



OS COMPLEXOS VULCÂNICOS FISSURAL E SANTA BÁRBARA, ILHA
TERCEIRA, AÇORES:

Uma abordagem petrográfica e geoquímica para a compreensão da origem e
evolução do magmatismo

Porto Alegre, 2015

BETINA MARIA FRIEDRICH

**OS COMPLEXOS VULCÂNICOS FISSURAL E SANTA
BÁRBARA, ILHA TERCEIRA, AÇORES:**

Uma abordagem petrográfica e geoquímica para a
compreensão da origem e evolução do magmatismo

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

Orientadores: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima
Supervisor: Prof. Dr. Christoph Beier

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Friedrich, Betina Maria

Os Complexos Vulcânicos Fissural e Santa Bárbara, Ilha Terceira, Açores: uma abordagem petrográfica e geoquímica para a compreensão da origem e evolução do magmatismo. / Betina Maria Friedrich. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015. [73 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).-
Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Carlos Augusto Sommer

Coorientador(es): Evandro Fernandes de Lima

1. Petrografia 2. Ilhas oceânicas 3. Evolução geoquímica 4. Química mineral I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank

CRB 10/571

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “OS COMPLEXOS VULCÂNICOS FISSURAL E SANTA BÁRBARA, ILHA TERCEIRA, AÇORES: Uma abordagem petrográfica e geoquímica para a compreensão da origem e evolução do magmatismo”, elaborado por Betina Maria Friedrich, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Leo Afraneo Hartmann

Ruy Paulo Philipp

Silvia Beatriz Alves Rolim

Dedico a meus pais, com todo o meu amor.

AGRADECIMENTOS

Sou imensamente agradecida aos meus queridos mestres: ao Christoph, pra quem as distâncias cultural, linguística e geográfica nunca se fizeram empecilhos para orientar-me com solicitude e dedicação; ao Evandro e ao Sommer, que com o respeito e carinho com que sempre me acolheram, me incentivam e me inspiram a tornar-me cada dia melhor na profissão que escolhi e na pessoa que sou.

Agradeço à FAPERGS, processo 0422-2551/15-4, pelos recursos financeiros cedidos para a execução da pesquisa.

À toda minha família, pelo apoio incondicional e pela paciência com que compreenderam as minhas ausências. Em especial, ao meu irmão que prontamente tanto já fez por mim; ao meu pai, que apesar de ser homem de poucas palavras tem presença e importância incontestável; e à minha mãe, que sempre ao meu lado, sofreu comigo todas as minhas angústias, chorou comigo todas as minhas lágrimas e vibrou comigo todas as minhas conquistas.

Aos meus colegas de pesquisa, que além de muitos cafés e chocolates, compartilharam muitas histórias, aflições e dicas, tornando meu dia-a-dia geológico tão mais humano e divertido.

Aos professores do Instituto de Geociências da UFRGS e do GeoZentrum Nordbayern da FAU pelos ensinamentos e bons momentos partilhados.

Finalmente, meus agradecimentos às amigas e aos amigos que a geologia, de uma forma ou de outra, foi responsável por me ensinar a amar. Sem vocês essa aventura nunca teria sido tão emocionante!

*“Foi o tempo que dedicaste à tua rosa que fez tua rosa tão
importante”*

Antoine de Saint-Exupéry

RESUMO

A Ilha Terceira, pertencente ao Arquipélago dos Açores, é dividida em cinco zonas distintas: quatro estrato vulcões essencialmente traquíticos e uma zona basáltica fissural, definida pelo alinhamento de cones de escória, domos e sistemas de falhas. Estas unidades são caracterizadas por rochas vulcânicas efusivas e explosivas com um largo intervalo de conteúdo de sílica, além de um volume significativamente grande de rochas mais diferenciadas. O estudo busca uma melhor compreensão da variação petrográfica observada, assim como da origem e evolução das duas unidades abordadas. As amostras estudadas pertencem ao Complexo Vulcânico Santa Bárbara (CVSB), o mais ocidental estrato vulcão da ilha, e ao Complexo Vulcânico Fissural (CVF). Doze amostras foram escolhidas para estudos petrográficos, das quais seis foram selecionadas para análises de química mineral, química de vidro da matriz e de inclusões silicáticas sob microsonda eletrônica. As lavas basálticas do CVF são porfiríticas, apresentando fenocristais de plagioclásio (bitaunita a andesina), piroxênio (augita) e olivina fosterítica, em uma matriz microcristalina a vítrea. Os litotipos efusivos do CVSB são traquitos porfiríticos, com fenocristais de feldspato alcalino (anortoclásio), piroxênio (ferriaugita) e olivina faialítica em matriz microcristalina. O vulcanismo explosivo do CVSB é representado por ignimbritos mal selecionados com fenocristais e xenocristais de anortoclásio, olivina faialítica e piroxênio (augita – ferriaugita), além de púmices achatados definindo uma textura eutaxítica, shards e litoclastos vulcânicos. Composições de olivinas e piroxênios do ignimbrito apresentam composições intermediárias entre os respectivos minerais dos basaltos e do traquito analisados, sugerindo fracionamento contínuo entre os dois complexos. Dados litogeoquímicos foram analisados e o comportamento dos elementos terras raras sugere uma mesma fonte mantélica para os dois complexos e evolução por cristalização fracionada. A química evoluída constatada em inclusões silicáticas, além da presença de zonações oscilatórias e de antecristais de plagioclásio em diversos basaltos do CVF sugerem mistura entre magmas mais evoluídos e mais primitivos. Resultados sugerem que as rochas de ambos os complexos foram geradas a partir de uma mesma fonte mantélica. No entanto os magmas podem ter sido desenvolvidos em câmaras magmáticas posicionadas a diferentes profundidades e com tempo de evolução e velocidade de ascensão distintos e misturas entre magmas em diferentes estágios evolutivos. Ainda, a reabsorção de fenocristais de anortoclásio na amostra de ignimbrito sugere que eventos de vulcanismo explosivo podem ter sido desencadeados pela entrada de líquidos mais primitivos na câmara magmática.

Palavras-chave: petrografia, ilhas oceânicas, evolução geoquímica, química mineral

ABSTRACT

The Terceira Island, part of the Azores Archipelago, is divided into five distinct zones: four essentially trachytic stratovolcanos and a basaltic fissure zone defined by the alignment of scoria cones, domes and fault systems. These units are characterized by effusive and explosive volcanic rocks, with a wide range of silica content, and a significantly large volume of more differentiated rocks. The study seeks a better understanding of the petrographic variation observed, as well as the origin and evolution of the two investigated units. The samples studied belong to the Santa Barbara Volcanic Complex (SBVC), the westernmost stratovolcano of the island, and the Fissure Volcanic Complex (FVC). Twelve samples were chosen for petrographic studies, six of which were selected for mineral chemistry, matrix glass and melt inclusions (MI) analyses under electron microprobe. Basaltic lavas of the FVC are porphyritic, with phenocrysts of plagioclase (bytownite to the andesine), pyroxene (augite) and fosteritic olivine in a microcrystalline to glassy matrix. The effusive lithotypes of SBVC are porphyritic trachytes, with phenocrysts of alkali feldspar (anorthoclase), pyroxene (ferriaugite) and fayalitic olivine in microcrystalline matrix. The explosive volcanism of SBVC is represented by poorly sorted ignimbrites with phenocrysts and xenocrysts of anorthoclase, pyroxene (augite-ferriaugite) and fayalitic olivine, besides flat pumices defining an eutaxitic texture, shards and volcanic lithoclasts. Olivine and pyroxene compositions of the ignimbrite present intermediate composition between the respective minerals of basalt and trachyte analyzed, suggesting continuous fractioning between the two complexes. Litho-geochemistry data were analyzed and the rare earth elements behavior suggests same mantle source for the two complexes and evolution by fractional crystallization. The evolved chemistry of MI, and the presence of oscillatory zoning and antechrysts of plagioclase in several basalts of FVC suggest magma mixing between pristine and more evolved magmas. Results suggest that the rocks of both complexes were generated from the same mantle source. However magmas may have been developed in magma chambers positioned at different depths and distinct time of evolution and ascent speed, besides mixing of magmas in different development stages. Moreover, reabsorption of anorthoclase phenocrysts in the ignimbrite sample suggests that explosive volcanism events may have been triggered by the entry of more primitive liquids into the magma chamber.

Keywords: petrography, oceanic islands, geochemical evolution, mineral chemistry

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1: Mapa de localização: (A) Arquipélago dos Açores: linha tracejada indica limites aproximados do Platô dos Açores (imagem modificada do Google Earth); retângulo indica a Ilha Terceira. (B) Ilha Terceira, com a localização dos pontos de amostra. 14
- Figura 2: Mapa batimétrico do Platô dos Açores, com suas ilhas e principais estruturas tectônicas (Genske *et al.*, 2012). 18
- Figura 3: Carta Vulcanológica da Ilha Terceira, modificada de Madeira (2005). .23
- Figura 4: Esquema do grau de cristalinidade de inclusões silicáticas, de acordo com a velocidade de cristalização da rocha (modificado de Lowenstern, 1995).27
- Figura 5: Fotografias, a NC, exibindo as principais características petrográficas das rochas do CVF: (A-D e F) olivina basaltos, (E) basalto com olivina. Observar textura traquítica em (E) e glomeroporfírica em (A) e (C).35
- Figura 6: Cristais de plagioclásio reabsorvidos, presentes em cinco das seis amostras estudadas do CVF.36
- Figura 7: Fotomicrografias a NC de plagioclásios apresentando zonação (A), textura em peneira (A e B) e sobrecrescimento de cristal com nova reabsorção da borda (C) e (D – detalhe).36
- Figura 8: (A-D) Aspectos gerais dos traquitos, a ND (A e C) e NC (B e D). Notar heterogeneidade na cristalinidade da matriz a ND e textura glomeroporfírica localmente; (E) cristal de anortoclásio exibindo macla em xadrez característica; (F) cristal de anortoclásio exibindo macla em xadrez e micropertitas.38
- Figura 9: Aspectos petrográficos do ignimbrito. (A) ND; (B-D) NC; (A e B) aspectos gerais da amostra, onde observam-se púmices e cristais orientados; (C) detalhe de cristais de feldspato corroídos; (D) detalhe dos fragmentos líticos presentes. (E e F) Fotomicrografias ao MEV, exibindo a matriz composta por *shards*(E) e parte de um púmice no canto esquerdo inferior de (F), além de cristais de apatita e ilmenita.39
- Figura 10: (A, C e E) fotomicrografias sob luz transmitida a ND de cristais de olivina com inclusões silicáticas. (B) detalhe, ao MEV, da maior inclusão de (A), essencialmente vítrea; (D) mesmo que (C), ao MEV, com inclusão apresentando uma fase vítrea (cinza

mais escuro) e micrólitos (cinza claro); (F) detalhe, ao MEV, de duas das inclusões em (E), evidenciando caráter polifásico: vidro, bolhas de gás e micrólitos de apatita.....	41
Figura 11: Classificação da mineralogia essencial das amostras: (A) olivinas, (B) piroxênios e (C)feldspatos.....	43
Figura 12: Diagramas binários envolvendo análises de inclusões silicáticas, matriz vítrea e rocha total, tendo a sílica como índice de diferenciação.	49
Figura 13: Diagramas binários envolvendo análises de inclusões silicáticas, matriz vítrea e rocha total, tendo a sílica como índice de diferenciação.	50
Figura 14: Diagrama TAS de Le Bas <i>et al.</i> (1986). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	53
Figura 15: Diagrama de MacDonald (1974) que caracteriza o caráter comendítico ou pantelerítico de riolitos e traquitos.	54
Figura 16: R1-R2 de De la Roche (1980). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	55
Figura 17: Diagrama Zr/TiO ₂ -SiO ₂ de Winchester & Floyd (1977). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	55
Figura 18: Diagramas discriminantes de Harker para elementos maiores. Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	57
Figura 19: Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado pelo padrão OIB de Sun e McDonough (1989). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	58
Figura 20: Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado pelo padrão Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	59
Figura 21: Diagrama multielementar de elementos terras raras, normalizado pelo padrão condrítico de Nakamura (1974). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.	60
Figura 22: Diagramas de ambiente geotectônico de Mechede (1986) (A) e de Wood (1980) (B) para amostras do CVF.	60
Figura 23: Diagramas de ambiente geotectônico de Batchelor e Bowden (1985) (A), e Pearce <i>et al.</i> (1984) (B) para amostras do CVSB.	61

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resumo das amostras e dados disponíveis	33
Tabela 2: Análises representativas de química mineral. Ol: olivina; Px: piroxênio; Pl: plagioclásio; Fel: feldspato; M: micrófita da matriz.	44
Tabela 3: Composição química de inclusões silicáticas das cinco amostras analisadas para elementos maiores, Cl, P ₂ O ₅ e SO ₃ (%).	51
Tabela 4: Análises representativas de vidro da matriz de três amostras analisadas para elementos maiores, P ₂ O ₅ e SO ₃ (%).	52
Tabela 5: Resultados litoquímicos das amostras para elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm).	62

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	13
1.2	HIPÓTESE	15
1.3	OBJETIVO.....	16
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	17
2.1	PLATÔ DOS AÇORES.....	18
2.2	ILHA TERCEIRA	22
2.3	INCLUSÕES SILICÁTICAS.....	26
3	METODOLOGIA	28
3.1	TÉCNICAS DE SOLUÇÃO.....	28
3.2	MÉTODOS ANALÍTICOS	30
3.2.1	TRATAMENTO E ANÁLISE CRÍTICA DOS DADOS	32
4	RESULTADOS.....	33
4.1	CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	34
4.1.1	COMPLEXO VULCÂNICO FISSURAL (CVF)	34
4.1.2	COMPLEXO VULCÂNICO SANTA BÁRBARA (CVSB).....	37
4.1.3	PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES SILICÁTICAS.....	40
4.2	QUÍMICA MINERAL	42
4.3	ZONAÇÃO MINERAL.....	46
4.4	QUÍMICA DE INCLUSÕES SILICÁTICAS.....	46
4.5	LITOGEOQUÍMICA	53
5.	DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	64
	REFERÊNCIAS	70

1 INTRODUÇÃO

O estudo da origem e evolução de ilhas oceânicas, assim como de basaltos de fundo oceânico, tem fornecido notáveis informações a respeito da geração e modificação de magmas, permitindo uma melhor compreensão dos processos ocorridos na crosta e no manto terrestre.

A ocorrência de ilhas oceânicas como os Açores tem sido comumente atribuída à presença de anomalias termais no manto terrestre mas permanece questão de debate se seria apenas aumento de temperatura que resulta em magmatismo (*hotspot*), ou se heterogeneidades na forma de manto enriquecido e/ou presença de voláteis possuem papel importante em provocar fusão (*wetspot*) (Beier *et al.*, 2012). De uma forma ou de outra, os estudos de tomografia sísmica revelam a presença de manto com velocidades sísmicas anormalmente baixas sob o Platô dos Açores, mas a conexão com o manto inferior é contestada. A ausência dessa conexão tem sido interpretada de forma a possivelmente representar uma pluma em estado de desenvolvimento terminal com um tempo de vida curto de menos de 40Ma (Beier *et al.*, 2008).

A Ilha forma, juntamente com a Graciosa e São Miguel um alinhamento de ilhas que emerge a partir do Rifte de Terceira (Beier *et al.*, 2008). O complexo enquadramento tectônico do Platô dos Açores, e, especificamente da Ilha em questão, somado à ocorrência em sua costa da manifestação eruptiva mais recente do arquipélago, conduz pronunciado interesse para a Ilha de Terceira (e.g. Beier *et al.*, 2008 e 2012; França *et al.*, 2003; Calvert *et al.*, 2006).

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

O Platô dos Açores (Figura 1A) está situado no Oceano Atlântico Norte, a cerca de 1600 km de Portugal Continental, distribuindo-se entre as latitudes 36°55' e 39°43'N e as longitudes 24°46' e 31°16'W. A Ilha Terceira é uma das nove ilhas que compõem o Arquipélago dos Açores, estando posicionada a leste da Dorsal Meso-Atlântica (DMA). A ilha de Terceira (Figura 1B) possui cerca de 30 km de comprimento por 19 km de largura,

abrangendo uma área de quase 400 km², o que a torna a terceira maior ilha do Arquipélago dos Açores.

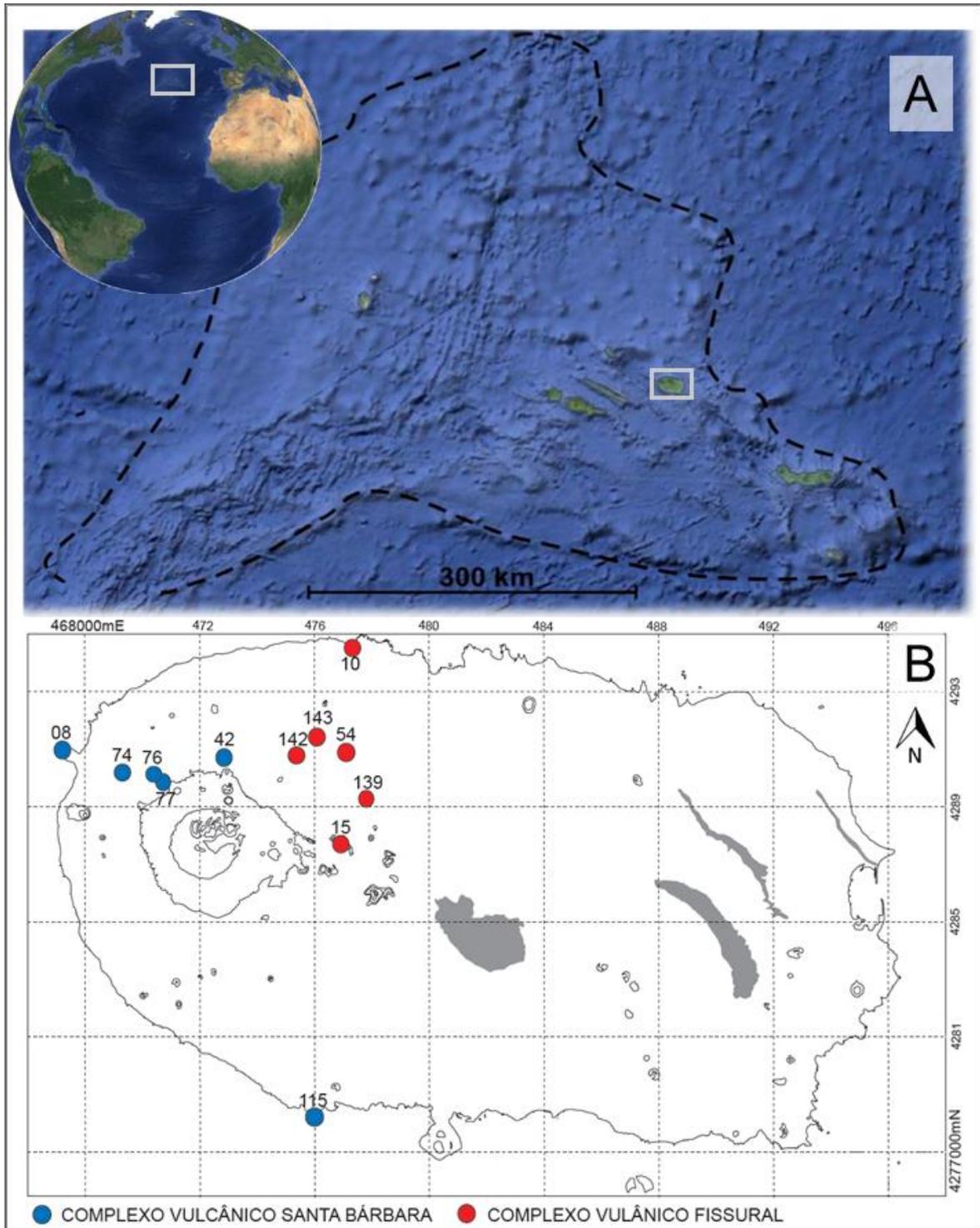


Figura 1: Mapa de localização: (A) Arquipélago dos Açores: linha tracejada indica limites aproximados do Platô dos Açores (imagem modificada do Google Earth); retângulo indica a Ilha Terceira. (B) Ilha Terceira, com a localização dos pontos de amostra.

A Ilha Terceira foi amostrada, juntamente com as demais ilhas do arquipélago, pelo supervisor do trabalho Christoph Beier ao longo de três trabalhos de campo, em um projeto que estuda a formação de platôs oceânicos. Observou-se que na ilha afloram rochas vulcânicas efusivas e explosivas, formadas por vulcanismo central e fissural, com um largo intervalo de conteúdo de sílica, que varia de 45,57 a 74,57%, envolvendo desde álcali-basaltos até riolitos. Tendo isto exposto, pergunta-se: como teria se dado a evolução geoquímica e quais os processos de diferenciação magmática envolvidos no processo de geração dos diferentes tipos de vulcanismo e estágios de evolução observados dentro de uma mesma ilha?

Tendo à disposição material coletado pelo Prof. Dr. Christoph Beier, supervisor do presente trabalho, foi iniciado um acordo internacional entre o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e o GeoZentrum Nordbayern da Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg, Alemanha. No projeto, foram selecionadas doze amostras de interesse com análises químicas de rocha total e lâminas petrográficas, que até então possuíam escassos estudos petrográficos de detalhe e interpretações geoquímicas. As duas unidades abordadas representam as mais recentes da ilha (Madeira, 2005), de modo que a escolha dos complexos foi baseada na semelhança da evolução temporal entre eles, em contraste às diferenças petrográficas e de estilo de vulcanismo.

1.2 HIPÓTESE

Os vulcanitos dos dois complexos abordados, com sua ampla variação composicional, representam:

- 1) Rochas co-magmáticas, provenientes de uma mesma fonte magmática, tendo sofrido processos de diferenciação, principalmente a partir de mecanismos de cristalização fracionada;
- 2) Rochas geradas a partir de mistura de magmas ou assimilação;
- 3) Rochas não co-magmáticas, isto é, geradas a partir de fontes magmáticas distintas e que não possuem interações aparentes entre si.

1.3 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é tecer melhores considerações a respeito da evolução geoquímica e dos processos de diferenciação magmática ocorridos na ilha, tendo-se como foco a investigação do Complexo Vulcânico Fissural e Complexo Vulcânico Santa Bárbara. Deste modo pretende-se contribuir com o avanço do conhecimento sobre a geologia da Ilha de Terceira.

Pode-se, ainda, detalhar os objetivos em objetivos específicos:

- determinar a mineralogia e identificar microtexturas e feições diagnósticas indicativas de processos magmáticos;
- identificar com exatidão as fases minerais envolvidas e reconhecer possíveis desequilíbrios entre elas;
- investigar a química de vidro de inclusões silicáticas e de vidro da matriz;
- comparar diagramaticamente a química de vidro de inclusões silicáticas, vidro de matriz e de rocha total com intuito de reconhecer processos de diferenciação magmática.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Os primeiros dados geológicos sobre o Arquipélago dos Açores são de autoria de Gaspar Frutuoso, que descreveu em documentos e em especial na crônica “Saudades da Terra” (1583 *in* França *et al.*, 2003) algumas erupções vulcânicas ocorridas após o povoamento das ilhas, sendo elas o marco inicial da produção intelectual geológica sobre os Açores. Mais de 400 anos se passaram, ao longo dos quais se tem assistido um importante enriquecimento bibliográfico sobre o arquipélago. Apesar disso, continuam a existir graves lacunas no conhecimento, ao que se faz necessário congregarmos esforços que conduzam a um saber mais detalhado sobre a geologia do Atlântico e dos Açores, que se constitui de uma região de excelência na busca por novos conhecimentos na área da vulcanologia (França *et al.*, 2003).

O arquipélago é composto por nove ilhas e alguns ilhéus, os quais são agrupados de acordo com seu posicionamento relativo: Grupo Ocidental, incluindo as ilhas Flores e Corvo; Grupo Central, abrangendo as ilhas Faial, Pico, São Jorge e Terceira; e Grupo Oriental, englobando São Miguel, Santa Maria e os ilhéus das Formigas (França *et al.*, 2003).

2.1 PLATÔ DOS AÇORES

Na região dos Açores, uma anomalia batimétrica é morfologicamente evidenciada na forma de crosta oceânica espessada com uma área de aproximadamente 400000 km², apresentando uma forma geral triangular, grosseiramente balizada pela isóbata de 2000m (Figura 2) (Lourenço *et al.*, 1998). O assim chamado Platô dos Açores contém uma série de estruturas tectônicas, dentre as quais se destacam a dorsal meso-atlântica (DMA), a Zona de Fratura Leste dos Açores (ZFLA) e o Rifte de Terceira (RT) (França *et al.* 2003). Além disso, a plataforma contempla uma situação geotectônica de encontro de três placas litosféricas: a Placa Americana, a Placa Euroasiática e a Placa Africana. Embora a localização exata desta junção tríplice não esteja bem definida, acredita-se que seja próximo a 39°N, 30°W (Madeira & Ribeiro, 1990).

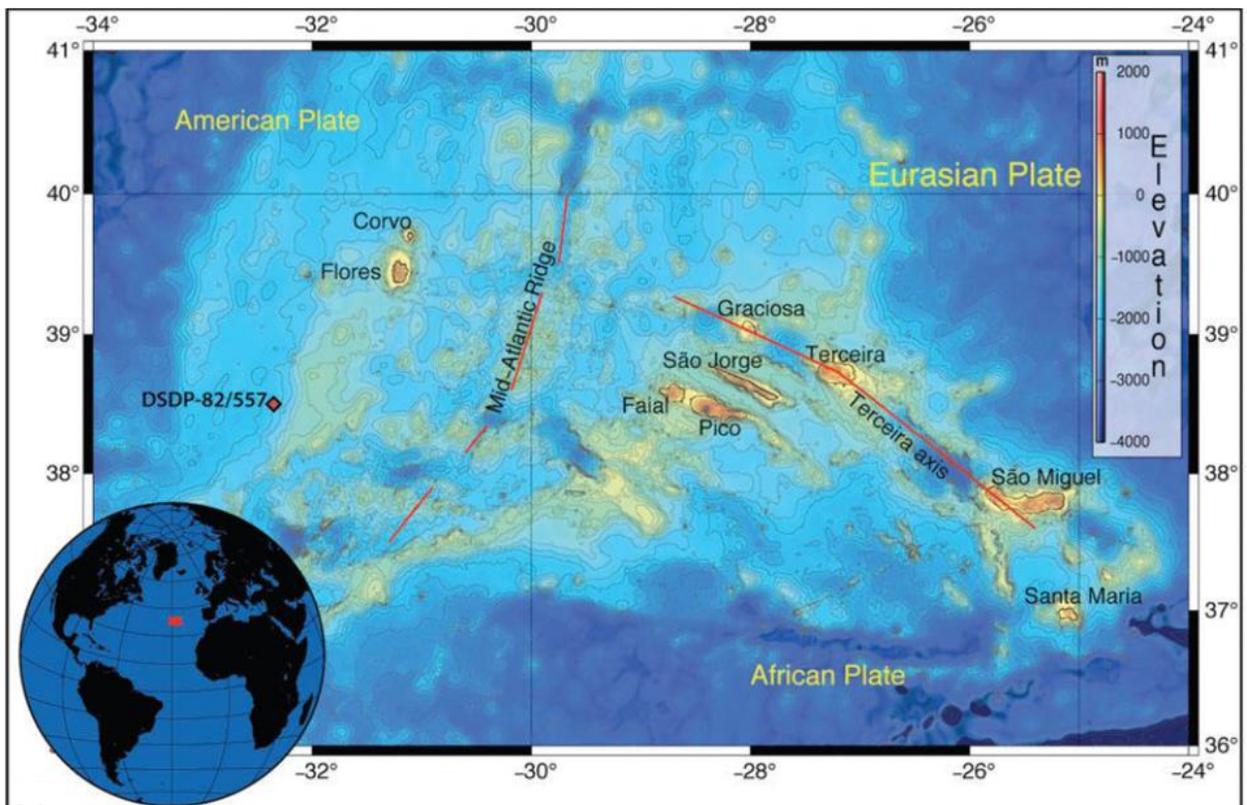


Figura 2: Mapa batimétrico do Platô dos Açores, com suas ilhas e principais estruturas tectônicas (Genske *et al.*, 2012).

A formação do Platô dos Açores deve ter tido início há pelo menos 36Ma, durante um período de elevado magmatismo junto à DMA, causado por uma anomalia do grau de fusão. O vulcanismo que levou à formação do arquipélago tem se concentrado, pelo menos nos últimos 5,5Ma, ao longo do Rifte de Terceira (Cannat *et al.*, 1999).

Os limites entre as placas Africana e Americana, e entre as placas Euroasiática e Americana é bem conhecido e marcado pela DMA. A norte da junção tríplice, a DMA tem orientação N10E e uma direção NE-SW a sul deste ponto, como resultado de uma grande densidade de falhas transformantes que a cortam quase ortogonalmente, deslocando-a com sentido de movimento dextral (Madeira & Ribeiro, 1990).

A ZFLA limita o platô a sul e é considerada por Laughton *et al.* (1972) como o segmento oeste do Arco Tectônico Alpino, uma das mais importantes zonas de fraturas do globo, que delimita as placas Euroasiática e Africana. O segmento do Arco Alpino a leste do platô é referido como Falha Glória (França *et al.* 2003). O RT possui uma orientação WNW-ESE, coincidente com a das ilhas dos grupos oriental e central (França *et al.* 2003). Situados ao longo do rifte estão, de oeste para leste, as ilhas Graciosa, Terceira, o monte submarino João de Castro e a ilha São Miguel, separados por profundas bacias avulcânicas (*avolcanic basins*) (Beier *et al.*, 2008).

De acordo com Madeira & Ribeiro (1990) permanece controversa a natureza do terceiro braço da junção tríplice. Alguns autores acreditam no modelo de junção dorsal-dorsal (DDD), apontando o RT como o terceiro braço. No entanto, o espalhamento oceânico na DMA e no RT resultaria em movimento para nordeste da placa euroasiática relativamente à africana, induzindo um regime tectônico transtensional na Falha Glória, bem conhecida como uma estrutura transformante puramente dextral. Além disso, este modelo não explicaria o complexo padrão magnético no platô que apresenta uma área romboédrica com lineamentos magnéticos WNW-ESE, muito menos claros que os observados paralelamente à dorsal. Um segundo modelo propõe uma pequena placa litosférica triangular na região dos Açores, delimitada a oeste pela DMA, a sul pela ZFLA e por uma falha ou zona de falhas passando pelas ilhas Terceira e São Miguel a nordeste. Esses dois últimos limites, agindo como falhas de movimento lateral dextral, criariam problemas de acomodação de tensão na borda leste da microplaca, induzindo a um

regime transpressivo na Falha Glória. Madeira & Ribeiro (1990) acreditam que a microplaca tenha existido por um curto período de tempo, durante o deslocamento do limite desde a ZFLA, a oeste de Santa Maria para a estrutura oblíqua ao norte do platô, quando ambas as falhas estiveram ativas. Finalmente, um modelo que não causaria problemas espaciais com a Falha Glória é compatível com a presença de uma falha transformante com componente extensional (*leaky transform fault*) atuando como o terceiro braço da junção tripla. Trajetórias de estresse deduzidas de estudos de neotectônica em algumas das ilhas sugerem que o principal limite de placas passa entre as ilhas São Jorge e Pico, a sul de São Miguel e se junta a Falha Glória a leste de Santa Maria. O espalhamento leste-oeste na DMA induz transtensão na estrutura oblíqua e esse movimento é transferido à Falha Glória como lateral dextral puro. Nos dois últimos modelos, Madeira & Ribeiro (1990) não contemplam a presença de espalhamento oceânico oblíquo à DMA, sugerindo que o complexo padrão de lineamentos magnéticos seriam resultado de intrusões recentes em crosta oceânica mais antiga, ao longo de fraturas.

Em áreas onde *hotspots* estão localizados próximos a dorsais meso-oceânicas (DMO), a pluma mantélica flui e interage com o sistema meso-oceânico, o que é indicado por anomalias batimétricas e gravimétricas ao longo do eixo, assim como anomalias geoquímicas e isotópicas nos basaltos de dorsais meso-oceânicas (MORB). Atualmente, 21 dos cerca de 50 *hotspots* ativos são identificados como interagentes com DMOs, induzindo tais anomalias ao longo de 15-20% da extensão do sistema de dorsais global (Stroncik *et al.*, 2008).

Nas diferentes ilhas do Arquipélago dos Açores, há ocorrência de rochas da série alcalina, o que contrasta com o caráter toleítico dos basaltos da DMA. As diferenças são mais notórias quando comparados os OIB aos basaltos “normais” da DMA (N-MORB) do que aos basaltos da DMA que interagem com a Plataforma dos Açores, tratados como MORB enriquecidos (E-MORB). Relativamente aos OIB e aos E-MORB as diferenças mais significativas se manifestam por uma maior concentração de elementos de grande raio iônico (LILE) nos OIB. As diferenças observadas entre os toleítos dos segmentos normais da DMA e os da zona que interage com o Platô dos Açores é evidenciada,

principalmente, por um maior enriquecimento em LILE, Fe e Ti, além de isótopos de Sr e de Pb nos E-MORB (França *et al.*, 2010).

Os diferentes tipos de basaltos verificados na região dos Açores levaram à idealização de um modelo que considera que os N-MORB são provenientes da astenosfera empobrecida, enquanto que os da Plataforma dos Açores resultam da mistura do magma de uma pluma subjacente às ilhas do arquipélago com o magma parental dos N-MORB (França *et al.*, 2010)

Utilizando o modelo NUVEL-1A para medidas de movimento de placas, Vogt e Jung (2004) determinaram a presença de expansão junto ao eixo do RT, eliminando a teoria de que se trataria de uma falha. As taxas de expansão medidas foram de 2-4 mm/a, comparáveis às taxas encontradas atualmente em alguns riftes continentais, tal como o Rifte do Leste Africano. Tectônica extensional no Rifte de Terceira também é corroborada por anomalias magnéticas, modelamento geométrico, e estruturas tectônicas em algumas das ilhas, por exemplo cones vulcânicos alinhados NW-SE no oeste de São Miguel e o Graben das Lajes a NE de Terceira (Beier *et al.*, 2008; Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores).

O Rifte de Terceira se formou há cerca de 1Ma, desenvolvendo-se provavelmente a partir de uma falha transformante ortogonal à DMA em um rifte oblíquo de expansão ultralento. Os graus de fusão parcial no RT são levemente menores que em outras dorsais de espalhamento oceânico ultralento e ocorrem a profundidades maiores. Os elementos traços e isótopos de Sr-Nd-Pb proporcionam evidências de magmatismo localizado sem (ou com muito limitada) interação entre os sistemas vulcânicos. As fontes mantélicas mais a oeste, sob Graciosa, e as lavas mais radiogênicas da MAR sugerem fluxo mantélico entre as duas zonas de espalhamento. As variações geoquímicas ao longo do eixo rifte ainda sugerem fusões mais profundas sob São Miguel, mais distante da DMA (Beier *et al.*, 2008).

O arquipélago dos Açores apresenta uma importante sismicidade no contexto de Portugal, que ocorre tanto associada à tectônica ativa quanto à atividade vulcânica, de forma que diversas vezes eventos vulcânicos foram precedidos e acompanhados de sismos. Nos últimos 500 anos, mais de 6000 pessoas perderam a vida devido a abalos

sísmicos. As ilhas Terceira, São Miguel e Faial são as que apresentam maior frequência de sismos, como também sismos de maior intensidade - superior ao grau V na escala de Mercalli (*França et al.* 2003).

2.2 ILHA TERCEIRA

As rochas mais antigas da Ilha de Terceira são de natureza basáltica, coletadas em cones escória a NW da Baía de Salga e datadas pelo método K/Ar por Ferreira & Azevedo (1995, *in Franca et al.*, 2003), obtendo-se idades de 3,52Ma. Já no estudo mais recente de Calvert *et al.* (2006) as idades mais antigas da ilha são conferidas ao Vulcão dos Cinco Picos (Complexo Vulcânico da Serra do Cume): 370–388 ka, de amostras de lados opostos das bordas da caldeira do vulcão. Montesinos *et al.*, (2003) atribui ao alto grau de alteração das amostras coletadas as idades reportadas por Ferreira & Azevedo (1995). A erupção subaérea mais recente da ilha ocorreu em 1761, formando dois pequenos cones de respingos e cinza, o Pico Vermelho e o Pico do Fogo, e fluxos de lava de cerca de 6 km de extensão, que chegaram à localidade de Biscoitos (Calvert *et al.*, 2006). A atividade vulcânica submarina mais recente nos Açores ocorreu entre 1998 e 2000 a cerca de 8,5km a NW da Ponta da Serreta, extremo ocidental da Ilha Terceira (Franca *et al.*, 2003).

Na ilha de Terceira, as estruturas tectônicas geralmente podem ser separadas em dois grandes grupos: (a) alinhadas ao Rifte de Terceira, com orientação WNW-ESE e (b) radiais ou concêntricas às caldeiras vulcânicas. O RT tem traçado difuso e não é claramente definido como em partes da ilha vizinha São Miguel, onde ele visivelmente corta a caldeira do vulcão Sete Cidades (Calvert *et al.*, 2006).

Madeira (2005), baseado em observações de campo, aerofotointerpretação e reinterpretção de trabalhos prévios, propôs a carta vulcanológica de Terceira (Figura 3), onde apresenta, por ordem cronológica os vulcões da ilha: (1) o Complexo Vulcânico da Serra do Cume; (2) o Complexo Vulcânico de Guilherme Moniz; (3) o Complexo Vulcânico do Pico Alto; (4) o Complexo Vulcânico de Santa Bárbara e (5) o Complexo Vulcânico Fissural.

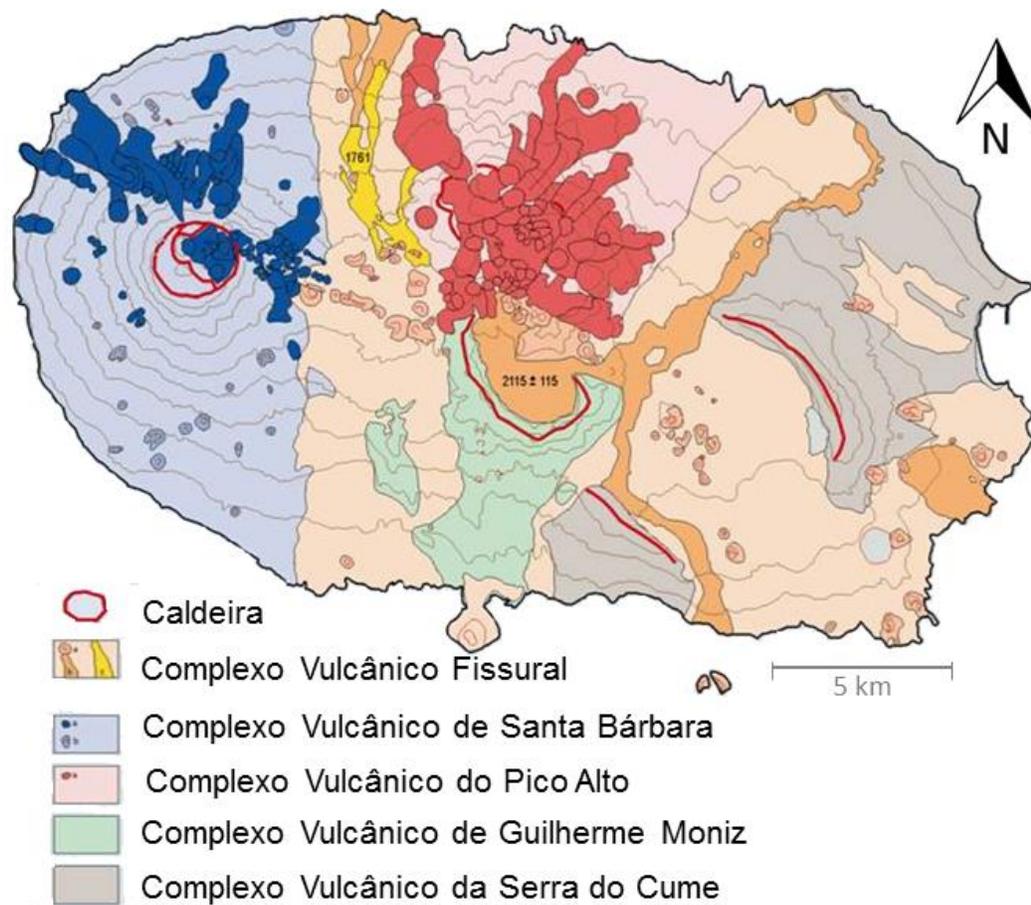


Figura 3: Carta Vulcanológica da Ilha Terceira, modificada de Madeira (2005).

O Complexo Vulcânico da Serra do Cume, também referido como Vulcão dos Cinco Picos, no extremo oriental da ilha, é constituído predominantemente por uma alternância estratigráfica de fluxos de lava e depósitos piroclásticos, incluindo importantes depósitos de ignimbritos que representam as formações mais antigas da ilha. Este vulcão encontra-se atualmente bastante erodido e exhibe uma grande caldeira com diâmetro de cerca de 7 km, cujos bordos NE e SW são bem evidentes e referidos geomorfologicamente como serras do Cume e da Ribeirinha, respectivamente (Calvert *et al.*, 2006; França *et al.* 2003). A caldeira está quase totalmente coberta por lavas relacionadas ao vulcanismo fissural mais recente. Associa-se os ignimbritos mais antigos da ilha aos vulcões dos Cinco Picos e Santa Bárbara, cujas idades estão compreendidas entre 50.000 e 800.000 anos, (França *et al.* 2003). As datações pelo método Ar-Ar efetuadas por Calvert *et al.* (2006) indicam que o Vulcão dos Cinco Picos completou a

construção de seu cone subaéreo principal entre 370-380 ka, de forma que o colapso da parte superior do edifício teria ocorrido após 370 ka. Ainda segundo Calvert *et al.* (2006), é provável que a quantidade de tempo necessária para a acumulação do edifício pré-caldeira exposto foi de apenas algumas dezenas de milhares de anos e, portanto, as erupções subaéreas teriam provavelmente iniciado entre 500 e 400 Ma.

O Complexo Vulcânico Guilherme Moniz, localizado na zona centro-meridional da ilha, se sobrepõe ao flanco oeste de Cinco Picos. É composto essencialmente por domos e lavas traquíticas, além de depósitos piroclásticos. Apesar de possuir pequena representatividade comparado às demais unidades, vários ignimbritos aflorantes na ilha são associados a este vulcão. Calvert *et al.* (2006) sugerem que as erupções dos ignimbritos Lajes e Angra foram responsáveis pela formação da caldeira alongada, com 8x2 km, cuja borda com formato de meias-luas é interpretada como múltiplos episódios de colapso de caldeira. A porção sul do vulcão é a mais antiga, datada de 270 ka (Calvert *et al.*, 2006).

O Complexo Vulcânico do Pico Alto é considerado como um vulcão isolado por França *et al.* (2003) e Madeira (2005) e como uma parte mais jovem do vulcão Guilherme Moniz por Calvert *et al.* (2006). Ele corresponde a domos e curtos fluxos traquíticos, alternados com depósitos de fluxos piroclásticos e de *surge*. Já foram reconhecidos os produtos de pelo menos 40 erupções do Pico Alto, muitas associadas a depósitos de cinzas. O edifício vulcânico teria se formado há cerca 19600-18600 anos, após a erupção do Ignimbrito Lajes, datado de 21000 anos, que recobre parcialmente dois terços da ilha. É de salientar, por sua singularidade, a ocorrência de um pequeno fluxo de obsidiana (França *et al.* 2003; Calvert *et al.*, 2006).

O Complexo Vulcânico de Santa Bárbara, o mais jovem e mais ocidental estrato vulcão da ilha, iniciou como um vulcanismo mais básico, predominantemente do tipo mugarítico e hawaítico, evoluindo para um vulcanismo mais explosivo, responsável pela formação de domos traquíticos e por espessos depósitos de queda de púmices. Entre estes destaca-se o depósito A, de idade inferior a 18.600 anos, pela presença de nódulos sieníticos (França *et al.* 2003). Erupções subaéreas iniciaram provavelmente no Pleistoceno superior, talvez dentro dos últimos 100000 anos. As rochas básicas a

intermediárias mais antigas afloram nas falésias da costa norte, oeste e sul. Ferreira e Azevedo (1995, *in* França *et al.*, 2003) reportam idades de 0.5–1.24 Ma para estas rochas, o que está em desacordo com as taxas de acumulação de lava e estratigrafia local, e é interpretado de forma a refletir contaminação crustal por xenólitos e xenocristais por Calvert *et al.* (2006). No topo da sequência ocorrem duas caldeiras. A maior mede cerca de 2,5×2 km e tem sua formação relacionada a um depósito de fluxo piroclástico de natureza traquítica, rico em líticos, datado de 29000 anos. A caldeira interna, com cerca de 2 km de diâmetro, tem sua formação associada a fluxos e domos traquíticos nos flancos de Santa Bárbara, cuja ascensão há cerca de 1000-2000 anos deve ter desestabilizado o topo, causando colapso (Calvert *et al.*, 2006). Instalados em falhas radiais ao maciço e ao longo de fraturas orientadas NW-SE, ocorrem diversos cones de escórias e domos com derrames associadas (França *et al.* 2003). A erupção traquítica mais recente de Santa Bárbara foi em 1761, com a formação de oito domos e curtos fluxos de lava no flanco leste. De 1998–2000 ocorreram erupções basálticas submarinas ao longo do eixo NW-SE, a cerca de 10 km a oeste da costa oeste de Terceira. Este evento foi notável pelos fragmentos quentes de *pillow* lavas altamente vesiculadas que flutuavam à superfície após terem sido extravasadas a uma profundidade de 500 m (Calvert *et al.*, 2006).

O Complexo Vulcânico Fissural abrange uma extensa área, desde a zona central até o sudeste da ilha. Esta unidade é dominada por um vulcanismo basáltico, predominantemente do tipo havaiano a estromboliano e teve, nos últimos milhares de anos, maior importância na parte central da ilha. Contrariando esta progressão, deve-se salientar a ocorrência de dois episódios relativamente recentes a oriente: o do Algar do Carvão, datado em 2115 ±115 a.C e o da Fonte do Bastardo (França *et al.* 2003). A atividade vulcânica mais recente relacionada a esta unidade ocorreu 1761, dando origem a dois cones de escória, o Pico Vermelho e o Pico do Fogo e gerando fluxos de lava de mais de 6 km de extensão (Calvert *et al.*, 2006).

A partir de uma análise das unidades vulcânicas da Ilha Terceira, constata-se que ela apresenta um volume considerável de rochas evoluídas. Isto vai ao encontro da constatação de França *et al.* (2010) de que a generalidade das lavas de Terceira tende a

ser mais saturadas em sílica se comparada às outras ilhas do arquipélago, as quais são essencialmente basálticas, com menor representatividade de rochas ácidas. Grande parte dos basaltos da Ilha Terceira, tal como das demais ilhas, projetam-se no campo dos basaltos alcalinos, coexistindo, no entanto, com rochas que se inserem no campo dos basaltos transicionais. As lavas de Terceira são mais peralcalinas e possuem razões Na₂O/K₂O mais elevadas do que as com correspondentes índices de diferenciação da ilha vizinha São Miguel e apresentam, ainda, altos teores de Ba e terras raras pesadas, e simultaneamente baixas concentrações de Sr, Hf, Ta e Th.

2.3 INCLUSÕES SILICÁTICAS

Inclusões silicáticas são pequenas (~1 a 300µm) bolhas de material silicático fundido que são aprisionadas em fenocristais quando de sua formação, seja em rochas extrusivas ou intrusivas (Lowenstern, 1995). As inclusões silicáticas são representativas do magma formador da rocha (Amorim, 2012) e por poderem se formar sob altas pressões e estarem contidas em fenocristais relativamente incompressíveis, elas podem reter altas concentrações de elementos voláteis que normalmente escapam dos magmas durante desgaseificação (Lowenstern, 1995).

Após o aprisionamento, as inclusões silicáticas podem sofrer modificações quanto à forma, tamanho, composição, cristalinidade e faturamento (Amorim, 2012). A composição pode ser modificada por meio de difusão de elementos entre a inclusão e o mineral hospedeiro (Amorim, 2012), e a presença de fraturas pode intensificar esse processo. A cristalinidade das inclusões está geralmente associada à taxa de resfriamento, de modo que em rochas que sofreram resfriamento muito rápido as inclusões tendem a apresentar-se vítreas, ao passo que em rochas hipobassais pode haver extensiva cristalização de micrólitos (Figura 4) (Lowenstern, 1995).



Figura 4: Esquema do grau de cristalinidade de inclusões silicáticas, de acordo com a velocidade de cristalização da rocha (modificado de Lowenstern, 1995).

A maior parte dos estudos de inclusões silicáticas envolvem análises de elementos maiores sob microsonda eletrônica. Esta técnica permite avaliação da composição e heterogeneidade de inclusões e pode fornecer evidências de mistura de magmas e/ou de cristalização fracionada. Microsonda eletrônica permanece o método mais apurado para determinar elementos maiores, Cl, F e S dentro de inclusões. Além disso, vulcanólogos tem estimado fluxo de voláteis durante erupções determinando a diferença entre as concentrações de elementos tais como Cl e S em inclusões e na matriz desgaseificada ao entorno dos fenocristais. Combinado com uma estimativa do volume de magma extravasado, isso permite um cálculo da massa de voláteis liberados do magma (Lowenstern, 1995).

3 METODOLOGIA

Nesta sessão pretende-se justificar as técnicas de solução adotadas, demonstrando de que maneira elas auxiliam a alcançar os objetivos aos quais o trabalho se propõem, assim como descrever a instrumentação e condições analíticas de operação, a preparação de amostras e o tratamento dos dados obtidos.

3.1 TÉCNICAS DE SOLUÇÃO

As técnicas empregadas consistiram em revisão bibliográfica, petrografia, microanálise quantitativa e imageamento de microfeições e microtexturas. A seguir é exposta de forma breve o papel de cada técnica em alcançar os objetivos especificados.

A revisão bibliográfica e compilação de dados relacionados ao Platô dos Açores, enfatizando a Ilha Terceira, teve por objetivo acerrar-se das informações existentes na literatura sobre a geologia regional, cartografia, tectônica, sismicidade, estratigrafia, petrologia, geoquímica e atividade vulcânica histórica e atual. A geração e modificação de magmas, além da interpretação de química mineral e de inclusões silicáticas são também assuntos de interesse primário com relação à pesquisa bibliográfica.

Com a petrografia de doze lâminas delgadas sob microscópio de luz transmitida caracterizou-se os litotipos vulcânicos da área em questão, a partir da descrição das principais características mineralógicas, texturais e estruturais das rochas. A identificação e a descrição destes aspectos permitem reunir dados diagnósticos na identificação dos processos vulcânicos geradores, como também no reconhecimento de feições que contribuem com a interpretação da evolução petrogenética. A petrografia pode revelar a atuação de processos que envolvem a modificação de magmas: a presença de cristais de quartzo e olivina justapostos ou a corrosão e reabsorção de fenocristais, por exemplo, são feições de cristalização de um magma em desequilíbrio (Winter, 2010). A assimilação, comumente evidenciada em escala de afloramento ou macroscópica através de contatos e/ou xenólitos alterados e reabsorvidos, pode também ser constatada microscopicamente.

A microanálise quantitativa sob microsonda eletrônica foi tratada em duas abordagens:

(1) análises de fenocristais, com o objetivo de caracterizar com precisão as fases envolvidas; avaliação de zonações minerais que sugerem cristalização em desequilíbrio: zonação normal, isto é, núcleo dos cristais com composição mais primitiva e auréolas gradativamente mais evoluídas, são típicas de sistemas que sofreram cristalização fracionada, ao passo que zonação inversa pode indicar, assim como a textura de reabsorção em fenocristais, o preenchimento de câmara magmática por líquidos mais primitivos; e a verificação da presença de minerais (por exemplo plagioclásios ou piroxênios) de composições demasiadamente diferentes, que é mais um indício da ocorrência de mistura de magmas (Winter, 2010);

(2) análises em vidro da matriz, quando presente, e em inclusões silicáticas vítreas nos fenocristais. O estudo de vidro vulcânico se faz relevante quando se estuda evolução magmática pois apenas vidros podem assegurar representar composições dos líquidos formadores (Winter, 2010). A análise de elementos maiores em inclusões silicáticas sob microsonda eletrônica permite avaliação da composição e heterogeneidade de inclusões e o estudo da composição de uma suíte de inclusões, assim como sua

comparação com os valores de rocha total e do vidro da matriz pode fornecer evidências de mistura de magmas e/ou de cristalização fracionada (Lowenstern, 1995).

A investigação em escala micrométrica de texturas e de inclusões silicáticas sob microscópio eletrônico de varredura (MEV) teve por finalidade colaborar com as interpretações petrográficas e microanalíticas.

3.2 MÉTODOS ANALÍTICOS

O trabalho de campo para coleta de amostras, a confecção de lâminas petrográficas e preparação de amostras para análises em rocha total de elementos maiores e traços foram realizados em etapas anteriores da pesquisa, pelo supervisor do trabalho.

A Ilha Terceira foi amostrada ao longo de três trabalhos de campo entre 2001 e 2003. Nas rochas com presença de vidro vulcânico, o vidro foi separado de fenocristais, picado, lavado e usado em análises químicas. Nas rochas sem vidro, os núcleos frescos das amostras foram separados, britados, lavados em água deionizada e moídos em moinho de bolas de ágata.

Os elementos maiores em rocha total foram analisados no espectrômetro de fluorescência de raios X 1400 XRF da marca Philips, utilizando pastilha de vidro fundido. Os elementos maiores em vidros foram determinados em uma microsonda eletrônica JXA8900 Superprobe da marca Jeol. A microsonda foi operada com voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 12 nA e feixe de 12 μm . Elementos traços foram analisados em um espectrômetro de massa com plasma acoplado (ICP-MS) 7500c/s da marca Agilent. Todas as análises foram realizadas no Instituto de Geociências da Universidade de Kiel, Alemanha.

Os estudos petrográficos foram realizadas em um microscópio da marca Leica com auxílio de objetivas de 4, 10, 20 e 40 vezes de aumento, no GeoZentrum Nordbayern da Friedrich-Alexander-Universität, Alemanha. Para amparar as observações mineralógicas e microtexturais foram realizadas escanerações das lâminas

petrográficas, utilizando um escanizador de películas Coolscan V ED da marca Nikon no GeoZentrum Nordbayern. A aquisição de fotomicrografias foi realizada no laboratório de petrografia do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do Instituto de Geociências (IGeo) desta universidade, utilizando um microscópio petrográfico da marca Olympus, acoplado a uma câmera fotográfica e a um computador.

Após descrição sistemática das lâminas petrográficas, realizou-se o polimento final das mesmas em uma polidora RotoPol-22 da marca Streuers, no GeoZentrum Nordbayern, necessária para minimizar as rugosidades na superfície das lâminas, uma vez que elas prejudicam a microanálise quantitativa. A presença de impurezas e, principalmente, de gordura proveniente do manuseio das amostras com as mãos é nociva para aplicação do vácuo necessário na microsonda eletrônica. Para eliminá-las, a lâmina deve passar por um processo de limpeza com álcool etílico e água. O preparo final se deu com metalização das lâminas, necessária para evitar o carregamento elétrico durante o bombardeamento por elétrons, já que a maioria das amostras geológicas são más condutoras de eletricidade. A metalização preferível para microanálises é a de carbono, por causar um efeito mínimo no espectro de raios X (Reed, 2005), e foi realizada em uma metalizadora MED 020 da marca Bal-Tec no GeoZentrum Nordbayern.

As microanálises foram realizadas em uma sonda JXA-8200 Superprobe da marca Jeol, utilizando voltagem de 15 kV, corrente de 15 nA e diâmetro do feixe de 10 μm nas análises de vidros, e as mesmas condições de voltagem e corrente, porém utilizando feixe de 3 μm em análises de minerais no GeoZentrum Nordbayern. Uma segunda etapa de análises de química mineral foi realizada utilizando uma sonda SXFive da marca Cameca no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGeo-UFRGS, operada a tensão de 15 kV, corrente de 15 nA e diâmetro do feixe de 5 μm .

As imagens por elétrons retro-espalhados foram adquiridas no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LGI) do IGeo – UFRGS, em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) 6610-LV da marca Jeol, operado a tensão de 15 kV

3.2.1 Tratamento e análise crítica dos dados

Para as análises de vidro teve-se o cuidado de rodar a leitura dos padrões antes e depois das análises dos alvos. Os padrões precisam ter reprodutibilidade ao final de cada seção; o inverso indica perda de estabilidade da máquina e, nesse caso, a quantificação dos elementos fica comprometida.

A soma dos óxidos analisados deve estar, idealmente, entre 100 ± 1 . Somas fora deste intervalo podem, mas não necessariamente são, análises ruins, causadas por má calibração, ou análises feitas em buracos ou fraturas. A presença de minerais hidratados ou de elementos com diferentes estados de oxidação, ou ainda de outros ânions além de oxigênio (como flúor, cloro) ligados a cátions também podem levar a somas mais altas ou consideravelmente mais baixas que o ideal, sem representar, no entanto, análises ruins.

Para avaliação qualitativa dos dados, realizou-se um tratamento baseado no balanço de íons. No balanço de íons é analisada a quantidade de cátions que devem estar contidos para combinar com os “X” oxigênios, de modo que o mineral esteja em balanço estequiométrico. No caso de olivinas, por exemplo, que possuem 4 oxigênios na cela unitária, a soma dos cátions deve ser 3. Se um resultado de afastar muito disso, significa que a análise não se refere a uma olivina, ou o feixe pode ter atingido uma fratura ou inclusão. Se muitos resultados se afastarem sistematicamente da soma ideal de cátions, é possível que tenha havido problema na calibração de um ou mais elementos e isto deve ser investigado. O balanço de íons foi realizado como proposto por Gill (1996), com balanço estequiométrico de acordo com Deer *et al.*(1966).

O balanço de íons foi realizado nas análises de minerais, como também foi aplicado a todas análises de vidro, de forma a verificar se de fato se tratam de vidro, e não material microcristalino. Para o tratamento dos dados faz-se uso do software Excel 2013, o qual também foi utilizado para confecção de diagramas, juntamente com o software GCDkit 3.00.

4 RESULTADOS

A tabela 1 apresenta uma lista das amostras utilizadas no presente trabalho, com suas respectivas unidades estratigráficas e análises de que dispõem.

Tabela 1: Resumo das amostras e dados disponíveis

Amostra	Unidade	Química mineral	Inclusões silicáticas	Matriz vítrea	Rocha Total
AZT-10	CVF				maiores
AZT-15	CVF	X	X	X	maiores
AZT-54	CVF	X	X		maiores e traços
AZT-139	CVF				maiores e traços
AZT-142	CVF	X			maiores e traços
AZT-143	CVF	X	X		maiores e traços
AZT-08	CVSB				maiores e traços
AZT-42	CVSB				maiores
AZT-74	CVSB				maiores
AZT-76	CVSB	X	X	X	maiores
AZT-77	CVSB				
AZT-115	CVSB	X	X	X	

4.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

Os principais aspectos petrográficos referentes aos dois complexos vulcânicos estudados foram fundamentados no estudo de 12 amostras, pertencendo 6 a cada complexo.

4.1.1 Complexo Vulcânico Fissural (CVF)

O Complexo Vulcânico Fissural é caracterizado exclusivamente por manifestações efusivas na forma de derrames básicos. As amostras deste complexo são porfiríticas, apresentando de 15 a 40% de fenocristais de 1 a 3mm imersos em matriz microcristalina a vítrea (Figura 5). Os fenocristais são representados por plagioclásio, olivina e titanogaugita, com proporções que variam de 10 a 100% de plagioclásio, 0 a 50% de olivina e 0 a 40% de piroxênio. Na amostra AZT-143 predominam fenocristais de olivina (Figura 5F), ao passo que nas demais o plagioclásio é o mineral mais abundante. Opacos não representam mais de 1% dos fenocristais, mas em alguns casos são abundantes na matriz.

A textura traquítica é evidenciada pela orientação de fenocristais e cristais alongados da matriz de uma amostra (Figura 5E) e a textura glomeroporfirítica é observada em duas amostras (Figura 5A e C).

A matriz é caracterizada pela abundância em micrólitos de plagioclásio, piroxênio e olivina, com minerais opacos ocorrendo de maneira subordinada.

Vesículas representam geralmente em torno de 5%, podendo atingir 50% em um caso (Figura 5B); elas ocorrem de arredondadas a alongadas, sem orientação.

Os litotipos do CVF são petrograficamente classificadas como olivina basaltos e, subordinadamente, basaltos com olivina.

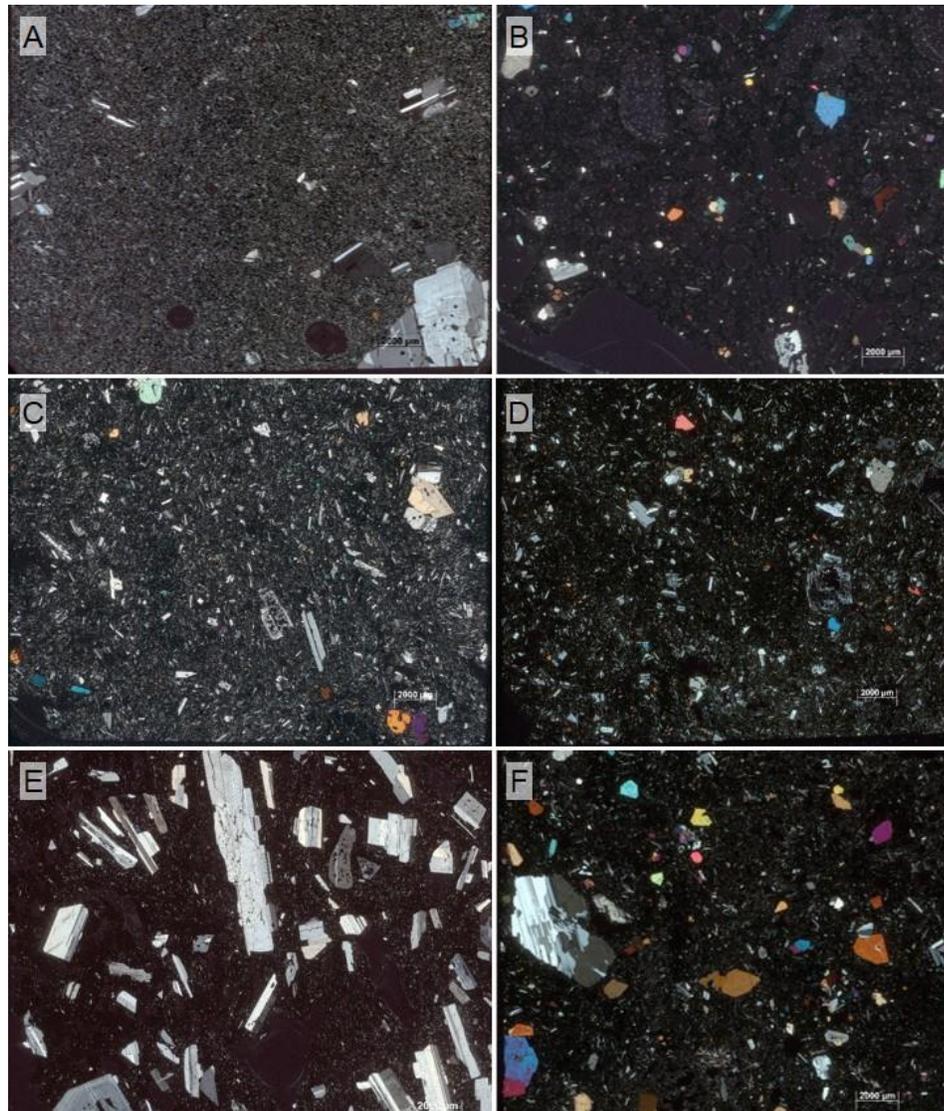


Figura 5: Fotografias, a NC, exibindo as principais características petrográficas das rochas do CVF: (A-D e F) olivina basaltos, (E) basalto com olivina. Observar textura traquítica em (E) e glomeroporfírica em (A) e (C).

Os cristais de plagioclásio tendem a ocorrer sub- a euédricos, diferentemente dos cristais de olivina e piroxênio que ocorrem principalmente sub- a anédricos. Apesar da tendência dos plagioclásios à euedria, 5 das 6 amostras desta unidade apresentam feições de reabsorção, podendo ela ocorrer ao longo de planos de clivagem, mantendo arestas preservadas, ou extensivamente em todo o grão (Figura 6).

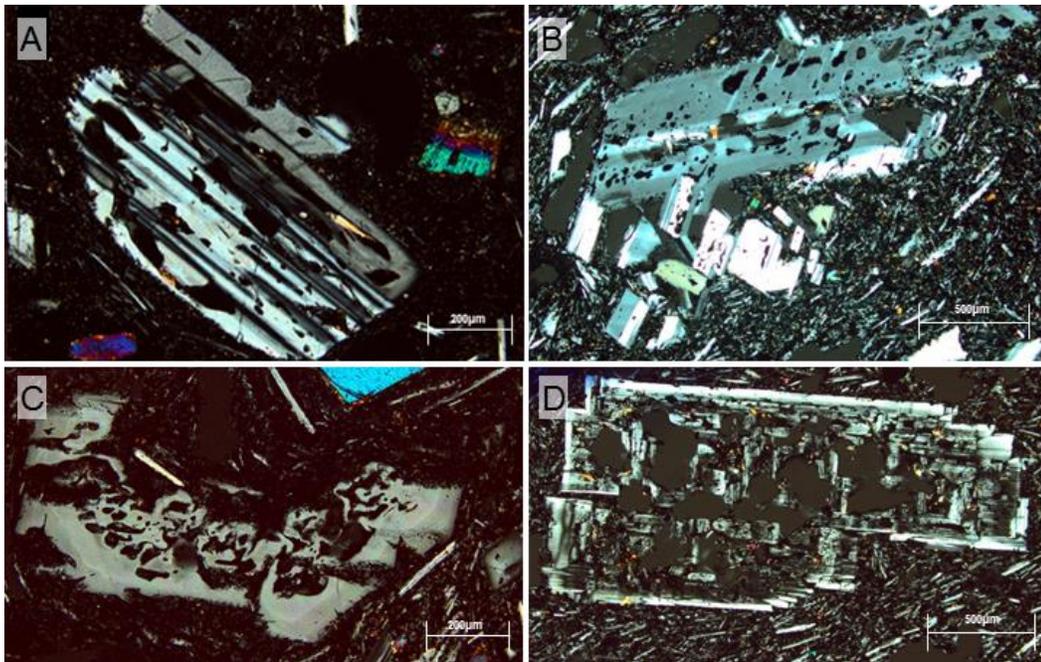


Figura 6: Cristais de plagioclásio reabsorvidos, presentes em cinco das seis amostras estudadas do CVF.

A amostra AZT-142 apresenta, além de frequentes zonações em cristais de plagioclásio, textura em peneira, geralmente associada aos núcleos dos grãos, e alguns cristais com feições de sobrecrescimento e refusão das bordas (Figura 7).

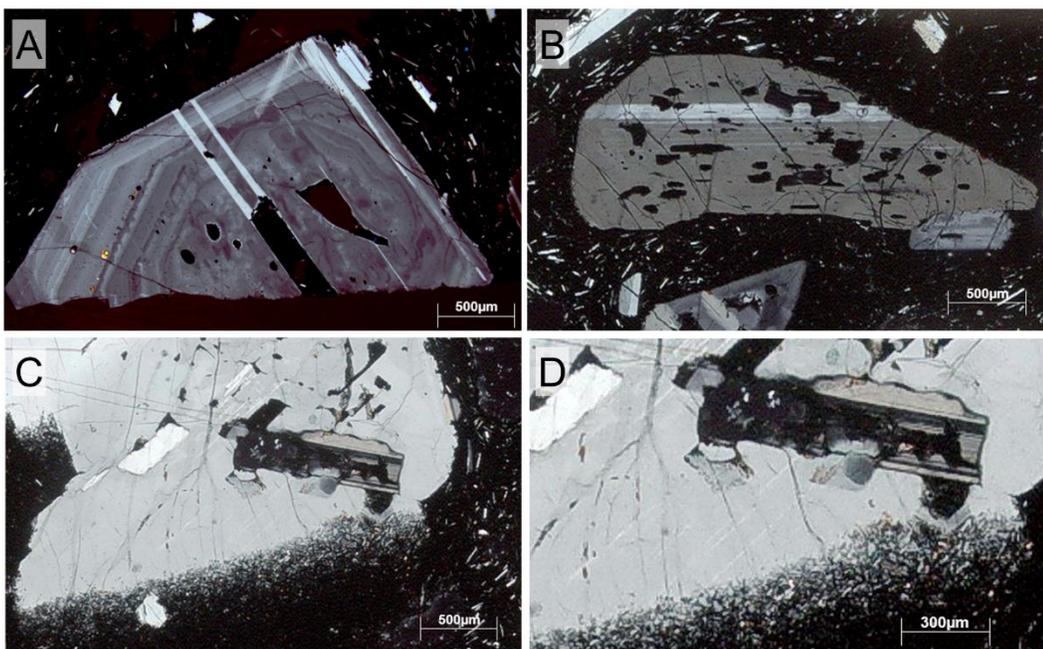


Figura 7: Fotomicrografias a NC de plagioclásios apresentando zonação (A), textura em peneira (A e B) e sobrecrescimento de cristal com nova reabsorção da borda (C) e (D – detalhe).

4.1.2 Complexo Vulcânico Santa Bárbara (CVSB)

O Complexo Vulcânico Santa Bárbara é caracterizado por depósitos efusivos e piroclásticos. Os depósitos efusivos (Figura 8) são representados por rochas porfiríticas, com 5 a 20% de fenocristais de 1 a 3mm em matriz microcristalina a vítrea. Os fenocristais são essencialmente de feldspato alcalino (90 a 100%), com pequenas proporções de olivina (0 a 8%), clinopiroxênio (1%), e, eventualmente, esfeno e opacos. A fração microcristalina da matriz é composta predominantemente por feldspato, além de piroxênio ripiforme, olivina e, acessoriamente, opacos, zircão e apatita.

Os fenocristais de feldspato alcalino, além de serem os mais importantes em termos de abundância, são também os mais representativos em termos de tamanho, atingindo comumente 3mm; apresentam tendência a sub- e euedria, e podem ocorrer aglomerados, gerando textura glomeroporfirítica (Figura 8A-D). É comum a presença de macla carlsbad e também a sobreposição de maclas da albita e periclina, gerando macla em xadrez (Figura 8E), sendo frequente a presença de micropertitas (Figura 8F). Os fenocristais de esfeno são euédricos, ao passo que os demais, quando ocorrem, são desde euédricos até anédricos.

A textura traquítica é recorrente, dada pela orientação preferencial dos fenocristais de feldspato, assim como dos cristais alongados da matriz e de vesículas deformadas. São classificados como traquitos e, subordinadamente, olivina traquitos.

É frequente a ocorrência de heterogeneidade na cristalinidade da matriz, observada pela intercalação de bandas mais cristalinas e mais vítreas, normalmente deformadas pelo fluxo (Figura 8 A e C). A proporção de vesículas é em geral baixa, mas pode representar até 15% em uma amostra e ocorrem alongadas paralelamente aos cristais orientados (Figura 8A e B).

Os depósitos piroclásticos do CVSB (Figura 9) são representados por uma amostra classificada como ignimbrito soldado. A rocha é mal selecionada e descritivamente classificada como lápili-tufo.

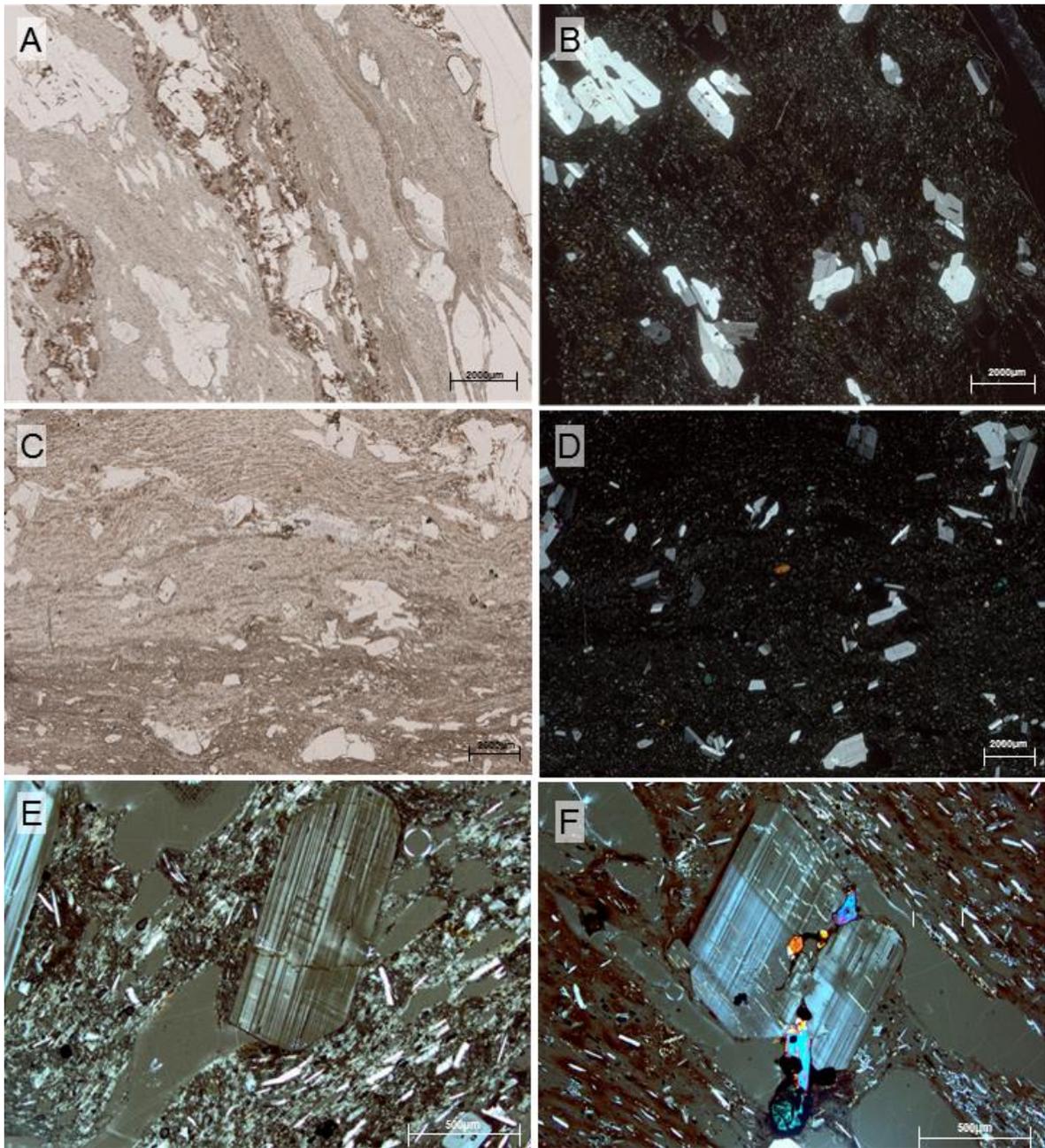


Figura 8: (A-D) Aspectos gerais dos traquitos, a ND (A e C) e NC (B e D). Notar heterogeneidade na cristalinidade da matriz a ND e textura glomeroporfírica localmente; (E) cristal de anortoclásio exibindo macla em xadrez característica; (F) cristal de anortoclásio exibindo macla em xadrez e microperthitas.

Cristais e cristaloclastos representam em torno de 30% e os líticos presentes somam em torno de 10%. A matriz é constituída predominantemente por *shards* e *fiamme* (púmices achatados), cuja orientação planar define a textura eutaxítica. Feldspato alcalino representa cerca de 94% dos cristais presentes, olivina 5% e clinopiroxênio 1%.

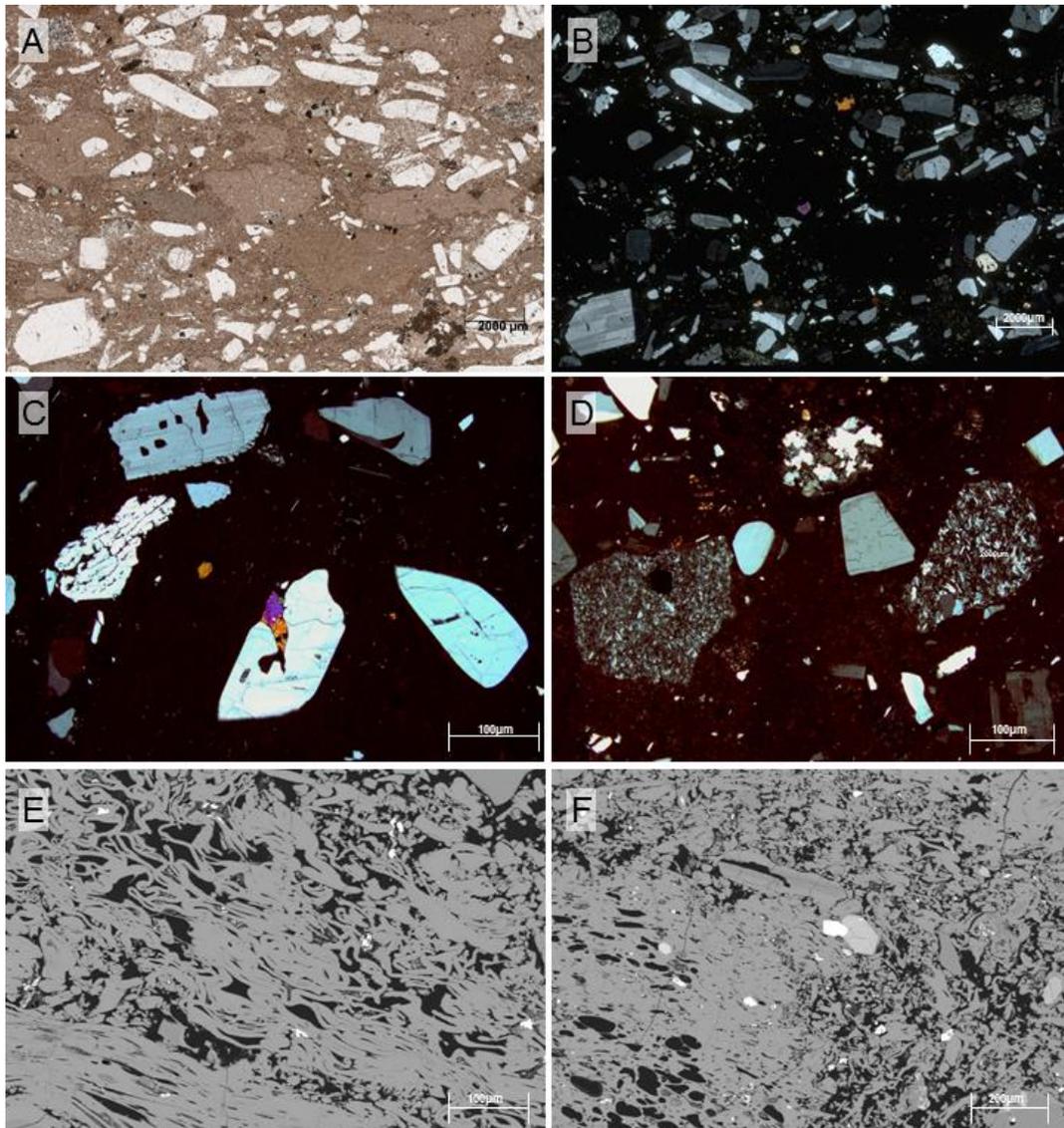


Figura 9: Aspectos petrográficos do ignimbrito. (A) ND; (B-D) NC; (A e B) aspectos gerais da amostra, onde observam-se púmices e cristais orientados; (C) detalhe de cristais de feldspato corroídos; (D) detalhe dos fragmentos líticos presentes. (E e F) Fotomicrografias ao MEV, exibindo a matriz composta por *shards*(E) e parte de um púmice no canto esquerdo inferior de (F), além de cristais de apatita e ilmenita.

Os cristais de feldspato são em sua maioria subédricos, e exibem, por vezes, feições de reabsorção (Figura 9C); possuem até 2 mm, apresentando frequentemente micropertitas. Os cristais de olivina e piroxênio são anédricos e possuem até 0,8mm. Os cristais alongados de feldspato estão orientados paralelamente aos *fiamme*. Os púmices possuem até 1,5 cm, e os fragmentos líticos, representados por traquito microcristalino, possuem até 2 mm.

4.1.3 Petrografia das inclusões silicáticas

Apesar de as inclusões silicáticas serem observadas em todos os minerais essenciais, a maior parte delas está contida em olivinas e ocorrem irregularmente distribuídas. Todas apresentam bordas retilíneas e a maioria possui formato arredondado, eventualmente alongado ou com forma de gota. Podem apresentar aspecto homogêneo ou heterogêneo.

As inclusões homogêneas possuem diferentes colorações, que vão do castanho claro, castanho esverdeado até marrom escuro. A heterogeneidade é marcada pela variação de cor dentro das inclusões, o que tem origem na presença de duas ou mais fases: a fase vítrea, bolhas de gás e micrólitos (Figura 10), formados provavelmente após aprisionamento da inclusão. Algumas inclusões apresentam-se conectadas a fraturas, devendo ser evitadas para análise, uma vez que a presença de fraturas vai de encontro à premissa de que a inclusão permaneceu como sistema fechado (Amorim *et al.*, 2012).

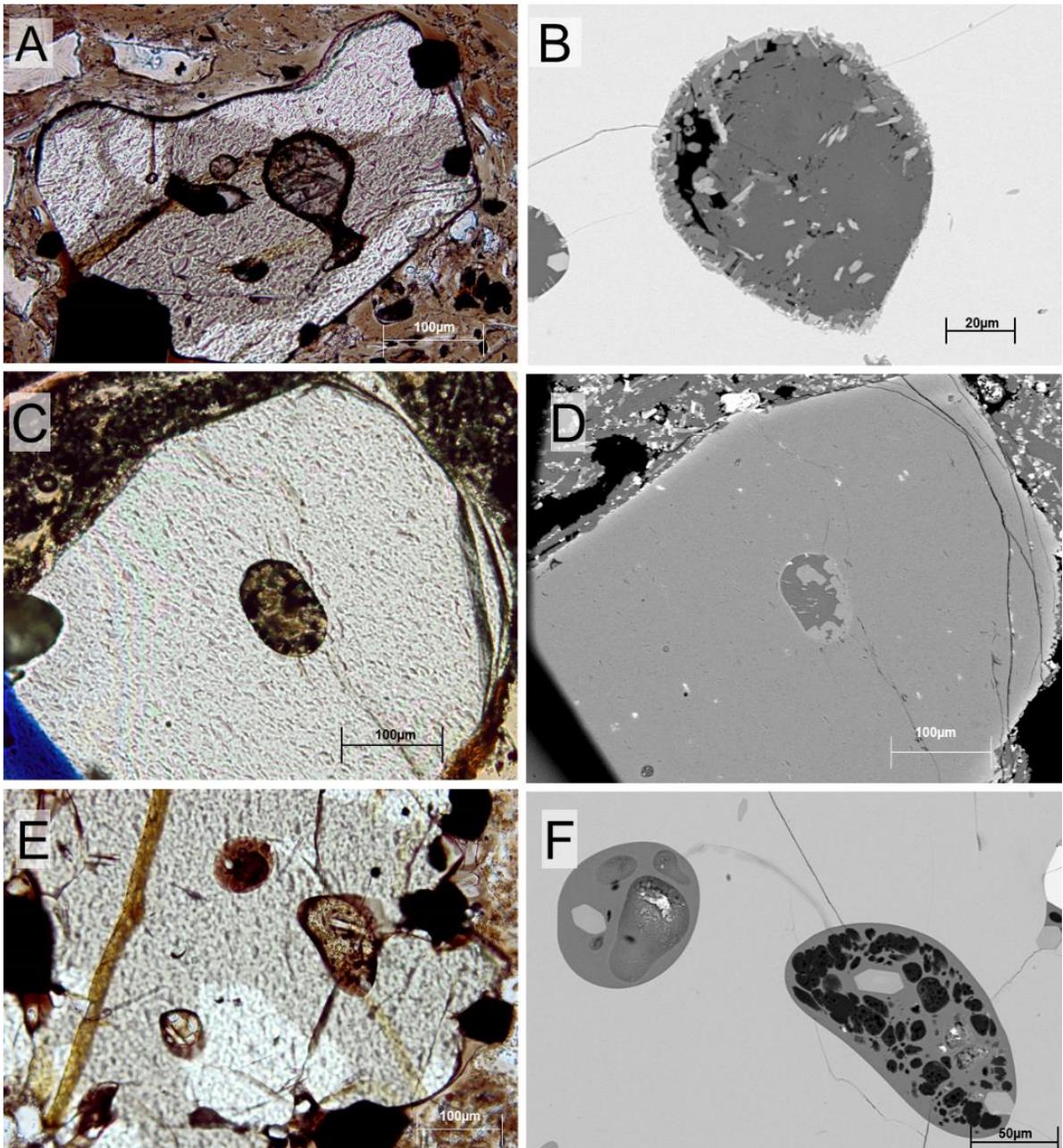


Figura 10: (A, C e E) fotomicrografias sob luz transmitida a ND de cristais de olivina com inclusões silicáticas. (B) detalhe, ao MEV, da maior inclusão de (A), essencialmente vítrea; (D) mesmo que (C), ao MEV, com inclusão apresentando uma fase vítrea (cinza mais escuro) e micrólitos (cinza claro); (F) detalhe, ao MEV, de duas das inclusões em (E), evidenciando caráter polifásico: vidro, bolhas de gás e micrólitos de apatita.

4.2 QUÍMICA MINERAL

Das lâminas selecionadas para realização de microanálises, quatro pertencem ao CVF, sendo três representadas petrograficamente por olivina basaltos e uma por basalto, com olivina restrita à matriz, e duas ao CVSB, onde uma é um olivina traquito e outra um ignimbrito.

As olivinas (Figura 11A) do complexo fissural são mais magnesianas, com teores de forsterita variando de Fo_{60} até quase Fo_{90} , sendo que as amostras AZT-15 e AZT-143 possuem as composições mais magnesianas de olivina. As olivinas das amostras do CVSB apresentam comportamentos distintos, sendo que o traquito apresenta os extremos férricos de olivina, em torno de Fo_{10} e o ignimbrito apresenta uma variação de Fo_{25-42} .

Os piroxênios (Figura 11B) do CVF caem todos no campo das augitas, sendo petrograficamente caracterizados como titanaugitas. Tal como as composições de olivina, os piroxênios das amostras AZT-15 e AZT-143 são os mais magnesianos em composição. Os piroxênios do CVSB caem majoritariamente no campo das ferriaugitas, de modo que os da amostra AZT-76 (traquito) representam o extremo férrico, e os da amostra AZT-115 (ignimbrito) ocorrem em uma faixa intermediária entre o traquito e os piroxênios do CVF.

Os feldspatos (Figura 11C) do CVF são classificados como bitaunita (AZT-143), labradorita (AZT-15), labradorita a andesina (AZT-142) e bitaunita a andesina (AZT-54). Os poucos feldspatos bem preservados da amostra AZT-54 apresentam teores de anortita variando de An_{80} a An_{60} , ao passo que os plagioclásios reabsorvidos se estendem de An_{80} até An_{30} . A amostra AZT-54 possui, ainda, algumas análises realizadas em micrólitos dentro de inclusões silicáticas, classificados como labradorita, andesina, oligoclásio e até mesmo anortoclásio, com teores de anortita variando de An_{68} até An_{17} . Os feldspatos do CVSB são do tipo anortoclásio, sendo o ignimbrito levemente mais rico na molécula de ortoclásio.

Os opacos foram classificados como ilmenita e obteve-se também análises de apatita (Tabela 2).

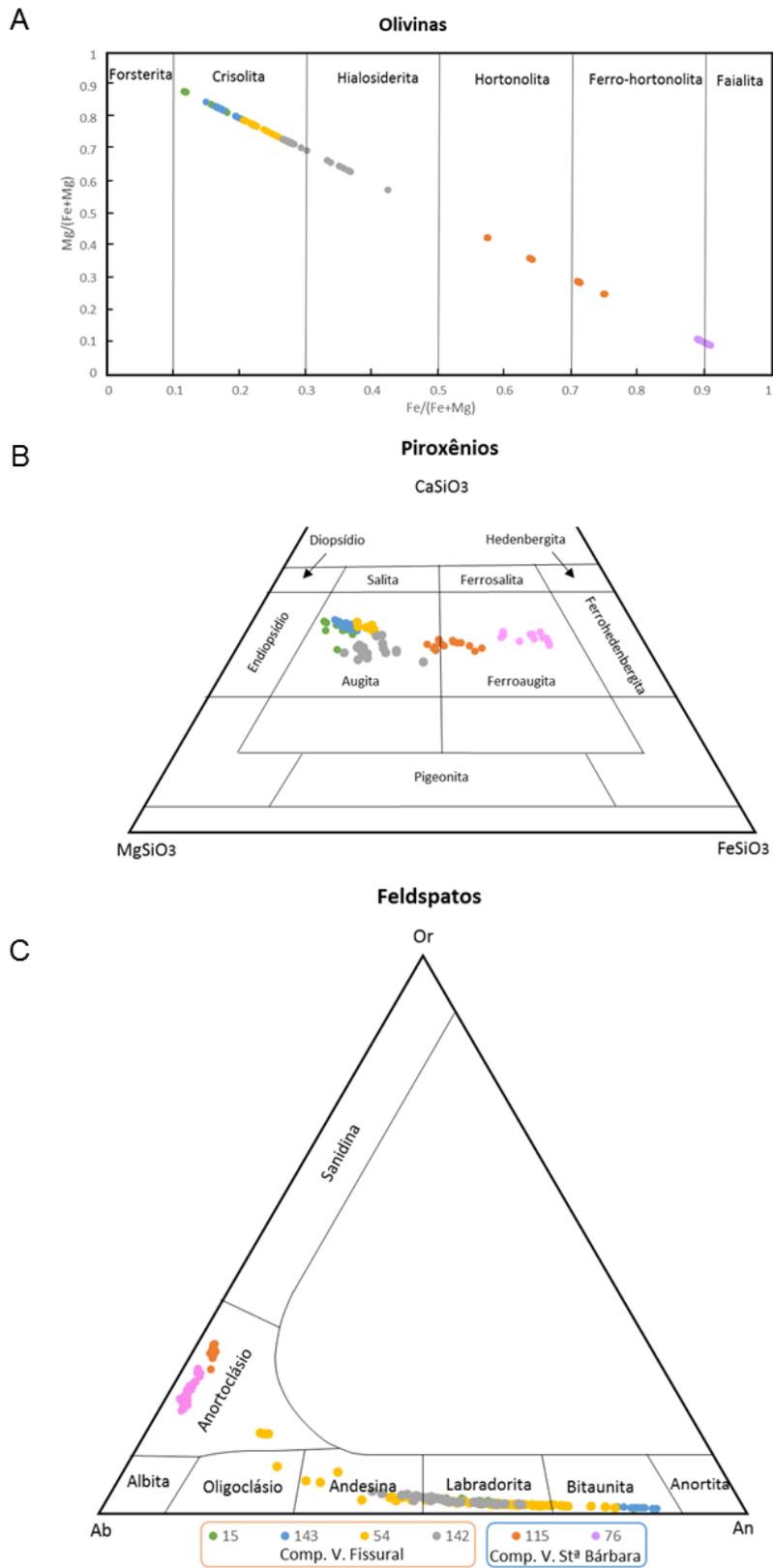


Figura 11: Classificação da mineralogia essencial das amostras: (A) olivinas, (B) piroxênios e (C)feldspatos.

Tabela 2: Análises representativas de química mineral. Ol: olivina; Px: piroxênio; Pl: plagioclásio; Fel: feldspato; M: micróilito da matriz.

Amostra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
AZT-15	Ol1	39,69	0,03	14,46	46,16	0,26	0,01	0,00	0,00	0,23	0,02	0,08	0,24	101,17
	Ol2	40,36	0,02	15,88	43,43	0,32	0,04	0,00	0,04	0,23	0,02	0,03	0,13	100,49
	Ol4	41,29	0,04	11,38	48,18	0,29	0,01	0,02	0,01	0,18	0,02	0,07	0,33	101,80
AZT-54	Ol3	39,04	0,02	20,02	40,86	0,28	0,01	0,01	0,02	0,34	0,05			100,66
	Ol4	38,08	0,03	23,06	37,86	0,28	0,05	0,02	0,11	0,43	0,06			99,97
	Ol9	37,59	0,03	21,56	38,69	1,85	0,04	0,02	0,02	0,36	0,06			100,32
AZT-142	Ol1	38,06	0,02	24,68	37,82	0,23	0,00	0,00	0,05	0,46	0,02	0,00	0,00	101,34
	Ol2	38,41	0,08	26,23	35,73	0,21	0,04	0,00	0,14	0,47	0,07	0,00	0,05	101,44
	Ol3	38,49	0,03	24,49	38,08	0,23	0,01	0,02	0,02	0,43	0,07	0,01	0,03	101,91
AZT-143	Ol1	39,34	0,03	17,45	43,53	0,28	0,03	0,01	0,00	0,24	0,05			100,96
	Ol2	39,20	0,03	15,14	44,93	0,28	0,03	0,02	0,00	0,20	0,02			99,85
	Ol4	39,74	0,04	13,73	45,60	0,34	0,02	0,02	0,01	0,17	0,00			99,69
AZT-76	Ol1	30,75	0,00	61,23	3,58	0,40	0,00	0,00	0,00	4,39	0,03	0,04	0,00	100,42
	Ol3	30,96	0,01	60,77	3,53	0,42	0,00	0,01	0,02	4,44	0,00	0,00	0,00	100,17
	Ol4	30,46	0,02	60,38	4,08	0,41	0,00	0,00	0,03	4,37	0,03	0,00	0,01	99,78
AZT-115	Ol1	33,97	0,00	45,33	19,56	0,27	0,07	0,01	0,00	2,82	0,02			102,05
	Ol2	32,59	0,01	55,63	10,48	0,33	0,01	0,01	0,02	4,10	0,03			103,23
	Ol	33,40	0,02	49,47	15,93	0,31	0,10	0,00	0,04	3,38	0,04			102,70
AZT-15	Px1	50,37	4,36	6,79	14,97	20,79	0,44	0,02	0,00	0,12	1,62	0,05	0,00	99,51
	Px2	50,60	4,92	4,93	15,33	21,38	0,38	0,01	0,08	0,10	1,26	0,98	0,06	100,01
	Px3	52,30	3,06	5,76	15,77	20,65	0,37	0,00	0,03	0,13	1,22	0,21	0,04	99,54
AZT-54	Px1	49,15	4,18	6,93	14,37	22,36	0,48	0,02	0,04	0,18	1,82			99,53
	Px2	48,59	4,20	7,66	13,97	22,01	0,49	0,00	0,00	0,23	1,90			99,06
	Px3	49,63	4,59	6,19	14,98	22,75	0,36	0,01	0,02	0,11	1,48			100,12
AZT-142	M	52,58	1,51	9,08	15,75	18,64	0,42	0,02	0,05	0,39	1,12	0,01	0,00	99,56
	M	47,59	7,20	13,65	9,92	14,88	1,82	0,67	0,44	0,36	2,65			99,19
	M	51,05	8,31	11,06	10,05	14,56	2,23	0,73	0,24	0,34	2,23			100,83

AZT-143	Px4	50,26	4,61	5,13	15,57	22,73	0,32	0,01	0,03	0,06	1,18			99,92
	Px5	49,16	4,85	4,65	15,14	22,24	0,32	0,00	0,00	0,15	1,16			97,67
	Px6	50,32	4,36	5,65	15,05	22,50	0,41	0,02	0,00	0,17	1,38			99,91
AZT-76	Px1	49,98	0,40	21,12	5,73	18,95	0,66	0,02	0,00	1,41	0,35	0,02	0,03	98,66
	M	49,70	0,44	22,81	5,21	18,03	0,75	0,00	0,04	1,62	0,47	0,03	0,03	99,12
	M	48,27	0,36	24,55	3,74	17,20	0,87	0,02	0,00	1,77	0,56	0,02	0,00	97,35
AZT-115	Px1	51,62	0,38	16,88	9,39	20,01	0,95	0,00	0,00	1,33	0,35			100,91
	Px2	51,17	0,32	19,16	8,13	19,33	1,04	0,01	0,00	1,58	0,35			101,09
	Px4	51,70	0,44	14,51	11,18	20,08	0,75	0,00	0,04	1,32	0,42			100,48
AZT-15	PI1	47,71	32,97	0,52	0,10	16,35	1,91	0,05	0,02	0,02	0,08	0,01	0,02	99,75
	PI2	53,80	28,27	0,73	0,17	11,72	4,48	0,24	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	99,65
	M	52,28	28,51	0,83	0,20	12,62	4,11	0,21	0,02	0,01	0,19	0,00	0,00	98,98
AZT-54	PI2	47,60	32,79	0,56	0,09	16,00	2,25	0,08		0,00	0,09			99,46
	PI4	59,96	24,11	0,61	0,06	6,01	7,49	1,06		-0,02	0,19			99,48
	PI7	52,37	29,49	0,75	0,11	12,11	4,39	0,23		0,05	0,18			99,68
AZT-142	PI2	53,96	27,20	0,58	0,09	10,97	5,08	0,30	0,05	0,00	0,12	0,00	0,02	98,37
	PI3	54,95	26,68	0,65	0,11	9,75	5,73	0,33	0,00	0,03	0,11	0,02	0,00	98,36
	PI5	52,12	28,71	0,75	0,10	12,18	4,24	0,20	0,03	0,00	0,11	0,00	0,03	98,45
AZT-143	PI1	46,95	33,02	0,45	0,10	17,16	1,91	0,07	0,00	0,02	0,05			99,74
	PI2	47,06	32,62	0,53	0,10	16,94	2,03	0,09	0,00	0,00	0,01			99,39
	PI3	46,33	33,34	0,41	0,11	17,59	1,56	0,04	0,01	0,00	0,06			99,47
AZT-76	Fel1	67,48	19,62	0,19	0,00	0,48	8,51	3,92	0,00	0,01	0,05	0,00	0,03	100,29
	Fel3	68,09	19,58	0,26	0,00	0,45	8,51	3,83	0,02	0,02	0,05	0,00	0,02	100,81
	Fel5	67,88	19,52	0,35	0,01	0,25	8,65	4,20	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	100,92
AZT-115	Fel2	66,79	18,66	0,42	0,00	0,08	7,28	5,86	0,03	0,00	0,01			99,15
	Fel4	66,99	18,83	0,29	0,00	0,20	7,58	5,71	0,00	0,00	0,03			99,64
	Fel5	66,85	18,52	0,46	0,00	0,11	7,31	5,96	0,05	0,01	0,03			99,31
	Ilmenita	0,008	0,02	45,475	0,391	0,021	0,039	0	0	2,293	50,57	0	0,006	98,823
	Apatita	1,412	0,106	1,371	0	54,161	0,265	0,054	39,634	0,03	0,004			97,117

4.3 ZONAÇÃO MINERAL

Apenas três amostras, todas do CVF, apresentam zonações observáveis ao microscópio. Na amostra AZT-15, o mineral zonado é olivina, que apresenta leve aumento no teor de forsterita do núcleo (Fo_{80}, Fo_{79}) para a borda (Fo_{83}), ou seja, o núcleo é levemente mais evoluído que a borda.

Na amostra AZT-142 ocorrem diversos plagioclásios zonados. Um mineral apresenta zonações oscilatórias, registrando diminuição e aumento do teor de anortita, do núcleo para a borda dos grãos, com tendência geral a aumento ($An_{51} \rightarrow An_{48} \rightarrow An_{64} \rightarrow An_{58} \rightarrow An_{60}$), indicando novamente que o núcleo é mais evoluído que a borda. O outro mineral, que petrograficamente apresenta zonações bem marcadas, não manifestou variações químicas relevantes ($An_{57} \rightarrow An_{58} \rightarrow An_{58} \rightarrow An_{58} \rightarrow An_{57}$) do centro para a borda.

As análises da amostra AZT-54, escolhida para estudo mais detalhado dos feldspatos, revelou a existência de zonação química em nove dos dez plagioclásios analisados, apesar de somente um destes evidenciar zonações petrograficamente. Um dos minerais quimicamente zonados apresenta apenas diminuição do teor de anortita do centro para a borda, ao passo que os demais apresentam zonações oscilatórias, a maioria com tendência a bordas mais ricas em anortita comparadas aos respectivos núcleos.

4.4 QUÍMICA DE INCLUSÕES SILICÁTICAS

Das seis amostras selecionadas para o estudo de química de inclusões, uma acabou por ser descartada, uma vez que todas as análises revelaram tratar-se de inclusões de olivina, e não de inclusões vítreas. Desta forma, apenas cinco amostras estão representadas nos diagramas abaixo, das quais três alcançaram pouco sucesso, já que a maior parte das análises obtiveram total de óxidos muito baixo (possivelmente pelo feixe da microsonda ter atingido bolhas de gás), ou consistiam, novamente, em fases minerais ou, ainda, em análises mistas.

Nos diagramas binários (Figuras 12 e 13) estão plotados os valores dos óxidos maiores, óxidos de fósforo, de enxofre e cloro de inclusões silicáticas (Tabela 3), tendo a

sílica como índice de diferenciação. No caso de amostras que possuem matriz vítrea foram feitas uma média das análises efetuadas na matriz (Tabela 4) e plotadas nos diagramas. Adicionalmente, visando correlações e interpretações, foram inseridas análises de rocha total (exceto para a amostra AZT-115, que não dispõe deste dados). Constata-se que MgO, Ca₂O, TiO₂ e FeO_t apresentam correlação negativa com a sílica, enquanto que Na₂O, K₂O e Cl mostram correlação positiva (Figura 12). Por outro lado, Al₂O₃, P₂O₅, MnO e SO₃ não possuem correlação clara com a sílica (Figura 13).

A amostra AZT-15 (em verde), apesar do pouco sucesso obtido com as inclusões, apresenta boa coerência entre a química das inclusões, da matriz e da rocha total. A matriz é levemente mais evoluída no que se refere ao teor de sílica que as inclusões e a rocha total, o que pode estar indicando uma diferenciação magmática através de cristalização fracionada. A química de rocha total possui valores mais elevados de MgO, o que poderia ser explicado pelo magnésio contido em olivinas, que, no tempo de aprisionamento das inclusões, já estavam parcialmente formadas, e já haviam, portanto, extraído do magma uma certa quantidade de magnésio. Inversamente, a rocha total é um pouco empobrecida em CaO e Al₂O₃, o que sugere que a maior parte dos plagioclásios ainda não havia cristalizado no tempo de aprisionamento das inclusões, estando o magma enriquecido em cálcio e alumínio. As inclusões apresentam valores notadamente mais elevados de SO₃ se comparadas à matriz e isso deve estar relacionado à degaseificação do magma quando de sua extrusão e parece indicar que as inclusões de fato se mantiveram como um sistema fechado.

A amostra AZT-143 (em azul) é outra das que tiveram pouco sucesso com as inclusões – apenas três foram mantidas. As três análises, no entanto, apresentam química muito mais evoluída que a química de rocha total (nos gráficos de FeO_t e K₂O – Figura 12 – e MnO – Figura 13 – o símbolo de rocha total está sobreposto pelo símbolo da amostra AZT-15). Apresentam médios a altos valores de TiO₂, comparáveis aos das inclusões da amostra AZT-15. Apresentam, também, teores elevados de Al₂O₃ (em torno de 20%) e os mais elevados valores de SO₃ (0,45 a 0,58%).

As inclusões da amostra AZT-54 (em amarelo) exibem um intervalo de sílica que varia de 54 a 64% de sílica, todas significativamente mais evoluídas que a rocha, esta

com 49% de sílica. Apresentam variação de 0,2 a 1,8% de TiO_2 , que não apresenta correlação com a sílica. Possuem os maiores teores de Al_2O_3 , chegando a quase 22%, e uma grande variação em P_2O_5 , novamente sem correlação com a sílica.

Na amostra AZT-115 (em laranja) é notável a grande variação em Na_2O , K_2O , Cl e MnO em contraste aos valores limitados de MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 e SO_3 .

A amostra AZT-76 (em rosa) apresenta, da mesma forma que a AZT-15, forte coerência entre a química das inclusões, da matriz e da rocha total.

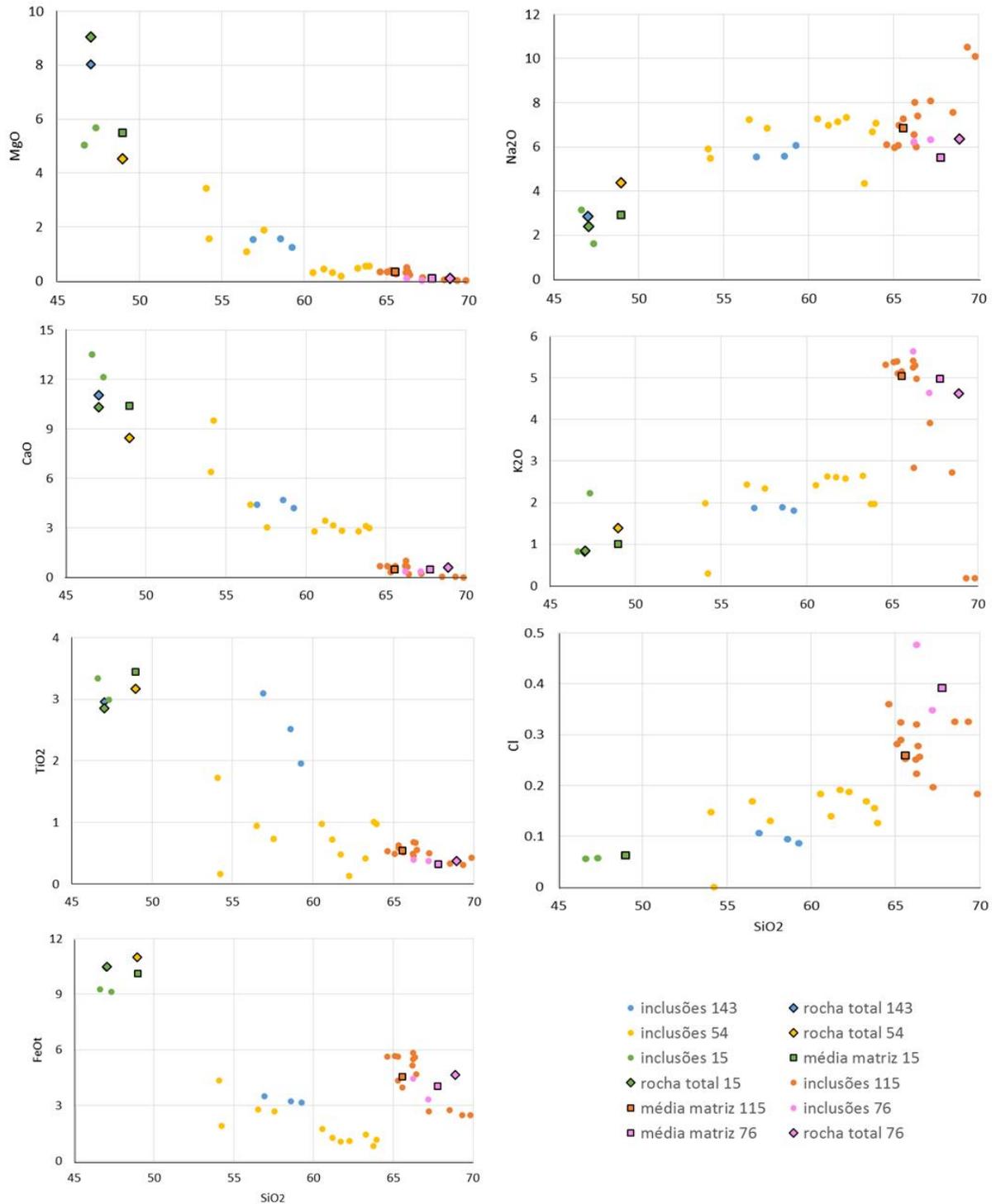


Figura 12: Diagramas binários envolvendo análises de inclusões silicáticas, matriz vítrea e rocha total, tendo a sílica como índice de diferenciação.

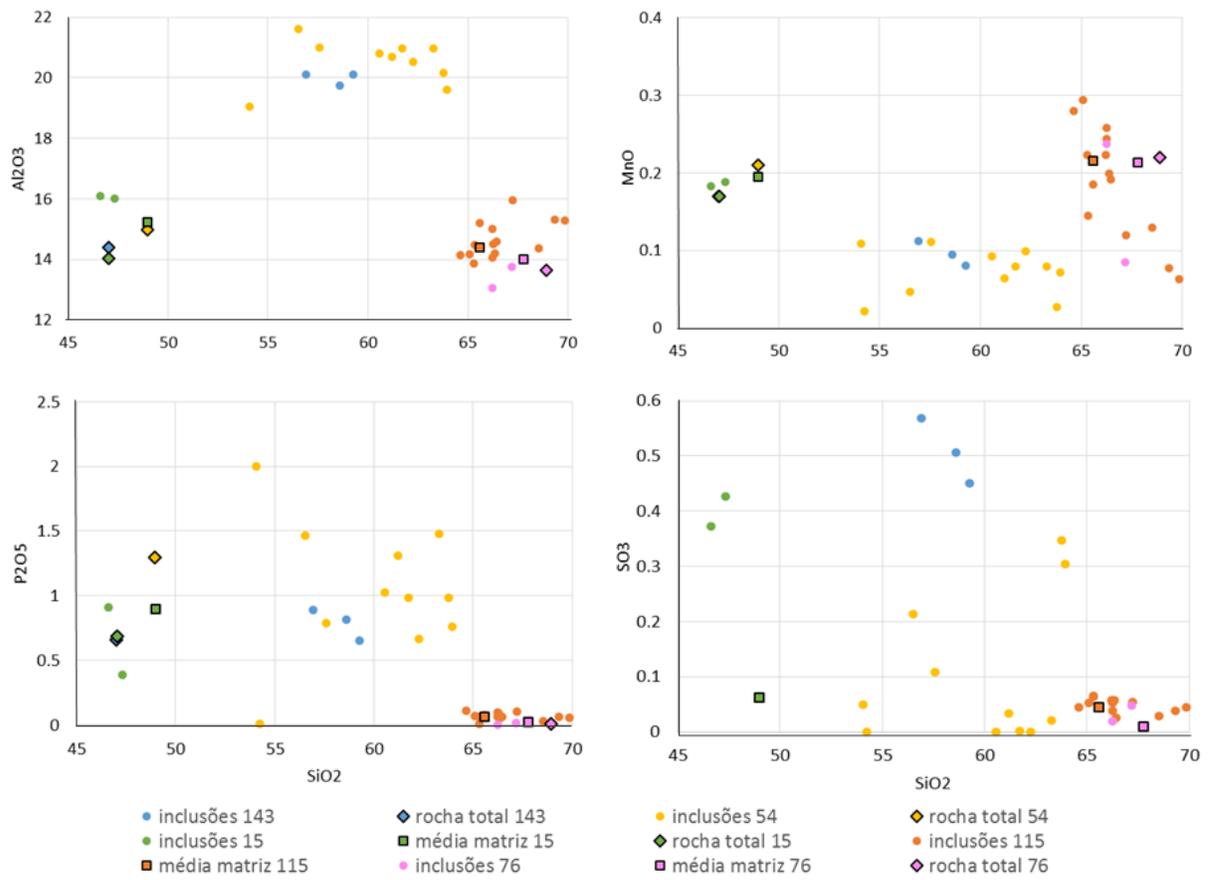


Figura 13: Diagramas binários envolvendo análises de inclusões silicáticas, matriz vítrea e rocha total, tendo a sílica como índice de diferenciação.

Tabela 3: Composição química de inclusões silicáticas das cinco amostras analisadas para elementos maiores, Cl, P₂O₅ e SO₃ (%).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	MnO	SO ₃	TiO ₂	Total
AZT-15	47,34	16,02	9,13	5,67	12,13	1,61	2,22	0,06	0,39	0,19	0,43	2,99	98,16
	46,64	16,11	9,26	5,05	13,52	3,15	0,83	0,06	0,91	0,18	0,37	3,34	99,41
AZT-54	54,08	19,05	4,34	3,45	6,40	5,91	1,99	0,15	2,00	0,11	0,05	1,73	99,21
	61,20	20,69	1,27	0,46	3,43	6,98	2,63	0,14	1,31	0,06	0,03	0,72	98,89
	57,58	21,01	2,68	1,88	3,02	6,83	2,34	0,13	0,79	0,11	0,11	0,73	97,17
	63,28	20,97	1,43	0,46	2,77	4,33	2,64	0,17	1,48	0,08	0,02	0,42	98,00
	60,56	20,80	1,74	0,31	2,80	7,27	2,41	0,18	1,03	0,09	0,00	0,97	98,11
	61,72	20,97	1,05	0,31	3,16	7,13	2,62	0,19	0,98	0,08	0,00	0,48	98,64
	62,26	20,53	1,09	0,17	2,82	7,34	2,58	0,19	0,67	0,10	0,00	0,14	97,83
	63,96	19,60	1,17	0,56	2,99	7,07	1,97	0,13	0,76	0,07	0,30	0,97	99,52
	63,78	20,17	0,82	0,54	3,12	6,70	1,97	0,16	0,98	0,03	0,35	1,01	99,58
	56,52	21,63	2,80	1,08	4,42	7,23	2,44	0,17	1,47	0,05	0,21	0,95	98,93
54,24	26,18	1,89	1,58	9,49	5,47	0,30	0,00	0,01	0,02	0,00	0,16	99,34	
AZT-143	59,26	20,10	3,16	1,24	4,19	6,07	1,81	0,09	0,65	0,08	0,45	1,96	99,04
	56,93	20,10	3,49	1,54	4,42	5,54	1,87	0,11	0,89	0,11	0,57	3,09	98,63
	58,60	19,74	3,22	1,56	4,67	5,58	1,89	0,10	0,81	0,10	0,51	2,52	99,26
AZT-76	66,24	13,07	4,46	0,09	0,37	6,23	5,64	0,48	0,00	0,24	0,02	0,39	97,10
	67,18	13,74	3,34	0,03	0,37	6,34	4,64	0,35	0,01	0,09	0,05	0,37	96,42
AZT-115	65,32	14,48	4,34	0,34	0,32	6,99	5,10	0,32	0,06	0,15	0,06	0,58	98,00
	66,26	14,51	5,48	0,49	0,99	8,01	2,84	0,22	0,09	0,24	0,04	0,46	99,60
	65,09	14,17	5,68	0,33	0,68	5,99	5,38	0,28	0,07	0,29	0,05	0,49	98,44
	64,63	14,15	5,62	0,35	0,68	6,09	5,31	0,36	0,11	0,28	0,04	0,54	98,07
	65,30	13,85	5,62	0,39	0,57	6,05	5,39	0,29	0,01	0,22	0,07	0,63	98,33
	66,24	14,07	5,85	0,35	0,70	6,20	5,41	0,32	0,07	0,26	0,05	0,68	100,13
	65,58	15,20	3,98	0,26	0,68	7,28	5,15	0,25	0,08	0,19	0,04	0,52	99,14
	66,22	15,01	5,17	0,32	0,70	6,55	5,25	0,25	0,10	0,22	0,06	0,49	100,27
	67,22	15,95	2,67	0,11	0,22	8,07	3,92	0,20	0,10	0,12	0,06	0,50	99,09
66,44	14,58	4,70	0,23	0,21	7,40	4,98	0,26	0,06	0,19	0,03	0,56	99,56	

69,84	15,29	2,49	0,01	0,00	10,08	0,18	0,18	0,05	0,06	0,05	0,43	98,64
69,34	15,31	2,48	0,03	0,02	10,53	0,19	0,33	0,06	0,08	0,04	0,31	98,63
68,52	14,37	2,76	0,04	0,01	7,55	2,73	0,33	0,03	0,13	0,03	0,34	96,76
66,36	14,19	5,59	0,34	0,65	6,01	5,30	0,28	0,06	0,20	0,06	0,67	99,64

Tabela 4: Análises representativas de vidro da matriz de três amostras analisadas para elementos maiores, P₂O₅ e SO₃ (%).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	MnO	SO ₃	TiO ₂	Total
AZT-15	47,91	11,24	13,68	7,31	10,50	2,19	0,82		1,19	0,28		4,90	100,08
	49,16	5,08	8,38	14,74	19,23	0,36	0,00		0,13	0,23		2,53	100,43
	51,54	19,02	6,62	3,24	10,34	4,34	0,60		0,61	0,08		2,44	98,85
	51,02	17,61	6,47	4,27	10,55	4,08	0,61		0,73	0,13		2,86	98,40
	48,25	14,39	11,45	5,80	11,04	1,78	1,09	0,05	0,90	0,21	0,07	3,71	98,72
AZT-76	72,57	19,24	0,63	0,00	0,18	2,25	3,23		0,00	0,00		0,03	98,22
	67,04	13,10	4,50	0,10	0,67	6,54	4,73	0,31	0,03	0,25	0,01	0,30	97,53
	66,87	13,18	4,48	0,09	0,48	5,94	5,57	0,36	0,00	0,22	0,01	0,32	97,44
	67,39	12,92	4,84	0,11	0,37	6,05	5,27	0,43	0,04	0,28	0,02	0,46	98,05
	67,13	13,07	4,56	0,11	0,48	5,64	5,28	0,39	0,00	0,27	0,00	0,37	97,21
AZT-115	65,84	14,55	4,64	0,37	0,50	6,90	5,19	0,28	0,02	0,28	0,07	0,48	99,06
	65,49	14,21	4,65	0,33	0,45	6,83	5,05	0,25	0,06	0,25	0,02	0,58	98,11
	65,68	14,59	4,56	0,34	0,41	6,95	5,20	0,23	0,02	0,21	0,05	0,62	98,80
	66,09	14,34	4,50	0,31	0,42	6,88	5,06	0,26	0,08	0,19	0,03	0,55	98,65
	66,30	14,41	4,58	0,34	0,55	7,03	4,95	0,29	0,05	0,24	0,03	0,54	99,23

4.5 LITOGEOQUÍMICA

A caracterização geoquímica apresentada a seguir está fundamentada na análise de rocha total de 10 das 12 amostras estudadas na petrografia para elementos maiores e 5 amostras para elementos traços e terras raras (Tabela 5).

Na classificação segundo o diagrama de total de álcalis *versus* sílica (TAS) para rochas vulcânicas de Le Bas *et al.* (1986) (Figura 14) as amostras do CVF (em vermelho) caem nos campos dos basaltos e traqui-basaltos, enquanto as rochas do CVSB (em azul) são mais evoluídas, ocupando os campos do traquito/traqui-dacito e riolito. Apresentam afinidade alcalina, com exceção dos basaltos, que plotam no limite dos campos alcalino/subalcalino, exibindo caráter transicional a moderadamente alcalino.

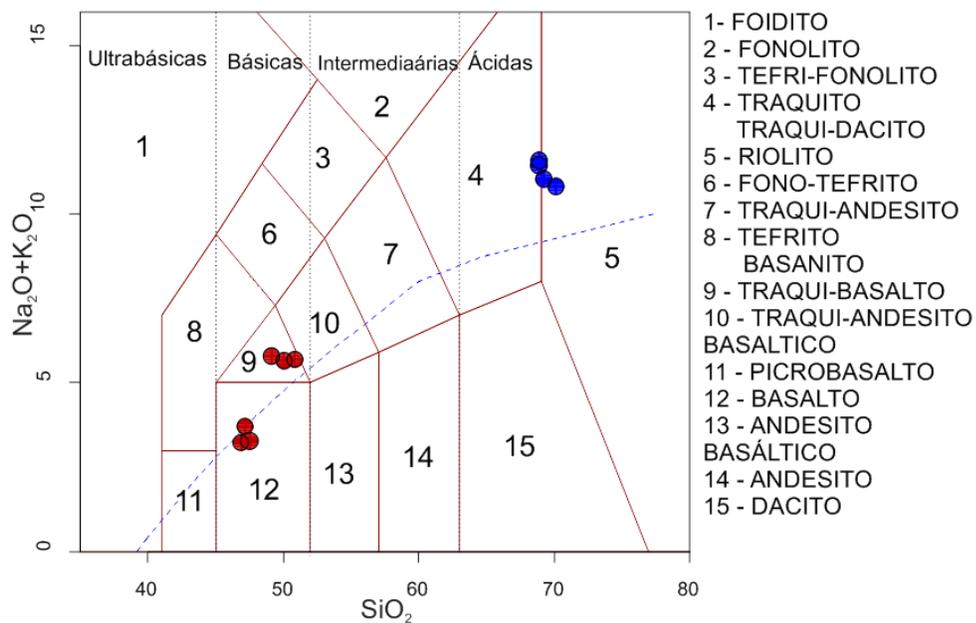


Figura 14: Diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

A afinidade sódica do magmatismo alcalino fica evidenciada pela relação $\text{Na}_2\text{O} - 2 \geq \text{K}_2\text{O}$, o que permite classificar as rochas menos diferenciadas como basaltos alcalinos, hawaitos e mugearitos (Le Maitre, 2002). As rochas riolíticas e traquíticas

apresentam o índice de peralcalinidade (índice agpaítico - IAGP) > 1 (1,13 - 1,24) ($IAGP = Na_2O_{molar} + K_2O_{molar} / Al_2O_{3molar}$) (Tabela 5) caracterizando-as como de carácter peralcalino. Seguindo-se recomendações da IUGS (Le Maitre, 2002), estas rochas peralcalinas podem ser denominadas de traquitos/riolitos comendíticos por satisfazerem a relação $Al_2O_3 > (1,33 \times FeO_t + 4,4)$, conforme MacDonald, 1974 (Figura 15).

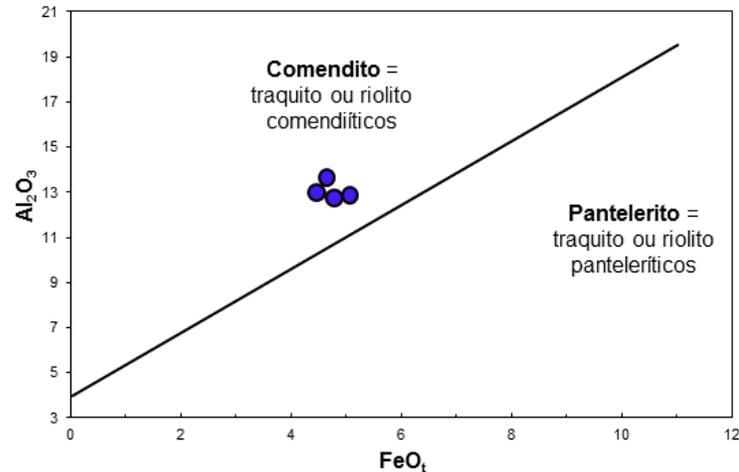


Figura 15: Diagrama de MacDonald (1974) que caracteriza o carácter comendítico ou pantelerítico de riolitos e traquitos.

Este comportamento é também observado no diagrama R_1 - R_2 de De la Roche (1980), onde ocupam os campos do basalto, hawaiiito, traquito e quartzo-traquito (Figura 16) e corroborado pela classificação baseada em elementos traços e imóveis no diagrama Zr/TiO_2 - SiO_2 de Winchester & Floyd (1977), no qual caem na transição entre os campos dos basaltos subalcalinos e basaltos alcalinos, e as amostras do CVSB ocupam os campos dos comenditos/panteleritos (Figura 17).

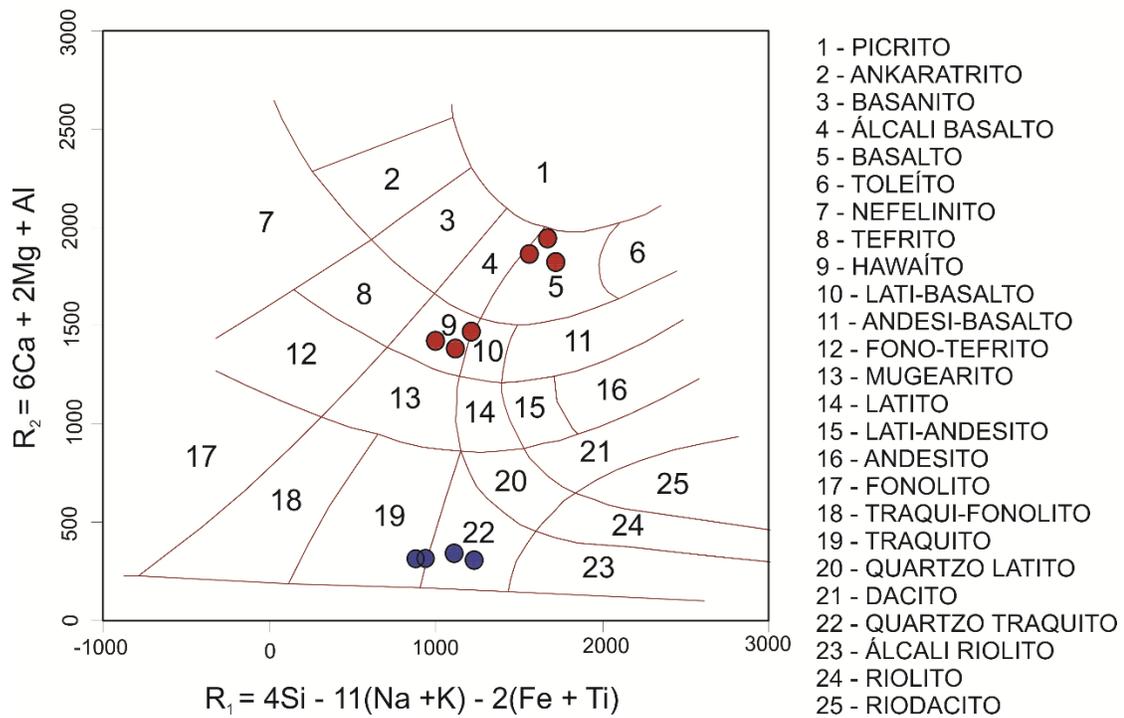


Figura 16: R1-R2 de De la Roche (1980). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

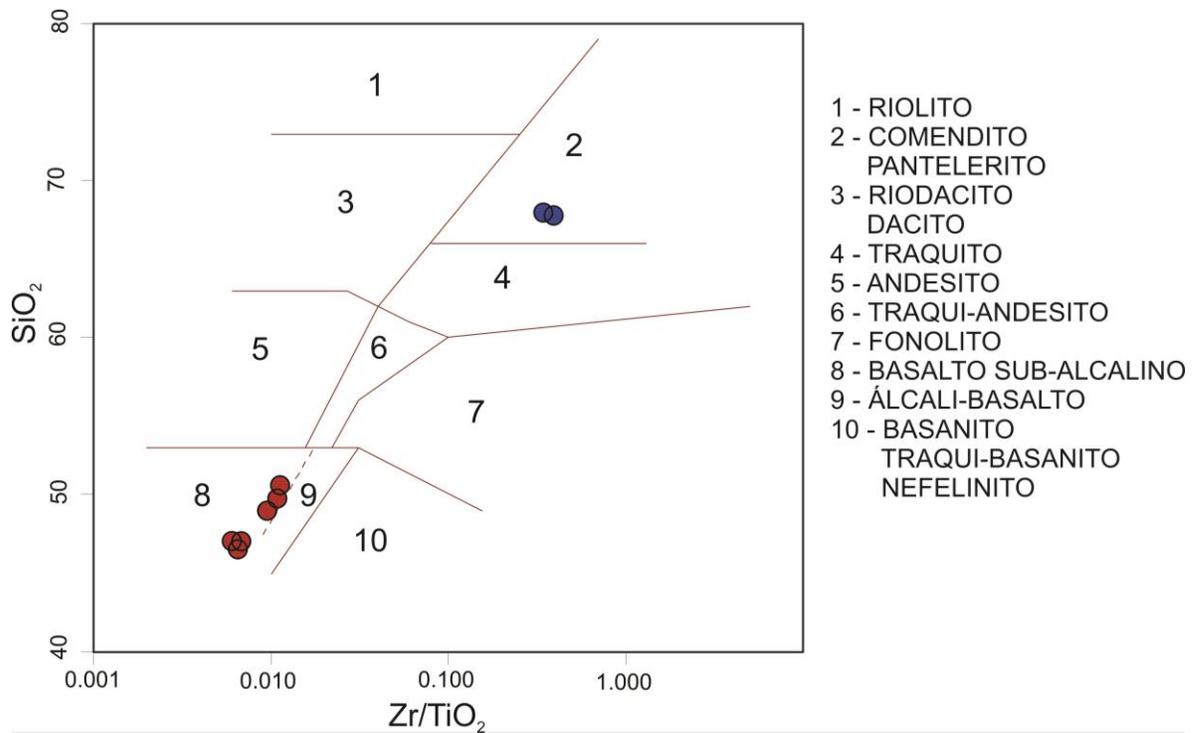


Figura 17: Diagrama Zr/TiO₂-SiO₂ de Winchester & Floyd (1977). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

As amostras do CVF variam de 46,54 a 50,57% no teor de sílica, enquanto que as amostras do CVSB apresentam uma variação menor, de 67,76 a 69,62%, definindo assim um *gap* composicional entre os dois complexos, o que não concorda com a totalidade das amostras da Ilha Terceira, que apresenta uma distribuição relativamente contínua dos teores de sílica.

Em diagramas binários utilizando a sílica como índice de diferenciação (Figura 18), embora a ocorrência do *gap* mencionado possa dificultar a observação de correlações, é possível verificar a presença de correlação negativa de TiO_2 , FeO_t , CaO e MgO e correlação positiva de Na_2O e K_2O com a sílica. Al_2O_3 , MnO e P_2O_5 não evidenciam correlação.

As amostras do CVF apresentam altos valores de TiO_2 , variando de 2,68 a 3,41% enquanto que as do CVSB são pobres no óxido, com valores máximos de 0,38%. O titânio das amostras do CVF está contido essencialmente nos piroxênios, o que é constatado na petrografia pela identificação de titanogaugita e corroborado pelas análises de química mineral. Os teores de FeO_t variam de 8,49 a 11,18% para o CVF e de 4,54 a 5,00% para o CVSB, estando em conformidade com a proporção de minerais ferro-magnesianos (olivinas e clinopiroxênios) observados na petrografia. Os teores de CaO do CVF variam de 8,25 a 11,08% e os do CVSB se limitam entre 0,47 a 0,61%, o que se reflete principalmente na proporção e no tipo de feldspatos presentes. A quantidade de MgO é bastante variável no CVF, de 3,05 a 9,04%, o que é manifestado na petrografia, como já mencionado, pelas diferentes proporções de olivinas e piroxênios e na química mineral pelas composições dos mesmos. Já o CVSB é muito empobrecido em MgO , com valores máximos de 0,10%. O CVF possui teores mais baixos, porém mais variados de Na_2O , de 2,40 a 4,38%, o que pode estar explicado nos diferentes tipos de plagioclásios presentes nas amostras, ao passo que para o CVSB os teores são limitados, 6,16 a 6,83%, estando de acordo com a grande quantidade e pouca variação química dos anortoclásios presentes. K_2O é enriquecido no CVSB (aproximadamente 4,63%) em relação ao CVF (0,75 a 1,62%) estando quase exclusivamente contido em feldspatos alcalinos e, com menor importância em plagioclásios e micrólitos de piroxênio.

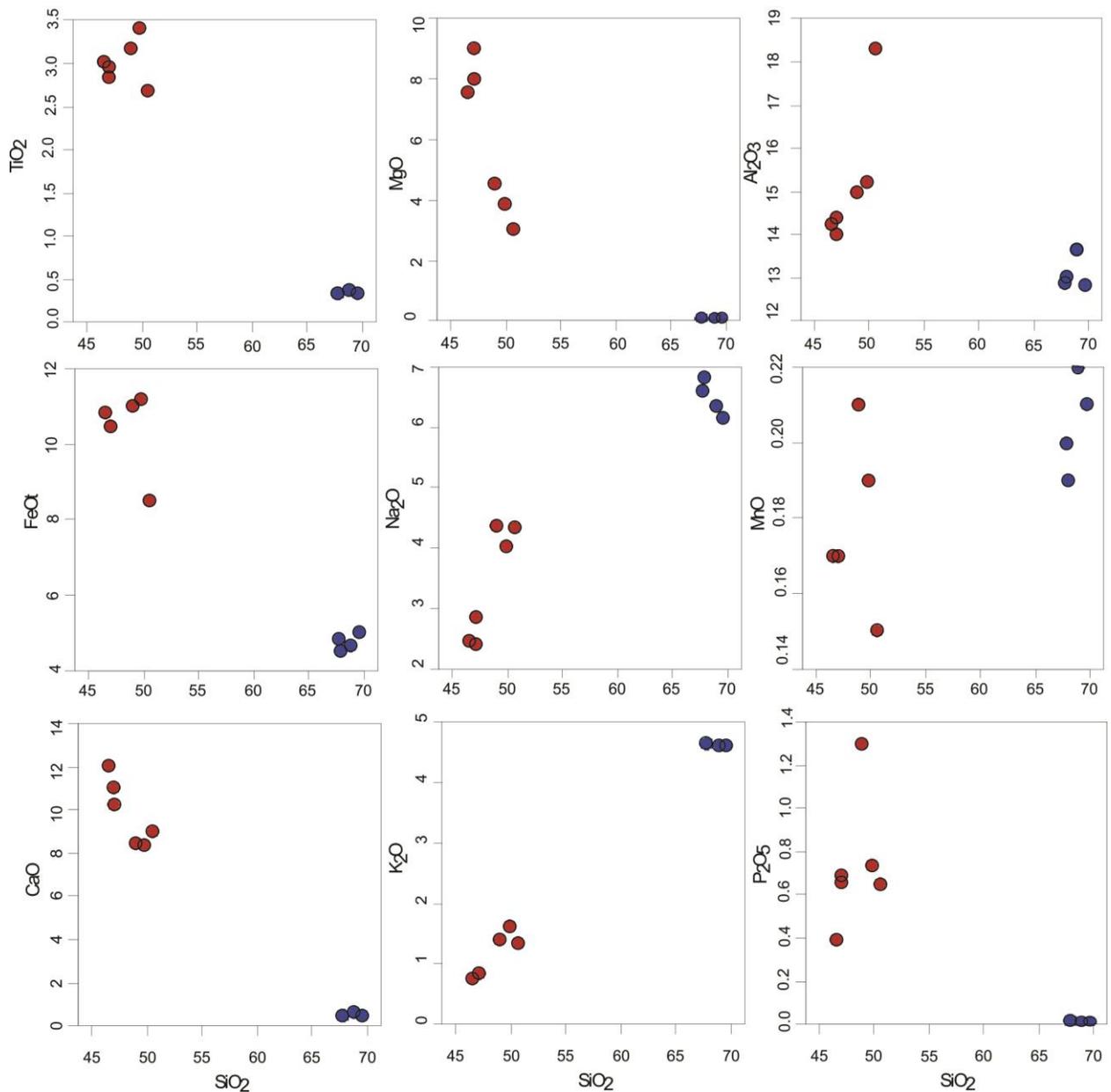


Figura 18: Diagramas discriminantes de Harker para elementos maiores. Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

O CVF apresenta variação considerável em Al_2O_3 , de 14,02 a 18,32%, enquanto que o CVSB varia pouco, de 12,82 a 13,65, estando contido em plagioclásios, feldspatos alcalinos e, eventualmente, em piroxênios. Os dois complexos apresentam valores similares de MnO , sendo que as amostras do CVF abrangem um intervalo maior de distribuição, de 0,15 a 0,21%, comparadas às do CVSB, de 0,19 a 0,22%. O manganês está presente na estrutura das olivinas e piroxênios, chegando a ser enriquecidas em

uma ordem de 10 vezes nos minerais das amostras do CVSB em relação ao CVF. A similaridade dos valores de rocha total está relacionada à proporção dos minerais em questão, que é maior no CVF. Os teores de P_2O_5 do CVF variam de 0,39 a 1,30% enquanto que os do CVSB não excedem 0,02%. O fósforo está presente nos minerais acessórios de apatita.

Em relação aos elementos traços, quando normalizadas pelo padrão OIB de Sun e McDonough (1989), as amostras do CVF exibem valores muito próximos ao padrão. Apresentam enriquecimento muito leve de elementos de alto potencial iônico (HFSE) em relação aos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), além de um sutil enriquecimento em Ba e depleção em Pb. A amostra do CVSB é em termos gerais mais enriquecida em elementos traços e exibe forte anomalia negativa de Sr e P, e menos importante de Ba e Ti. A anomalia de Sr pode ser explicada pelo fracionamento de plagioclásio, onde substitui o Ca; a anomalia de Ba pelo fracionamento de feldspato alcalino, onde pode substituir o K; a anomalia de P pelo fracionamento de apatita; e a de Ti pelo fracionamento de ilmenita (Wilson, 1989).

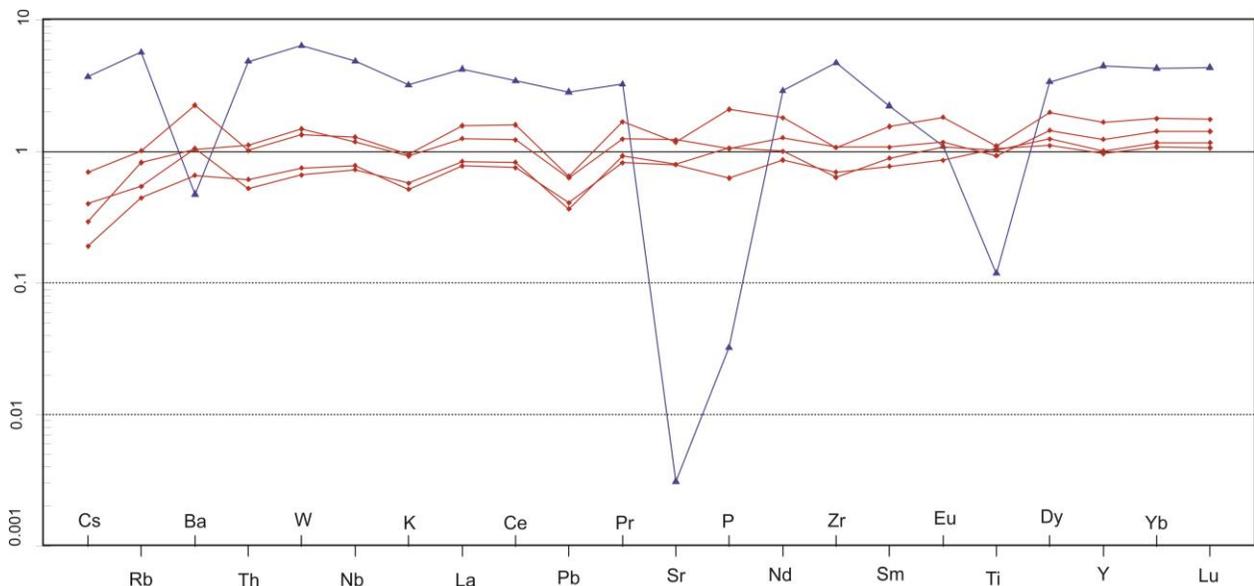


Figura 19: Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado pelo padrão OIB de Sun e McDonough (1989). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

Quando normalizadas pelo padrão Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989), as amostras do CVF exibem enriquecimento geral da ordem de 40 vezes, e

enriquecimento muito leve de LILE em relação aos HFSE. A amostra do CVSB apresenta um enriquecimento geral maior que o CVF e mais considerável de LILE em relação ao HSFE. Permanecem as anomalias negativas de Sr, P, Ba e Ti.

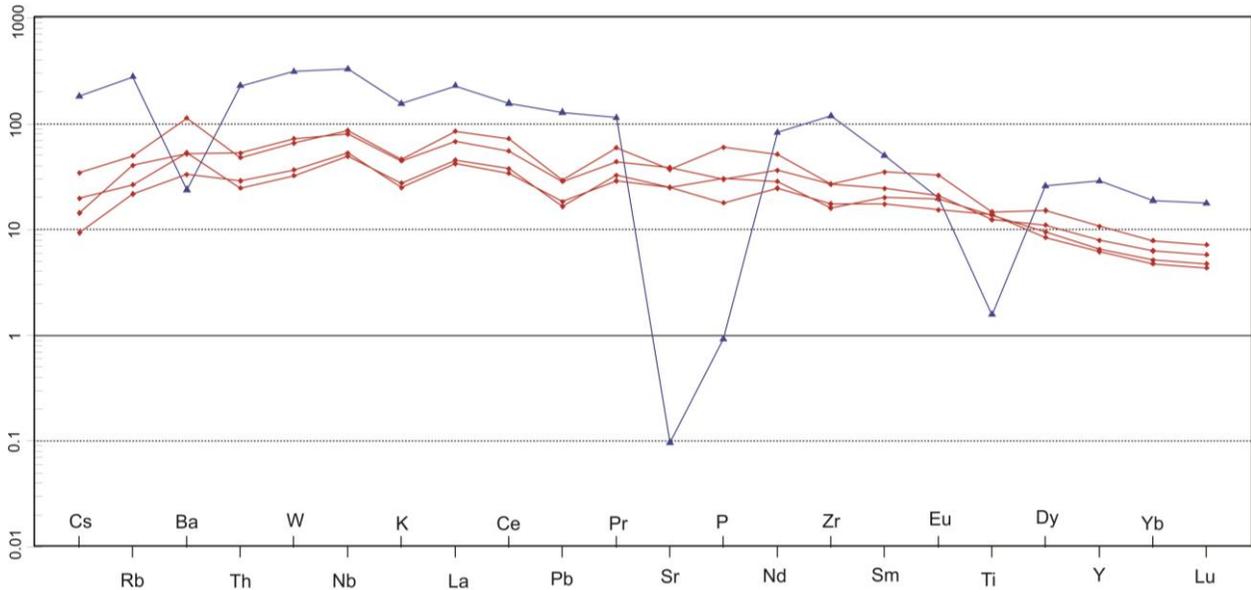


Figura 20: Diagrama multielementar de elementos traços, normalizado pelo padrão Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR), quando normalizados pelo padrão condrítico de Nakamura (1974) (Figura 22), exibem enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados, com razões La_N/Yb_N variando de 8,20 a 11,26. Tal enriquecimento, de acordo com Lima *et al.* (2011), em estudos feitos na Ilha do Faial, no Arquipélago dos Açores, seria comum em rochas vulcânicas geradas a partir de manto peridotítico rico em granada, por meio de baixo grau de fusão. A amostra do CVSB é enriquecida em relação ao CVF e apresenta uma anomalia negativa de Eu, estando de acordo com o modelo de Weill e Drake (1973) de partição do Eu entre plagioclásios e líquidos, a temperaturas representativas de magmas mais evoluídos.

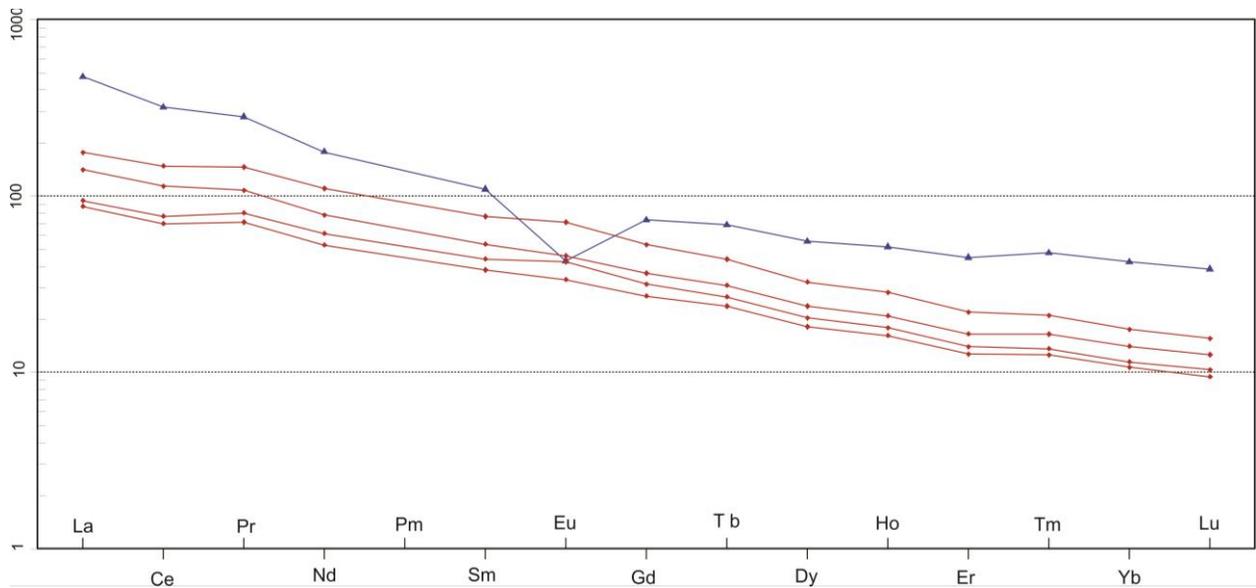


Figura 21: Diagrama multielementar de elementos terras raras, normalizado pelo padrão condritico de Nakamura (1974). Amostras em vermelho representam o CVF e em azul o CVSB.

Quando plotadas nos diagramas discriminantes de ambiente geotectônico de Mechede (1986) (Figura 22A), baseado nos parâmetros $Zr/4$, $2Nb$ e Y e de Wood (1980) (Figura 22B), baseado nos elementos de baixa mobilidade Th , Hf e Ta , as amostras ocupam os campos dos basaltos alcalinos e toleítos intraplaca.

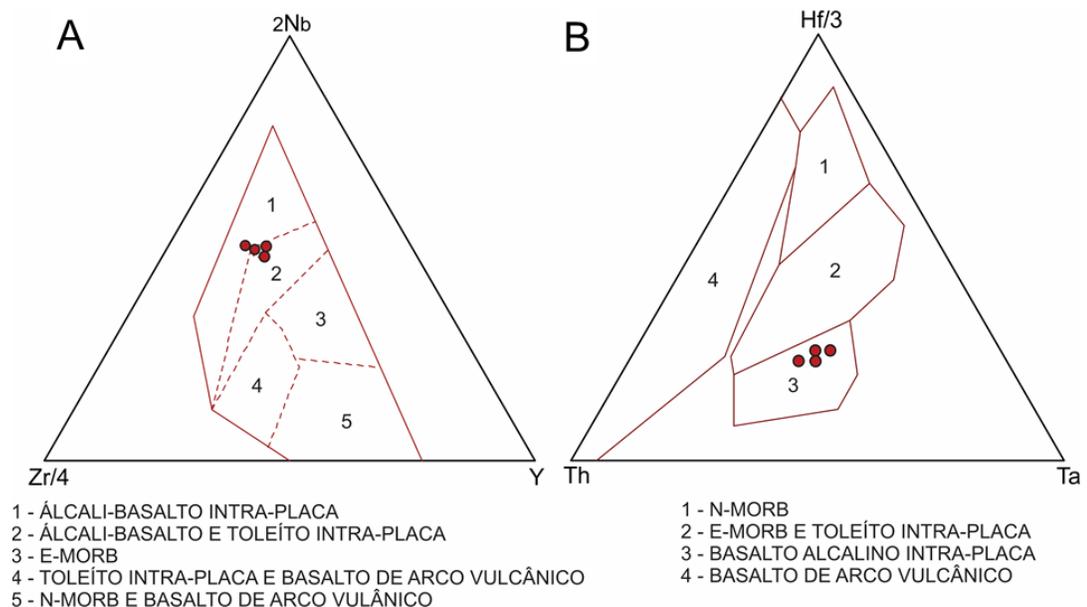


Figura 22: Diagramas de ambiente geotectônico de Mechede (1986) (A) e de Wood (1980) (B) para amostras do CVF.

Nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Batchelor e Bowden (1985) (Figura 23A), que se baseia na proporção de cátions de elementos maiores, e no diagrama de Pearce *et al.* (1984) (Figura 23B), que utiliza como parâmetros os elementos traços Y+Nb e Rb, as amostras do CVSB caem nos campos anorogênico e intra-placa, respectivamente.

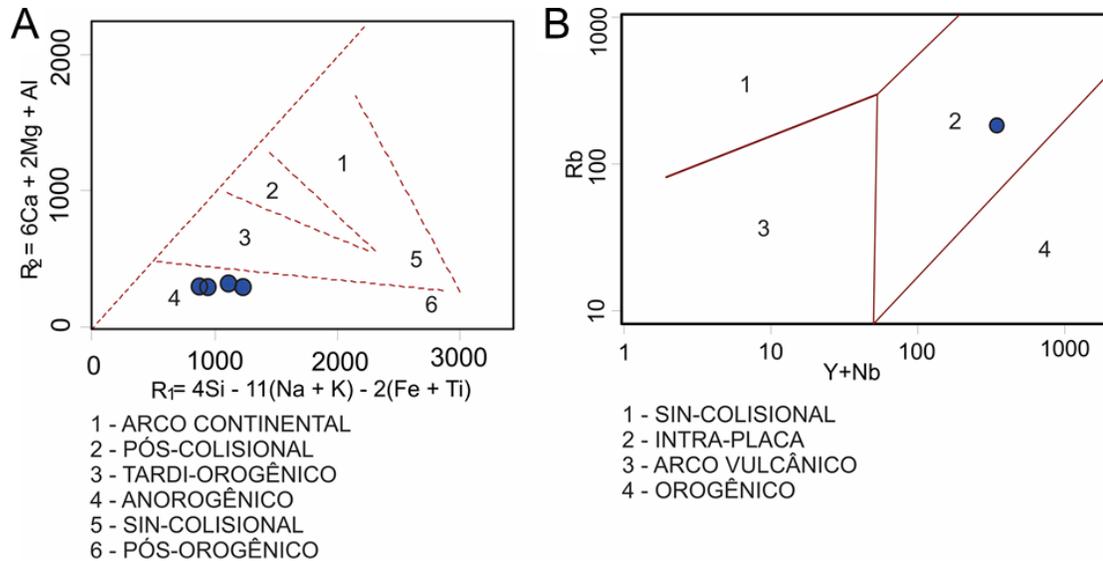


Figura 23: Diagramas de ambiente geotectônico de Batchelor e Bowden (1985) (A), e Pearce *et al.* (1984) (B) para amostras do CVSB.

Tabela 5: Resultados litoquímicos das amostras para elementos maiores (%), traços e terras raras (ppm).

Unidade	Complexo Vulcânico Fissural						Complexo Vulcânico Santa Bárbara			
Amostra	AZT-03-10	AZT-03-15	AZT-03-54	AZT-03-139	AZT-03-142	AZT-03-143	AZT-03-08	AZT-03-42	AZT-03-74	AZT-03-76
SiO ₂	49,81	47,05	48,97	46,54	50,57	47,03	67,76	67,94	69,62	68,90
TiO ₂	3,41	2,85	3,17	3,02	2,68	2,96	0,34	0,33	0,34	0,38
Al ₂ O ₃	15,22	14,02	14,97	14,26	18,32	14,39	12,86	13,04	12,82	13,65
FeOT	11,18	10,49	11,00	10,85	8,49	10,46	4,84	4,54	5,00	4,64
MnO	0,19	0,17	0,21	0,17	0,15	0,17	0,20	0,19	0,21	0,22
MgO	3,87	9,04	4,54	7,55	3,05	8,03	0,10	0,08	0,09	0,10
CaO	8,35	10,30	8,45	12,08	8,98	11,06	0,51	0,48	0,47	0,61
Na ₂ O	4,02	2,40	4,38	2,46	4,34	2,86	6,61	6,83	6,16	6,36
K ₂ O	1,62	0,84	1,39	0,75	1,34	0,83	4,65	4,64	4,61	4,63
P ₂ O ₅	0,74	0,69	1,30	0,39	0,65	0,66	0,02	0,02	0,01	0,01
LOI		0,28					0,65	0,56		
Total	98,41	98,13	98,38	98,07	98,57	98,45	98,54	98,65	99,32	99,50
Rb	39,00	17,00	31,45	13,78	25,69	16,90	176,80	141,00		
Sr	614,00	513,00	777,80	526,59	812,10	529,50	2,04	7,00		
Y			48,76	27,96	35,96	29,50	130,65			
Zr	367,00	191,00	300,51	196,00	302,45	178,90	1324,09	1128,00		
Nb		37,00	61,95	37,58	57,25	34,97	234,63			
Ba	710,00	462,00	791,01	231,64	364,47	371,10	166,10	177,00		
La			58,37	28,87	46,56	31,17	157,09			
Ce		62,00	128,19	60,54	98,45	66,51	276,40			
Pr			16,38	7,98	12,08	8,99	31,62			
Nd			69,71	33,26	49,21	38,68	112,22			
Sm			15,57	7,74	10,83	8,92	22,24			
Eu			5,48	2,58	3,53	3,27	3,30			
Gd			14,66	7,50	10,07	8,74	20,21			
Tb			2,06	1,12	1,46	1,26	3,23			
Dy			11,15	6,23	8,14	6,98	18,98			

Ho	1,99	1,13	1,47	1,25	3,62
Er	4,94	2,85	3,73	3,15	10,08
Tm	0,63	0,38	0,49	0,41	1,43
Yb	3,86	2,35	3,10	2,53	9,30
Lu	0,53	0,32	0,43	0,35	1,31
Hf	7,34	5,02	7,50	4,74	29,01
Ta	3,98	2,39	3,68	2,41	10,88
Pb	2,07	1,31	2,03	1,18	9,10
Th	4,09	2,46	4,48	2,10	19,44
U	1,37	0,77	1,52	0,68	6,53
IAGP					1,24 1,25 1,18 1,13

5. DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A Ilha Terceira é dividida em cinco unidades vulcano-estratigráficas (Nunes, 2000a e 2000b, Madeira, 2005) que apresentam uma progressão cronológica geral de leste para oeste. O Complexo Vulcânico Santa Bárbara é colocado por Madeira (2005) como a quarta unidade da sequência estratigráfica, ao passo que o Complexo Vulcânico Fissural é considerado a última unidade, recobrando parcialmente os complexos vulcânicos mais antigos. As erupções subaéreas mais recentes de ambos os complexos, datadas de 1761 (Calvert *et al.*, 2006), demonstram que ambos os sistemas estão ativos, revelando, portanto, uma evolução sincrônica.

As duas unidades contempladas no presente estudo contrastam fortemente entre si. O Complexo Vulcânico Fissural é formado, como o próprio nome sugere, por vulcanismo essencialmente efusivo, a partir de condutos vulcânicos do tipo fissural ao qual estão associados inúmeros cones de escória alinhados. O Complexo Vulcânico Santa Bárbara é formado por vulcanismo efusivo e explosivo de conduto central, gerando um estrato-vulcão, atualmente em estágio pós caldeira, onde a partir do edifício elevam-se diversos domos traquíticos (França *et al.* 2003, Madeira, 2005).

Petrograficamente o CVF é representado por basaltos e olivina basaltos porfíricos podendo apresentar-se bastante vesiculados, enquanto o CVSB é representado por traquitos, olivina traquitos e ignimbritos. Vários autores (*e.g.* França *et al.*, 2003, Madeira, 2005, Calvert *et al.*, 2006) relatam a ocorrência de fluxos de lava basáltica na porção basal do CVSB, de forma que ele teria iniciado como vulcanismo básico e se desenvolvido para vulcanismo mais evoluído e explosivo.

Geoquimicamente, o CVF exibe caráter alcalino a transicional entre as séries subalcalina/alcalina, e o CVSB um caráter alcalino, mais especificamente peralcalino. Tais propriedades estão em conformidade com a geoquímica esperada para magmatismo intra-placa oceânico, onde rochas vulcânicas pertencentes tanto à série subalcalina, mas principalmente à alcalina, são reconhecidas (Wilson, 1989).

Ainda segundo Wilson (1989) é muito frequente que ilhas oceânicas sejam caracterizadas por uma sequência evolutiva de magmatismo menos alcalino para fases

posteriores mais alcalinas. Esta evolução geoquímica tem sido explicada pelas erupções iniciais serem produtos de graus de fusão parcial do manto maiores e a pequenas profundidades, ao passo que a fase final de basaltos alcalinos teria origem em magmas gerados por baixos graus de fusão mantélica a profundidades maiores.

As séries magmáticas das duas unidades seriam compatíveis, portanto, com graus de fusão maiores a menores profundidades para o CVF e graus de fusão menores a maiores profundidades para o CVSB, sem apresentar, no entanto, a progressão temporal comumente observada.

Em relação aos elementos traços, as amostras do CVF apresentam grande similaridade com o padrão, quando normalizadas pelo padrão OIB de Sun e McDonough (1989), caracterizando fontes mantélicas mais profundas e mais enriquecidas em elementos incompatíveis que as fontes de basaltos de fundo oceânico (Wilson, 1989). Quando normalizadas pelo padrão Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) as amostras exibem considerável enriquecimento, especialmente a amostra do CVSB e um leve enriquecimento de LILE em relação a HSFE, podendo ser explicado por uma maior retenção de HSFE por alguns minerais mantélicos, como a granada.

O enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados de basaltos alcalinos, quando normalizados a padrões condríticos, seria consistente com sua derivação a partir de baixos graus de fusão parcial de uma fonte onde granada permaneceria como fase residual. Além disso, a cristalização fracionada envolvendo olivina, plagioclásio, clinopiroxênio e magnetita aumentaria o teor de ETR de OIB mais evoluídos, mas não produziria fracionamento relevante entre o conjunto de elementos, mantendo assim um padrão subparalelo entre as amostras analisadas, com abundâncias normalizadas crescendo progressivamente de basalto para traquito. A anomalia negativa de európio é descrita como uma exceção a esse comportamento nos casos em que há importante fracionamento de plagioclásio (Wilson, 1989). Esse padrão de ETR é observado nas amostras estudadas, sugerindo cristalização fracionada de magma proveniente de uma mesma fonte mantélica aproximadamente homogênea na escala trabalhada, para geração dos basaltos gradativamente mais evoluídos, como também das rochas ácidas.

As análises de química mineral revelaram alguns aspectos interessantes. A amostra AZT-54, do CVF, apesar de possuir composições limitadas de olivinas e piroxênios, apresenta significativa variação na composição de seus plagioclásios. Observa-se ainda, uma diferenciação composicional entre plagioclásios intactos e plagioclásios com feições de reabsorção, de maneira que estes últimos atingem teores de anortita menores, alcançando, portanto, composições mais evoluídas.

Esta população de plagioclásios reabsorvidos será aqui tratada como “antecristais”. O termo, cunhado por Wes Hildreth (*in* Gill *et al.* 2006) se refere a cristais cuja composição química revela que eles não compartilham uma história comum, ou, não cristalizaram a partir do magma onde estão agora hospedados, mas dentro do mesmo sistema magmático, porém em um magma em estágio evolutivo mais primitivo (Larrea *et al.*, 2013). A população de antecristais pode apresentar zonações químicas e isotópicas e exibir núcleos com textura em peneira ou evidências de reabsorção e sobrecrecimento (Jerram e Martin, 2008). Tais feições foram observadas em cinco das seis amostras estudadas do CVF.

Os antecristais, de acordo com Jerram e Martin (2008), diferem de xenocristais uma vez que estes últimos são externos ao sistema magmático, mas podem ser de difícil diferenciação, no caso de os xenocristais terem sofrido reciclagem pelo magma, ou mesmo no caso de pertencerem às encaixantes formadas por rochas plutônicas do mesmo sistema magmático, ou, ainda, por erupções anteriores.

No caso da amostra AZT-54, os antecristais de plagioclásio teriam cristalizado a partir de um líquido não mais primitivo, mas mais evoluído que o magma a partir do qual os fenocristais de olivina, piroxênio e plagioclásio cristalizaram. As análises obtidas em micrólitos de plagioclásio dentro de inclusões silicáticas revelam química ainda mais evoluída que os antecristais.

As composições de olivinas e piroxênios da amostra AZT-115, do CVSB, se estendem ao longo de uma faixa intermediária entre as olivinas e piroxênios das amostras do CVF e do olivina traquito do CVSB o que poderia sugerir uma evolução magmática contínua entre os dois complexos.

A presença das zonações oscilatórias descritas em três amostras com CVF estão em desacordo com o processo de cristalização fracionada, o modelo de diferenciação magmática mais bem aceito e considerado como o mais comum pelos petrólogos. O modelo prevê que em um sistema sofrendo uma cristalização relativamente rápida, a velocidade de crescimento dos cristais excederia a capacidade de troca iônica entre o material cristalizado e o líquido, de modo a cristalizar auréolas de composições distintas à medida que o magma diferencia. Dessa forma, o núcleo estaria em equilíbrio com o líquido no início da formação daquele cristal, ao passo que apenas a auréola cristalizada mais recentemente estaria em equilíbrio químico com o líquido final. No caso do plagioclásio, a cristalização fracionada produziria núcleos com composição mais cálcica e zonações progressivamente mais sódicas (Gill, 2014).

As zonações oscilatórias registradas, com tendência a bordas mais primitivas na maioria dos cristais, podem estar relacionadas a ciclos de preenchimento da câmara magmática por líquidos mais primitivos, o que explicaria também as reabsorções e sobrecrecimentos observados em plagioclásios.

No que tange à química de inclusões silicáticas, as análises de duas amostras (AZT-54 e AZT-143) do CVF revelam que no início da formação dessas rochas o magma apresentava características de magmas mais evoluídos do que se esperava para formação da mineralogia presente e consideravelmente mais evoluídas que a química de rocha total.

Na amostra AZT-54, a química evoluída das inclusões é compatível com a química dos micrólitos analisados dentro de algumas dessas inclusões e suporta a hipótese de que os cristais de plagioclásio reabsorvidos se tratem, de fato, de antecristais e não xenocristais.

Os diagramas binários de inclusões silicáticas evidenciam três “polos de plotagens”: um polo mais primitivo, incluindo rocha total de AZT-15, AZT-54 e AZT-143, média da matriz e inclusões de AZT-15; um polo mais evoluído, incluindo as inclusões e médias da matriz de AZT-76 e AZT-115 e rocha total de AZT-76; e um campo intermediário entre os dois polos citados onde plotam as análise de inclusões das

amostras AZT-54 e AZT-143, de forma que todas as inclusões juntas geram um *trend* quase perfeito de diferenciação.

As inclusões das amostras AZT-54 e AZT-143, ambas do CVF, estariam representando magmas já mais evoluídos, modificados por meio de cristalização fracionada, que tiveram sua evolução interrompida pela mistura com magmas mais primitivos, provavelmente pelo simples reenchimento da câmara por magmas em estágios mais profundos.

Lima *et al.* (2011) atribui a diversidade composicional e baixos teores de elementos de transição e MgO observado em três unidades estratigráficas da Ilha do Faial (Arquipélago dos Açores), a fracionamento em câmaras magmáticas rasas com longa história magmática. Os autores explicam a preservação de uma quarta unidade, mais primitiva que as demais, por meio de alojamento em câmaras magmáticas mais profundas e rápida ascensão à superfície.

Como conclusão, os dados geoquímicos fornecem indicativos de que os dois complexos vulcânicos estudados teriam a mesma fonte mantélica, com cristalização fracionada como principal meio de diferenciação magmática. Graus de fusão maiores a menores profundidades gerando as rochas menos alcalinas do CVF poderiam ser atribuídos à adição de decompressão gerada pela expansão do assoalho oceânico, levando em consideração a expansão referida por Vogt e Jung (2004) ao longo do Rifte de Terceira. A expansão no rifte, além de incrementar a decompressão total, teria a capacidade de gerar decompressão com maior eficiência a níveis mantélicos mais rasos. A idade atribuída à evolução do rifte é mais jovem que a idade atribuída à suposta pluma mantélica (Beier *et al.*, 2008), de tal modo que o desenvolvimento do rifte sobre a litosfera afetada por uma pluma mantélica em estágio terminal poderia explicar a ausência da progressão temporal observada em outras ilhas.

Adotando-se o modelo de Lima *et al.* (2011), o alto grau de evolução das rochas do CVSB seria alcançado por fracionamento em uma câmara magmática mais rasa, enquanto que o CVF teria sua evolução associada a câmaras mais profundas, com velocidades de ascensão maiores. Deve-se salientar, no entanto, que a química de inclusões silicáticas, assim como as feições texturais descritas, demonstraram que

mesmo nestas câmaras mais profundas, onde são formados os basaltos, é possível alcançar altos graus de evolução, que são periodicamente interrompidos por pulsos de líquidos mais primitivos dentro da câmara.

A presença de feição de reabsorção relativamente frequente nos feldspatos da amostra de ignimbrito em contraste à quase ausência nas cinco amostras de traquito do CVSB sugere que a entrada de líquidos menos evoluídos na câmara magmática possa agir como desencadeador de erupções explosivas.

A partir dos resultados obtidos constatou-se que a investigação conjunta de microtexturas e microgeoquímica, aliadas às técnicas já consagradas de geoquímica de rocha total, se mostrou uma ferramenta útil na compreensão da evolução geoquímica da área de trabalho proposta. Nesse contexto, se apenas as microanálises de elementos maiores foram esclarecedoras, tem-se a convicção de que o aprimoramento e a utilização crescente de técnicas microanalíticas para elementos traços e isótopos trarão significativos avanços no entendimento dos processos mantélicos e crustais de formação e evolução de ilhas oceânicas.

Propõe-se como sugestão para trabalhos futuros a realização de aquecimento por termometria nas inclusões silicáticas, para rehomogeneização nos casos de cristalização pós-aprisionamento, o que foi constatado com uma certa frequência, apesar de tratar-se de rochas extrusivas. Esta técnica pode evitar a invalidação de dados, gerando mais acurácia estatística.

Deve-se ressaltar que este trabalho não tem a pretensão de tecer considerações sobre a evolução geoquímica de toda a ilha e, tampouco, de todo o arquipélago. Dados isotópicos das ilhas Faial, Pico, São Jorge, Graciosa, Terceira e São Miguel (Beier *et al.*, 2008 e 2012), por exemplo, indicam heterogeneidades de pequena escala, por vezes da ordem de dezenas de quilômetros, nas fontes mantélicas das rochas estudadas.

REFERÊNCIAS

- Amorim, L.E.D., Freitas, M.E., Rios, F.J., Lima, T.A.F. 2012. Melt Inclusions: Principais Características e Técnicas de Estudo. *Geonomos*, 20(2): 58-67.
- Beier, C., Haase, K.M., Turner, S. 2012. Conditions of melting beneath the Azores. *Lithos* 144-145: 1-11.
- Beier, C., Haase, K.M., Abouchami, W., Krienitz, M., Hauff, F. 2008. Magma genesis by rifting of oceanic lithosphere above anomalous mantle: the Terceira Rift, Azores. *Geochemistry Geophysics Geosystems* G3, 9(12): 1-26
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55
- Calvert, A., Moore, R., McGeehin J.P., Silva, A.M.R. 2006. Volcanic history and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and ^{14}C geochronology of Terceira Island, Azores, Portugal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 103–115.
- Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores: <http://www.cvarg.azores.gov.pt/>. Acesso em: 26 nov. 2014.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 -diagram and majorelement analyses--Its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. *Minerais Constituintes das Rochas – Uma Introdução*. 1966. Tradução de Conde, L. E. N. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian
- França, Z., Cruz, J.V., Nunes, J.C., Forjaz V.H. 2003. Geologia dos Açores: uma perspectiva actual. *Açoreana*, 10 (1): 11-140.
- França, Z., Rodrigues, B., Forjaz, V. H. 2010. Retrospectiva petrogeoquímica dos Açores. Uma primeira aproximação. *In: Coteló Neiva, J.M., Ribeiro, A., Victor, M., Noronha, F. e Ramalho, M. (eds.). Geologia das Ilhas dos Arquipélagos dos Açores, Madeira e Geologia das antigas Colónias*, Publicação Comemorativa do “Ano Internacional do planeta Terra”. Associação Portuguesa de Geólogos, Sociedade Geológica de Portugal, Vol. 3 (I), p. 3-16.

Genske, F.S., Turner, S.P., Beier, C., Schaefer, B.S. 2012. The Petrology and Geochemistry of Lavas from the Western Azores Islands of Flores and Corvo. *Journal of Petrology*, 53(8): 1673-1708.

Gill, R. 1996. Silicate crystals and melts. *In: Chemical Fundamentals of Geology*. London, Chapman & Hall, p. 173-196.

Gill, J., Reagan, M., Teplay, F. & Malavassi, E. 2006. Arenal volcano, Costa Rica. *Magma Genesis and Volcanological Processes*. 157:1–8.

Gill, R. 2014. A diferenciação do magma. *In: Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Tradução de Nonnenmacher, F. J. Porto Alegre, Bookman, p. 65-92

Jerram, D.A., Martin, V.M. 2008. Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system. *Geological Society*, 304:133-148.

Larrea, P. França, Z. Lago, M., Widom, E. Galé, C., Ubide, T. 2013. Magmatic Processes and the Role of Antecrysts in the Genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal). *Journal of Petrology*, 54(4):769-793.

Laughton, A. S., Whitmarsh, R. B., Rusby, J. S. M., Somers, M.L., Revie, J. McCartney, B. S., Nafe, J.E. 1972. A continuous East-west fault on the Azores-Gibraltar ridge. *Nature*, 237: 217-220.

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

Le Maitre, R. W. (editor), A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lamiere, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, A.R. Wooley. (2ª ed). (2002). *Igneous Rocks: IUGS Classification and glossary: recommendations of the Internacional Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.

Lima, F.L., Machado, A., Nardi, L.V.S, Saldanha, D.L., Azevedo, J.M.M., Sommer, C.A., Weichel, B.L., Chemale Jr, F., Almeida, D.P.M. 2011. Geochemical Evidence Concerning Sources and Petrologic Evolution of Faial Island, Central Azores. *International Geology Review*, 53(14):1684-1708.

Lourenço, N., Miranda, J. M., Luis, J. F., Ribeiro, A., Mendes Victor, L. A., Madeira, J., Needham, H. D. 1998. Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area. *Marine Geophysical Researches*, 20: 141-156.

Lowestern, J. B. 1995. Applications of silicate melt inclusions to the study of magmatic volatiles. *In: J. F. H. Thompson (ed). Magma, Fluids and Ore Deposits*. Ottawa, Mineralogical Association of Canada, p. 71-99.

Macdonald R., 1974, Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks: *Bulletin Volcanologique*, 38(2): 498-516.

Madeira, J. 2005. The volcanoes of Azores Islands: a world-class heritage. *In: IV INTERNATIONAL SYMPOSIUM PROGEO ON THE CONSERVATION OF THE GEOLOGICAL HERITAGE*.2005,Lisboa. p. 1-105.

Madeira, J., Ribeiro, A. 1990. Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184: 405-415.

Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Ydiagram. *Chemical Geology*, 56 (3/4): 207–218

Montesinos, F.G., Camacho, A.G., Nunes, J.C., Oliveira, C.S., Vieira, R.2003. A 3-D gravity model for a volcanic crater in Terceira Island (Azores). *Geophysical Journal International*, 154: 393–406.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-773.

Nunes. J.C. 2000a. Estudo geológico da depressão vulcânica de São Sebastião (ilha Terceira, Açores) e área envolvente. Relatório Projecto PPERCAS, 25p., Universidade dos Açores. Ponta Delgada.

Nunes. J.C. 2000b. Notas sobre a geologia da Terceira. *Açoreana*, 9: 205-215

Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983

Reed, S.J.B. 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 190p.

Stroncik, N.A., Niedermann, S., Haase, K.M. 2008. Plume-ridge interaction revisited: Evidence for melt mixing from He, Ne and Ar isotope and abundance systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 268 (3-4): 424-432.

Sun S.S. & McDonough W.F. (1989). Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: Implications for Mantle Composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*. London, *Geol. Soc. London Spec. Pub*, 42: 313-345.

Weil, D. F., Drake, M. J. 1973. Europium anomaly in plagioclase feldspar: experimental results and semiquantitative model. *Science*, 180: 1059-1060.

Vogt, P. R., Jung, W. Y. 2004. The Terceira Rift as a hyper-slow, hotspot-dominated oblique spreading axis: A comparison with other slow-spreading plate boundaries. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 77-90.

Wilson, M. (1989). Oceanic Islands. In: *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin, Springer, p.245-285.

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

Winter, J.D. 2010. Magma Diversity. In: *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, Pearson, p. 202-221.

Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing to nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50:11–30.