuamente às variações da tensão cisalhante e consequentemente encontram-se em equilíbrio, acarretando um fluxo estável que será novamente definido por C_a. Entretanto, se $C_d \gg 1$, a variação no regime cisalhante é rápida o suficiente para impedir que as bolhas respondam elasticamente às mudanças impostas e passam a se deformar passivamente de modo a diminuir a distorção

do fluxo magmático, cuja viscosidade diminui com o aumento da fase gasosa (regime 2).

Colocados esses conceitos, Llwellin & Manga (2005) acentuam que, dentro de um mesmo fluxo, suas características reológicas, viscosidade e cisalhamento sofrem variações e então definem valores máximos e mínimos para a viscosidade dos magmas de modo que:

- regime 1 $\begin{cases} \text{mínimo: } \eta_R = (1 - \phi_V)^{-1} \\ \text{máximo: } \eta_R = 1 + 9\phi_V \end{cases}$

- regime 2 $\begin{cases} \text{mínimo: } \eta_R = (1 - \phi_V)^{\frac{5}{3}} \\ \text{máximo: } \eta_R = \frac{1}{1+22.4\phi_V} \end{cases}$

Infelizmente os estudos realizados até o momento para os riolitos Santa Maria não contemplaram um detalhamento preciso da forma, tamanho e proporção volumétrica das vesículas e uma estimativa das taxas de fluxo magmático, o que impede a estimativa da viscosidade através do modelo proposto por Llwellin & Manga (2005). Entretanto, algumas considerações podem ser feitas.

Os riolitos Santa Maria apresentam conteúdo de água relativamente baixo, onde há predomínio da fase hidroxila, forma menos móvel sob a qual a água se solubiliza no magma. Se considerarmos um fluxo magmático rápido e uma taxa de erupção elevada, a baixa mobilidade apresentada pela hidroxila dificulta a exsolução e aglutinação das vesículas – o que pode ser corroborado pela baixa proporção de vesículas em grande parte dos afloramentos descritos. Deste modo, o efeito destas vesículas não promoveria grandes alterações nos valores de viscosidade obtidos pelo modelo de Giordano *et al*. (2008). Outro

aspecto importante é que, mesmo que a exsolução e aglutinação da pequena proporção de vesículas tenham ocorrido, esse processo pode ter se dado de modo a favorecer a ocorrência de bandas com maior concentração de água (resultantes do estiramento e cisalhamento das vesículas e proto-vesículas; cf. Seaman *et al*., 2009), o que também poderia inibir o aumento da viscosidade do magma. Estes bandamentos (descritos no item IV.1.2) correspondem à alternância entre porções vítreas e cristalinas, que apresentam contrastes químicos aparentemente resultantes da mobilidade de alguns elementos (como K, Na, Sr e Rb) na presença/ausência de água.

CAPITULO IX – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos mais recentes nas rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática Paraná têm contestado a bibliografia internacional que as considera registros de um evento explosivo de grande proporção, caracterizando-se como reoignimbritos provenientes da porção africana da província. Estas rochas apresentam características muito peculiares, como temperaturas da ordem de 900-1000°C (Guimarães, 2011; Nardy et al., 2011), que permitiriam a ocorrência de magmas menos viscosos responsáveis pela formação de estruturas vulcânicas tipo lava-domos. Neste contexto, os riolitos Santa Maria correspondem a uma seqüência efusiva de rochas vítreas a hipocristalinas aflorantes na porção sul da Província Magmática Paraná, sul do Brasil. Mapeamentos de detalhe na região de Barros Cassal – Gramado Xavier mostraram que correspondem à sequência superior do magmatismo baixo-Ti, que é caracterizado por uma sucessão de basaltos pahoehoe–basaltos aa seguidos por três sequencias vulcânicas ácidas, as quais abrangem, da base para o topo, a Sequência Caxias do Sul (dacitos de 68-69% SiO_2), a Sequência Barros Cassal (andesitos basálticos com 54-55% SiO_2, andesitos com 58% SiO_2 e dacitos com 63-65% SiO_2) e Sequência Santa Maria.

Os riolitos Santa Maria são quimicamente homogêneos, com teores de SiO_2 entre 71% e 73% e com razão A/CNK>1. Considerando-se os elementos maiores, os riolitos apresentam claramente menores teores de TiO_2, CaO, P_2O_5, Fe_2O_3 e MgO, e teores mais elevados de K_2O quando comparados às unidades precedentes, o que ocorre também para os elementos traços, onde observa-se que a unidade Santa Maria é mais rica em elementos incompatíveis como o Rb, Zr, La, Ce, Th e Nd e mais pobres em elementos compatíveis como o Sr – estas feições são consistentes com o caráter mais diferenciado da unidade. Os padrões de ETRs exibem-se fracamente fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ variando de 6,6 a 9,1 e $(La/Sm)_N$ de 3,1 a 3,5 (para teores totais de ETR entre 240 e 280 ppm), e anomalias negativas de Eu bem definidas (Eu/Eu*= 0.55-

0.56). Os dados de geoquímica isotópica mostram a Sequencia Santa Maria como a unidade mais radiogênica, com razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ bastante elevadas, variando de 0,7230 a 0,7255, e razões $^{143}Nd/^{144}Nd_{(134)}$ bastante homogêneas, variando de 0,51204 a 0,51205, com valores mais negativos para $\varepsilon Nd_{(134)}$ entre -8,2 e 8,4 (equivalentes a uma idade TDM da ordem de 1,5-1,6 Ga).

Mineralogicamente, os riolitos são compostos por microfenocristais de labradorita e pigeonita e microcristais de plagioclásio, pigeonita e Ti-magnetita dispersos em uma matriz vítrea a devitrificada. A pequena proporção e o tamanho milimétrico dos cristais (≤ 1,5 mm) sugerem curto tempo de residência na câmara magmática, ou até mesmo cristalização no conduto durante a ascensão, uma vez que não são conhecidas câmaras magmáticas rasas na porção brasileira da Província.

Os microfenocristais de labradorita (principal fase mineral) evidenciam texturas de desequilíbrio, onde núcleos homogêneos apresentam composições que variam de An46 a An54, sendo afetados por superfícies de reabsorção às quais se seguem finas zonas mais cálcicas (An57-60). Estes zonamentos inversos podem estar associados a um aumento no teor de água (já que as fases iniciais apresentam-se empobrecidas em água, fazendo com que a fase líquida aumente sua saturação) ou a um aumento de temperatura do sistema, que poderia ser considerado resultante de calor latente de cristalização ou ainda devido a processos de mistura de magmas.

Análises por LA-ICPMS nos fenocristais de plagioclásio forneceram razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(134)}$ bastante homogêneas, variando de 0,7267 a 0,7280, valores sistematicamente mais elevados que os das rochas totais, mesmo considerando-se as incertezas associadas. Deste modo, admite-se que os fenocristais de plagioclásio correspondem a antecristais cuja cristalização ocorreu provavelmente nas bordas do conduto ou da câmara magmática, permitindo assim contaminação crustal previamente à efusão das lavas.

Modelamentos geoquímicos foram realizados considerando-se magmas de composições de andesitos e andesitos basálticos (equivalentes aos magmas Barros Cassal) como magmas parentais e composições graniticas equivalentes aos Granitóides Garopaba foram admitidas como composição do material assimilado. A partir destes modelos foi possível se obter magmas com composições químicas e isotópicas equivalentes aos riolitos Santa Maria com cristalização de 10 a 60% dos magmas basálticos e andesíticos associados a 6-25% de assimilação de composições semelhantes às dos Granitóides Garopaba, sendo o intervalo de 30-40% de cristalização e 8-15% de assimilação o mais satisfatório.

Esta origem associada ao magmatismo básico pode ser responsável pelas elevadas temperaturas e baixos teores de água característicos dos riolitos Santa Maria. Os estudos de termobarometria indicam temperatura média da ordem de 970°C, com início da cristalização das fases minerais em pressões da ordem de 3 a 4 Kbar. Os teores de água foram estimados em 0,7 a 1,1% para a fase inicial de cristalização (fenocristais) e em aproximadamente 0,2% para a fase final (micrólitos), sendo estes valores solúveis no magma riolítico a até profundidades de ~375-150 metros (maiores teores de água) e aproximadamente 30 metros (menores teores de água) respectivamente.

Deste modo, tem-se então, para a condição inicial de geração dos riolitos tipo Santa Maria, um magma riolítico com temperatura média da ordem de 970°C que inicia sua cristalização uma pressão aproximada de 3 a 4 Kbar. A cristalização se deu, provavelmente, nas paredes do conduto, onde há maior contaminação a partir das rochas encaixantes. Interações com magma de maior temperatura, proveniente de possível processo de reabastecimento, são responsáveis pelo retrabalhamento dos cristais formados, que sofrem reabsorção e nova fase de cristalização, originando os zoneamentos inversos observados (Figura 88).

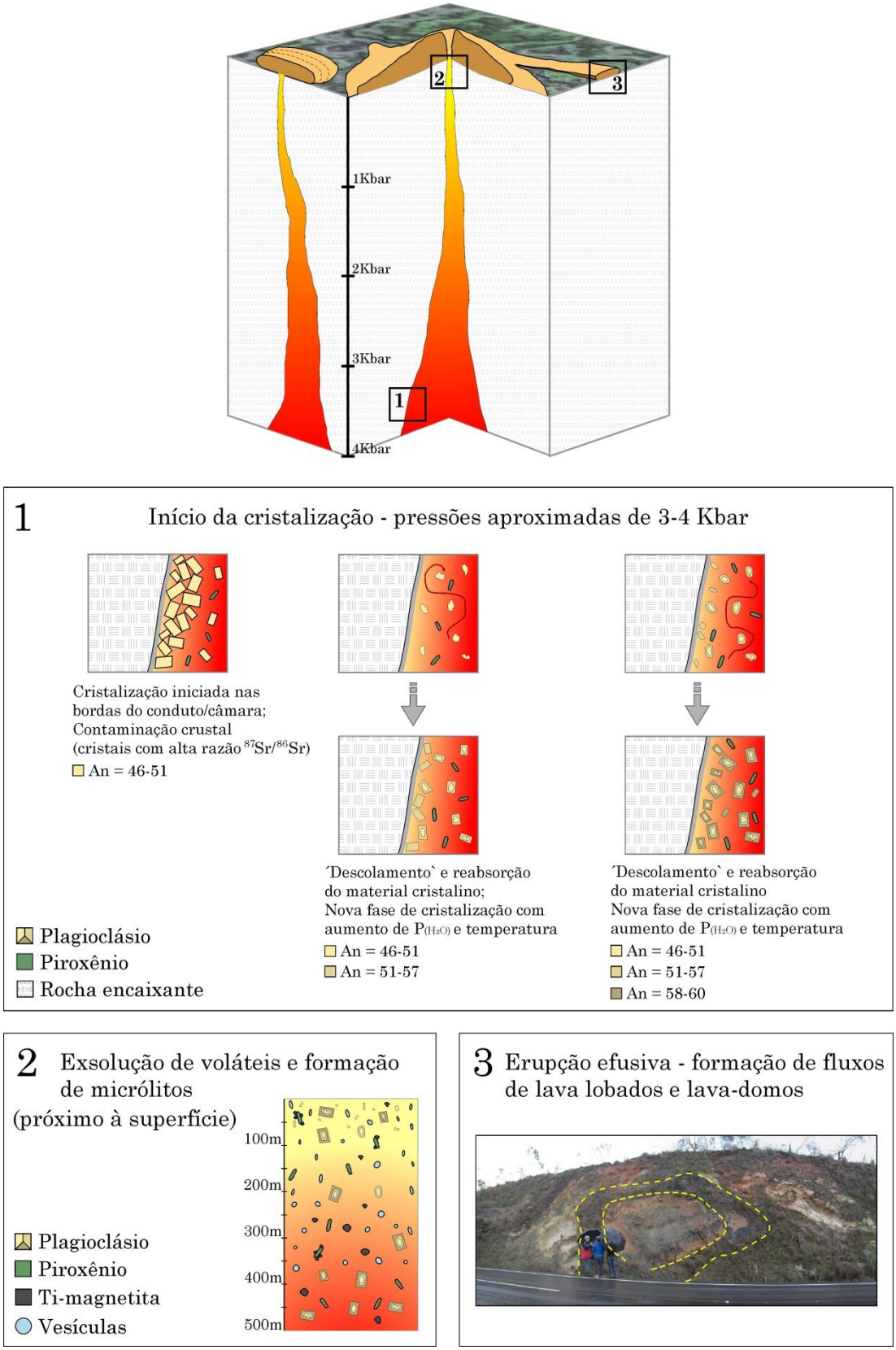


Figura 88: Modelo simplificado para a evolução e erupção dos riolitos Santa Maria.

Estimativas de viscosidade mostram que os riolitos apresentam-se pouco viscosos para este tipo de magma (viscosidade variando de $10^{5.3}$ a $10^{6.6}$ Pa s quando considerada a temperatura média de 970°C e uma ascensão praticamente isotérmica que poderia ser corroborada pela baixa proporção cristalizada do magma), enquanto que as estimativas de difusividade caracterizam-se como relativamente baixas (1,35 x 10^{-6} mm^2/s), se comparadas às estimativas realizadas por Polo (2014) para as rochas dacíticas associadas (maiores em cerca de duas ordens de grandeza).

Considerando-se uma ascensão relativamente rápida para estes magmas, a viscosidade e a difusividade apresentadas podem ter sido fatores que retardaram a nucleação de fases minerais e a exsolução de voláteis, que se deu de maneira lenta e incompleta. Devido às variações das taxas de cisalhamento resultantes do regime de fluxo magmático viscoso, a então fase exsolvida tende a migrar, sendo as poucas vesículas até então formadas são intensamente estiradas, dando origem às bandas que facilitam o fluxo (geração de *free-slip surfasse*) e permitem que o magma atinja a superfície de maneira não explosiva. Se considerarmos ainda uma manifestação vulcânica a partir de fissuras (padrão geral da Província), o atrito com a maior superfície de contato gerada pelas paredes do conduto, associado ao calor latente de cristalização, permitem a manutenção da temperatura, fator que também auxilia o controle da explosividade.

Esta forma de ocorrência resulta na geração das estruturas macro e microscópicas descritas nos riolitos Santa Maria. A extrusão de fluxos de lava em superfícies recobertas por sedimentos inconsolidados gera os peperitos na base dos derrames e a movimentação contínua do fluxo é responsável pela ocorrência de auto-brechas, diagnósticas deste tipo de ocorrência vulcânica. Bandamentos extensos e contínuos, localmente dobrados, também são característicos de derrames lávicos e são estruturas ubíquas na área de estudos. Esses bandamentos se associam, e em parte correspondem a

intercalações entre porções de rocha vítreas e cristalinas, que apresentam variações composicionais internas (e.g. rochas cristalinas com maiores teores de K e menores teores de Rb e La). Na hipótese de que o bandamento esteja associado à exsolução e migração do componente volátil previamente à extrusão, pode-se inferir que existe uma relação entre ele e a concentração diferencial de água, que facilita a cristalização e altera a mobilidade dos elementos.

Finalmente, o emprego da técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética comprovou-se uma eficiente metodologia para a determinação da trama estrutural (petrofábrica) de rochas vulcânicas. Os resultados forneceram dados estruturais bastante condizentes com aqueles obtidos em campo, onde as tramas magnéticas apresentam pólos de foliação desde verticais (caso predominante, onde as lineações magnéticas apresentam-se horizontais com direções bastante dispersas), passando por inclinações de até 45°, até pólos de foliação com mergulhos mais elevados, até 60°, onde as lineações apresentam direção E-W predominante. As lineações magnéticas apresentam mergulhos preferenciais para SW e a distribuição espacial das direções magnéticas evidencia estruturas de geometria circular com caimento centrípeto, as quais, quando tomadas em conjunto com medidas estruturais obtidas em campo, e com sua associação com morros de morfologia dômica, configuram evidência importante da existência de estruturas do tipo lava-domos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bédard, J.H. (2006) – Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **70**: 3717-3742.

Behren, H.; Gaillard, F. (2006) – Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. Elements, **2**(5):275-280.

Behrens, H.; Jantos, N. (2001) – The effect of anhydrous composition on water solubility in granitic melts. *American Mineralogist,* **86:** 14–20.

Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M. (1984) – Flood basalt to rhyolite suites in the southern Parana Plateau (Brazil): Palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, **25**(3): 579-618.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A., Stolfa, D. (1986) – Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological,mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**(4): 915-944.

Best, M. G. (2002) – Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd ed. Blackwell Publishing, 729 pp.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S. (1993) – Late- to post-collisional Brasiliano Magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **65**: 3–16.

Bonnichsen, B. & Kauffman, D.F. (1987) – Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geological Society of America Spec. Paper*, **212**: 119-145.

Borradaile, G.J. (1988) – Magnetic susceptibility, petrofabrics, and strain, a review. **Tectonophysics**, 156: 1-20.

Borradaile, G.J.; Jackson, M. (2010) – Structural geology, petrofabrics and magnetic fabric (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, **32**: 1519-1551.

Bottinga, Y.; Weill, D.F. (1972) – The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation. *American Journal of Science*, **272**: 438–475.

Boynton, W.V. (1984) – Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Handerson, P. – Rare-earth elements geochemistry. *Elsevier*, Amsterdam, pp. 63-114.

Bryan, S.E.; Peate, I.U.; Peate, D.W.; Self, S.; Jerram, D.A.; Mawby, M.R.; Marsh, J.S.; Miller, J.A. (2010) – The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, **102**: 207-229.

Cañón-Tapia, E.; Herrero-Bervera, E.; Walker, G.P.L. (1994) – Flow directions and paleomagnetic study of rocks from the Azufre Volcano, Argentina. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **46**: 143-159.

Cañón-Tapia, E.; Walker, G.P.L.; Herrero-Bervera, E. (1995) – Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **65**: 249-263.

Cañón-Tapia, E.; Walker, G.P.L.; Herrero-Bervera, E. (1995) – The internal structure of lava flows - insights from AMS measurements I: near vent aa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **70**: 21-36.

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'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **76**: 19-46.

Cañón-Tapia, E.; Coe, R. (2002) – Rock magnetic evidence of inflation of a flood basalt lava flow. *Bulletin of Volcanology*, **64**: 289-302.

Cañón-Tapia, E. (2004) – ASM of lava flows and dykes a historial account. *Geological Society*, London, Special Publications, **238**; 205-225.

Carey, S.; Bursik, M. (2000) – Volcanic Plumes. In: Sigurdsson, H. – *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p: 527-544.

Cas, R.A.F.; Wright, J.V. (1987) – Volcanic Successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products and sucessions. *Allen & Unwin (Publish) Ltd.*, U.K., 487 pp.

Cordani, U.G. Sartori, Plp; Kawasita, K. (1980) – Geoquimica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na bacia do Paraná (sul do Brasil) durante o Cretáceo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **52**:811-818.

Davidson, J.P.; Morgan, D.J.; Charlier, B.L.A. (2007) – Microsampling of Magmatic Rocks. *Elements*, **3**: 253-259.

Day, R.; Fuller, M.; Schmidt, V.A. (1977) – Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **13**: 260-267.

Delaney, J.R.; Karsten, J.L. (1981) – Ion microprobe studies of water in silicate melts: Concentration-dependent water diffusion in obsidian. *Earth and Planetary Science Letters*, **52**: 191–202.

DePaolo, D.J. (1981) – Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd e Sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 1185-1196.

Dingwell, D.B.; Bagdassarov, N.S.; Bussod, G.Y.; Webb, S.L. (1993) – Magma rheology. Experiments at high pressures and application to the Earth´s mantle. *Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook*, **21**:233-333.

Dingwell, D.B.; Holtz, F.; Behrens H. (1997) – The solubility of H_2O in peralkaline and peraluminous granitic melts. *American Mineralogist*, **82**: 434–437.

Fernandez, A.N. (1984) – Etude théorique et expérimentale du développement de la fabrique dans les roches magmatiques. Application à l'étude structurale des granitöides. *Tese de Doutorado*, Univ. Blaise Pascal. *Clermont-Ferrand*. 238 p.

Fink, J.H.; Anderson, S.W. (2000) – Lava domes and coulles. In: Sigurdsson, H. (2000) – Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*, p: 307-319.

Florisbal, L.M.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S., Conceição, R.V. (2009) – Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium- to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, **175**: 135-148.

Florisbal, L.M.; Janasi, V.A.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Heaman, L.M. (2012) – Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **39**: 24-43.

Freundt, A., Wilson, C.J.N., Carey, S.N. (2000) – Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In: Sigurdsson, H. – *Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press*: 581-599.

Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1995) – Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, **36**(5): 1193-1227.

Giordano, D.; Russell, J.K.; Dingwell, D.B (2008) – Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**: 123-134.

Guimarães, L.F. (2011) – Caracterização geológica-estrutural e geoquímica dos riolitos da Província Magmática Paraná na região de Soledade (RS). *Monografia de trabalho de formatura*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP). São Paulo.

Harris, C.; Whittingham, A.M.; Milner Sc, Armstrong, Ra. (1990) – Oxygen isotope geochemistry of the silisic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: source constraints. *Geology*, **18**: 1119-1121.

Harrison, T.M; Watson, E.B. (1984) - The behavior of apatite during crnstal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica*, **48**: 1467-1477.

Hawkesworth, C.J.; Mantovanni, M.S.M; Peate, D.W. (1988) – Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism, *in* Menzies, M.A. & Cox, K. (ed.) *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences*, *Journal of Petrology*, Oxford, p: 205-223.

Hawkesworth, C. J.; K.; Gallagher, S.; Kelley, Mantovani, M. S. M.; Peate, D. W.; Regelous M.; Rogers, N. W. (1992) – Parana magmatism and the opening of the South Atlantic, In: *Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Spec. Publ*. **68**: 221-240, edited by Storey, B.; Alabaster, A.; Pankhurst, R., *The Geological Society*, London.

Henry, C.D.; Wolff, J.A. (1992) – Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, **54**: 171-186.

Hrouda, F.; Kahan, S. (1991) – The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia. *Journal of Structural Geology*, **13**: 431–442.

Jackson, M.; Gruber, W.; Marvin, J.; Banerjee, SK. (1988) – Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: application and grain-size dependence. *Geophysical Research Letters*, **15**: 440-443.

Janasi, V.A.; Negri, F.A.; Montanheiro, T.J.; Freitas, V.A., Rocha, B.C.; Reis, P.M. (2007 a) – Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 148-162.

Janasi, V.A.; Montanheiro, T.J.; Freitas, V.A.; Reis, P.M.; Negri, F.A.; Dantas, F.A. (2007 b) – Geology, petrography and gechemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4): 745-759.

Janasi, V.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H. (2011) – The onset of flood basalt volcanismo, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, **301**: 147-153.

Jeefery, G.B. (1922) – The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society of London*, **102**: 161-179.

Knight, M.D.; Walker, G.P.L. (1988) – Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 4301-4319.

Lange, R.A.; Frey, H.M.; Hector, J. (2009) – A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, **94(4)**: 494-506.

LaRoche, H. de; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analyses. *Chemical Geology,* **29**: 183-210.

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

Lima, E.F.; Philipp, R.P.; Rizzon, G.C.; Waichel, B.L.; Rossetti, L.M.M. (2012) – Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos – Antônio Prado (RS). *Revista Geologia USP – Série Científica*, **12**(2): 49-64.

Liu, Y.; Zhang, Y.; Behrens, H. (2005) – Solubility of H_2O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H_2O-CO_2 solubility in rhyolitic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **143**: 219–235.

Llwellin, E.W; Manga, M. (2005) – Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *Journal of volcanology and geothermal research*, **143**: 205-217.

Loock, S.; Diot, H.; Vries, B.V.W.; Launeau, P.; Merle, O.; Vadeboin, F.; Petronis, M.S. (2008) – Lava flow internal structure found from ASM and textural data: an exemple in methodology from the Chaîne des Puys, France. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177**: 1092-1104.

Luchetti, A.C.F. (2010) – Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos da região de Piraju - Ourinhos (SP). *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Macdonald, W.D.; Palmer, H.C.; Hayatsu, A. (1992) – Egan Range Volcanic Complex, Nevada: geochronology, paleomagnetism and magnetic fabrics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **74**, 109-126.

Maniar, P.D.; Piccoli, P.M. (1989) – Tectonic discrimination of Granitoids - *Geological Society of America Bulletin,* **101**: 635-643.

Manley, C.R. (1995) – How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. *Geology*, **23**(4): 349-352.

Mantovani, M.S.M.; Marques, L.S.; Souza, M.A.; Atalla, L.; Civeta, L.; Innocenti, F. (1985) – Trace element and strountium isotope constraints of the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (south Brazil). *Journal of Petrology*, **26**: 187-209.

Mantovani, M. S. M.; Cordani U . G.; Roisenberg, A. (1985b) – Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(1):61-65.

McPhie, J.; DellaPasqua, F.; Allen, S.R.; Lackie, M.A. (2008) – Extreme effusive eruptions: Palaeoflow data on an extensive felsic lava in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **172**: 148-161.

Milner, S.C., Duncan, A.R., Ewart, A. (1992) - Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, **54**(3): 200-219.

Milner, S.C., Ewart, A. (1989) – The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and ther relationship to the Messum Complex. *Communs Geol. Surv. Namibia*, **5**: 31-40.

Mollo, S.; Putirka, K.D.; Iezzi, G.; Del Gaudio, P.; Scarlato, P. (2011) – Plagioclase–melt (dis) equilibrium due to cooling dynamics: implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos*, **125**(1), 221-235.

Montanheiro, T.J.; Negri, F.A.; Janasi, V.A; Yamamoto, J.K.; Vogado, F.P. (2011) – Vidro vulcânico maciço: pozolana natural no Oeste Paulista. *Geologia USP – Série Científica*, **11**(1): 59-74.

Moore, G.; Vennemann, T.; Carmichael, I.S.E. (1998) – An empirical model for the solubility of H_2O in magmas to 3 kilobars. *American Mineralogist,* **83**: 36–42.Morimoto, N. (1990) – Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "*Nomenclature of pyroxenes*" realizada com a permissão da IMA por Garda, M.G., Atencio, D.

Moulson, A. J.; Roberts, J. P. (1961) – Water in silica glass. Trans. Faraday Soc. **57**: 1208-1216.

Mysen, B.; Richet, P. (2005) – Silicate glasses and melts. *Elsevier*, 560p.

Nardy, A.J.R. (1996) - Geologia e petrologia do vulcanismo Mesozóico da região central da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado,* Instituto de Geociências e Ciência Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro.

Nardy, A.J.R.; Machado, F.B.; Oliveira, M.A.F. (2008) – As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências,* **38**(1): 178-195.

Nardy, A.J.R.; Rosa, M.C.; Luchetti, A.C.F.; Ferreira, M.L.C.; Machado, F.B.; Oliveira, M.A.F. (2011) – Parâmetros físicos pré-eruptivos do magmatismo ácido da Província Magmática do Paraná: resultados preliminares. *Geociências, UNESP*, **30**(4): 575-588.

Navarro, M.S. (2004) – A implantação de rotina, e se refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS. Aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Neuman, H.; Mead, J.; Vitaliano, C.J. (1954) – Trace-element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **6**: 90-100.

Newman, S.; Lowenstern, J.B. (2002) – VOLATILECALC: A silicate melt-H_2O-CO_2 solution model written in Visual Basic for Excel. *Computers and Geoscience,* **28**: 597–604.

Nowak, M.; Behrens, H. (1997) – An experimental investigation on diffusion of water in haplogranitic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **126**: 365–376.

Park, J.K.; Tanczyk, E.I.; Desbarats, A. (1988) – Magnetic fabric and its significance in the 1400Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 13689-13704.

Peate, D. (1997) – The Paraná-Etendeka Province. In: JJ Mahoney & MF Collin (Eds.): Large Igneous Provinceds. *Geophysical Monograph 100*, AGU, p. 217-245.

Perroud, H.; Calza, F.; Khattach, D. (1991) – Paleomagnetism of the silurian volcanism at Almaden, southern Spain. *Journal of Geophysical Research*, **96**: 1949-1962.

Petford, N. (2009) – Which effective viscosity? *Mineralogical Magazine*, **73(2)**: 167-191

Piccirillo, E.M.; Raposo, M.I.B.; Melfi, A.J.; Comin-Chiaramonti, P.; Cordani, U., Kawashita, K. (1987) – Bimodal fissural volcanic suítes from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr-isotopes and geochemistry. *Gechimical Brasiliensis*, **1**:55-69.

Pinto, V.M.; Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; McNaughton; N.J.; Wildner, W. (20110 – Zircon U-Pb geochronology from the Paraná bimodal volcanic province support a brief eruptive cycle at ~ 135 Ma. *Chemical Geology*, **281**(1-2): 93-102.

Polo, L.A. (2010) – Estilo eruptivo do vulcanismo ácido na Província Magmática Paraná-Etendeka: estudo estrutural, textural e químico de corpos de dacitos e obsidianas na região a sul de Soledade, RS. *Exame de Qualificação*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Polo, L.A.; Janasi, V.A. (2014) – Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil. *Geologia USP. Série Científica* – artigo submetido.

Polo, L.A. (2014) – Estilo eruptivo do vulcanismo ácido na Província Magmática Paraná-Etendeka: estudo estrutural, textural e químico de corpos de dacitos e obsidianas na região a sul de Soledade, RS. Tese de doutorado em andamento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Putirka, K.D.; Ryerson, F.J.; Mikaelian, H. (2003) – New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist*, **88**:1542-1554

Putirka, K.D. (2005b) – Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibra: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, **90**: 336-346.

Putirka, K.D. (2008) – Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69**: 61-120.

Ramos, F.C.; Wolff, J.A.; Tollstrup, D.L. (2005) – Sr isotope disequilibrium in Columbia River flood basalts: Evidence for rapid shallow-level open-system processes. *Geology*, **33**(6): 457-460.

Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. (1992) – The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, **258**: 975-979.

Rocha Campos, A.C., Cordani, U.C., Kawashita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K. (1988) – Age of the Paraná flood volcanism, *in* Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (eds.) – The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: Petrogenesis and geophysical aspects. *IAG-USP press*, 25-46.

Seaman, S.J.; Dyar, M.D.; Marinkovic, N. (2009) – The effects of the heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **183**: 157-169.

Shaw, H.R. (1965) – Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *American Journal of Science*, **263**: 120-152.

Shaw, H.R. (1972) – Viscosities of magmatic silicate liquids: An empirical method of prediction. *American Journal of Sciences,* **272**: 870–893.

Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. T.; Rymer, H.; Stix, J. (2000) – Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*, 1417 p.

Silva, L.C. (1999) – Geocronologia U-Ph SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan Africano. Porto Alegre, 243 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Silver, L.; Ihinger, P.D.; Stolper, E. (1990) – The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 142–162.

Spera, F.J. (2000) – Physical properties of magmas. In: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. T.; Rymer, H.; Stix, J. (2000) – Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*, 1417 p.

Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, K.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. (1996) – 3D – $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, **143**: 95-109.

Stolper, E. (1982) – Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **81**: 1–17.

Stormer, J.C.; Nicholls, J. (1978) – XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience*, **4**: 143-159.

Streck, M.J. (2008) – Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69:** 595-622.

Sun, S.S.; McDonough, W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (eds), Magmatism in ocean basin. *Geological Society of London, Special Publication*, **42**: 313-345.

Tarling, D.H.; Hrouda, F. (1993) – The Magnetic Anisotropy of Rocks. *Chapman and Hall*, London, 217 pp.

Theide, D.S.; Vasconcelos, P.M. (2008) – Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis supported by new $^{40}Ar/^{39}Ar$ results. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba*, p.348.

Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. (1994) – Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high-precision $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**: 333-348.

Waichel, B.L.; Lima, E.F.; Viana, A.R.; Scherer, C.M.; Bueno, G.V.; Dutra, G. (2011) – Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **215-216**: 74-82.

Wallace, P.; Anderson Jr, A.T. (2000) – Volatiles in magmas. In: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. T.; Rymer, H.; Stix, J. (2000) – Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*, 1417 p.

Waters, L.E.; Lange, R.A. (2013) – Crystal-poor, multiply saturated rhyolites (obsidians) from the Cascade and Mexican arcs: evidence of degassing-induced crystallization of phenocrysts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **166**: 731-754.

Zhang, Y.; Stolper, E.M.; Wasseburg, G.J. (1991a) – Diffusion of water in rhyolitic glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* **55**: 441–456.

Zhang, Y.; Stolper, E.M.; Wasseburg, G.J. (1991b) – Diffusion of a multi-species component and its role in the diffusion of water and oxygen in silicates. *Earth and Planetary Science Letters,* **103**: 228–240.

Zhang, Y. (1999) – H_2O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Reviews of Geophysics*, **37**: 493–516.

Zhang, Y.; Xu, Z.; Zhu, M.; Wang, H. (2007) – Silicate melt properties and volcanic eruptions. *Reviews of Geophysics*, **45**: 1-27.

Zhang, Y.; Behrens, H. (2000) – H_2O diffusion in rhyolitic melts and glasses. *Chemical Geology*, **169**: 243–262.

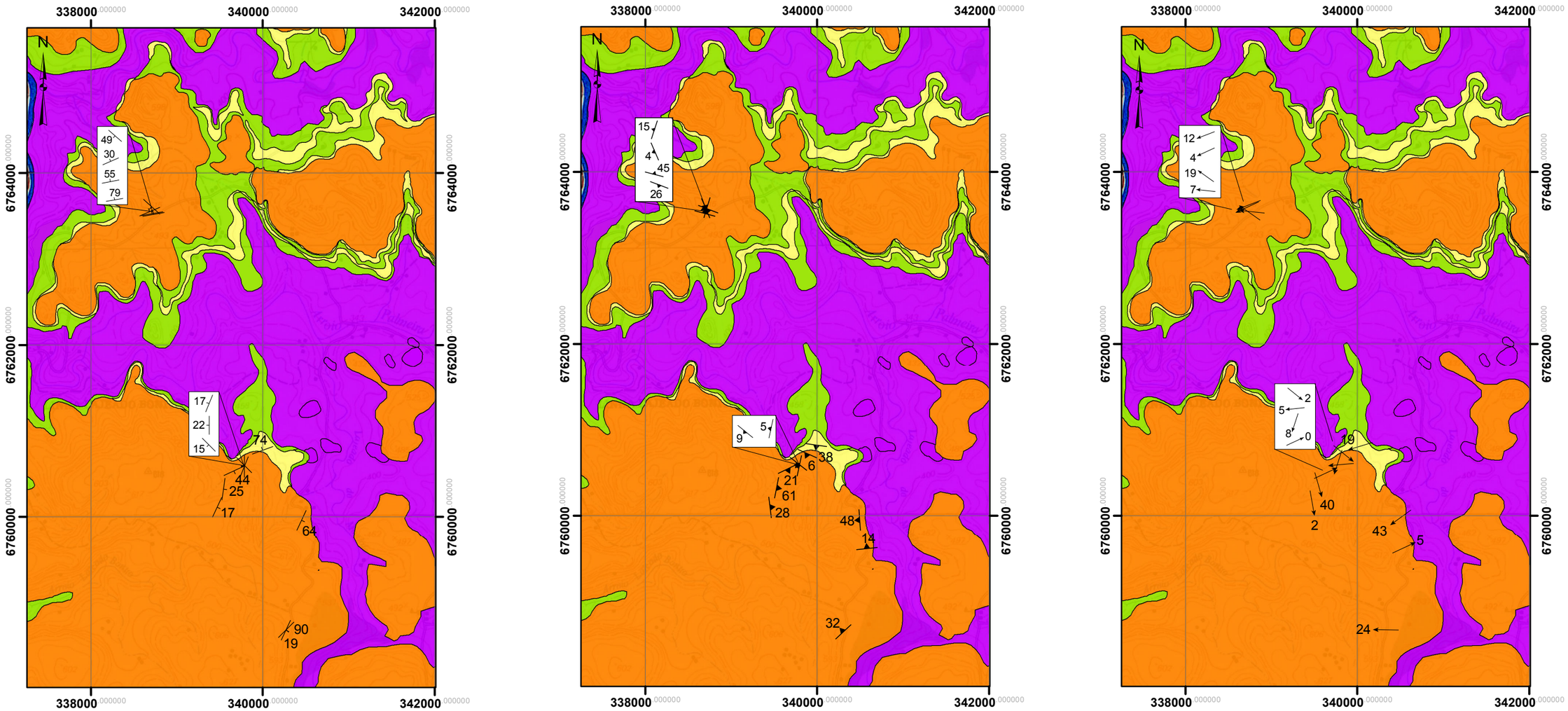
Závada, P.; Kratinová, Z.; Kusbach, V.; Schulmann, K. (2009) – Internal fabric development in complex lava domes. *Tectonophysics*, **466**: 101–113.

ANEXOS

Anexo 01

Anisotropia de Susceptibilidade Magnética: mapas geológicos com dados estruturais e croquis de afloramentos amostrados

Mapa Geológico e de Foliação e Lineação Magnética



Legenda

- Un. Santa Maria (riolitos)
- Un. Barros Cassal (andesitos e dacitos)
- Un. Barros Cassal (basaltos)
- Sedimentos Pós-Caxias do Sul
- Un. Caxias do Sul (dacitos)

- Estruturas medidas em campo (foliação magmática / disjunção de resfriamento)
- Foliação magnética
- Lineação magnética

Cartas topográficas:
SH.22-V-C-III-2
SH.22-V-C-III-4

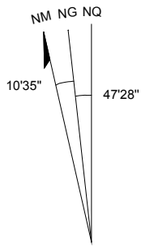
PROJEÇÃO UNIVERSAL
TRANSVERSA DE MERCATOR

Datum vertical:
Marégrafo de Torres - Rio Grande do Sul

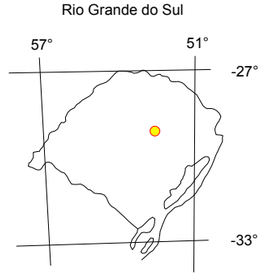
Datum horizontal:
Córrego Alegre - Minas Gerais

MAPA GEOLÓGICO BASE:
POLO & JANASI (2013)

Escala:
0 0.5 1 2 3 4 Km



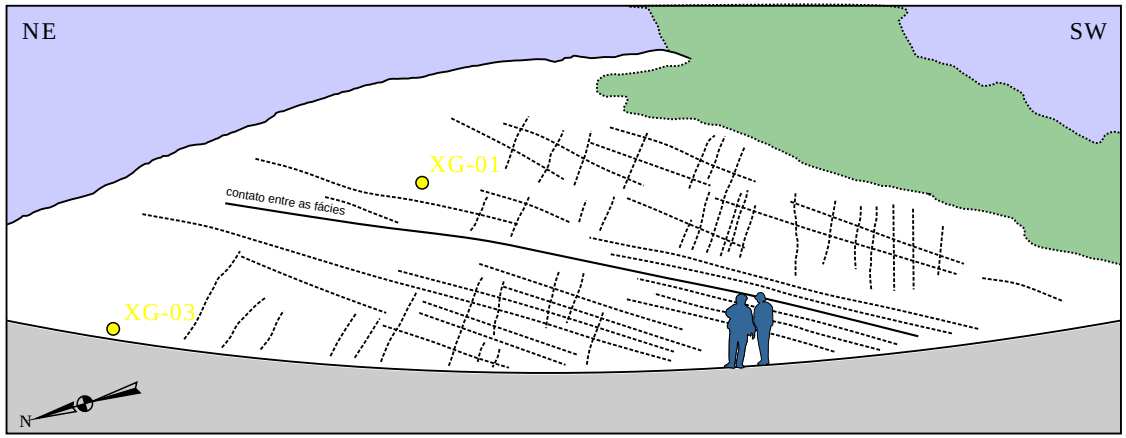
Tunas MI - 2950/1	Barros Cassal MI - 2950/2	Progresso MI - 2951/1
Segredo MI - 2950/3	Gramado Xavier MI - 2950/4	Sério MI - 2951/3
Candelária MI - 29867/1	Vera Cruz MI - 2967/2	Santa Cruz do Sul MI - 2968/1



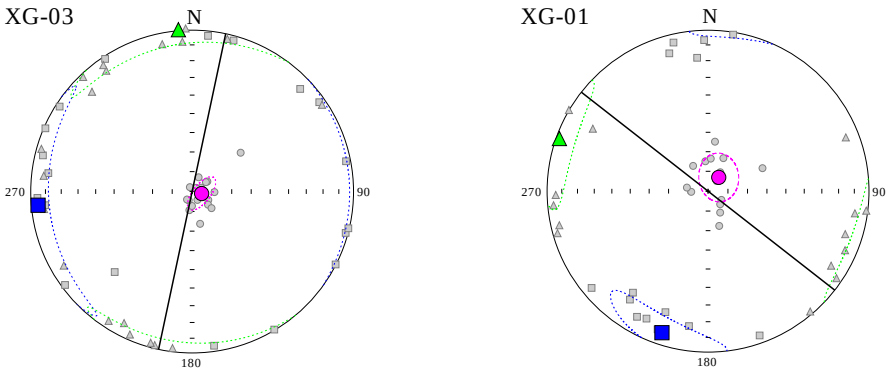
Letícia Freitas Guimarães

Dissertação de Mestrado
"Características físicas e químicas e modelo evolutivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS"

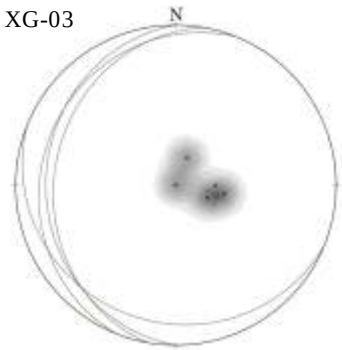
Croquis dos principais afloramentos e comparação entre os dados estruturais obtidos em campo e os dados obtidos via ASM



Representação estereográfica dos resultados obtidos para as anisotropias de susceptibilidade magnética:



Representação estereográfica das atitudes dos padrões de disjunções:



Legenda

- eixo κ máximo (κ1)
- eixo κ intermediário (κ2)
- eixo κ mínimo (κ3)

Foliação magnética: definida pelo plano κ1 + κ3

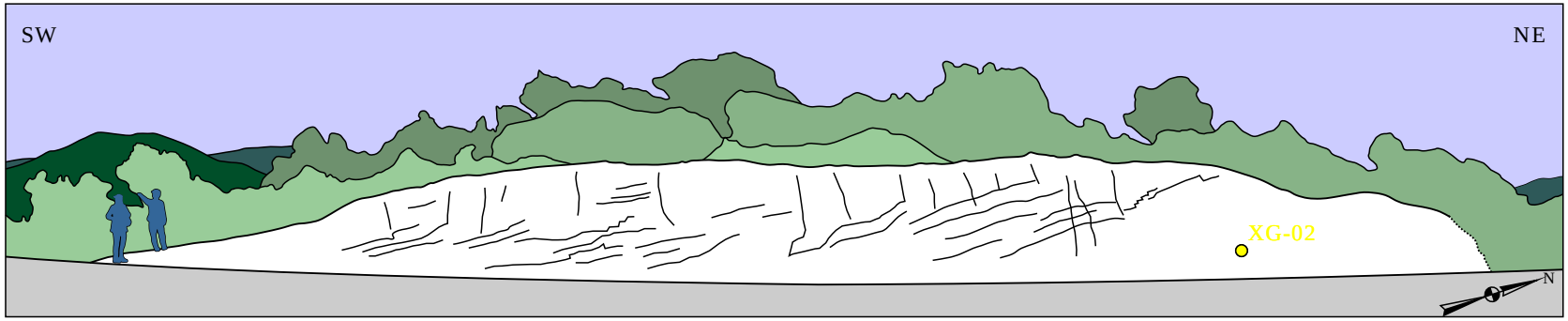
Lineação magnética: definida pelo eixo κ1

Dissertação de Mestrado

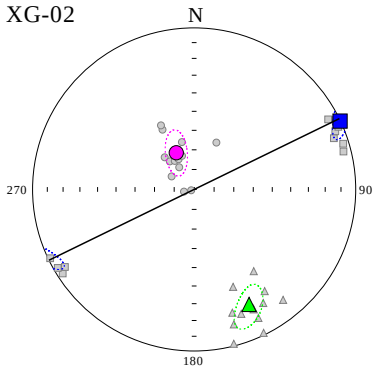
Características físicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS.

Letícia Freitas Guimarães

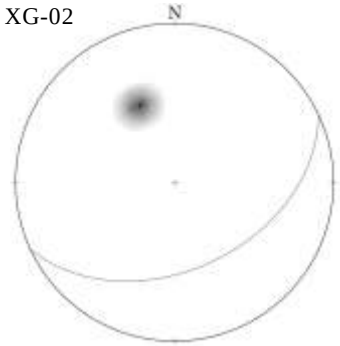
Croquis dos principais afloramentos e comparação entre os dados estruturais obtidos em campo e os dados obtidos via ASM



Representação estereográfica dos resultados obtidos para as anisotropias de susceptibilidade magnética:



Representação estereográfica das atitudes dos padrões de disjunções:



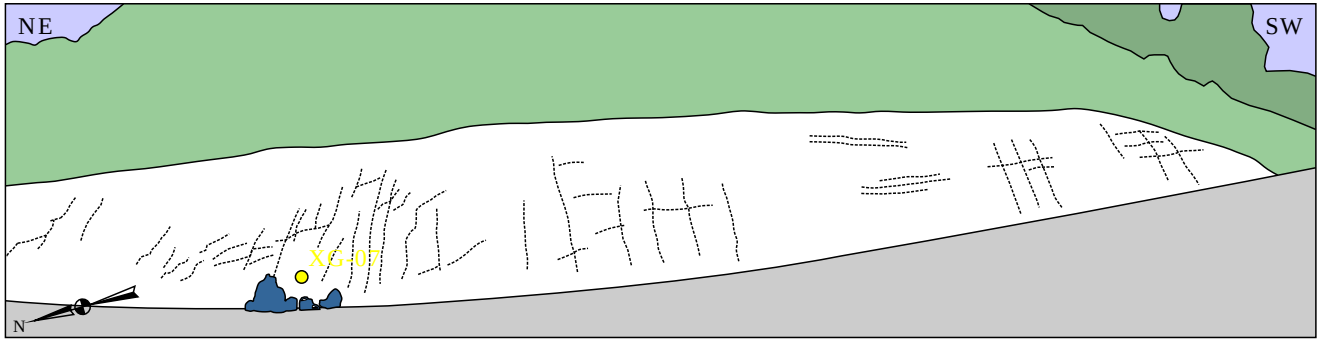
Legenda

- eixo κ máximo (κ1)
- eixo κ intermediário (κ2)
- eixo κ mínimo (κ3)

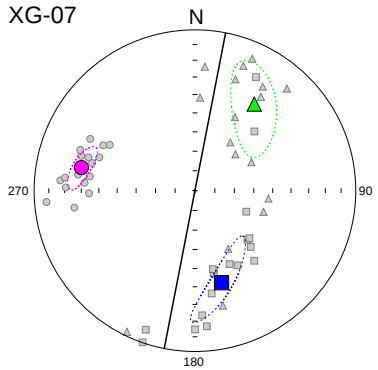
Foliação magnética:
definida pelo plano κ1 + κ3

Lineação magnética:
definida pelo eixo κ1

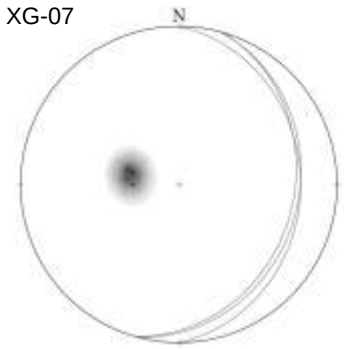
Croquis dos principais afloramentos e comparação entre os dados estruturais obtidos em campo e os dados obtidos via ASM



Representação estereográfica dos resultados obtidos para as anisotropias de susceptibilidade magnética:



Representação estereográfica das atitudes dos padrões de disjunções:



Legenda

- eixo κ máximo (κ1)
- eixo κ intermediário (κ2)
- eixo κ mínimo (κ3)

Foliação magnética: definida pelo plano κ1 + κ3

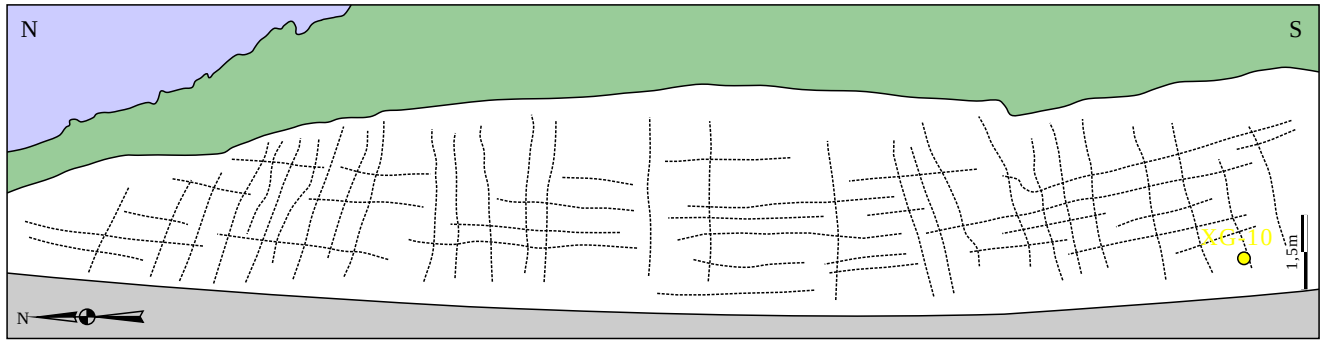
Lineação magnética: definida pelo eixo κ1

Dissertação de Mestrado

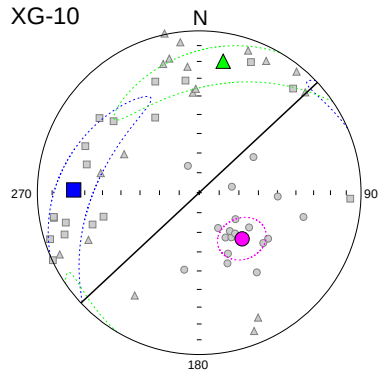
Características físicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS.

Letícia Freitas Guimarães

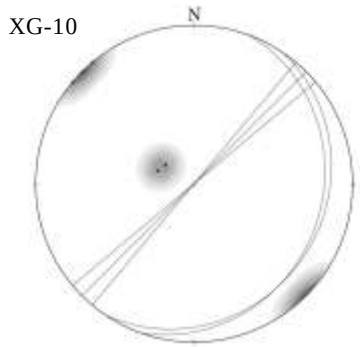
Croquis dos principais afloramentos e comparação entre os dados estruturais obtidos em campo e os dados obtidos via ASM



Representação estereográfica dos resultados obtidos para as anisotropias de susceptibilidade magnética:



Representação estereográfica das atitudes dos padrões de disjunções:



Legenda

- eixo κ máximo (κ1)
- eixo κ intermediário (κ2)
- eixo κ mínimo (κ3)

Foliação magnética: definida pelo plano κ1 + κ3

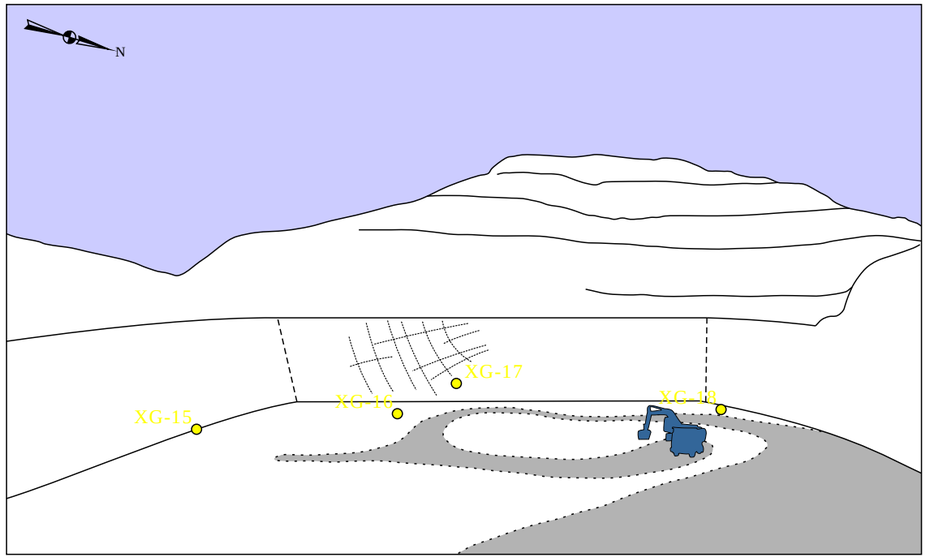
Lineação magnética: definida pelo eixo κ1

Dissertação de Mestrado

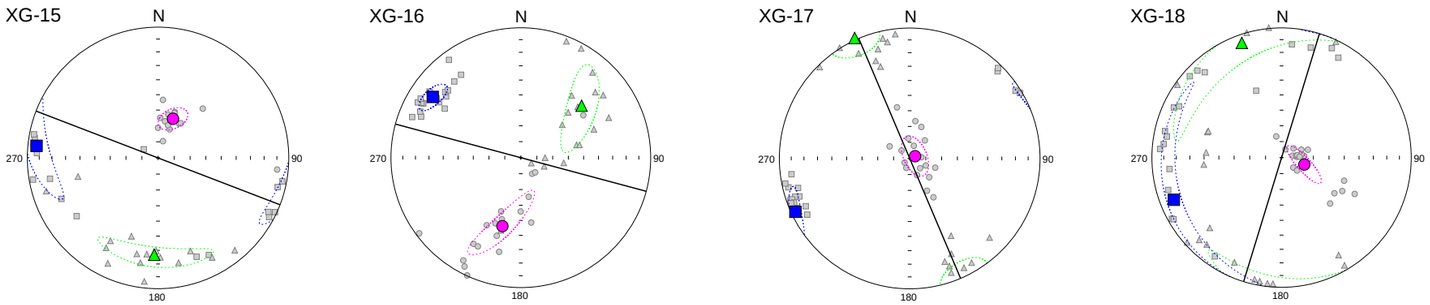
Características físicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS.

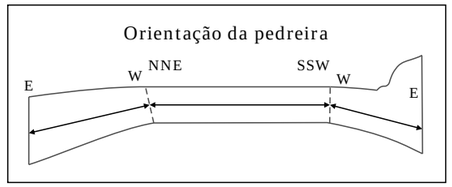
Letícia Freitas Guimarães

Croquis dos principais afloramentos e comparação entre os dados estruturais obtidos em campo e os dados obtidos via ASM



Representação estereográfica dos resultados obtidos para as anisotropias de susceptibilidade magnética:





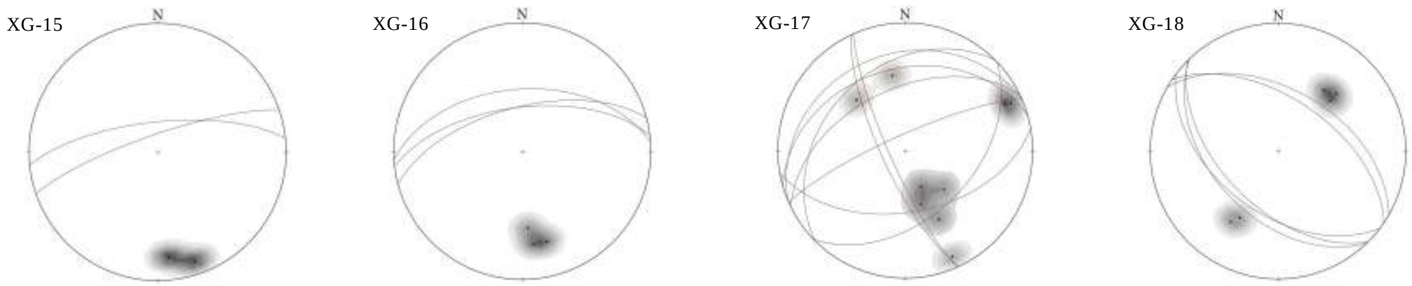
Legenda

- eixo κ máximo (κ1)
- eixo κ intermediário (κ2)
- eixo κ mínimo (κ3)

Foliação magnética:
definida pelo plano κ1 + κ3

Lineação magnética:
definida pelo eixo κ1

Representação estereográfica das atitudes dos padrões de disjunções:



Dissertação de Mestrado

Características físicas e modelo eruptivo para os riolitos tipo Santa Maria (Província Magmática Paraná) na região de Gramado Xavier, RS.

Letícia Freitas Guimarães

Anexo 02

Química mineral:
Imagens obtidas via microscopia eletrônica de varredura (MEV) e resultados das análises via microssonda eletrônica

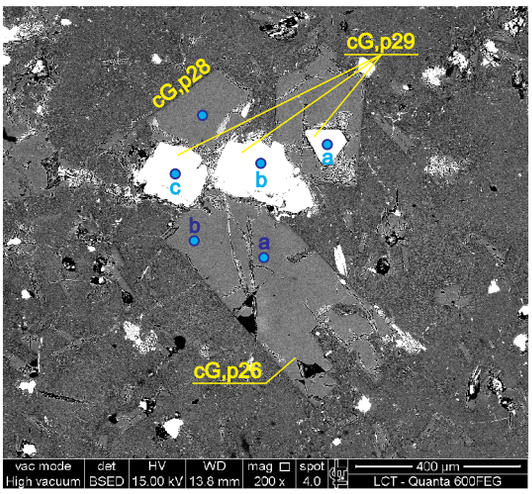


Imagem 01: Cristais de labradorita (cG,p26 e cG,p28), apresentando bordas corroídas (reabsorção) no caso do cristal cG,p26 e cristais subédricos a anédrico de Ti-magnetita (cG,p29).

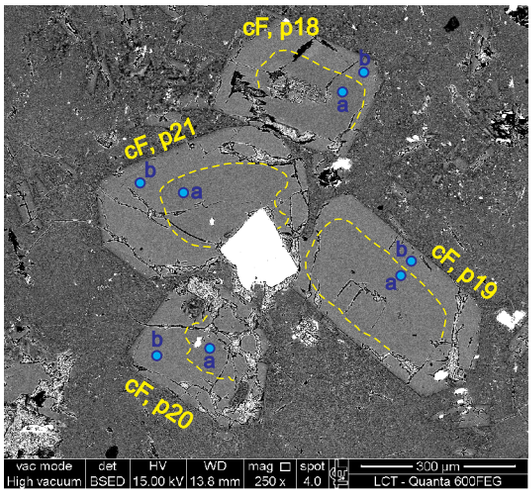


Imagem 02: Cristais de labradorita com zonamento núcleo-borda. Ao centro, cristal subédrico de Ti-magnetita.

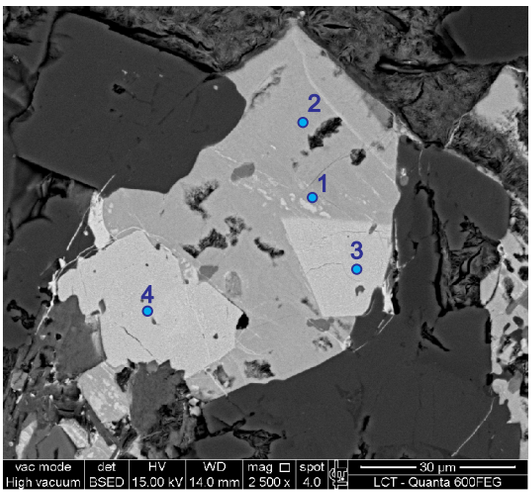


Imagem 03: Cristais subédricos a anédricos de Ti-magnetita (nomenclatura cA, pA)

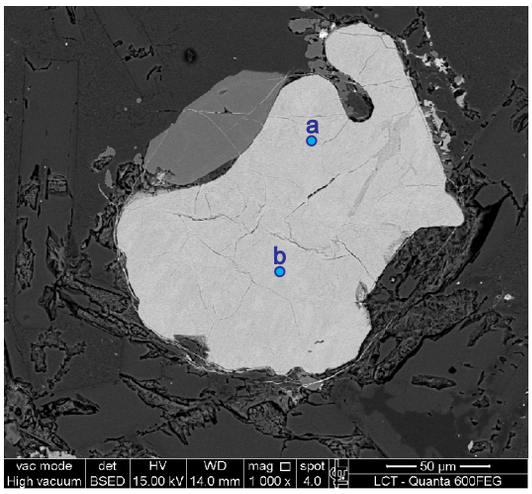
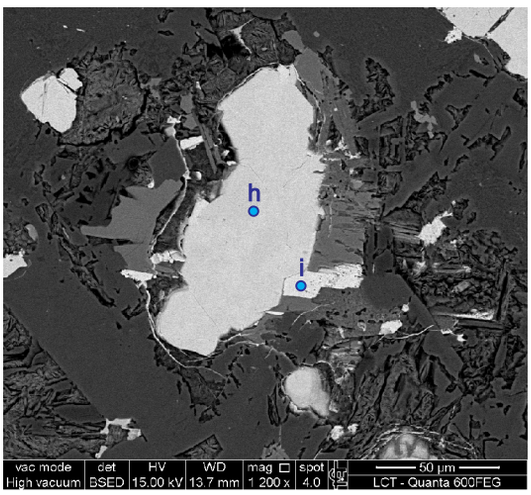
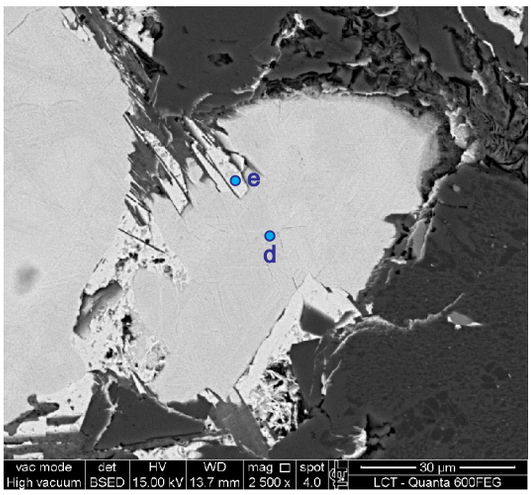


Imagem 04: Cristal anédrico, arredondado e com feições de reabsorção de Ti-magnetita (nomenclatura cA, p3)





Imagens 05 e 06: Cristais anédricos, com feições de reabsorção, de Ti-magnetita (nomenclatura cE, p16)

A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (a seguir).

Imagens de MEV
Amostra GX-23 - Localização dos pontos de análise via Microssonda Eletrônica

Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

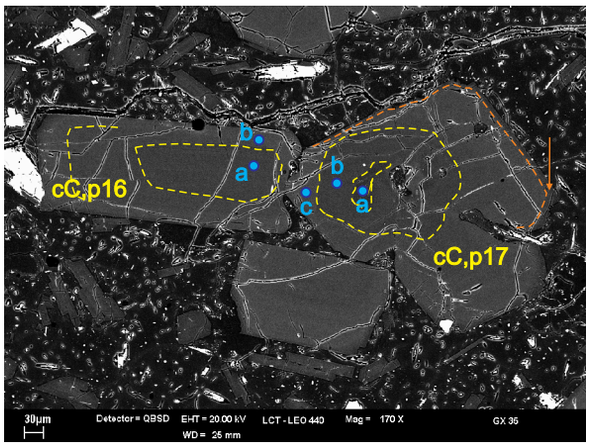


Imagem 07

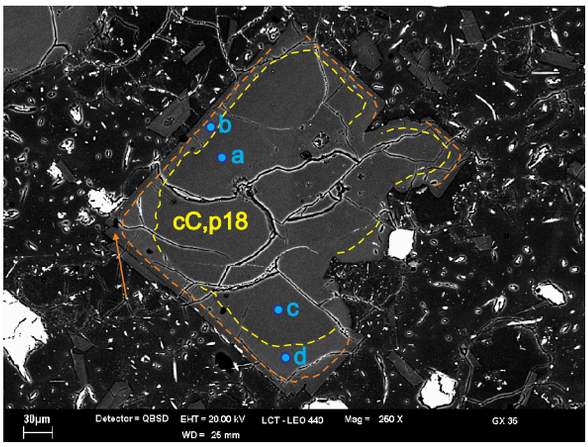


Imagem 08

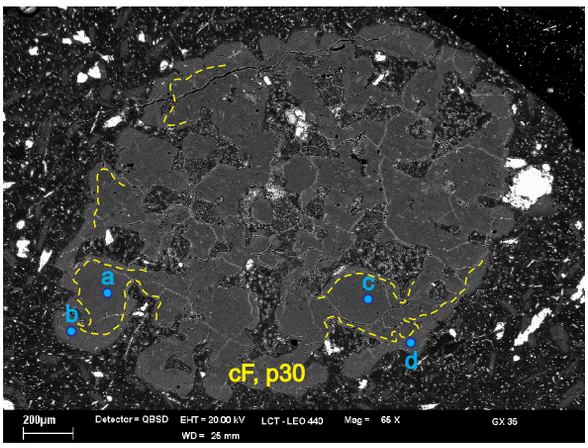


Imagem 09

Images 07 a 09: Cristais de labradorita zonados. Os contornos em amarelo evidenciam o zonamento. A seta alaranjada indica borda formada no estágio final de cristalização (delimitada pela linha alaranjada). Na imagem 09, o plagioclásio apresenta-se com feições de reabsorção.

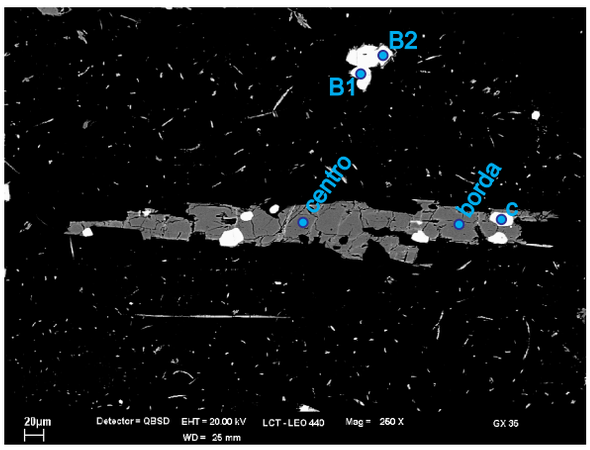


Imagem 10: Cristal de pigeonita (cC, p14), com inclusão de opaco (cC,pC - inc px). Acima, cristais subédricos de Ti-magnetita (cC, pB1; cC, pB2)

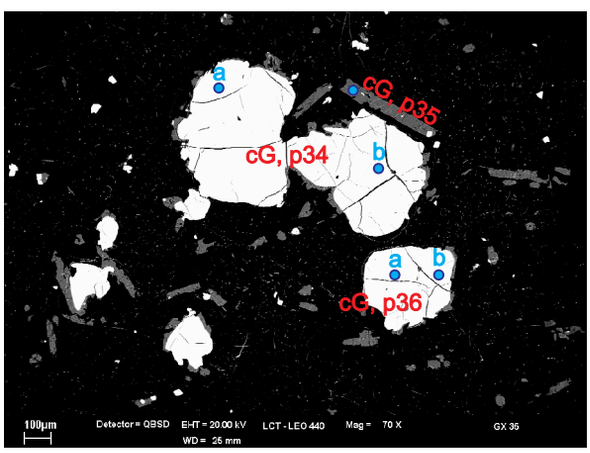


Imagem 11: Cristais anédricos, arredondados, de Ti-magnetita, com bordas de pigeonita. Pigeonita ocorre também como cristais subédricos.

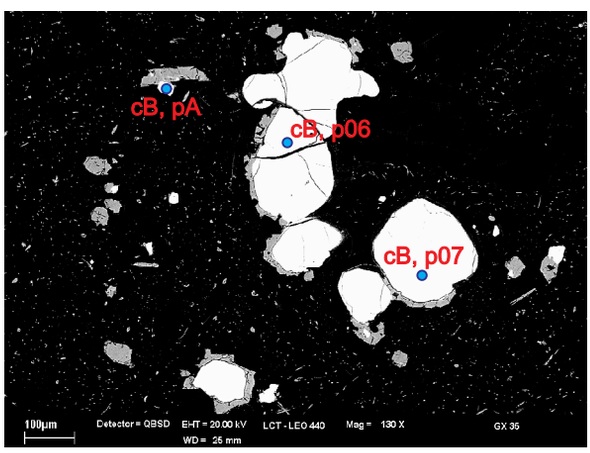


Imagem 12: Minerais anédrios de Ti-magnetita

A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (a seguir).

Imagens de MEV
Amostra GX-35 - Localização dos pontos de análise via Microssonda Eletrônica

Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

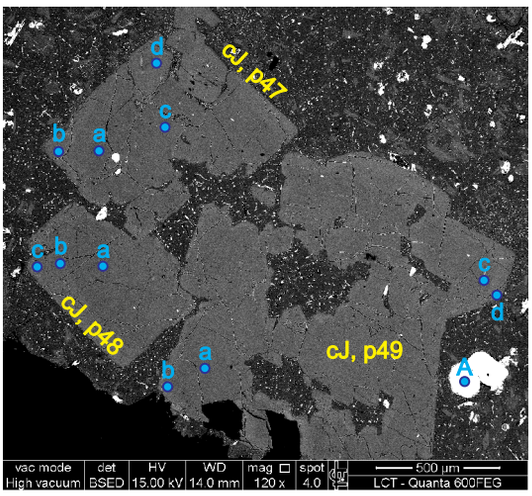


Imagem 13: Microfenocristais de labradorita com zonamento composicional núcleo-borda e feições de reabsorção.

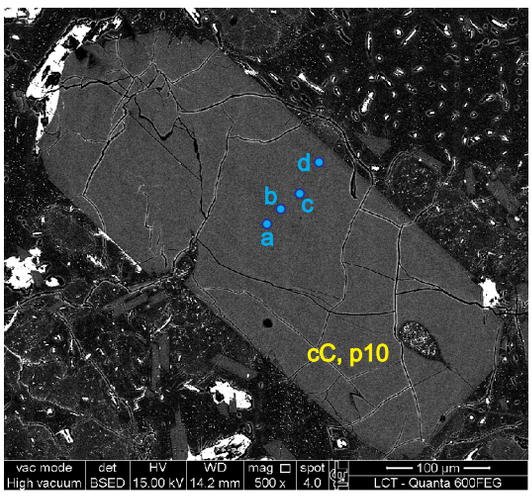


Imagem 14: Microfenocristal de labradorita apresentando zonamento composicional oscilatório e feições de reabsorção.

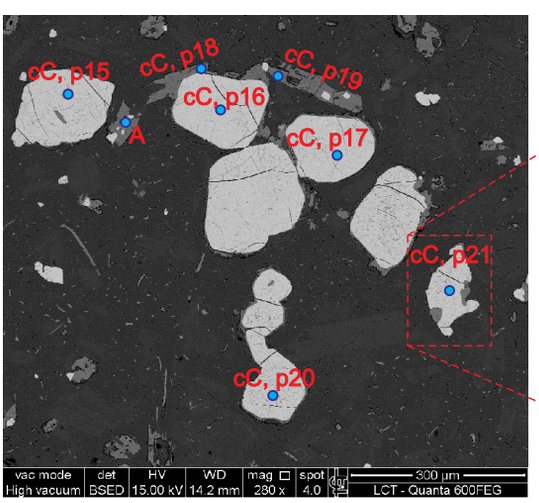


Imagem 15: Cristais anédricos arredondados de Ti-magnetita. Pigeonita ocorre bordeando os minerais opacos, ou como cristais subédricos.

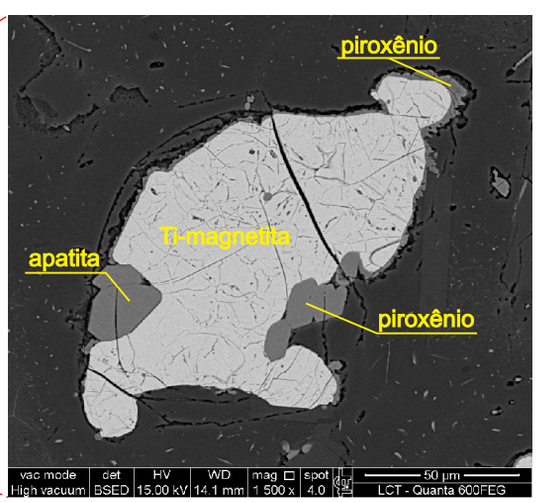


Imagem 16: Cristal anédrico de Ti-magnetita com borda de piroxênio e apatita.

A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (a seguir).

Imagens de MEV
Amostra GX-108 - Localização dos pontos de análise via Microssonda Eletrônica

Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23										
	cA, p02 (micro)	cA, p01 (nucleo)	cF, p18a (centro)	cF, p18b (borda)	cF, p19a (centro)	cF, p19b (borda)	cF, p20a (centro)	cF, p20b (borda)	cF, p21a (centro)	cF, p21b (borda)	cG, p26a (centro)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	55.19	53.33	55.87	53.85	54.76	54.24	54.38	54.18	55.08	54.62	54.69
TiO_2	0.05	0.01	0.00	0.04	0.04	0.01	0.08	0.01	0.00	0.05	0.08
Al_2O_3	26.37	27.43	27.07	27.97	27.47	28.00	27.79	28.05	27.46	28.02	27.60
Fe_2O_3	0.90	0.97	0.91	0.84	0.84	0.82	1.02	1.07	0.81	0.85	0.77
MnO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
MgO	0.03	0.06	0.06	0.06	0.10	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08
CaO	9.93	11.23	10.29	11.47	10.97	11.42	11.08	11.39	10.71	11.43	10.87
Na_2O	5.80	4.91	5.43	4.87	5.44	5.08	5.28	4.87	5.28	5.15	5.31
K_2O	0.47	0.47	0.59	0.47	0.56	0.47	0.47	0.48	0.55	0.47	0.53
BaO	0.00	0.11	0.05	0.06	0.11	0.03	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00
SrO	0.07	0.08	0.01	0.06	0.11	0.00	0.06	0.03	0.02	0.02	0.05
Total	**98.80**	**98.62**	**100.29**	**99.68**	**100.44**	**100.16**	**100.24**	**100.22**	**100.02**	**100.70**	**100.01**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.119	4.982	5.093	4.963	5.029	4.976	4.994	4.970	5.040	4.987	5.018
Al	2.881	3.018	2.906	3.036	2.971	3.025	3.006	3.030	2.959	3.013	2.982
Fe^{+3}	0.063	0.068	0.063	0.058	0.058	0.056	0.070	0.073	0.055	0.058	0.053
Ba	0.000	0.004	0.002	0.002	0.004	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ca	0.987	1.124	1.005	1.132	1.080	1.123	1.090	1.120	1.050	1.118	1.069
Na	1.042	0.889	0.960	0.869	0.969	0.903	0.940	0.867	0.936	0.912	0.945
K	0.055	0.056	0.068	0.055	0.065	0.055	0.054	0.057	0.064	0.054	0.062
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

AB	50.000	43.000	47.200	42.300	45.800	43.400	45.100	42.400	45.700	43.800	45.500
AN	47.400	54.300	49.400	55.100	51.100	54.000	52.300	54.800	51.200	53.600	51.500
OR	2.600	2.700	3.300	2.700	3.100	2.600	2.600	2.800	3.100	2.600	3.000

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23									GX-35	
	cG, p26b (borda)	cG, p27a (centro)	cG, p27b (meio)	cG, p27c (meio)	cG, p27d (borda)	cG, p28	cD, p08A (centro)	cD, p08b (borda)	cD, p09	cD, p19 (crs pq)	cD, p 20 (crs pq)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	54.39	54.11	53.42	54.36	54.73	53.54	54.33	53.41	52.94	54.39	56.17
TiO_2	0.06	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.00	0.04	0.01	0.03	0.03
Al_2O_3	27.88	27.84	28.00	27.78	27.50	28.05	26.89	27.84	27.78	28.39	27.35
Fe_2O_3	1.05	0.80	0.92	0.86	0.88	1.12	0.88	1.04	0.98	1.04	0.92
MnO	0.01	0.06	0.06	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00
MgO	0.10	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07
CaO	11.38	11.32	11.47	11.43	10.94	11.49	10.38	11.18	11.46	11.99	10.33
Na_2O	5.05	5.10	4.91	4.84	5.44	4.88	5.32	4.69	4.77	4.51	5.31
K_2O	0.46	0.46	0.48	0.49	0.49	0.44	0.49	0.43	0.45	0.51	0.63
BaO	0.00	0.13	0.00	0.00	0.10	0.03	0.00	0.01	0.04	0.04	0.12
SrO	0.00	0.00	0.01	0.07	0.06	0.04	0.01	0.09	0.01	0.02	0.08
Total	100.37	99.94	99.38	99.94	100.25	99.70	98.42	98.82	98.50	**100.97**	**101.00**

Cátions para 16 oxigênios

Si	4.989	4.982	4.946	4.994	5.026	4.948	5.054	4.957	4.945	4.954	5.085
Al	3.011	3.018	3.054	3.006	2.974	3.052	2.946	3.043	3.055	3.046	2.915
Fe^{+3}	0.072	0.056	0.064	0.060	0.061	0.078	0.061	0.073	0.069	0.071	0.062
Ba	0.000	0.005	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.004
Ca	1.119	1.116	1.137	1.125	1.076	1.138	1.035	1.112	1.147	1.170	1.002
Na	0.898	0.909	0.881	0.863	0.968	0.874	0.960	0.844	0.863	0.796	0.931
K	0.054	0.054	0.056	0.057	0.058	0.051	0.058	0.050	0.053	0.059	0.073
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000

AB	43.400	43.700	42.500	42.200	46.100	42.400	46.800	42.100	41.800	39.300	46.400
AN	54.000	53.700	54.800	55.000	51.200	55.200	50.400	55.400	55.600	57.800	50.000
OR	2.600	2.600	2.700	2.800	2.800	2.500	2.800	2.500	2.600	2.900	3.600

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35										
	cD, p19 (crs <)	cC, p09a (centro)	cC, p09b (meio)	cC, p09c (meio)	cC, p09d (borda)	cC, p10a (centro)	cC, p10b (borda)	cD, p16a (centro)	cD, p16b (borda)	cD, p17a (nucleo)	cD, p17b (meio)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	56.06	55.67	54.27	54.26	54.48	54.46	54.41	55.30	53.63	56.98	55.12
TiO_2	0.04	0.01	0.00	0.04	0.05	0.08	0.01	0.09	0.04	0.00	0.00
Al_2O_3	27.23	27.80	28.32	28.54	28.14	28.35	28.25	27.51	28.65	26.45	27.59
Fe_2O_3	1.31	0.92	0.93	1.10	0.97	1.16	0.87	0.91	0.94	0.99	1.03
MnO	0.04	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01	0.04	0.06	0.00
MgO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.09	0.06
CaO	10.34	11.04	11.78	11.91	11.38	11.69	11.59	10.68	11.67	9.58	10.79
Na_2O	5.76	4.93	4.77	4.57	4.96	4.65	4.75	5.10	4.61	5.63	5.22
K_2O	0.51	0.57	0.48	0.44	0.48	0.49	0.47	0.55	0.46	0.79	0.59
BaO	0.04	0.05	0.07	0.00	0.05	0.12	0.05	0.00	0.08	0.00	0.14
SrO	0.02	0.04	0.05	0.00	0.06	0.07	0.02	0.07	0.02	0.05	0.06
Total	**101.41**	**101.12**	**100.79**	**100.94**	**100.67**	**101.18**	**100.50**	**100.30**	**100.17**	**100.63**	**100.59**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.089	5.038	4.955	4.940	4.975	4.960	4.964	5.045	4.911	5.173	5.033
Al	2.911	2.962	3.045	3.060	3.025	3.040	3.036	2.955	3.089	2.828	2.967
Fe^{+3}	0.089	0.063	0.064	0.075	0.067	0.080	0.060	0.063	0.065	0.068	0.070
Ba	0.001	0.002	0.003	0.000	0.002	0.004	0.002	0.000	0.003	0.000	0.005
Ca	1.005	1.071	1.152	1.162	1.113	1.140	1.133	1.044	1.144	0.932	1.055
Na	1.014	0.865	0.844	0.807	0.879	0.821	0.839	0.902	0.818	0.992	0.924
K	0.059	0.065	0.055	0.051	0.056	0.056	0.055	0.063	0.054	0.092	0.068
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

AB	48.800	43.200	41.200	40.000	42.900	40.700	41.400	44.900	40.600	49.200	45.100
AN	48.400	53.500	56.200	57.500	54.300	56.500	55.900	52.000	56.700	46.200	51.500
OR	2.800	3.200	2.700	2.500	2.700	2.800	2.700	3.100	2.700	4.600	3.300

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35										
	cD, p17c (borda)	cD, p18a (centro)	cD, p18b (borda)	cD, p18c (centro)	cD, p18d (borda)	cF, p30a (reabs)	cF, p30b (reab)	cF, p30c (reab)	cF, p30d (reab)	cA, microlito	cH, microlito
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	54.94	54.79	53.65	55.20	54.80	54.66	54.10	56.07	53.68	56.19	56.97
TiO_2	0.05	0.05	0.06	0.05	0.00	0.06	0.05	0.04	0.05	0.10	0.10
Al_2O_3	27.74	27.59	28.35	27.69	28.18	27.72	28.20	27.20	28.64	25.36	26.26
Fe_2O_3	1.01	1.00	1.09	1.00	1.05	1.07	0.93	0.83	1.12	1.05	0.93
MnO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.04	0.01
MgO	0.07	0.09	0.10	0.07	0.07	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.07
CaO	11.26	11.19	11.71	11.18	11.84	11.21	11.65	10.77	11.90	10.15	9.51
Na_2O	4.89	4.79	4.67	4.90	4.59	4.80	4.66	5.22	4.58	5.46	5.46
K_2O	0.50	0.56	0.48	0.55	0.54	0.56	0.46	0.61	0.48	0.75	0.73
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.04	0.00	0.07	0.02	0.06	0.05
SrO	0.00	0.09	0.09	0.07	0.02	0.09	0.00	0.03	0.00	0.09	0.03
Total	**100.45**	**100.15**	**100.20**	**100.74**	**101.18**	**100.32**	**100.15**	**100.94**	**100.60**	**99.33**	**100.11**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.017	5.022	4.931	5.029	4.983	5.009	4.958	5.092	4.913	5.224	5.185
Al	2.983	2.978	3.069	2.971	3.017	2.991	3.043	2.908	3.087	2.776	2.815
Fe^{+3}	0.069	0.069	0.075	0.069	0.072	0.074	0.064	0.057	0.077	0.074	0.064
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002
Ca	1.102	1.099	1.153	1.092	1.154	1.100	1.144	1.048	1.167	1.011	0.928
Na	0.866	0.852	0.832	0.866	0.809	0.853	0.827	0.919	0.812	0.984	0.964
K	0.058	0.065	0.056	0.064	0.062	0.065	0.054	0.071	0.057	0.089	0.085
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000

AB	42.700	42.300	40.800	42.800	40.000	42.300	40.800	45.100	39.900	47.200	48.800
AN	54.400	54.500	56.500	54.000	57.000	54.500	56.500	51.400	57.300	48.500	46.900
OR	2.900	3.200	2.700	3.200	3.100	3.200	2.700	3.500	2.800	4.300	4.300

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35		GX-108								
	cH, microlito	cH, pA (centro)	cA, p01 (centro)	cA, p2a (centro)	cA, p3a (centro)	cA, p3b (borda)	cA, pA (centro)	cB, p07 (centro)	cB, p08a	cB, p08b (borda)	cA, p02b (ref)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	55.47	56.32	53.67	53.89	54.07	53.86	54.21	53.52	53.40	54.15	54.79
TiO_2	0.09	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.11	0.06	0.05	0.05	0.03
Al_2O_3	26.78	26.12	28.78	28.46	28.98	28.79	28.75	28.90	28.13	27.74	27.61
Fe_2O_3	1.07	0.90	0.98	1.11	0.98	0.98	1.02	0.87	1.00	1.02	0.89
MnO	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02
MgO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.11	0.09	0.10	0.11	0.09	0.09	0.07
CaO	10.41	9.79	11.75	11.56	12.25	11.56	11.96	12.15	11.84	11.26	10.83
Na_2O	5.28	5.51	4.50	4.63	4.33	4.59	4.36	4.27	4.82	4.90	5.24
K_2O	0.64	0.78	0.47	0.46	0.43	0.50	0.45	0.43	0.43	0.53	0.48
BaO	0.04	0.08	0.03	0.00	0.11	0.07	0.09	0.05	0.00	0.01	0.11
SrO	0.03	0.07	0.03	0.07	0.01	0.07	0.07	0.00	0.02	0.06	0.04
Total	**99.91**	**99.63**	**100.32**	**100.32**	**101.29**	**100.52**	**101.18**	**100.39**	**99.81**	**99.81**	**100.10**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.100	5.174	4.903	4.932	4.904	4.909	4.924	4.890	4.937	4.990	5.020
Al	2.899	2.826	3.097	3.068	3.096	3.090	3.076	3.110	3.063	3.010	2.979
Fe^{+3}	0.074	0.062	0.067	0.076	0.066	0.067	0.070	0.060	0.070	0.071	0.061
Ba	0.001	0.003	0.001	0.000	0.004	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.004
Ca	1.026	0.963	1.150	1.133	1.190	1.129	1.163	1.189	1.173	1.111	1.063
Na	0.941	0.981	0.797	0.822	0.762	0.810	0.768	0.757	0.864	0.875	0.932
K	0.075	0.091	0.055	0.054	0.049	0.059	0.052	0.050	0.050	0.062	0.056
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

AB	46.100	48.200	39.800	40.900	38.100	40.500	38.700	37.900	41.400	42.700	45.400
AN	50.200	47.300	57.400	56.400	59.500	56.500	58.600	59.600	56.200	54.200	51.800
OR	3.700	4.500	2.700	2.700	2.400	3.000	2.600	2.500	2.400	3.000	2.700

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-108										
	cA, p02b (centro)	cC, p10a (centro)	cC, p10b (meio)	cC, p10c (meio)	cC, p10d (borda)	cC, p12 (micro)	cC (ext), p23	cD, p33	cE, p34a (borda)	cE, p34b (centro)	cE, p34c (borda)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	54.04	53.27	53.08	53.72	54.35	56.03	54.23	55.93	53.01	56.92	53.88
TiO_2	0.07	0.02	0.03	0.04	0.04	0.07	0.01	0.05	0.07	0.03	0.07
Al_2O_3	27.51	28.08	28.10	28.09	27.57	26.68	27.70	26.49	28.45	26.29	27.83
Fe_2O_3	1.04	1.05	0.95	1.14	1.05	0.91	1.05	1.14	0.89	1.01	0.97
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02
MgO	0.06	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07	0.08	0.15	0.10	0.08	0.09
CaO	11.21	11.92	11.94	11.76	11.14	10.10	11.30	10.11	12.07	9.65	11.31
Na_2O	5.13	4.53	4.57	4.54	5.01	5.64	4.99	5.63	4.57	5.75	5.15
K_2O	0.60	0.46	0.46	0.44	0.56	0.65	0.52	0.71	0.48	0.78	0.49
BaO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
SrO	0.03	0.09	0.03	0.16	0.05	0.09	0.04	0.08	0.07	0.03	0.04
Total	**99.78**	**99.51**	**99.26**	**99.97**	**99.93**	**100.25**	**99.95**	**100.29**	**99.72**	**100.54**	**99.86**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.001	4.936	4.928	4.951	5.008	5.126	4.995	5.136	4.902	5.181	4.974
Al	2.999	3.064	3.072	3.049	2.992	2.875	3.005	2.864	3.098	2.818	3.026
Fe^{+3}	0.073	0.073	0.066	0.079	0.073	0.063	0.072	0.079	0.062	0.069	0.068
Ba	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.112	1.184	1.188	1.161	1.100	0.990	1.115	0.995	1.196	0.942	1.119
Na	0.920	0.814	0.822	0.811	0.895	1.000	0.891	1.002	0.819	1.014	0.921
K	0.071	0.055	0.055	0.052	0.066	0.076	0.061	0.084	0.057	0.091	0.058
Sr	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

AB	43.700	39.600	39.800	40.100	43.400	48.400	43.100	48.100	39.500	49.500	43.900
AN	52.900	57.700	57.500	57.400	53.400	47.900	53.900	47.800	57.700	46.000	53.300
OR	3.400	2.700	2.700	2.600	3.200	3.700	3.000	4.000	2.800	4.400	2.800

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-108										
	cF, p35	cJ, p47a (nucleo)	cJ, p47b (borda)	cJ, p47c (nucleo)	cJ, p47d (borda)	cJ, p48a (centro)	cJ, 48b (meio)	cJ, p48c (borda)	cJ, p49a (centro)	cJ, p49b (borda)	cJ, p49c (centro)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	53.57	55.02	52.02	54.32	55.63	55.36	54.36	53.65	53.29	52.97	55.86
TiO_2	0.06	0.02	0.01	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Al_2O_3	27.80	26.54	28.07	27.42	27.18	27.16	27.80	28.53	26.43	27.11	27.02
Fe_2O_3	1.03	1.03	0.93	0.96	0.91	0.78	0.84	1.09	0.85	0.95	0.97
MnO	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.11	0.11	0.10	0.06	0.09	0.09	0.10
CaO	11.65	10.46	12.37	11.15	10.59	10.50	11.20	12.14	9.94	10.79	10.41
Na_2O	4.84	5.05	4.27	4.73	5.27	5.03	4.96	4.56	5.50	5.12	5.27
K_2O	0.48	0.63	0.44	0.56	0.60	0.59	0.51	0.43	0.63	0.55	0.64
BaO	0.00	0.06	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.13
SrO	0.07	0.04	0.07	0.07	0.00	0.06	0.05	0.01	0.11	0.02	0.06
Total	**99.58**	**98.93**	**98.35**	**99.41**	**100.31**	**99.61**	**99.88**	**100.51**	**96.92**	**97.62**	**100.49**

Cátions para 16 oxigênios

Si	4.965	5.102	4.891	5.017	5.078	5.070	4.993	4.919	5.050	4.991	5.096
Al	3.035	2.898	3.108	2.983	2.922	2.930	3.007	3.081	2.950	3.009	2.904
Fe^{+3}	0.072	0.072	0.065	0.067	0.063	0.054	0.058	0.075	0.061	0.068	0.067
Ba	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.005
Ca	1.157	1.039	1.247	1.103	1.035	1.030	1.102	1.193	1.009	1.089	1.017
Na	0.870	0.908	0.779	0.847	0.932	0.894	0.884	0.811	1.010	0.936	0.933
K	0.056	0.075	0.052	0.066	0.070	0.069	0.060	0.051	0.077	0.066	0.075
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000

AB	41.800	44.900	37.500	42.000	45.800	44.900	43.200	39.500	48.200	44.800	46.100
AN	55.500	51.400	60.000	54.700	50.800	51.700	53.900	58.100	48.100	52.100	50.200
OR	2.700	3.700	2.500	3.300	3.400	3.500	2.900	2.500	3.700	3.200	3.700

Análise química (via microssonda eletrônica) dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-108			
	cJ, p49d (borda)	cJ, p49e (centro)	cH, p42 (micro)	cJ, p50 (micro)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	55.08	55.51	55.12	55.74
TiO_2	0.02	0.02	0.09	0.03
Al_2O_3	27.67	27.14	26.97	27.00
Fe_2O_3	0.97	1.05	0.69	0.93
MnO	0.00	0.03	0.01	0.00
MgO	0.10	0.10	0.09	0.05
CaO	11.08	10.90	10.38	10.23
Na_2O	4.95	5.01	5.20	5.33
K_2O	0.54	0.62	0.60	0.54
BaO	0.08	0.01	0.03	0.00
SrO	0.08	0.06	0.04	0.01
Total	**100.57**	**100.45**	**99.23**	**99.86**

Cátions para 16 oxigênios

Si	5.026	5.077	5.075	5.094
Al	2.974	2.923	2.925	2.906
Fe^{+3}	0.067	0.072	0.048	0.064
Ba	0.003	0.000	0.001	0.000
Ca	1.083	1.069	1.024	1.002
Na	0.876	0.889	0.928	0.945
K	0.063	0.072	0.071	0.063
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000

AB	43.300	43.800	45.900	47.000
AN	53.600	52.700	50.600	49.900
OR	3.100	3.500	3.500	3.100

Análise química (via microssonda eletrônica) dos piroxênios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23	GX-35									
	cB, p05	cF, p31	cC, p14 (centro)	cC, p14 (borda)	cC, pA	cC, pB	cB, p08 (prox)	cA, p03 (prox)	cA, p22 (prox)	cH, p46 (prox)	cX, prox borda
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	50.250	51.086	50.346	50.999	50.633	49.832	51.113	50.457	50.437	50.385	50.431
TiO_2	0.242	0.341	0.357	0.391	0.263	0.332	0.294	0.353	0.301	0.259	0.327
Al_2O_3	0.705	0.673	0.991	0.787	0.772	0.768	0.608	0.678	0.663	0.650	0.705
FeO	29.998	29.121	29.162	28.986	29.166	28.888	29.313	29.135	30.704	29.737	29.990
MnO	1.362	1.312	1.304	1.302	1.345	1.261	1.354	1.232	1.359	1.356	1.359
MgO	14.364	13.666	13.817	13.686	14.432	13.006	13.891	13.513	13.982	14.053	13.695
CaO	4.190	4.300	3.943	3.884	3.114	4.821	3.692	3.878	3.332	3.815	3.489
Na_2O	0.032	0.049	0.049	0.048	0.057	0.067	0.036	0.036	0.066	0.097	0.013
K_2O	0.016	0.019	0.019	0.017	0.021	0.045	0.029	0.020	0.012	0.012	0.010
Cr_2O_3	0.002	0.000	0.000	0.000	0.007	0.019	0.000	0.005	0.008	0.000	0.000
Total	**101.161**	**100.567**	**99.986**	**100.100**	**99.810**	**99.038**	**100.329**	**99.307**	**100.865**	**100.364**	**100.019**

Cátions para 6 oxigênios

Si	1.942	1.990	1.970	1.995	1.980	1.974	1.995	1.992	1.962	1.964	1.979
Al^{IV}	0.032	0.010	0.030	0.005	0.020	0.026	0.005	0.008	0.030	0.030	0.021
Fe^{+3}	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006	0.000
Al^{IV}	0.000	0.021	0.016	0.031	0.016	0.010	0.023	0.023	0.000	0.000	0.012
Ti	0.007	0.010	0.011	0.012	0.008	0.010	0.009	0.010	0.009	0.008	0.010
Fe^{+3}	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.026	0.028	0.000
Fe^{+2}	0.119	0.176	0.168	0.159	0.134	0.209	0.160	0.171	0.154	0.147	0.178
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.828	0.793	0.806	0.798	0.842	0.768	0.808	0.795	0.811	0.817	0.801
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{+2}	0.779	0.773	0.787	0.790	0.820	0.746	0.797	0.791	0.811	0.788	0.807
Mn	0.045	0.043	0.043	0.043	0.045	0.042	0.045	0.041	0.045	0.045	0.045
Ca	0.174	0.179	0.165	0.163	0.131	0.205	0.154	0.164	0.139	0.159	0.147
Na	0.002	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.005	0.007	0.001
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
WO	8.609	9.133	8.396	8.338	6.622	10.376	7.860	8.359	6.967	8.006	7.419
EN	41.066	40.386	40.938	40.881	42.703	38.948	41.149	40.526	40.677	41.034	40.519
FS	50.324	50.481	50.666	50.781	50.674	50.676	50.991	51.116	52.356	50.960	52.061
WEF	99.754	99.625	99.624	99.628	99.563	99.480	99.723	99.720	99.495	99.256	99.900
JD	0.000	0.375	0.376	0.372	0.437	0.405	0.277	0.280	0.000	0.000	0.100
AE	0.246	0.000	0.000	0.000	0.000	0.115	0.000	0.000	0.505	0.744	0.000

Análise química (via microssonda eletrônica) dos piroxênios das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35			GX-108							
	cE, p26 (prox)	cG, p37 (prox)	cG, p38	cB, p09 (prox)	cC, p11 (prox)	cC, p18	cC, p19	cG, pA	cI, p45	cD, p26 (prox)	cJ, prox borda
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	49.572	50.677	51.001	51.629	50.541	51.213	51.030	52.385	50.380	50.896	50.196
TiO_2	0.234	0.242	0.208	0.132	0.302	0.405	0.303	0.222	0.383	0.252	0.213
Al_2O_3	0.758	0.676	0.657	0.722	1,078.000	0.677	0.717	0.880	0.878	0.713	0.709
FeO	29.968	31.179	30.015	27.418	27.759	28.361	27.598	26.821	28.548	27.299	27.062
MnO	1.260	1.345	1.351	1.207	1.294	1.245	1.253	1.111	1.276	1.096	1.155
MgO	13.251	13.510	14.295	16.502	14.550	14.581	16.423	14.241	15.498	17.909	17.029
CaO	5.091	4.056	3.401	3.187	3.235	4.523	3.164	3.167	3.923	3.054	3.330
Na_2O	0.022	0.113	0.078	0.042	0.039	0.082	0.034	0.094	0.066	0.078	0.056
K_2O	0.022	0.018	0.022	0.019	0.219	0.012	0.016	0.066	0.009	0.040	0.014
Cr_2O_3	0.000	0.005	0.028	0.012	0.000	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.013
Total	**100.179**	**101.821**	**101.055**	**100.870**	**99.017**	**101.099**	**100.538**	**99.031**	**100.961**	**101.338**	**99.778**

Cátions para 6 oxigênios

Si	1.943	1.957	1.974	1.973	1.985	1.973	1.959	2.057	1.936	1.923	1.933
Al^{IV}	0.035	0.031	0.026	0.027	0.015	0.027	0.032	0.000	0.040	0.032	0.032
Fe^{+3}	0.022	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.025	0.045	0.035

Al^{IV}	0.000	0.000	0.004	0.006	0.035	0.003	0.000	0.041	0.000	0.000	0.000
Ti	0.007	0.007	0.006	0.004	0.009	0.012	0.009	0.007	0.011	0.007	0.006
Fe^{+3}	0.046	0.038	0.015	0.017	0.000	0.007	0.027	0.000	0.047	0.070	0.059
Fe^{+2}	0.173	0.177	0.149	0.033	0.105	0.141	0.025	0.118	0.054	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.774	0.778	0.825	0.940	0.852	0.837	0.940	0.833	0.888	0.923	0.934

Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.086	0.043
Fe^{+2}	0.742	0.779	0.808	0.826	0.807	0.766	0.826	0.763	0.792	0.748	0.777
Mn	0.042	0.044	0.044	0.039	0.043	0.041	0.041	0.037	0.042	0.035	0.038
Ca	0.214	0.168	0.141	0.131	0.136	0.187	0.130	0.133	0.161	0.124	0.137
Na	0.002	0.008	0.006	0.003	0.003	0.006	0.003	0.007	0.005	0.006	0.004
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.011	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.001

WO	10.625	8.406	7.117	6.571	7.007	9.436	6.517	7.070	8.042	6.090	6.788
EN	38.479	38.956	41.622	47.339	43.848	42.326	47.070	44.234	44.207	49.691	48.296
FS	50.897	52.638	51.261	46.090	49.145	48.238	46.413	48.696	47.750	44.219	44.917
WEF	99.828	99.138	99.408	99.685	99.695	99.382	99.743	99.246	99.495	99.407	99.568
JD	0.000	0.000	0.126	0.079	0.305	0.199	0.000	0.754	0.000	0.000	0.000
AE	0.172	0.862	0.466	0.237	0.000	0.418	0.257	0.000	0.505	0.593	0.432

Análise química (via microssonda eletrônica) dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23										
	cA, pA1	cA, pA3	cA, p3a	cA, p3b	cD, p12	cE, p16a	cE, p16b	cE, p16c	cE, p16d	cE, p16e	cE, p16f
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	0.09	0.11	0.16	0.14	0.18	0.13	0.13	0.13	0.10	9.87	0.14
TiO_2	17.59	15.64	16.09	14.99	13.71	16.34	16.44	16.39	15.04	1.81	17.74
Al_2O_3	0.51	0.78	1.51	1.96	1.26	1.99	1.16	0.92	1.01	2.82	1.02
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02
FeO_t	71.20	67.62	66.29	71.61	71.02	68.29	70.78	71.49	70.17	70.22	73.14
MnO	0.19	0.15	2.37	0.83	0.40	0.85	0.77	0.59	0.98	0.25	0.23
MgO	0.02	0.01	0.02	0.07	0.20	0.36	0.20	0.11	0.04	4.65	0.07
CaO	0.02	0.08	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.05	0.01
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00
ZnO	0.08	0.18	0.13	0.26	0.12	0.17	0.15	0.06	0.20	0.00	0.18
Nb_2O_5	0.02	0.08	0.01	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03	0.08	0.01	0.04
P_2O_5	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	**92.51**	**87.19**	**89.32**	**92.85**	**90.16**	**90.84**	**92.56**	**92.73**	**90.53**	**93.34**	**92.58**
Fe_2O_3	29.07	28.69	28.43	32.58	33.91	28.69	30.56	31.04	32.05	36.94	30.08
FeO	45.04	41.80	40.71	42.29	40.50	42.47	43.28	43.55	41.32	36.98	46.06

Cátions para 32 oxigênios

Si	0.030	0.038	0.053	0.044	0.060	0.043	0.041	0.041	0.032	2.941	0.044
Al	0.194	0.315	0.596	0.743	0.493	0.767	0.441	0.352	0.394	0.990	0.376
Ti	4.307	4.048	4.050	3.625	3.432	4.024	4.001	3.994	3.751	0.405	4.196
Cr	0.000	0.005	0.004	0.005	0.004	0.001	0.001	0.004	0.010	0.001	0.005
Fe2	12.261	12.030	11.396	11.373	11.273	11.630	11.709	11.797	11.458	9.219	12.115
Fe3	7.113	7.422	7.154	7.876	8.484	7.062	7.432	7.558	7.989	8.278	7.112
Mn	0.052	0.043	0.671	0.225	0.114	0.236	0.212	0.161	0.275	0.063	0.062
Mg	0.011	0.007	0.012	0.035	0.098	0.175	0.098	0.053	0.020	2.066	0.032
Ca	0.006	0.031	0.008	0.004	0.015	0.003	0.002	0.007	0.000	0.016	0.003
Zn	0.018	0.046	0.032	0.061	0.030	0.041	0.036	0.015	0.048	0.000	0.042
Nb	0.003	0.012	0.001	0.002	0.000	0.003	0.005	0.005	0.012	0.001	0.006
P	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000
Magnetita	45.23	47.83	46.90	52.07	55.28	46.74	48.15	48.62	51.57	91.09	45.87
Ulvoespinélio	54.77	52.17	53.10	47.93	44.72	53.26	51.85	51.38	48.43	8.91	54.13

Análise química (via microssonda eletrônica) dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23									GX-35	
	cE, p16g	cE, p16h	cE, p16i	cG, p29a	cG, p29b	cG, p29c	cX, p33	cX, p34	cX, p35	cB, p06	cB, p07
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	0.17	0.13	0.54	0.17	0.19	0.47	0.14	0.13	1.01	0.32	0.22
TiO_2	14.01	16.90	0.75	12.53	10.82	11.73	16.07	15.66	10.21	16.44	16.44
Al_2O_3	0.91	0.92	0.01	2.41	2.15	1.66	1.80	2.19	1.36	2.24	2.16
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02
FeO_t	72.52	71.92	85.11	77.24	76.43	73.85	73.20	71.79	73.49	68.43	71.25
MnO	0.68	1.37	0.13	0.59	0.63	0.46	0.77	0.59	0.74	0.71	0.66
MgO	0.09	0.15	0.07	0.52	0.50	0.60	0.17	0.32	0.10	1.08	1.05
CaO	0.00	0.02	0.08	0.10	0.01	0.05	0.00	0.02	0.08	0.02	0.00
NiO	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
ZnO	0.12	0.16	0.00	0.12	0.20	0.06	0.17	0.22	0.18	0.08	0.20
Nb_2O_5	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05
P_2O_5	0.00	0.08	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Total	**91.87**	**94.60**	**92.77**	**97.45**	**94.91**	**92.63**	**95.40**	**93.85**	**90.80**	**92.11**	**94.94**
Fe_2O_3	34.92	31.25	61.32	40.03	41.95	38.54	32.47	31.83	39.02	29.01	31.19
FeO	41.09	43.79	29.92	41.21	38.67	39.17	43.97	43.14	38.37	42.32	43.18

Cátions para 32 oxigênios

Si	0.054	0.042		0.050	0.060	0.153	0.045	0.040	0.332	0.101	0.068
Al	0.352	0.345	0.003	0.868	0.797	0.630	0.665	0.817	0.527	0.844	0.791
Ti	3.451	4.029	0.187	2.884	2.563	2.846	3.788	3.735	2.536	3.965	3.850
Cr	0.010	0.004	0.000	0.002	0.000	0.006	0.004	0.009	0.006	0.009	0.004
Fe2	11.254	11.605	8.268	10.546	10.186	10.566	11.522	11.444	10.592	11.349	11.246
Fe3	8.597	7.445	15.232	9.209	9.933	9.345	7.648	7.590	9.683	6.993	7.302
Mn	0.190	0.367	0.037	0.152	0.168	0.126	0.205	0.159	0.206	0.191	0.173
Mg	0.043	0.073	0.035	0.239	0.234	0.289	0.079	0.150	0.050	0.518	0.487
Ca	0.000	0.007	0.029	0.034	0.003	0.016	0.000	0.008	0.027	0.008	0.000
Zn	0.030	0.037	0.000	0.028	0.047	0.014	0.040	0.051	0.044	0.019	0.045
Nb	0.008	0.005	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007
P	0.000	0.020	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Magnetita	55.47	48.02	97.60	61.49	65.96	62.15	50.24	50.40	65.63	46.86	48.67
Ulvoespinélio	44.53	51.98	2.40	38.51	34.04	37.85	49.76	49.60	34.37	53.14	51.33

Análise química (via microssonda eletrônica) dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35										
	cB, pA (prox 06)	cC, pB1	cC, pB2	cC, pC (inc px)	cC, pB (prox 14)	cD, p21	cG, p34 (a)	cG, p34 (b)	cG, p36 (a)	cG, p36 (b)	cA, p02
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	0.22	1.01	0.62	0.18	0.26	0.61	0.41	0.96	0.79	3.11	0.79
TiO_2	16.70	15.05	15.72	16.35	16.17	16.71	14.14	15.21	16.07	17.26	15.39
Al_2O_3	2.21	2.05	2.03	2.06	4.43	2.16	2.24	2.29	2.21	2.50	1.98
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.06	0.03	0.05	0.04	0.05	0.00
FeO_t	66.63	69.91	72.80	73.89	70.07	69.67	71.11	70.14	69.08	65.35	69.70
MnO	0.71	0.76	0.69	0.66	0.78	0.80	0.62	0.68	0.80	0.94	0.67
MgO	0.47	0.45	0.53	0.46	0.48	1.03	1.05	0.99	0.96	0.27	0.43
CaO	0.41	0.04	0.44	0.08	0.10	0.02	0.01	0.02	0.03	0.12	0.13
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
ZnO	0.13	0.12	0.07	0.11	0.14	0.20	0.11	0.13	0.15	0.23	0.20
Nb_2O_5	0.04	0.02	0.01	0.06	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.03	0.01
P_2O_5	0.39	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	**89.99**	**92.23**	**95.91**	**96.84**	**95.08**	**93.90**	**92.96**	**93.33**	**92.82**	**91.40**	**91.93**
Fe_2O_3	26.67	30.08	32.05	32.58	28.91	29.12	33.80	30.72	29.07	19.64	29.76
FeO	42.63	42.84	43.96	44.56	44.05	43.47	40.69	42.49	42.92	47.68	42.91

Cátions para 32 oxigênios

Si	0.071	0.323	0.189	0.055	0.080	0.192	0.130	0.302	0.251	0.993	0.255
Al	0.850	0.775	0.736	0.744	1.609	0.798	0.841	0.850	0.826	0.939	0.751
Ti	4.104	3.639	3.638	3.779	3.751	3.947	3.389	3.612	3.841	4.144	3.733
Cr	0.000	0.000	0.007	0.008	0.002	0.014	0.008	0.013	0.011	0.012	0.000
Fe2	11.650	11.517	11.310	11.452	11.363	11.417	10.840	11.220	11.408	12.731	11.572
Fe3	6.552	7.269	7.412	7.526	6.704	6.875	8.094	7.292	6.945	4.714	7.214
Mn	0.196	0.207	0.181	0.171	0.204	0.213	0.168	0.181	0.215	0.253	0.183
Mg	0.227	0.217	0.244	0.209	0.223	0.481	0.499	0.465	0.455	0.130	0.208
Ca	0.144	0.014	0.146	0.025	0.032	0.006	0.002	0.007	0.012	0.040	0.044
Zn	0.032	0.029	0.016	0.025	0.031	0.045	0.025	0.030	0.034	0.054	0.047
Nb	0.006	0.003	0.002	0.008	0.000	0.006	0.000	0.007	0.001	0.004	0.001
P	0.110	0.000	0.080	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Magnetita	44.39	49.97	50.46	49.89	47.19	46.55	54.42	50.23	47.48	36.26	49.14
Ulvoespinélio	55.61	50.03	49.54	50.11	52.81	53.45	45.58	49.77	52.52	63.74	50.86

Análise química (via microssonda eletrônica) dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-35		GX-108							
	cG, p21 (II)	cE, p27	cA, p04	cA, p05 (ext)	cC, p15	cC, p16	cC, p17	cC, p20	cC, p21	cC, p22 (a)
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	0.42	0.24	0.55	0.43	0.43	0.68	0.62	1.60	1.82	1.18
TiO_2	17.17	15.66	15.38	16.29	17.22	16.52	16.91	17.02	16.36	15.57
Al_2O_3	2.15	1.96	2.37	2.42	2.34	2.39	2.35	2.39	2.59	2.59
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00
FeO_t	70.31	73.97	67.90	69.02	70.54	68.91	68.01	65.21	67.56	76.16
MnO	0.74	0.65	0.67	0.93	0.98	0.83	0.73	0.84	1.00	0.70
MgO	0.94	0.33	1.17	0.93	0.86	1.02	1.04	0.91	0.78	1.14
CaO	0.04	0.07	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.12	0.14	0.04
NiO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01
ZnO	0.15	0.10	0.20	0.25	0.18	0.16	0.11	0.16	0.07	0.19
Nb_2O_5	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03
P_2O_5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.05	0.00
Total	**94.63**	**96.14**	**91.00**	**92.95**	**95.29**	**93.24**	**92.41**	**90.35**	**92.70**	**100.78**
Fe_2O_3	29.12	33.38	29.60	29.33	29.17	28.59	27.47	23.37	25.45	34.23
FeO	44.10	43.92	41.26	42.62	44.29	43.18	43.29	44.18	44.66	45.36

Cátions para 32 oxigênios

Si	0.130	0.076	0.176	0.136	0.132	0.214	0.199	0.518	0.575	0.344
Al	0.790	0.715	0.901	0.904	0.853	0.890	0.883	0.910	0.965	0.893
Ti	4.034	3.654	3.745	3.887	4.016	3.923	4.054	4.147	3.889	3.424
Cr	0.005	0.000	0.005	0.009	0.008	0.012	0.007	0.002	0.001	0.000
Fe2	11.520	11.396	11.166	11.305	11.483	11.404	11.540	11.966	11.806	11.091
Fe3	6.838	7.785	7.201	6.993	6.798	6.787	6.583	5.690	6.048	7.523
Mn	0.194	0.171	0.184	0.249	0.257	0.221	0.196	0.231	0.267	0.174
Mg	0.436	0.152	0.565	0.440	0.398	0.480	0.495	0.438	0.366	0.499
Ca	0.012	0.023	0.017	0.007	0.009	0.007	0.005	0.043	0.046	0.012
Zn	0.036	0.024	0.048	0.059	0.041	0.038	0.026	0.038	0.016	0.041
Nb	0.005	0.002	0.002	0.006	0.004	0.000	0.003	0.005	0.000	0.003
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.010	0.000
Magnetita	45.87	51.58	49.02	47.36	45.84	46.38	44.81	40.69	43.74	52.35
Ulvoespinélio	54.13	48.42	50.98	52.64	54.16	53.62	55.19	59.31	56.26	47.65

Análise química (via microssonda eletrônica) dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-108		
	cC, 22(b)	cJ, pA	cJ, p51
Composto	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**	**Teor (% peso)**
SiO_2	1.90	0.34	0.83
TiO_2	15.95	15.60	15.38
Al_2O_3	2.48	2.48	2.13
Cr_2O_3	0.04	0.03	0.01
FeO_t	67.58	70.38	70.27
MnO	0.87	0.83	0.95
MgO	1.03	0.98	0.62
CaO	0.19	0.01	0.16
NiO	0.01	0.00	0.01
ZnO	0.21	0.15	0.13
Nb_2O_5	0.06	0.00	0.02
P_2O_5	0.05	0.03	0.05
Total	**92.46**	**93.78**	**93.27**
Fe_2O_3	26.08	31.41	30.50
FeO	44.10	42.11	42.82
	Cátions para 32 oxigênios		
Si	0.601	0.108	0.262
Al	0.922	0.921	0.793
Ti	3.789	3.697	3.668
Cr	0.009	0.008	0.002
Fe2	11.643	11.092	11.354
Fe3	6.190	7.437	7.269
Mn	0.232	0.220	0.256
Mg	0.482	0.460	0.294
Ca	0.065	0.003	0.055
Zn	0.049	0.034	0.031
Nb	0.008	0.000	0.002
P	0.010	0.010	0.010
Magnetita	44.96	50.14	49.77
Ulvoespinélio	55.04	49.86	50.23

Análise química (via microssonda eletrônica) de vidro das rochas vulcânicas ácidas da unidade Santa Maria

	GX-23					GX-35					
	cG, p32	cB, extra	cD, extra	cA, extra	cF, extra	cC, p15	cD, p23	cD, p24	cF, p32	cG, p40	cE, p29
Composto	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**
SiO_2	77.70	76.25	76.51	76.58	75.97	75.753	75.158	74.626	75.935	74.059	74.322
TiO_2	0.32	0.38	0.37	0.35	0.24	0.364	0.397	0.310	0.337	0.436	0.419
Al_2O_3	11.78	11.79	11.90	11.69	11.84	11.776	11.881	11.713	11.887	11.665	11.808
Fe_2O_3	0.96	0.96	0.70	0.72	1.06	0.743	0.796	1.071	0.636	1.748	0.687
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.009	0.035	0.023	0.047	0.030	0.020
MgO	0.04	0.07	0.02	0.03	0.07	0.005	0.000	0.010	0.025	0.010	0.027
CaO	0.46	0.56	0.39	0.37	0.54	0.268	0.270	0.262	0.267	0.413	0.262
Na_2O	2.84	2.93	2.75	2.74	3.00	2.535	1.887	1.864	2.872	2.610	2.875
K_2O	6.08	5.83	6.58	6.21	5.87	5.459	6.116	6.122	4.957	5.091	5.116
P_2O_5	0.00	0.06	0.01	0.05	0.00	0.000	0.000	0.040	0.114	0.052	0.000
Total	**100.19**	**98.84**	**99.23**	**98.73**	**98.59**	**96.912**	**96.541**	**96.042**	**97.077**	**96.114**	**95.537**

	GX-35			GX-108							
	cX, p45	cD, p49	cD, p50	cA, p06	cC, p14	cC, p24	cD, p30	cD, p31	cD, p32	cG, p38	cI, p46
Composto	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**	**Teor (%peso)**
SiO_2	74.855	75.508	75.226	70.511	73.122	73.310	73.276	73.116	72.948	73.750	74.533
TiO_2	0.360	0.431	0.423	0.291	0.468	0.526	0.467	0.447	0.435	0.527	0.313
Al_2O_3	11.790	11.631	11.670	15.829	11.737	11.802	11.850	11.443	11.671	11.457	11.671
Fe_2O_3	0.715	0.875	0.828	1.406	1.747	1.023	1.176	1.493	1.733	1.597	0.867
MnO	0.000	0.006	0.009	0.027	0.028	0.059	0.028	0.017	0.074	0.041	0.014
MgO	0.000	0.009	0.004	0.052	0.021	0.003	0.031	0.014	0.043	0.026	0.024
CaO	0.312	0.283	0.281	2.947	0.372	0.355	0.310	0.345	0.419	0.393	0.307
Na_2O	2.864	1.843	2.832	3.729	2.987	3.095	3.103	2.923	2.876	2.815	2.951
K_2O	5.000	6.303	5.016	3.660	4.445	4.470	4.454	4.542	4.277	4.608	4.503
P_2O_5	0.007	0.086	0.000	0.041	0.196	0.031	0.045	0.144	0.074	0.097	0.131
Total	**95.905**	**96.974**	**96.289**	**98.493**	**95.124**	**94.673**	**94.741**	**94.484**	**94.550**	**95.311**	**95.313**

Anexo 03

Química de rocha total:
Resultados das Análises de elementos maiores, menores e traços via FRX e análises de elementos traço via ICP-MS

Análises químicas de rocha total via FRX das rochas vulcânicas ácidas da região de Gramado Xavier (RS)

	Unidade Santa Maria											Caxias do Sul		Barros Cassal	
Amostra	**RS 73 B**	**RS 96**	**GX-23**	**GX-35**	**GX-108**	**GX-115**	**TF - 02A**	**TF - 02B**	**TF - 02C**	**TF - 02D**	**TF-02E**	**GX-07ob**	**GX-118**	**RS-73A**	**GX-113**
	vítrea	**cristalina**	**cristalina**	**vítrea**	**vítrea**	**vítrea**	**cristalina**	**cristalina**	**cristalina**	**vítrea**	**vítrea**				
Elementos Maiores (% em peso)															
SiO2	69.3	70.5	70.3	69.4	69.7	70.6	70.2	70.1	70.0	68.3	68.6	66.0	68.0	63.0	57.0
TiO2	0.66	0.68	0.67	0.65	0.67	0.65	0.68	0.69	0.69	0.67	0.67	0.87	0.89	1.19	1.49
Al2O3	12.2	12.5	12.3	12.2	12.1	11.9	12.1	12.2	12.1	11.9	11.9	12.5	12.6	12.5	12.6
Fe2O3	4.93	5.01	4.81	4.99	5.09	4.67	5.10	5.33	5.24	5.16	4.98	5.55	5.69	8.88	12.10
MnO	0.09	0.06	0.08	0.08	0.08	0.06	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.15	0.17
MgO	0.59	0.52	0.50	0.61	0.73	0.36	0.49	0.60	0.45	0.85	0.51	1.23	0.75	1.55	2.77
CaO	2.01	1.66	2.11	1.93	2.06	0.79	1.89	2.22	1.61	2.15	2.20	3.09	2.76	4.24	6.36
Na2O	3.02	2.60	2.66	2.44	2.70	2.15	2.69	2.73	2.51	2.68	3.28	3.37	2.79	3.62	2.82
K2O	3.97	4.96	4.97	4.63	4.03	6.74	4.82	4.50	5.17	3.91	3.58	2.80	4.31	2.21	1.93
P2O5	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26	0.27	0.34	0.29
LOI	3.35	1.56	1.50	3.00	2.37	0.98	0.82	0.94	1.20	3.29	2.72	3.74	0.77	2.02	1.22
Total	**100.30**	**100.22**	**100.13**	**100.03**	**99.70**	**99.03**	**98.99**	**99.57**	**99.22**	**99.21**	**98.71**	**99.55**	**98.91**	**99.68**	**98.73**
Elementos Menores e Traços (ppm)															
Ba	698	651	666	725	667	602	647	651	637	648	804	584	595	848	596
Ce	75.6	91.4	70.3	79.3	95.0	69.2	86.8	85.5	103	107	96.8	89.9	74.1	71.3	69.5
Co				6.00							6.80	10.2	11.7	14.9	32.3
Cr														29.7	
Cu	20.0	25.2	20.8	19.0	20.0	18.2	19.9	18.5	19.8	15.2	17.7	38.7	35.9	81.3	157
F					717	725	820	730	937		1092		846		576
Ga	19.2	19.6	19.0	18.7	15.0	17.0	17.6	16.2	16.6	18.1	16.6	19.2	17.8	20.7	21.3
Hf															
La	47.1	40.7	70.6	51.9	49.0	75.1	54.2	60.4	48.9	50.6	45.5	49.6	54.9	43.3	30.9
Nb	26.5	26.5	26.3	25.5	23.0	24.3	26.8	26.3	26.2	25.6	26.3	19.8	19.1	18.4	15.2
Nd	49.3	33.8	44.8	40.6	36.0	51.8	31.7	31.5	25.9	27.2	23.2	34.3	32.7	50.2	52.5
Ni														9.70	17.2
Pb	29.4	26.9	17.2	17.8	19.5	20.9	18.5	18.8	19.0	18.2	19.3	14.8	16.4	19.5	31.2
Rb	238	210	207	257	254	272	199	195	201	247	202	177	205	171	98.3
S															
Sc	13.4		14.8	12.8			14.8	16.0	13.8	15.3	13.9	14.7	18.0	19.9	29.4
Sr	104	95.4	99.4	101	120	53.4	97.5	109	90.7	105	109	153	153	167	174
Ta															
Th	21.6	22.8	22.8	22.5	11.0	15.2	15.3	14.5	16.0	15.9	16.2	12.3	11.8	14.9	10.0
U	9.30	7.70	8.40	11.2		7.40	6.60	6.20	6.70	6.30	5.90	7.10	4.70	4.20	4.70
V	24.1	20.8	26.6	17.7	27.0	23.0	14.3		20.3	20.1	6.40	53.6	76.5	98.0	281
Y	55.1	49.5	57.1	67.8	53.0	58.7	54.8	55.6	53.7	54.8	54.7	42.7	44.4	58.8	45.4
Zn	79.8	79.9	79.0	83.4	81.0	69.9	74.8	75.5	78.2	76.8	76.3	77.2	83.9	105	107
Zr	304	303	310	310	294	298	303	307	302	301	304	237	241	294	207

Por se tratarem de unidades quimicamente homogêneas, as amostras aqui apresentadas são representativas de cada unidade. Os dados referentes às unidades Caxias do Sul e Barros Cassal são de Polo (2014)

Análises químicas de rocha total via ICP-MS das rochas vulcânicas ácidas da região de Gramado Xavier (RS)

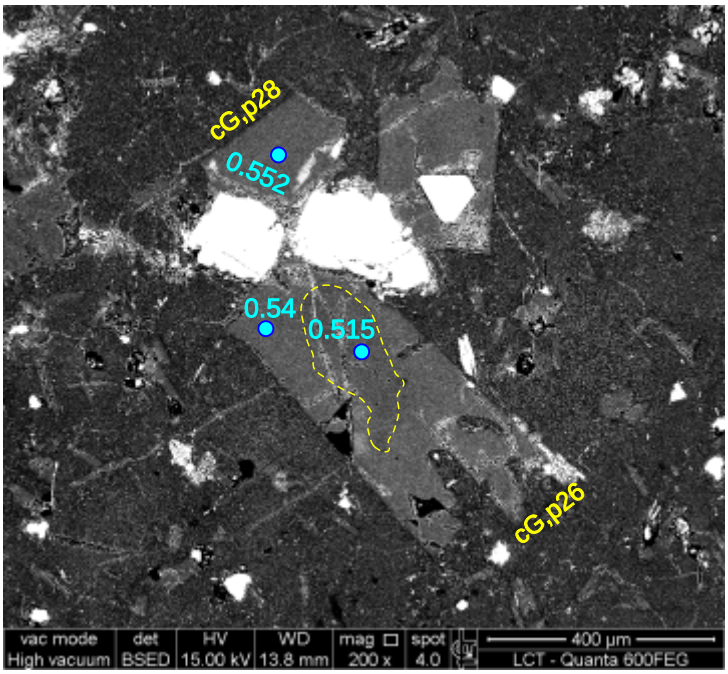
	Unidade Santa Maria							Caxias do Sul		Barros Cassal	
Amostra	**RS 73 B vítrea**	**GX-23 cristalina**	**GX-35 vítrea**	**GX-108 vítrea**	**GX-115 vítrea**	**TF - 02E vítrea**	**TF - 02B cristalina**	**GX-07ob**	**GX-118**	**RS-73A**	**GX-113**
Elementos Traço (ppm)											
Rb	261	213	276	285	302	211	218	201	231	188	103
Sr	105	85	108	127	57	108	115	166	157	169	172
Y	56.0	56.3	69.7	56.1	59.6	55.6	55.0	42.3	41.3	56.5	48.2
Zr	350	330	346	355	354	345	342	286	285	341	229
Nb	25.4	30.7	26.6	26.2	26.2	25.8	25.8	22.3	22.0	20.5	16.1
Cs	13.1	9.2	16.3	12.7	13.7	11.8	12.0	10.4	10.4	7.44	6.06
Ba	782	717	853	717	676	729	932	633	647	845	603
La	54.6	52.3	67.2	54.3	76.8	52.9	53.3	46.8	47.6	45.5	32.0
Ce	114	109	118	113	111	113	112	88.0	82.0	88.4	62.8
Pr	13.5	12.8	16.7	13.5	18.7	13.2	13.2	11.5	11.5	11.7	8.2
Nd	51.7	48.7	64.4	51.6	70.6	50.1	50.1	44.0	44.0	46.0	32.8
Sm	10.8	10.3	13.7	10.9	14.0	10.6	10.5	9.1	9.1	10.1	7.4
Eu	1.87	1.79	2.42	1.89	2.38	1.87	1.86	1.72	1.75	2.16	1.80
Gd	10.1	9.8	13.1	10.1	12.0	9.98	9.86	8.12	8.23	10.1	7.75
Tb	1.68	1.63	2.16	1.68	1.94	1.67	1.65	1.31	1.32	1.69	1.30
Dy	9.69	9.44	12.4	9.71	10.9	9.67	9.44	7.43	7.47	9.85	7.76
Ho	2.08	2.05	2.64	2.07	2.27	2.08	2.03	1.55	1.57	2.13	1.74
Er	5.58	5.46	7.10	5.61	6.03	5.57	5.48	4.12	4.17	5.72	4.70
Tm	0.86	0.84	1.08	0.85	0.91	0.86	0.83	0.61	0.63	0.87	0.73
Yb	5.41	5.07	6.79	5.39	5.71	5.36	5.25	3.85	4.00	5.45	4.51
Lu	0.81	0.78	1.02	0.81	0.84	0.80	0.79	0.58	0.61	0.83	0.70
Hf	9.05	9.22	9.21	9.11	9.02	8.98	8.85	7.28	7.10	8.39	5.77
Ta	0.36	NA	1.87	1.82	1.82	1.75	1.78	1.35	1.76	1.44	1.09
Pb	31.5	30.9	31.8	31.7	30.7	30.2	30.4	25.5	24.6	18.6	13.0
Th	19.0	19.0	19.1	19.2	19.0	18.6	18.5	15.2	14.9	13.6	9.0
U	6.03	6.06	6.01	5.96	5.15	5.32	5.86	5.18	5.22	3.66	2.46

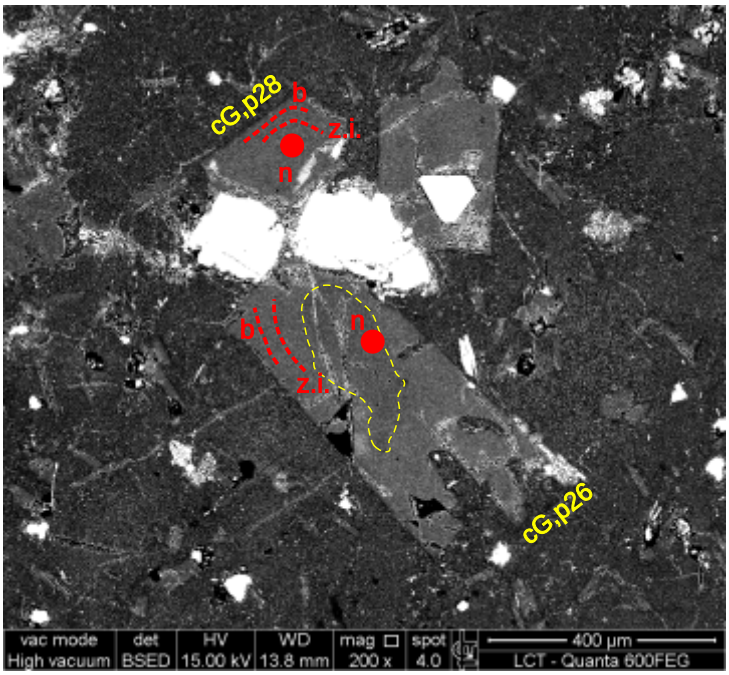
Por se tratarem de unidades quimicamente homogêneas, as amostras aqui apresentadas são representativas de cada unidade. Os dados referentes às unidades Caxias do Sul e Barros Cassal são de Polo (2014)

Anexo 04

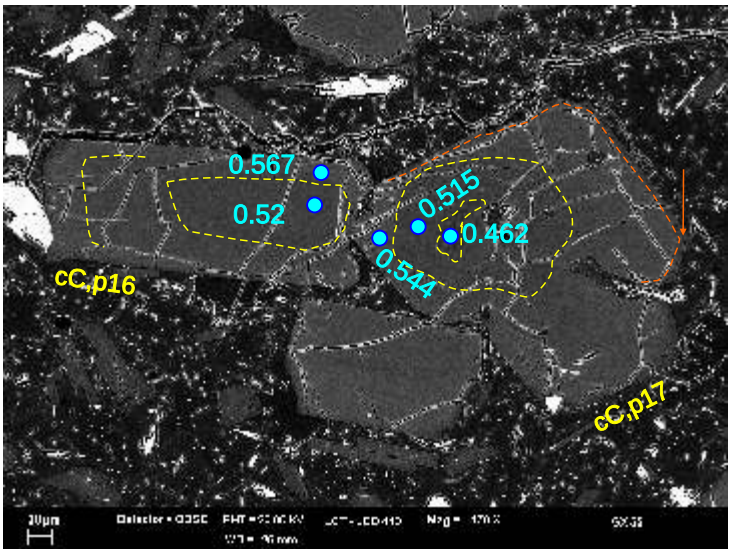
Química mineral:
Indicação dos pontos analisados em imagens obtidas via MEV e resultados das análises de elementos traços em plagioclásio via LA-ICPMS

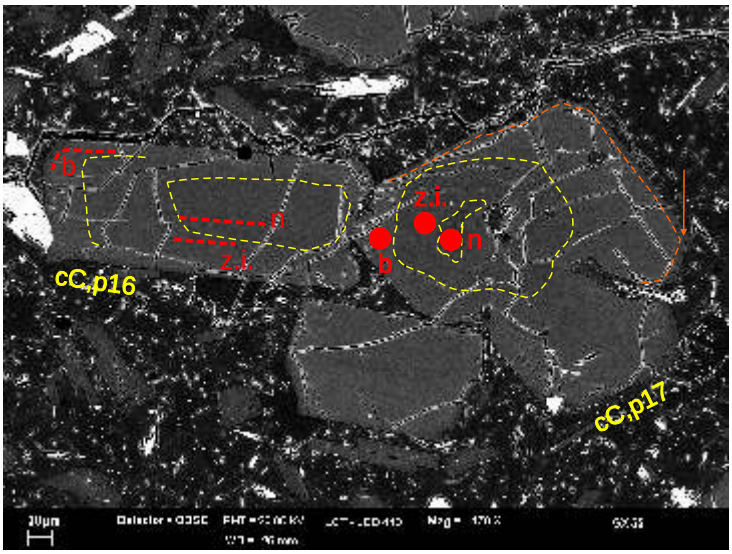
Amostra GX-23

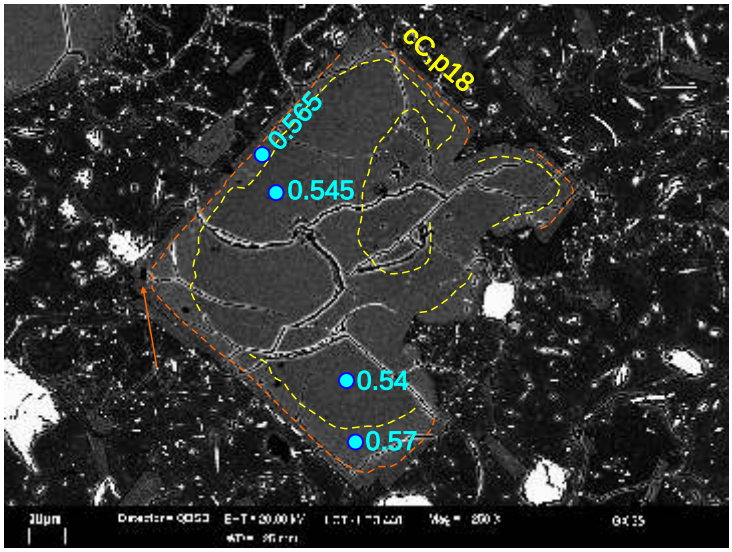


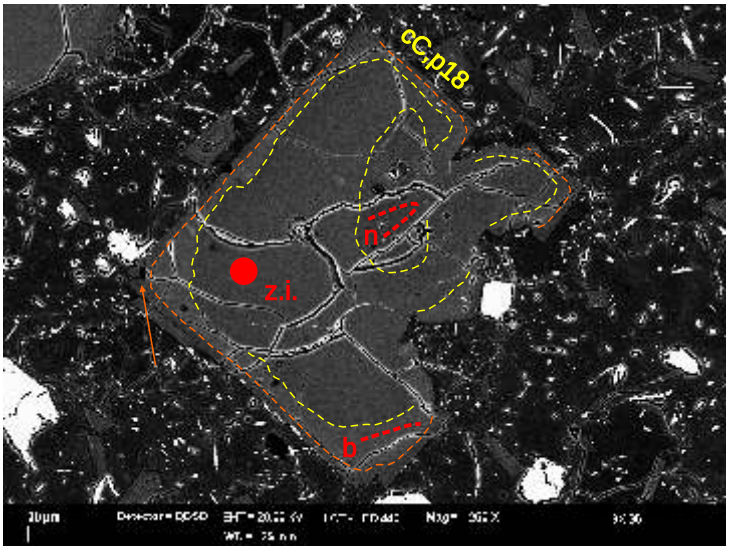


Amostra GX-35









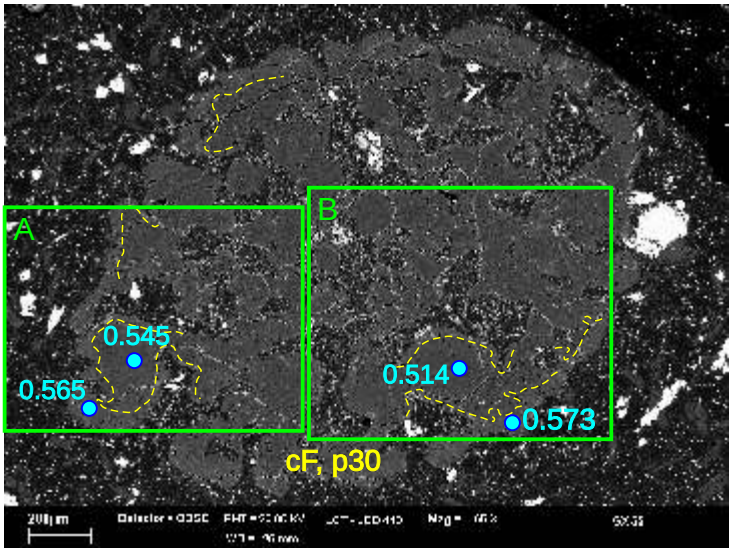
LEGENDA:

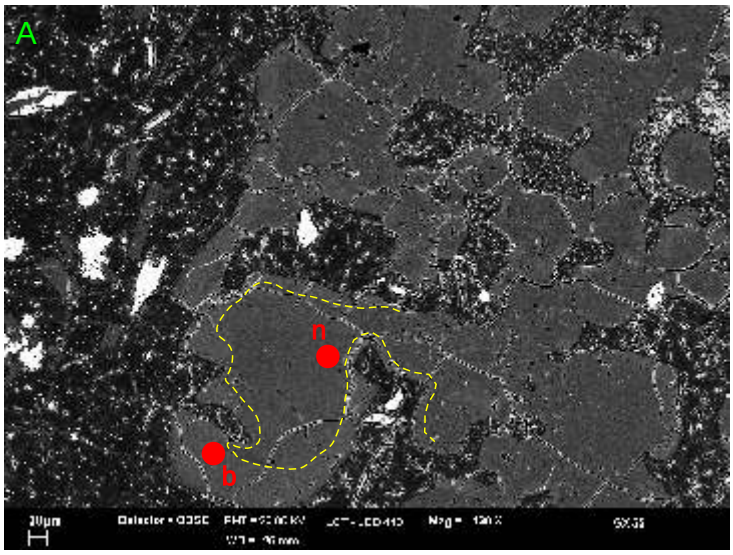
- Análise por microssonda eletrônica
- Análise por LA-ICPMS
- Zonamento composicional

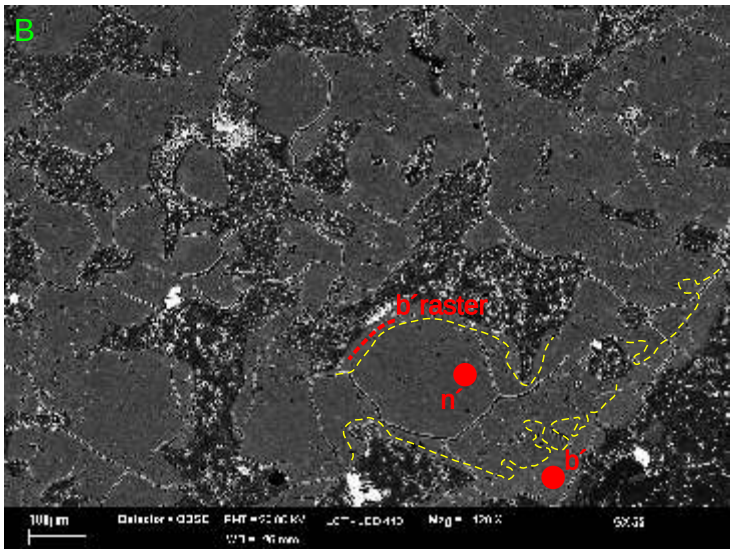
Imagens de MEV
Localização dos pontos de análise via Microssonda (teor de An indicado) e LA-ICPMS

Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

Amostra GX-35







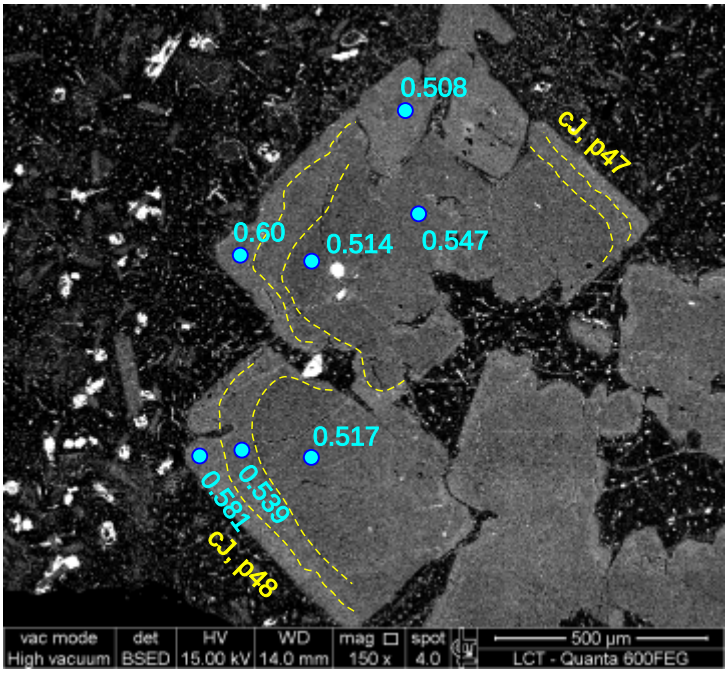
LEGENDA:

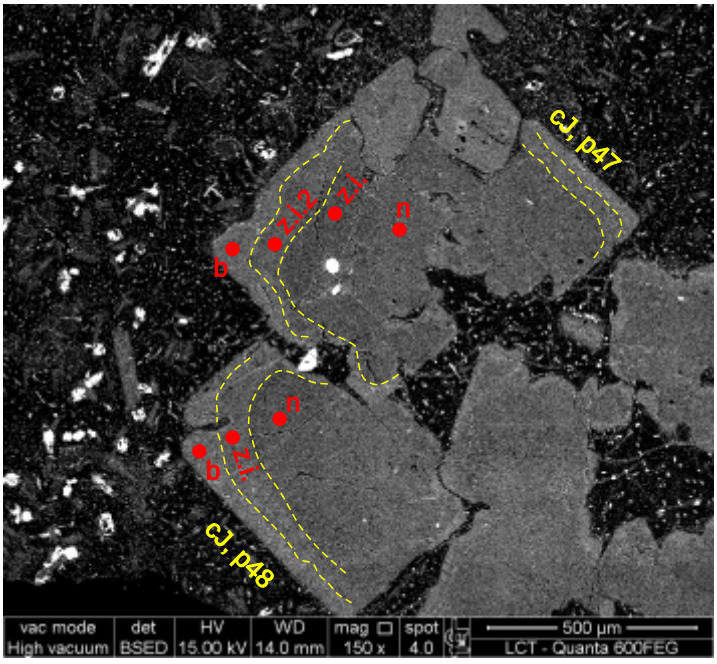
- Análise por microssonda eletrônica
- Análise por LA-ICPMS
- Zonamento composicional

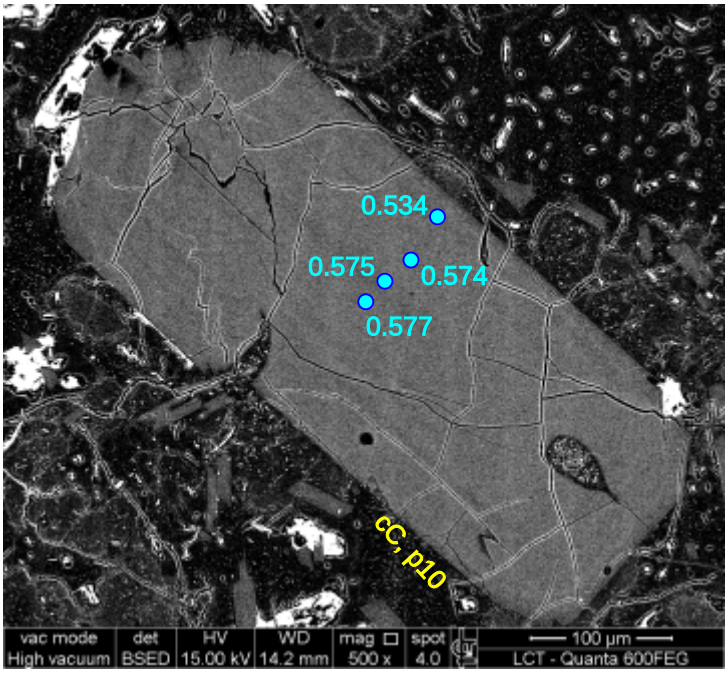
Imagens de MEV
Localização dos pontos de análise via Microssonda (teor de An indicado) e LA-ICPMS

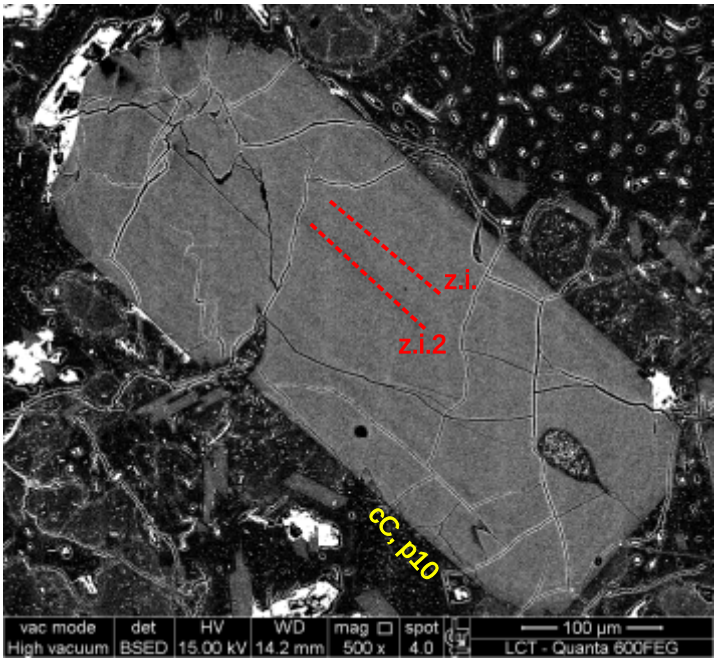
Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

Amostra GX-108









LEGENDA:

- Análise por microssonda eletrônica
- Análise por LA-ICPMS
- Zonamento composicional

Imagens de MEV
Localização dos pontos de análise via Microssonda (teor de An indicado) e LA-ICPMS

Dissertação de mestrado
Letícia Freitas Guimarães

Análises quimicas (via LA-ICPMS) de elementos traço e terras raras em microfenocristais de plagioclásio dos riolitos da unidade Santa Maria

	GX-23						
Elemento	**cG, p28**	**cG, p28 raster borda1**	**cG, p28 raster borda2**	**cG, p26**	**cG, p26 borda1**	**cG, p26 borda2**	**cD, p08**
Li	96.8	70.6	63.7	84.9	85.2	59.4	75.0
Na	40728	38177	39786	42515	36821	36303	43889
Mg	474	632	498	721	524	537	472
Al	144671	156778	152609	138753	158912	155758	155300
Si	268034	230029	218641	266343	206554	207968	261955
P	111	150	154	83.8	<124	<113	<164
Ca	82119	82119	82119	77688	81333	81333	74186
Sc	2.04	<2.25	<2.43	2.35	<2.56	<2.03	<2.95
Ti	250	256	229	244	254	259	224
V	0.36	<1.85	<1.78	0.30	<2.05	<1.75	<2.68
Fe	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mn	82.9	78.8	69.0	75.9	68.3	66.7	62.8
Zn	16.2	25.4	21.5	20.9	19.5	21.2	27.5
Ga	40.5	39.6	32.3	39.7	35.8	38.2	36.2
Ge	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Rb	1.43	1.21	1.71	2.46	1.83	1.63	1.59
Sr	537	553	536	530	575	568	548
Y	0.96	0.93	1.02	0.98	1.28	1.04	0.94
Zr	0.17	0.31	<0.26	0.46	<0.41	<0.27	<0.37
Nb	0.02	<0.23	0.05	0.05	<0.17	<0.00	0.14
Cs	<0.02	<0.12	<0.19	0.03	<0.21	<0.12	<0.24
Ba	379	368	402	336	347	373	375
La	11.1	11.8	11.6	13.9	14.0	12.9	14.3
Ce	20.6	20.2	21.6	25.1	24.3	23.4	24.4
Pr	1.76	1.89	2.15	2.16	2.09	1.72	1.74
Nd	6.17	5.88	5.83	6.54	6.51	7.74	8.19
Sm	0.84	0.64	1.16	0.81	0.94	0.62	<0.61
Eu	3.43	4.07	4	3.7	4.33	3.7	3.91
Gd	0.49	0.52	0.28	0.58	0.85	1.03	<0.54
Tb	0.06	0.1	<0.07	0.08	0.08	<0.07	0.05
Dy	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<-NaN
Ho	0.04	0.06	<0.05	0.05	<0.08	0.10	<0.15
Er	0.07	<0.23	0.05	0.10	0.36	0.17	0.15
Tm	0.01	<0.07	<0.05	0.01	<0.08	<0.00	<0.00
Yb	<0.04	0.18	<0.53	0.05	<0.34	0.15	<0.45
Lu	0.01	<0.05	<0.00	0.01	0.02	0.02	<0.07
Hf	0.07	<0.00	<0.00	0.04	0.25	<0.00	<0.00
Ta	<0.01	<0.12	<0.00	<0.02	<0.00	<0.12	0.05
Pb	7.08	7.81	7.37	7.99	6.89	8.53	6.32
Th	<0.01	0.13	<0.00	<0.00	0.08	0.15	<0.16
U	<0.00	<0.09	<0.09	<0.01	<0.00	<0.16	<0.00

Condições analíticas:

Padrão utilizado : BHVO - 2G (basalto; Jochum et al. 2006)

Taxa de repetição : 10 Hz para todas as análises

Diâmetro do furo : 30 a 40 µm para análises pontuais; 25 µm para análises lineares (raster)

Análises quimicas (via LA-ICPMS) de elementos traço e terras raras em microfenocristais de plagioclásio dos riolitos da unidade Santa Maria

	GX-23			GX-35			
Elemento	**cD, p08 borda**	**cD, p09**	**cD, p09 borda**	**cC, p16 raster**	**cC, p16 raster borda1**	**cC, p16 raster borda2**	**cC, p17**
Li	63.6	68.7	31.9	18.3	15.8	20.9	21.6
Na	38621	35560	29530	38422	39560	36053	48137
Mg	454	543	658	426	446	492	482
Al	157764	137695	118793	151467	164914	160968	131899
Si	238864	247878	178866	213629	230274	231582	244397
P	<144	91.6	139	<124	254	<112	94.4
Ca	79904	81905	71470	76330	83406	83406	68468
Sc	<2.89	2.18	2.72	<2.36	<2.31	2.43	2.31
Ti	240	232	187	225	219	232	237
V	<2.03	0.28	<1.43	<1.85	<1.45	<1.40	0.38
Fe	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mn	68.4	71.7	272	67.5	70.9	71.0	88.9
Zn	24.0	19.3	23.4	22.8	28.0	34.1	23.0
Ga	36.2	36.3	29.5	34.0	39.1	39.9	47.0
Ge	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Rb	1.66	3.05	4.90	1.26	2.18	2.91	3.98
Sr	573	479	429	540	584	585	587
Y	1.12	1.23	13.34	0.73	1.46	2.66	2.48
Zr	0.12	0.80	1.16	0.19	<0.33	<0.30	0.57
Nb	<0.28	0.09	<0.00	<0.19	<0.19	0.07	0.07
Cs	<0.15	0.09	<0.16	<0.30	<0.28	0.33	0.25
Ba	360	326	236	341	378	440	361
La	14.1	12.0	12.8	15.5	15.1	14.1	15.1
Ce	22.5	19.4	24.1	23.8	23.6	19.9	24.8
Pr	2.38	1.87	2.64	2.30	2.53	1.94	2.40
Nd	4.65	6.61	9.37	5.74	8.68	7.49	8.23
Sm	0.69	0.76	2.25	0.75	1.52	0.89	1.88
Eu	3.97	2.77	3.13	3.13	4.05	4.23	3.79
Gd	0.90	0.54	2.12	0.53	<0.66	0.75	0.83
Tb	<0.07	0.05	0.27	0.15	<0.07	0.18	0.10
Dy	<-NaN	<-NaN	<-NaN	<0.41	<0.43	<0.48	0.43
Ho	<0.07	0.05	0.22	<0.06	<0.09	<0.11	0.07
Er	<0.30	0.12	0.74	<0.19	0.09	0.15	0.10
Tm	<0.07	0.02	0.13	<0.08	<0.09	0.05	<0.01
Yb	<0.00	0.08	<0.44	<0.62	<0.38	<0.00	0.14
Lu	<0.09	<0.01	<0.08	<0.07	0.04	<0.10	0.06
Hf	<0.87	<0.00	<0.64	<0.00	<0.88	<1.12	0.21
Ta	0.05	0.01	<0.11	<0.00	<0.00	0.05	<0.03
Pb	8.99	6.03	6.63	6.21	7.73	8.83	6.80
Th	<0.00	0.02	<0.10	0.08	<0.13	0.10	0.03
U	<0.16	0.02	0.17	0.06	<0.10	<0.09	<0.02

Condições analíticas:

Padrão utilizado : BHVO - 2G (basalto; Jochum et al. 2006)

Taxa de repetição : 10 Hz para todas as análises

Diâmetro do furo : 30 a 40 µm para análises pontuais; 25 µm para análises lineares (raster)

Análises quimicas (via LA-ICPMS) de elementos traço e terras raras em microfenocristais de plagioclásio dos riolitos da unidade Santa Maria

	GX-35						
Elemento	**cC, p17 borda1**	**cC, p17 borda2**	cC, p18 raster	**cC, p18 borda1**	**cC, p18 raster borda2**	**cF, p30**	**cF, p30 borda1**
Li	18.4	13.4	66.9	30.1	24.1	33.8	15.6
Na	44989	38744	44763	44455	43138	45537	38264
Mg	487	434	4371	677	459	1438	499
Al	154893	154946	176946	161894	173885	159556	178592
Si	281074	270946	296468	285313	246947	271443	268221
P	101	305	131	83.9	<135	89.8	108
Ca	77116	80475	80047	79904	84621	80118	83263
Sc	1.41	1.68	5.27	1.2	<2.80	1.92	1.77
Ti	239	201	437	241	241	301	245
V	<0.50	0.71	3.53	0.44	<1.71	0.98	0.69
Fe	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mn	73.6	71.5	99.4	81.6	78.4	92.3	89.1
Zn	19.1	24.1	58.0	21.4	22.6	24.0	28.8
Ga	47.7	44.0	45.9	46.9	49.2	50.8	51.8
Ge	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Rb	4.23	3.68	63.1	3.52	1.23	10.8	1.57
Sr	640	557	579	646	619	586	605
Y	1.99	3.69	34.0	2.46	1.35	6.82	1.78
Zr	0.73	0.58	47.0	0.73	0.31	4.28	0.35
Nb	0.11	<0.06	1.76	0.19	<0.30	0.34	<0.04
Cs	0.12	0.19	19.4	0.68	<0.16	4.17	<0.05
Ba	443	311	609	423	400	408	330
La	18.4	16.0	35.4	20.2	14.7	19.1	12.7
Ce	26.1	24.2	32.9	27.0	21.2	26.1	20.9
Pr	2.36	2.73	7.24	2.75	1.86	2.70	2.36
Nd	7.84	9.54	29.1	10.2	9.05	10.3	8.65
Sm	1.06	1.25	4.40	0.90	0.41	1.64	1.17
Eu	3.10	3.45	4.46	3.66	4.12	3.30	2.99
Gd	0.77	1.46	5.22	0.83	1.09	1.84	0.61
Tb	0.06	0.18	1.13	0.09	<0.10	0.23	0.04
Dy	0.30	0.56	5.80	0.60	<0.34	0.95	0.33
Ho	0.04	0.10	1.34	0.11	0.24	0.20	0.05
Er	0.14	0.27	3.68	0.28	<0.00	0.55	0.09
Tm	0.03	0.04	0.43	0.05	<0.12	0.09	0.04
Yb	0.14	<0.21	3.19	0.30	<0.57	0.91	0.20
Lu	0.02	0.06	0.48	0.03	<0.08	0.14	<0.02
Hf	0.17	<0.29	1.90	<0.27	<0.91	<0.24	<0.00
Ta	<0.05	0.02	0.15	<0.00	<0.21	0.06	<0.00
Pb	6.55	6.98	9.09	8.67	8.93	7.29	7.13
Th	0.01	0.06	0.59	0.04	<0.00	<0.04	<0.03
U	<0.03	0.06	0.26	0.04	0.05	0.01	<0.00

Análise desconsiderada devido contaminação por inclusões ou de borda

Condições analíticas:

Padrão utilizado : BHVO - 2G (basalto; Jochum et al. 2006)

Taxa de repetição : 10 Hz para todas as análises

Diâmetro do furo : 30 a 40 µm para análises pontuais; 25 µm para análises lineares (raster)

Análises quimicas (via LA-ICPMS) de elementos traço e terras raras em microfenocristais de plagioclásio dos riolitos da unidade Santa Maria

	GX-35			GX-108			
Elemento	**cF, p30 (a)**	**cF, p30 borda2**	cF, p30 raster borda3	**cJ, p47**	**cJ, p47 (a)**	**cJ, p47 borda1**	**cJ, p47 borda2**
Li	26.8	18.6	97.2	36.8	95.3	39.6	63.3
Na	41818	36788	39365	41565	47356	39548	39085
Mg	787	440	13091	590	2179	618	1439
Al	155290	161076	170675	148429	159988	151993	156390
Si	264145	252222	288539	285942	330138	263072	269482
P	<39.6	82.5	<157	105.3	94.1	86.3	89.9
Ca	76973	85049	85049	79689	79689	74758	88409
Sc	1.43	1.42	25.1	1.17	2.77	1.08	1.46
Ti	224	241	605	249	315	225	299
V	<0.56	<0.45	2.84	0.31	1.10	<0.32	1.23
Fe	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mn	68.5	79.5	1255	76.6	96.2	73.8	92.5
Zn	21.0	29.2	207	21.0	24.0	16.8	18.6
Ga	55.7	51.3	43.5	47.9	48.4	42.8	37.2
Ge	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Rb	3.77	2.55	30.1	2.32	19.1	1.75	10.1
Sr	574	616	587	599	679	551	491
Y	2.49	1.94	48.4	1.34	1.52	1.17	1.14
Zr	1.04	0.69	24.5	0.20	7.15	0.08	6.36
Nb	0.05	0.10	1.45	0.08	0.70	<0.04	0.66
Cs	0.25	0.07	10.0	<0.05	0.96	<0.02	0.41
Ba	349	368	612	370	451	338	303
La	14.9	15.3	29.0	15.4	16.4	14.8	12.1
Ce	20.9	22.9	29.2	26.6	26.9	25.4	21.9
Pr	2.2	2.3	5.26	2.43	2.65	2.15	1.97
Nd	8.21	6.76	21.0	7.86	6.30	6.27	6.19
Sm	1.12	1.55	4.74	0.70	1.23	1.14	0.66
Eu	3.36	3.40	6.37	2.67	3.04	2.42	2.82
Gd	0.85	0.88	5.81	0.63	0.77	0.57	0.64
Tb	0.06	0.04	1.12	0.04	0.08	0.06	0.07
Dy	<0.11	0.62	8.24	0.7	0.24	0.16	0.26
Ho	0.05	0.09	1.79	0.05	0.08	0.02	0.08
Er	0.18	0.11	4.24	0.13	0.27	0.07	<0.05
Tm	0.05	0.03	1.03	0.03	0.03	0.03	<0.02
Yb	<0.22	0.12	5.09	<0.18	<0.09	0.07	0.10
Lu	0.02	<0.02	0.73	<0.03	<0.02	0.03	<0.01
Hf	<0.49	<0.23	0.76	<0.21	0.14	<0.18	<0.00
Ta	<0.05	<0.06	<0.19	<0.03	0.06	<0.03	0.06
Pb	8.89	8.81	9.85	6.82	6.54	6.30	7.14
Th	<0.00	0.05	0.48	0.02	0.04	<0.00	0.17
U	0.03	0.03	0.37	0.03	0.31	0.01	0.20

Análise desconsiderada devido contaminação por inclusões ou de borda

Condições analíticas:

Padrão utilizado : BHVO - 2G (basalto; Jochum et al. 2006)

Taxa de repetição : 10 Hz para todas as análises

Diâmetro do furo : 30 a 40 µm para análises pontuais; 25 µm para análises lineares (raster)

Análises quimicas (via LA-ICPMS) de elementos traço e terras raras em microfenocristais de plagioclásio dos riolitos da unidade Santa Maria

	GX-108				
Elemento	**cJ, p48**	**cJ, p48 borda1**	**cJ, p48 borda2**	**cC, p10 raster**	**cC, p10 raster (b)**
Li	145	30.5	35.7	43.9	27.7
Na	47816	42510	39314	39632	34971
Mg	2844	573	571	688	550
Al	161932	155519	160282	162840	148030
Si	300504	273534	250290	255916	206410
P	47.7	98.8	91.1	<117	173
Ca	75044	80047	86765	83620	79618
Sc	1.59	2.04	1.56	2.95	<2.16
Ti	313	238	237	260	243
V	0.96	<0.32	0.27	<1.36	2.01
Fe	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Mn	99.0	90.2	82.2	90.4	79.0
Zn	25.5	16.6	20.9	23.3	19.6
Ga	46.4	48.2	42.3	40.6	34.8
Ge	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00	<0.00
Rb	20.6	1.60	1.38	1.89	1.24
Sr	586	566	552	556	520
Y	0.96	0.82	1.09	1.04	1.52
Zr	4.11	<0.13	0.11	<0.45	0.25
Nb	0.78	<0.00	<0.04	<0.18	<0.33
Cs	1.33	0.04	<0.05	<0.20	<0.18
Ba	423	353	318	318	286
La	16.4	14.2	11.6	11.5	11.2
Ce	28.1	25.3	21.0	21.1	20.1
Pr	2.12	2.38	2.09	1.87	1.83
Nd	6.49	7.16	6.61	5.54	5.66
Sm	1.03	0.54	0.54	1.17	0.63
Eu	3.28	3.12	2.67	2.71	2.66
Gd	0.42	0.33	0.36	0.97	<0.56
Tb	0.09	0.06	0.08	<0.06	0.13
Dy	0.32	0.21	0.13	<0.32	0.47
Ho	<0.02	0.07	<0.02	<0.06	0.06
Er	0.06	<0.07	0.06	<0.25	<0.23
Tm	0.02	0.03	<0.02	<0.09	0.09
Yb	<0.08	<0.11	0.18	<0.51	<0.46
Lu	0.03	<0.01	0.01	0.04	<0.06
Hf	<0.00	<0.00	0.12	<0.00	0.35
Ta	0.02	<0.00	<0.00	0.08	<0.00
Pb	7.59	6.91	5.52	9.31	6.58
Th	0.09	<0.00	<0.00	0.08	<0.16
U	0.28	0.02	<0.00	<0.00	<0.00

Condições analíticas:

Padrão utilizado : BHVO - 2G (basalto; Jochum et al. 2006)

Taxa de repetição : 10 Hz para todas as análises

Diâmetro do furo : 30 a 40 µm para análises pontuais; 25 µm para análises lineares (raster)

Anexo 05

Modelamentos:
Resultados para os modelamentos de cristalização fracionada para elementos maiores e modelamentos de assimilação e cristalização fracionada para os elementos traço

Análises recalculadas para 100 (% em peso)					
Óxido	**Barros Cassal[1]**	**Santa Maria[2]**	**Plagioclásio[3]**	**Piroxênio[3]**	**Magnetita[4]**
SiO_2	64.673	71.803	54.39	50.43	0.70
TiO_2	1.236	0.685	0.07	0.67	13.27
Al_2O_3	12.828	12.553	27.76	1.73	0.37
FeO_{tot}	9.073	5.130	1.29	15.86	85.36
MnO	0.148	0.074	0.01	0.44	0.20
MgO	1.449	0.589	0.13	14.31	0.00
CaO	4.317	1.729	10.62	16.33	0.08
Na_2O	3.715	2.670	5.2	0.21	0.00
K_2O	2.562	4.766	0.52	0.01	0.01
Total	100	100	100	100	100

Resultados				
Óxido	**Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)**	**Diferenças entre os magmas (% em peso)**	**Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)**	**Resíduos**
SiO_2	44.576	7.13	7.32	-0.19
TiO_2	2.359	-0.55	-0.45	-0.101
Al_2O_3	14.66	-0.275	-0.567	0.291
FeO_{tot}	19.481	-3.943	-3.858	-0.084
MnO	0.188	-0.074	-0.03	-0.043
MgO	4.89	-0.86	-1.156	0.296
CaO	10.88	-2.588	-2.46	-0.128
Na_2O	2.698	-1.044	-0.007	-1.037
K_2O	0.268	2.205	1.209	0.995
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos (∑res²)	**2.3101**

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	50.49
Piroxênio	0	33.72
Magnetita	0	15.8

Total restante do magma inicial	73.11%
Total cristalizado do magma inicial	26.89%

[1]Dacito andesítico - unidade Barros Cassal (amostra GX-22)

[2]Riolito - unidade Santa Maria (média das análises químicas)

[3]Dados de química mineral da amostra GX-22 - unidade Barros Cassal (Polo, tese de doutorado em andamento)

[4]Dados de química mineral para magnetita - unidade Anita Garibaldi (Garland et al. (1995)

Análises recalculadas para 100 (% em peso)					
Óxido	**Barros Cassal[1]**	**Santa Maria[2]**	**Plagioclásio[3]**	**Piroxênio[3]**	**Magnetita[4]**
SiO_2	58.612	71.803	54.76	50.49	0.70
TiO_2	1.533	0.685	0.11	0.59	13.27
Al_2O_3	12.935	12.553	27.53	1.93	0.37
FeO_{tot}	12.564	5.130	1.03	14.62	85.36
MnO	0.176	0.074	0.01	0.35	0.20
MgO	2.892	0.589	0.1	15.51	0.00
CaO	6.606	1.729	10.42	16.28	0.08
Na_2O	2.850	2.670	5.54	0.23	0.00
K_2O	1.832	4.766	0.5	0	0.01
Total	100	100	100	100	100

Resultados				
Óxido	**Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)**	**Diferenças entre os magmas (% em peso)**	**Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)**	**Resíduos**
SiO_2	44.38	13.191	13.474	-0.284
TiO_2	2.424	-0.848	-0.854	0.006
Al_2O_3	13.466	-0.381	-0.449	0.067
FeO_{tot}	19.829	-7.434	-7.222	-0.212
MnO	0.17	-0.102	-0.047	-0.055
MgO	5.899	-2.303	-2.609	0.307
CaO	10.957	-4.878	-4.534	-0.343
Na_2O	2.64	-0.18	0.015	-0.195
K_2O	0.235	2.935	2.226	0.708
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos (∑res²)	**0.8842**

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	46.06
Piroxênio	0	37.73
Magnetita	0	16.21

Total restante do magma inicial	50.86%
Total cristalizado do magma inicial	49.14%

[1]Dacito andesítico - unidade Barros Cassal (amostra GX-94)

[2]Riolito - unidade Santa Maria (média das análises químicas)

[3]Dados de química mineral da amostra GX-94 - unidade Barros Cassal (Polo, tese de doutorado em andamento)

[4]Dados de química mineral para magnetita - unidade Anita Garibaldi (Garland et al. (1995)

Análises recalculadas para 100 (% em peso)					
Óxido	**Barros Cassal[1]**	**Santa Maria[2]**	**Plagioclásio[3]**	**Piroxênio[3]**	**Magnetita[4]**
SiO_2	58.590	71.803	53.74	50.29	0.70
TiO_2	1.529	0.685	0.05	0.67	13.27
Al_2O_3	12.981	12.553	27.72	1.77	0.37
FeO_{tot}	12.446	5.130	1.46	15.68	85.36
MnO	0.177	0.074	0.01	0.38	0.20
MgO	2.849	0.589	0.3	14.27	0.00
CaO	6.542	1.729	11.34	16.72	0.08
Na_2O	2.901	2.670	4.93	0.21	0.00
K_2O	1.985	4.766	0.44	0.01	0.01
Total	100	100	100	100	100

Resultados				
Óxido	**Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)**	**Diferenças entre os magmas (% em peso)**	**Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)**	**Resíduos**
SiO_2	44.017	13.213	13.363	-0.15
TiO_2	2.383	-0.843	-0.816	-0.027
Al_2O_3	13.589	-0.428	-0.498	0.07
FeO_{tot}	20.143	-7.316	-7.22	-0.096
MnO	0.181	-0.103	-0.051	-0.051
MgO	5.525	-2.26	-2.374	0.114
CaO	11.583	-4.813	-4.739	-0.074
Na_2O	2.368	-0.23	0.145	-0.376
K_2O	0.211	2.781	2.191	0.59
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos (∑res²)	**0.5478**

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	46.39
Piroxênio	0	37.74
Magnetita	0	15.87

Total restante do magma inicial	51.91%
Total cristalizado do magma inicial	48.09%

[1]Dacito andesítico - unidade Barros Cassal (amostra GX-113)

[2]Riolito - unidade Santa Maria (média das análises químicas)

[3]Dados de química mineral da amostra GX-113 - unidade Barros Cassal (Polo, tese de doutorado em andamento)

[4]Dados de química mineral para magnetita - unidade Anita Garibaldi (Garland et al. (1995)

Análises recalculadas para 100 (% em peso)					
Óxido	**Barros Cassal[1]**	**Santa Maria[2]**	**Plagioclásio[3]**	**Piroxênio[3]**	**Magnetita[4]**
SiO_2	55.740	71.803	53.74	50.29	0.700
TiO_2	1.706	0.685	0.05	0.67	13.270
Al_2O_3	12.811	12.553	27.72	1.77	0.370
FeO_{tot}	14.340	5.130	1.46	15.68	85.360
MnO	0.242	0.074	0.01	0.38	0.200
MgO	3.281	0.589	0.3	14.27	0.000
CaO	7.342	1.729	11.34	16.72	0.080
Na_2O	2.785	2.670	4.93	0.21	0.000
K_2O	1.752	4.766	0.44	0.01	0.010
Total	100	100	100	100	100.000

Resultados				
Óxido	**Quantidade adicionada ou subtraída (% em peso)**	**Diferenças entre os magmas (% em peso)**	**Cálculo da diferença entre os magmas (% em peso)**	**Resíduos**
SiO_2	43.359	16.063	16.164	-0.101
TiO_2	2.546	-1.021	-1.057	0.036
Al_2O_3	13.16	-0.258	-0.345	0.087
FeO_{tot}	21.217	-9.21	-9.142	-0.068
MnO	0.184	-0.168	-0.063	-0.105
MgO	5.573	-2.692	-2.832	0.14
CaO	11.466	-5.613	-5.533	-0.08
Na_2O	2.291	-0.115	0.216	-0.33
K_2O	0.204	3.014	2.593	0.422
			TOTAL	0

Soma dos quadrados dos resíduos (∑res²)	**0.3478**

Fase	Quantidade de fases adicionadas	Quantidade de fases subtraídas
Plagioclásio	0	44.8
Piroxênio	0	38.11
Magnetita	0	17.09

Total restante do magma inicial	43.17%
Total cristalizado do magma inicial	56.83%

[1]Dacito andesítico - unidade Barros Cassal (amostra GX-157)

[2]Riolito - unidade Santa Maria (média das análises químicas)

[3]Dados de química mineral da amostra GX-113 - unidade Barros Cassal (Polo, tese de doutorado em andamento). Esta amostra foi utilizada por ser a amostra contendo dados de química mineral com a composição mais próxima de uma composição basáltica (caso da amostra GX-157)

[4]Dados de química mineral para magnetita - unidade Anita Garibaldi (Garland et al. (1995)

Modelamento de AFC para elementos traço a partir de composições BASÁLTICAS da unidade Barros Cassal, considerando-se como contaminante a composição média dos Granitóides Garopaba

	Elemento	Ba	Rb	Sr	Zr	La	Th	Nd
	C_0	384	81	166	175	26.9	7.2	28.3
	C_A	962.4	184.8	106.8	190.8	58.8	18.26	49.36
	C_{SM}	690.4	227.3	95.7	307.6	60.8	19.1	58
F = 0.5	C_L	714.0	229.3	91.8	331.7	60.5	18.7	55.6
	r	0.1	0.3	0.5	0.1	0.2	0.2	0.2
	C_L/C_{SM}	1.03	1.01	0.96	1.08	0.99	0.98	0.96
	Cristalização	50%						
	Assimilação	5%	15%	25%	5%	10%	10%	10%
F = 0.6	C_L	681.0	246.2	94.2	312.8	63.4	19.8	56.9
	r	0.2	0.5	0.6	0.3	0.4	0.4	0.4
	C_L/C_{SM}	0.99	1.08	0.98	1.02	1.04	1.04	0.98
	Cristalização	40%						
	Assimilação	8%	20%	24%	12%	16%	16%	16%
F = 0.7	C_L	716.5	225.2	96.0	301.9	58.0	17.9	59.8
	r	0.4	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.6
	C_L/C_{SM}	1.04	0.99	1.00	0.98	0.95	0.94	1.03
	Cristalização	30%						
	Assimilação	12%	18%	21%	15%	15%	15%	18%

C_0 - composição do magma parental: média dos basaltos da unidade Barros Cassal

C_A - composição do material assimilado: média dos Granitóides Garopaba

C_L - composição do líquido obtido

C_{SM} - composição média dos riolitos Santa Maria (composição desejada)

C_L/C_{SM} - razão entre o líquido obtido e a composição "alvo" (riolitos Santa Maria). Ideal: $C_L/C_{SM} = 1$

r - razão assimilação/cristalização

Modelamento de AFC para elementos traço a partir de composições ANDESÍTICAS da unidade Barros Cassal, considerando-se como contaminante a composição média dos Granitóides Garopaba

	Elemento	Ba	Rb	Sr	Zr	La	Th	Nd
	C_0	579	135	161	252	39.3	11.6	40.2
	C_A	962.4	184.8	106.8	190.8	58.8	18.26	49.36
	C_{SM}	690.4	227.3	95.7	307.6	60.8	19.1	58
F = 0.7	C_L	783.5	220.4	94.6	348.0	62.1	19.7	58.5
F = 0.7	r	0.1	0.3	0.7	0.1	0.3	0.3	0.3
F = 0.7	C_L/C_{SM}	1.13	0.97	0.99	1.13	1.02	1.03	1.01
F = 0.7	Cristalização	30%						
F = 0.7	Assimilação	3%	9%	21%	3%	9%	9%	9%
F = 0.8	C_L	701.0	231.3	96.2	308.7	59.9	18.9	56.1
F = 0.8	r	0.1	0.6	0.8	0.1	0.5	0.5	0.5
F = 0.8	C_L/C_{SM}	1.02	1.02	1.00	1.00	0.99	0.99	0.97
F = 0.8	Cristalização	20%						
F = 0.8	Assimilação	6%	12%	16%	2%	10%	10%	10%

C_0 - composição do magma parental: média dos basaltos da unidade Barros Cassal

C_A - composição do material assimilado: média dos Granitóides Garopaba

C_L - composição do líquido obtido

C_{SM} - composição média dos riolitos Santa Maria (composição desejada)

C_L/C_{SM} - razão entre o líquido obtido e a composição "alvo" (riolitos Santa Maria). Ideal: $C_L/C_{SM} = 1$

r - razão assimilação/cristalização

Modelamento de AFC para elementos traço a partir de composições DACÍTICAS da unidade Barros Cassal, considerando-se como contaminante a composição média dos Granitóides Garopaba

	Elemento	Ba	Rb	Sr	Zr	La	Th	Nd
	C_0	627	178	157	289	45.8	13.8	46.4
	C_A	962.4	184.8	106.8	190.8	58.8	18.26	49.36
	C_{SM}	690.4	227.3	95.7	307.6	60.8	19.1	58
F = 0.7	C_L	844.9	257.0	93.5	397.8	64.1	20.4	61.8
F = 0.7	r	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1
F = 0.7	C_L/C_{SM}	1.22	1.13	0.98	1.29	1.05	1.07	1.07
F = 0.7	Cristalização	30%						
F = 0.7	Assimilação	3%	3%	21%	3%	3%	3%	3%
F = 0.8	C_L	757.0	230.3	95.1	353.3	60.5	19.1	58.3
F = 0.8	r	0.1	0.2	0.8	0.1	0.3	0.3	0.3
F = 0.8	C_L/C_{SM}	1.10	1.01	0.99	1.15	1.00	1.00	1.00
F = 0.8	Cristalização	20%						
F = 0.8	Assimilação	2%	4%	16%	2%	6%	6%	6%

C_0 - composição do magma parental: média dos basaltos da unidade Barros Cassal

C_A - composição do material assimilado: média dos Granitóides Garopaba

C_L - composição do líquido obtido

C_{SM} - composição média dos riolitos Santa Maria (composição desejada)

C_L/C_{SM} - razão entre o líquido obtido e a composição "alvo" (riolitos Santa Maria). Ideal: $C_L/C_{SM} = 1$

r - razão assimilação/cristalização