

ADRIANO HENRIQUE GONÇALVES PIMENTEL

**DOMOS E *COULÉES* DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO
PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO**



DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES
2006

ADRIANO HENRIQUE GONÇALVES PIMENTEL

**DOMOS E *COULÉES* DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO
PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO**

**TESE REALIZADA NO ÂMBITO DO MESTRADO EM VULCANOLOGIA E RISCOS
GEOLÓGICOS, DE ACORDO COM O DISPOSTO NO ARTº 14º DO REGULAMENTO
DO MESTRADO EM VULCANOLOGIA E RISCOS GEOLÓGICOS, PUBLICADO EM
DIÁRIO DA REPÚBLICA, II SÉRIE, Nº 189, DE 17 DE AGOSTO DE 2000.**

**ORIENTADOR:
DOUTOR JOSÉ MANUEL RODRIGUES PACHECO
UNIVERSIDADE DOS AÇORES**



**DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES
2006**

Aos meus pais e irmão

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS.....	V
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS.....	VIII
ÍNDICE DE QUADROS.....	X
AGRADECIMENTOS.....	XI
RESUMO.....	XIII
ABSTRACT.....	XV
I – INTRODUÇÃO.....	1
I.1 – NOTA PRÉVIA.....	1
I.2 – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA.....	2
I.3 – CONTEXTO VULCANO-TECTÓNICO.....	3
I.4 – SISMICIDADE E VULCANISMO.....	7
I.5 – HISTÓRIA ERUPTIVA.....	12
II – FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	18
II.1 – NOTA PRÉVIA.....	18
II.2 – FACTORES QUE CONDICIONAM A INSTALAÇÃO DAS LAVAS.....	19
II.2.1 – REOLOGIA.....	19
II.2.1.1 – FACTORES QUE CONTROLAM A VISCOSIDADE.....	21
II.2.1.1.1 – TEMPERATURA.....	22
II.2.1.1.2 – COMPOSIÇÃO QUÍMICA.....	23
II.2.1.1.3 – VOLÁTEIS.....	24
II.2.1.1.4 – VESÍCULAS.....	26
II.2.1.1.5 – CARGA SÓLIDA.....	27
II.2.2 – TAXA DE EFUSÃO.....	28
II.2.3 – AMBIENTE EXTERNO.....	30
II.2.3.1 – EFEITO DA ÁGUA OU GELO.....	30
II.2.3.2 – DECLIVE DA SUPERFÍCIE DE FLUXO.....	31
II.3 – TIPOS DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.).....	32
II.3.1 – DOMOS LÁVICOS.....	33
II.3.1.1 – DOMOS CHAMINÉ (<i>UPHEAVED PLUGS</i>).....	36

II.3.1.2 – DOMOS PELEANOS	36
II.3.1.3 – DOMOS BAIXOS	37
II.3.1.4 – COULÉES	38
II.3.2 – ESCODAS LÁVICAS TRAQUÍTICAS (S.L.)	39
II.4 – PRINCIPAIS PERIGOS ASSOCIADOS À INSTALAÇÃO DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.).....	42
III – GEOMORFOLOGIA	45
III.1 – NOTA PRÉVIA	45
III.2 – DISTRIBUIÇÃO DOS CENTROS ERUPTIVOS.....	46
III.3 – PRINCIPAIS FORMAS E ESTRUTURAS	49
III.4 – CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA	56
III.4.1 – METODOLOGIA	56
III.4.2 – CARTOGRAFIA DE SUPERFÍCIE	58
III.4.3 – COEFICIENTE DE ASPECTO (<i>ASPECT RATIO</i>)	59
III.4.4 – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS	62
III.4.4.1 – DOMOS	62
III.4.4.2 – COULÉES	65
III.4.5 – TESTE DE MANN-WHITNEY	70
III.5 – IMPLICAÇÕES PARA A INSTALAÇÃO DE DOMOS E COULÉES	72
IV – GEOQUÍMICA	77
IV.1 – NOTA PRÉVIA	77
IV.2 – AMOSTRAGEM E MÉTODOS DE ANÁLISE	78
IV.3 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	79
IV.3.1 – VULCÃO DE SANTA BÁRBARA.....	79
IV.3.2 – VULCÃO DO PICO ALTO	82
IV.4 – QUIMISMO DAS ROCHAS.....	84
IV.4.1 – CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS.....	84
IV.4.1.1 – DIAGRAMA Na_2O+K_2O VERSUS SiO_2	84
IV.4.1.2 – DIAGRAMA Al_2O_3 VERSUS FE TOTAL COMO FEO	85
IV.4.1.3 – DIAGRAMA K_2O VERSUS Na_2O	86
IV.4.2 – DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA.....	86
IV.4.2.1 – ELEMENTOS MAIORES	86
IV.4.2.2 – ELEMENTOS EM TRAÇO.....	88

IV.5 – DISCUSSÃO.....	92
V – MODELAÇÃO FÍSICA DE COULÉES.....	97
V.1 – NOTA PRÉVIA	97
V.2 – DESENVOLVIMENTO DE MODELOS FÍSICOS DE PROCESSOS VULCÂNICOS	98
V.3 – MODELAÇÃO DE LAVAS.....	99
V.3.1 – MODELOS BASEADOS NA TEORIA DE TRANSPORTE.....	100
V.3.2 – MODELOS PROBABILÍSTICOS.....	101
V.3.3 – MODELOS ANTERIORES DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.)	104
V.4 – MODELO FÍSICO PROPOSTO.....	107
V.4.1 – ENQUADRAMENTO TEÓRICO.....	107
V.4.2 – APLICAÇÃO ÀS COULÉES DA ILHA TERCEIRA.....	112
V.4.2.1 – PARÂMETROS DE ENTRADA.....	112
V.4.2.1.1 – TAXA DE EFUSÃO	113
V.4.2.1.2 – VISCOSIDADE DA LAVA	114
V.4.2.2 – TESTES DE SENSIBILIDADE.....	117
V.4.2.3 – RESULTADOS E CONCLUSÕES.....	120
VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS	124
BIBLIOGRAFIA	129
ANEXOS.....	144
ANEXO I – GLOSSÁRIO DE SÍMBOLOS.....	A1
ANEXO II – CENTROS ERUPTIVOS.....	A3
II.1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS CENTROS ERUPTIVOS	A3
II.2 – LISTAGEM DOS CENTROS ERUPTIVOS	A4
ANEXO III – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS.....	A7
III.1 – MAPA DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.) DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA.....	A7
III.2 – MAPA DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.) DO VULCÃO DO PICO ALTO.....	A8
III.3 – LISTAGEM DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.).....	A9
ANEXO IV – TESTE DE KOLMOGOROV-SMIRNOV.....	A19
IV.1 – TESTE À NORMALIDADE (DOMOS).....	A19

IV.2 – TESTE À NORMALIDADE (<i>COULÉES</i>).....	A19
ANEXO V – AMOSTRAGEM	A20
V.1 – MAPA DE AMOSTRAGEM	A20
V.2 – COORDENADAS DAS AMOSTRAS	A21
ANEXO VI – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO	A22
VI.1 – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA	A22
VI.2 – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO.....	A24
ANEXO VII – CONTAGEM MODAL	A26
VII.1 – CONTAGEM MODAL (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA	A26
VII.2 – CONTAGEM MODAL (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO.....	A27
ANEXO VIII – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS MAIORES	A28
VIII.1 – ELEMENTOS MAIORES (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA.....	A28
VIII.2 – ELEMENTOS MAIORES (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO.....	A29
ANEXO IX – NORMA C.I.P.W.	A30
IX.1 – NORMA C.I.P.W. (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA	A30
IX.2 – NORMA C.I.P.W. (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO.....	A31
ANEXO X – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO	A32
X.1 – ELEMENTOS EM TRAÇO (EM PPM) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA.....	A32
X.2 – ELEMENTOS EM TRAÇO (EM PPM) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO	A34

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1 – Localização geográfica da ilha Terceira no arquipélago dos Açores.....	2
Figura I.2 – Principais estruturas tectónicas da região dos Açores. Legenda: CMA - Crista Médio-Atlântica; ZFAE - Zona de Fractura Este dos Açores; RT - <i>Rift</i> da Terceira; FG - Falha da Glória (modificado de Gaspar <i>et al.</i> , 1999).....	3
Figura I.3 – Modelo digital de terreno da ilha Terceira, onde se destacam as seis regiões geomorfológicas. Legenda: 1) Vulcão dos Cinco Picos; 2) Vulcão Guilherme Moniz; 3) Vulcão do Pico Alto; 4) Vulcão de Santa Bárbara; 5) Zona Fissural, com destaque para o Sistema Vulcânico Fissural; 6) <i>Graben</i> das Lajes. Coordenadas U.T.M., zona 26S (adaptado de Queiroz <i>et al.</i> , 2001 com dados de Self, 1974, 1976).....	4
Figura I.4 – Esboço vulcano-tectónico da ilha Terceira. Legenda: 1) <i>Graben</i> da Lajes; A) Falha das Lajes; B) Falha das Fontinhas; 2) <i>Graben</i> de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S (adaptado de Queiroz <i>et al.</i> , 2001).....	6
Figura I.5 – Carta epicentral da ilha Terceira e região circundante, para o período de 1980 a 2003. Legenda: 1) Fossa Hirondele Norte; 2) Crista Submarina da Terceira; 3) Fossa Este da Graciosa; 4) Crista Submarina da Serreta; 5) Zona de fractura do sismo de 1980 (dados do Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores - SIVISA).....	9
Figura I.6 – Erupções vulcânicas históricas registadas nos Açores (modificado de Weston, 1964 com dados de Queiroz <i>et al.</i> , 1995, Queiroz, 1997 e Gaspar <i>et al.</i> , 2003).....	10
Figura I.7 – Distribuição espacial de produtos do <i>Upper Terceira Group</i> . Legenda: 1.A) Lavas traquíticas (<i>s.l.</i>) e cones de escórias do Vulcão de Santa Bárbara; 1.B) Lavas traquíticas (<i>s.l.</i>) do Vulcão do Pico Alto; 2.A) Escoadas lávicas basálticas (<i>s.l.</i>) de maior expressão; 2.B) Escoadas lávicas basálticas (<i>s.l.</i>) e lavas traquíticas (<i>s.l.</i>) do Sistema Vulcânico Fissural (adaptado de Self, 1974, 1976).....	16
Figura II.1 – Curvas de fluxo de vários tipos de fluidos demonstrando a variação da taxa de deformação com a tensão cisalhante (adaptado de Dragoni, 1993).....	20
Figura II.2 – Variação da viscosidade de alguns tipos comuns de líquidos magmáticos em função da temperatura (adaptado de McBirney e Murase, 1984, <i>in</i> Francis, 1993).....	22
Figura II.3 – Variação da viscosidade do líquido magmático em função do teor em H ₂ O. a) para líquidos graníticos; b) para líquidos basálticos (adaptado de Murase, 1962, <i>in</i> Francis, 1993).....	26
Figura II.4 – Projecção do comprimento das escoadas lávicas em função da taxa de efusão média em diversos vulcões (adaptado de Walker, 1973).....	29
Figura II.5 – Projecção da espessura média de escoadas lávicas do tipo <i>aa</i> em função do seno do ângulo de declive (Kilburn, 2004).....	32
Figura II.6 – Regimes de instalação exógeno e endógeno de domos lávicos (Fink, 1990).....	33
Figura II.7 – Esquema representativo de um domo chaminé (<i>upheaved plug</i>), em corte transversal (Blake, 1990).....	36
Figura II.8 – Esquema representativo de um domo peleano, em corte transversal (Blake, 1990).....	37
Figura II.9 – Esquema de representativo de um domo baixo, em corte transversal (Blake, 1990).....	38

Figura II.10 – Esquema representativo de uma <i>coulée</i> , em corte transversal (Blake, 1990).....	38
Figura II.11 – Esquema representativo da frente de uma escoada lávica em blocos (Chester, 1993).....	40
Figura II.12 – Esquema representativo de um canal lávico com <i>levées</i> (Chester, 1993).....	41
Figura II.13 – Representação dos quatro tipos de <i>levées</i> em corte transversal (Sparks <i>et al.</i> , 1976).....	42
Figura III.1 – Centros eruptivos associados à extrusão de lavas traquíticas (<i>s.l.</i>) recentes da ilha Terceira. Legenda: GL - <i>Graben</i> das Lajes; CP - Vulcão dos Cinco Picos; GM - Vulcão Guilherme Moniz; PA - Vulcão do Pico Alto; SB - Vulcão de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S.	46
Figura III.2 – Padrão de distribuição de diques sobre um corpo magmático em profundidade. A tensão regional é dominante a uma certa distância do corpo magmático, surgindo um padrão radial na sua zona de influência (adaptado de Bacon <i>et al.</i> , 1980, <i>in</i> Fink, 1993).....	49
Figura III.3 – Localização das principais formas e estruturas associadas a lavas traquíticas (<i>s.l.</i>) da Terceira. Legenda: 1 - Pico Rachado; 2 - <i>Coulée</i> da Serreta; 3 - <i>Coulée</i> da Agualva; 4 - Mistérios Negros; 5 - Pico Carneiro; 6 - Rocha da Lapa; 7 - Alto do Raminho; 8 - Pico dos Loiros; 9 - Pico das Pardelas. Coordenadas U.T.M., zona 26S.....	50
Figura III.4 – Carta das lavas de natureza traquítica (<i>s.l.</i>) do Vulcão de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S.....	58
Figura III.5 – Carta das lavas de natureza traquítica (<i>s.l.</i>) do Vulcão do Pico Alto. Coordenadas U.T.M., zona 26S.....	59
Figura III.6 – Projecção das dimensões de extrusões lávicas de diferentes composições químicas. As duas escalas da base indicam a área coberta pela lava e o diâmetro de um círculo com igual área. As linhas a tracejado indicam o coeficiente de aspecto, conforme o diagrama do canto superior direito. As linhas a ponteados representam os volumes das extrusões lávicas (adaptado de Walker, 1973, <i>in</i> Cas e Wright, 1988).....	60
Figura III.7 – Perfis topográficos de diferentes tipos de lavas traquíticas (<i>s.l.</i>). a) <i>Coulée</i> do Alto do Raminho; b) Domo do Pico dos Loiros; c) Domo e <i>coulée</i> do Pico das Pardelas (para localização ver Figura III.3).....	61
Figura III.8 – Projecção dos parâmetros morfométricos dos domos seleccionados, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto.....	63
Figura III.9 – Projecção dos parâmetros morfométricos das <i>coulées</i> seleccionadas, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto.....	66
Figura III.10 – Projecção da altura em função do raio basal, para dois padrões de crescimento de domos a partir de um centro eruptivo com 5 m de raio (adaptado de Blake, 1990). Legenda: ▲ - Domos do Vulcão de Santa Bárbara; ● - Domos do Vulcão do Pico Alto.....	74
Figura IV.1 – Diagrama Na ₂ O+K ₂ O versus SiO ₂ (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) para as amostras de domos e <i>coulées</i> da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).....	84
Figura IV.2 – Diagrama de discriminação dos traquitos e riolitos hiperalcalinos (MacDonald, 1974, <i>in</i> Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).....	85

Figura IV.3 – Diagrama K_2O versus Na_2O (Middlemost, 1975) para as rochas dos domos e <i>coulées</i> da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).....	86
Figura IV.4 – Diagramas de Harker das amostras de domos e <i>coulées</i> da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).....	87
Figura IV.5 – Diagramas variação química de alguns elementos em traço versus SiO_2 para as rochas dos domos e <i>coulées</i> da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto)	89
Figura IV.6 – Diagrama de terras raras para as amostras de domos e <i>coulées</i> do Vulcão de Santa Bárbara. Valores normalizados em relação ao condrito C1 (Sun e McDonough, 1989).....	90
Figura IV.7 – Diagrama de terras raras para as amostras de domos e <i>coulées</i> do Vulcão do Pico Alto. Valores normalizados em relação ao condrito C1 (Sun e McDonough, 1989).....	90
Figura IV.8 – Diagrama multi-elementos para as amostras de domos e <i>coulées</i> do Vulcão de Santa Bárbara. Valores normalizados em relação ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).....	91
Figura IV.9 – Diagrama multi-elementos em traço para as amostras de domos e <i>coulées</i> do Vulcão do Pico Alto. Valores normalizados em relação ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).....	91
Figura V.1 – Fluxograma de abordagem ao desenvolvimento de modelos físicos de processos vulcânicos (adaptado de Neri e Macedonio, 1996)	98
Figura V.2 – Esquema representativo dos parâmetros morfométricos de uma <i>coulée</i> . a) Vista em planta; b) Vista em perfil longitudinal. Legenda: CE - Centro eruptivo; l_c - Distância percorrida pela lava; L_c - Comprimento final; W_c - Largura final; T_c - Espessura final; α - Ângulo de declive do terreno	109
Figura V.3 – Projecção da variação da viscosidade aparente da lava ao longo do tempo. A linha a negro representa a correlação estabelecida para a erupção de 1988-1990 do Vulcão Lonquimay (Chile) (Naranjo <i>et al.</i> , 1992); A linha a vermelho corresponde à relação projectada depois de calibrada para uma viscosidade inicial da lava de $5,5 \times 10^7$ Pa.s.....	116
Figura V.4 – Resultados do teste de sensibilidade à taxa de efusão inicial, para uma viscosidade inicial da lava de 10^7 Pa.s, expressos como o comprimento máximo das <i>coulées</i> em função do volume total emitido	119
Figura V.5 – Resultados do teste de sensibilidade à taxa de efusão inicial, para uma viscosidade inicial da lava de 10^8 Pa.s, expressos como o comprimento máximo das <i>coulées</i> em função do volume total emitido	119
Figura V.6 – Resultados do teste de sensibilidade à viscosidade inicial da lava, para uma taxa de efusão inicial entre 1,7 e $13,6 \text{ m}^3/\text{s}$, expressos como o comprimento máximo das <i>coulées</i> em função do volume total emitido.....	120
Figura V.7 – Comparação entre a solução do modelo e os parâmetros morfométricos observados para as <i>coulées</i> da ilha Terceira, expressos como o comprimento máximo em função do volume total emitido.	121

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Fotografia I.1 – Efeitos do sismo de 1 de Janeiro de 1980 na Igreja Matriz da Praia da Vitória, ilha Terceira (Fotografia gentilmente cedida por Foto Íris).....	8
Fotografia I.2 – Vista panorâmica da zona dos domos dos Mistérios Negros	11
Fotografia I.3 – Aspecto geral dos balões de lava da erupção da Serreta (Fotografia gentilmente cedida pelo Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores - CVARG)	11
Fotografia III.1 – Alinhamento de domos e <i>coulées</i> do Pico Rachado no Vulcão de Santa Bárbara. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil e localização	47
Fotografia III.2 – Alinhamento NNW-SSE dos domos do Biscoito Rachado no Vulcão do Pico Alto. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil e localização	48
Fotografia III.3 – Panorama do Vulcão de Santa Bárbara, visto do flanco W do Vulcão do Pico Alto	49
Fotografia III.4 – Panorama do Vulcão do Pico Alto, visto do <i>Graben</i> da Lajes	50
Fotografia III.5 – Vista do domo do Pico Rachado.....	51
Fotografia III.6 – Vista aérea oblíqua da <i>coulée</i> da Serreta	51
Fotografia III.7 – Domo e <i>coulée</i> da Agualva. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil. Legenda: 1 - Domo parcialmente colapsado; 2 - <i>Coulée</i>	52
Fotografia III.8 – Vista do espinho do domo Mistérios Negros D	53
Fotografia III.9 – Domo e <i>coulée</i> do Pico do Carneiro. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia panorâmica. Legenda: 1 - Domo lávico parcialmente colapsado; 2 - Canal lávico; 3 - <i>Levéés</i>	54
Fotografia III.10 – Aspecto das estruturas de fluxo laminar do domo do Pico do Carneiro	54
Fotografia III.11 – Aspectos da crosta das lavas traquíticas (<i>s.l.</i>). a) crosta brechóide do domo da Rocha da Lapa; b) crosta lávica fragmentada do domo Mistérios Negros A	55
Fotografia IV.1 – Exemplo de fenocristal de feldspato alcalino (TERS7). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 33x	80
Fotografia IV.2 – Exemplo de fenocristal de plagioclase (TERS19). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 83x	80
Fotografia IV.3 – Exemplo de aglomerado de cristais de olivina (TERS24). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 83x	81
Fotografia IV.4 – Microfotografia de SEM de um polimorfo de sílica, provavelmente tridimite (TERS70)	81
Fotografia IV.5 – Aspecto geral da textura traquítica (TERS19). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 33x.....	81

Fotografia IV.6 – Exemplo de fenocristal de piroxena (TERS86). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 54x	82
Fotografia IV.7 – Exemplo de um microfenocristal de anfíbola (TERS91). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 108x	83
Fotografia IV.8 – Exemplo de fenocristais de aenigmatite e feldspato alcalino (TERS102). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 22x	83
Fotografia IV.9 – Aspecto geral da textura glomeroporfírica (TERS78). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 22x	83

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro I.1 – Escala vulcanoestratigráfica do <i>Upper Terceira Group</i> (adaptado de Self, 1974, 1976, com dados de Gertisser <i>et al.</i> , 2005 e Gertisser <i>et al.</i> , <i>sub.</i>)	15
Quadro III.1 – Teste de Mann-Whitney (Domos).....	70
Quadro III.2 – Teste de Mann-Whitney (<i>Coulées</i>).....	71
Quadro V.1 – Dados relativos ao avanço e viscosidade aparente da lava da erupção de 1988-1990 do Vulcão Lonquimay (Chile) (adaptado de Naranjo <i>et al.</i> , 1992).	115
Quadro V.2 – Quadro síntese dos parâmetros utilizados na modelação das <i>coulées</i> da ilha Terceira.....	117

AGRADECIMENTOS

Ao longo deste trabalho foi possível contar com a colaboração de diversas pessoas e com o apoio encorajador de amigos e familiares. Neste momento, não posso deixar de expressar o meu sincero agradecimento a todos quantos contribuíram para a sua concretização, particularmente:

- ao Magnífico Reitor da Universidade dos Açores, Professor Doutor Avelino de Freitas Meneses, por ter tornado possível a realização deste curso de Mestrado;
- ao Director do Departamento de Geociências, Doutor José Manuel Pacheco, pelas facilidades concedidas na elaboração do presente trabalho;
- ao anterior Director do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, Professor Doutor João Luís Gaspar, e à actual Directora, Doutora Gabriela Queiroz, pelas condições proporcionadas, que muito contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho;
- ao meu Orientador, Doutor José Manuel Pacheco, pelo apoio, disponibilidade, partilha de conhecimentos, revisão científica dos textos e especialmente pela paciência demonstrada;
- a todos os docentes e colegas do curso de Mestrado, pelo interesse, disponibilidade e partilha de conhecimentos;
- a todos os colegas, investigadores e funcionários do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, pelo apoio e interesse demonstrados;
- à Doutora Maria Helena Almeida e às colegas Maria Inês Cruz e Paula Gonçalves, pela disponibilidade, troca de ideias, sugestões e revisão dos textos;

- ao Professor Doutor Steve Sparks, ao Doutor Thierry Menand e todos os outros colegas do *Department of Earth Sciences, University of Bristol* (Reino Unido) pela disponibilidade, incentivo e especialmente pelas entusiasmantes e esclarecedoras discussões, que contribuíram decisivamente para a melhoria deste trabalho;
- a toda a minha família, pela amizade e interesse demonstrados;
- aos meus pais e irmão, pelo apoio incondicional e por acreditarem em mim;
- e especialmente à minha esposa pelo amor, carinho, dedicação e paciência demonstrados durante este longo percurso.

A concretização do presente trabalho beneficiou da comparticipação financeira dos projectos EU-VDRTN (*European Union - Volcano Dynamics Research Training Network*), financiado pela União Europeia, STAMINA (*Study of the Tectonic and Magmatic Interplay in the Azores*), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, e SIMOVA 2 (Desenvolvimento do Observatório de Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores), financiado pela Regional Autónoma dos Açores.

RESUMO

A ilha Terceira distingue-se das restantes ilhas do arquipélago dos Açores, pela sua notável abundância de domos e *coulées*. Estas formas vulcânicas resultantes do vulcanismo essencialmente efusivo ou de reduzida explosividade, encontram-se frequentemente associadas no tempo e no espaço a importantes episódios de actividade explosiva. Estas lavas traquíticas (*s.l.*) correspondem aos produtos vulcânicos com maior expressão na história eruptiva recente desta ilha (< 23 000 anos). Os domos e as *coulées* ocorrem principalmente nos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, onde se podem observar importantes concentrações no interior das suas caldeiras e ao longo dos seus flancos.

Com este trabalho, pretendeu-se contribuir para o estudo das lavas de natureza traquítica (*s.l.*) da ilha Terceira e particularmente dos seus mecanismos de instalação. Para tal, procedeu-se à caracterização geomorfológica e geoquímica destas lavas, e posterior modelação da dinâmica de instalação das *coulées*.

No estudo da distribuição espacial dos centros eruptivos dos domos lávicos e das *coulées*, verificou-se a existência de extensos alinhamentos, de orientação geral WNW-ESE a NW-SE, sugerindo que a erupção destas lavas, alimentadas de profundidade por sistemas de diques, é fortemente condicionada pelo campo de tensões regionais, embora este se encontre, por vezes, localmente subjugado por tensões magmáticas.

A caracterização geomorfológica das lavas traquíticas (*s.l.*) dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto permitiu concluir que tanto os domos como as *coulées*, de ambos os vulcões, apresentam morfologias muito semelhantes e não demonstram diferenças significativas em termos morfométricos. A análise morfométrica destas lavas indicou que os domos seguem um padrão de crescimento geométrico, dominado por um regime de instalação essencialmente endógeno. No caso das *coulées*, as baixas correlações observadas entre os parâmetros morfométricos

dificultam a descrição do seu processo de extrusão e sugerem uma dinâmica de instalação mais complexa.

Em termos composicionais, as rochas dos domos e das *coulées* correspondem a traquitos e riolitos de natureza hiperalcalina. A sua mineralogia é constituída essencialmente pelas mesmas fases minerais, tanto na geração fenocristalina como na geração microfenocristalina, com nítido predomínio de feldspato alcalino. Neste contexto, o Vulcão do Pico Alto distingue-se do Vulcão de Santa Bárbara pela presença de anfíbola nas suas rochas. O estudo geoquímico destas rochas permitiu reconhecer o papel da cristalização fraccionada como o processo fundamental da sua diferenciação magmática. Os comportamentos divergentes observados nas séries dos dois vulcões foram atribuídos a diferentes condições de fO_2 durante a sua evolução magmática, como resultado de processos de desgaseificação distintos.

A modelação da dinâmica de instalação das *coulées* da ilha Terceira permitiu uma melhor compreensão dos principais processos físicos envolvidos, mas também a reconstituição das condições que presidiram à sua extrusão. O modelo físico desenvolvido neste trabalho segue uma abordagem determinística simplificada para descrever a dinâmica de instalação destas lavas. Este modelo integra um conjunto de equações que permite quantificar os efeitos dos principais factores que condicionam o desenvolvimento das lavas.

Os resultados obtidos demonstram que o modelo reproduziu com sucesso a gama de comprimentos máximos observados nas *coulées* da ilha Terceira. As principais divergências registadas entre a solução do modelo e as dimensões destas lavas, podem dever-se a ligeiras diferenças das condições eruptivas iniciais das *coulées*. Deste modo, foi possível obter um melhor conhecimento das condições dominantes no momento da erupção destas lavas traquíticas (*s.l.*).

ABSTRACT

Terceira Island distinguishes from all the other islands of the archipelago of the Azores for its noteworthy abundance of lava domes and coulees. These volcanic landforms produced by effusive or low explosivity volcanism are frequently associated in time and space to violent explosive events. These felsic lavas are the volcanic product with the largest expression in the recent eruptive history of this island (< 23 ka). Lava domes and coulees occur mainly in Santa Bárbara and Pico Alto volcanoes, inside the calderas and along the flanks.

The aim of the present work was to study the felsic lavas of Terceira and particularly its emplacement dynamics. For such, these lavas were characterized in terms of its geomorphology and geochemistry, in order to model the emplacement dynamics of the coulees.

From the spatial distribution of the eruptive centers of lava domes and coulees, it was possible to determine the presence of extensive alignments, with WNW-ESE and NW-SE general directions, suggesting that the eruption of these lavas, fed from depth by dykes, were strongly dominated by regional stress fields, although sometimes they may be locally subjugated by magmatic stress.

The geomorphological characterization of felsic lavas from Santa Bárbara and Pico Alto volcanoes confirmed that both the lava domes and the coulees show similar morphologies and do not reveal significant morphometric differences. The morphometric analysis of these lavas suggests that lava domes follow a geometrical growth pattern, dominated essentially by an endogenous regime. Regarding coulees, the low correlations observed between the morphometric parameters make it difficult to describe the eruptive process and suggests a more complex effusion dynamics.

In terms of chemical composition, the rocks from lava domes and coulees correspond to peralkaline trachytes and rhyolites. Its mineralogy comprises essentially the same mineral phases, in phenocryst and microphenocryst generations, with clear

predominance of alkaline feldspars. In this sense, Pico Alto Volcano differs from Santa Bárbara Volcano by the presence of amphibole in its rocks. The geochemical study of these rocks allowed to recognize the roll of fractional crystallization as the main magmatic differentiation process. The different behaviors observed in the series of the two volcanoes were attributed to different fO_2 conditions during magmatic evolution, resulting from distinctive degassing processes.

Modeling the emplacement dynamics of coulees from Terceira Island allowed a better understanding of the main physical processes involved and also the reconstitution of the conditions that presided to their extrusion. The physical model developed in the present work, follows a simple deterministic approach to describe the emplacement dynamics of these lavas. This model integrates a set of equations that allows to quantify the effects of the main factors that govern the emplacement of lavas.

The results obtained demonstrate that this model was able to reproduce the maximum length range observed in the coulees of Terceira Island. The main discrepancies observed between the solution of the model and actual lavas dimensions may result from differences in the initial eruptive conditions of the coulees. Therefore, it was possible to gain a better understanding of the dominant conditions throughout the eruption of these felsic lavas.

I – INTRODUÇÃO

I.1 – NOTA PRÉVIA

Os fenómenos vulcânicos há muito que despertam a curiosidade do Homem. Desde sempre a actividade vulcânica exerceu um enorme fascínio sobre a humanidade, quer pelas suas espectaculares manifestações, quer pelas catástrofes frequentemente associadas. Inicialmente, o estudo das manifestações vulcânicas era marcado por um carácter meramente descritivo, porém, a partir do último quartel do século XX, a vulcanologia passou também a debruçar-se sobre os processos físicos fundamentais do vulcanismo. Esta mudança de paradigma foi fundamental para o desenvolvimento dos domínios da predição de erupções vulcânicas e da avaliação dos perigos associados.

As erupções vulcânicas podem ocorrer ao longo de um largo espectro de estilos eruptivos. Contudo, estas manifestações vulcânicas podem ser divididas em dois grandes grupos, de acordo com o seu modo de extrusão: o vulcanismo efusivo e vulcanismo explosivo.

Resultantes de vulcanismo de carácter essencialmente efusivo, as escoadas lávicas constituem a forma vulcânica mais comum à superfície da Terra. Em termos gerais, estas podem ser agrupadas, tendo em conta o seu quimismo, em escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) ou traquíticas (*s.l.*).

No arquipélago dos Açores, as escoadas lávicas de natureza traquítica (*s.l.*), isto é, os domos e as *coulées*, apresentam uma expressão reduzida, quando comparadas com outras formas vulcânicas, encontrando-se apenas em quatro das nove ilhas, nomeadamente, São Miguel, Terceira, Graciosa e Faial. Neste âmbito, a Terceira distingue-se das restantes ilhas, pela abundância e diversidade das suas lavas, sendo mesmo o produto vulcânico com maior expressão na sua história eruptiva recente. Deste modo, optou-se pelo desenvolvimento do presente trabalho tendo como área de estudo a ilha Terceira.

I.2 – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

O arquipélago dos Açores, situado no Atlântico Norte entre as latitudes 37° e 40° N e as longitudes 25° e 31° W, é formado por nove ilhas e diversos ilhéus.

As ilhas distribuem-se ao longo de aproximadamente 600 km, segundo a orientação geral WNW-ESE, formando três grupos geográficos distintos. O grupo ocidental é constituído pelas ilhas do Corvo e das Flores, o grupo central inclui as ilhas do Faial, Pico, São Jorge, Graciosa e Terceira e o grupo oriental, formado pelas ilhas de São Miguel e Santa Maria.

A ilha Terceira, a mais oriental do grupo central, localiza-se entre as latitudes 38° 37' e 38° 48' N e as longitudes 27° 02' e 27° 23' W (Figura I.1).

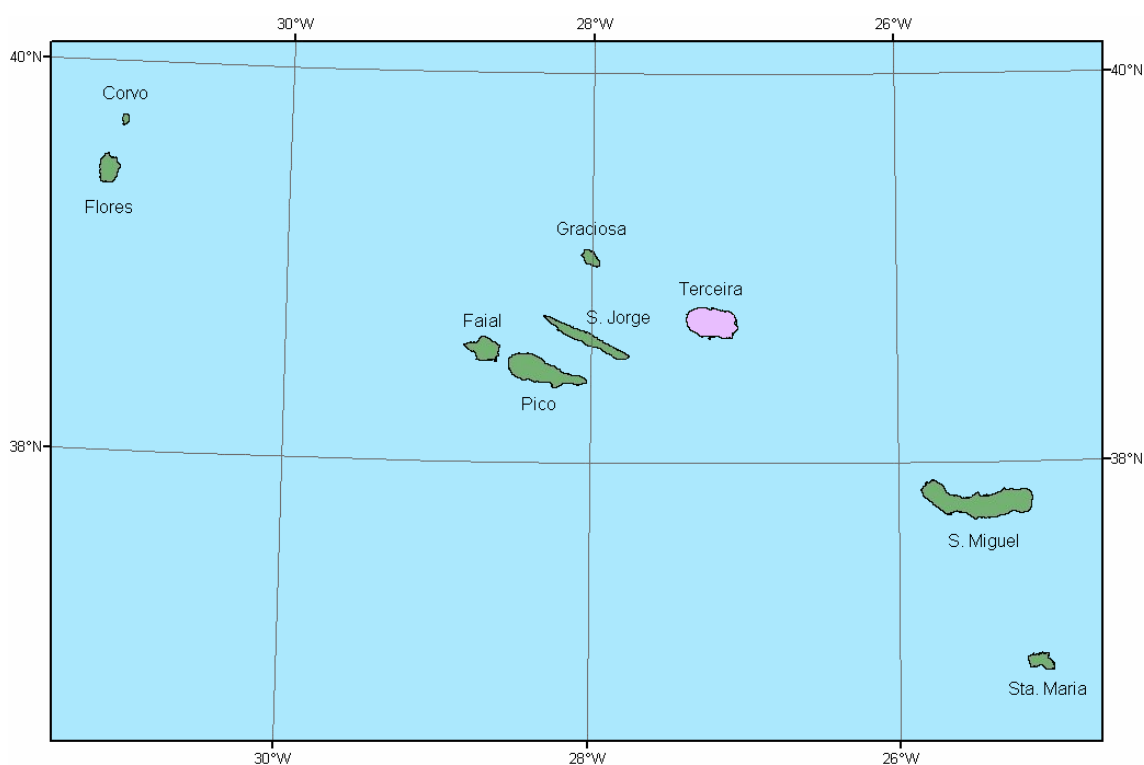


Figura I.1 – Localização geográfica da ilha Terceira no arquipélago dos Açores.

I.3 – CONTEXTO VULCANO-TECTÓNICO

O arquipélago dos Açores, porção emersa da Plataforma dos Açores (Needham e Francheteau, 1974), apresenta um enquadramento geodinâmico complexo, dominado pela confluência das placas litosféricas Americana, Euroasiática e Africana (Figura I.2). Neste contexto, o arquipélago é fortemente condicionado pela presença de importantes estruturas regionais, como a Crista Médio-Atlântica, a Zona de Fractura Este dos Açores e o *Rift* da Terceira (Machado, 1959; Krause e Watkins, 1970; Searle, 1980). São inúmeros os trabalhos que abordaram estas estruturas, podendo encontrar-se uma síntese das suas principais características nos trabalhos de Queiroz (1990), Gaspar (1996), entre outros.



Figura I.2 – Principais estruturas tectónicas da região dos Açores. Legenda: CMA - Crista Médio-Atlântica; ZFAE - Zona de Fractura Este dos Açores; RT - *Rift* da Terceira; FG - Falha da Glória (modificado de Gaspar *et al.*, 1999).

Fruto do seu enquadramento geoestrutural, a ilha Terceira é naturalmente condicionada pelo *Rift* da Terceira (Machado, 1959). Uma importante estrutura definida pelo alinhamento, de direcção geral NW-SE, de bacias *en échelon* separadas por cristas e ilhas, que se desenvolvem por cerca de 550 km, desde a Bacia Oeste da Graciosa até à Fossa das Formigas, incluindo as ilhas Graciosa,

Terceira e São Miguel (Searle, 1980; Vogt e Jung, 2004). A influência do *Rift* da Terceira sobre esta ilha materializa-se numa clara tendência WNW-ESE a NW-SE, marcada no terreno pelo alinhamento dos principais centros eruptivos e estruturas vulcano-tectónicas (Fernandes, 1986; Queiroz *et al.*, 2001).

A ilha Terceira abrange uma área de cerca de 400 km², exibindo um alongamento geral segundo a orientação E-W, que se traduz num comprimento máximo de cerca de 30 km e uma largura da ordem dos 19 km. De um modo global, caracteriza-se por apresentar altitudes relativamente baixas, atingindo o ponto de cota mais elevada (1021 m) no geodésico de Santa Bárbara, no bordo S desta caldeira.

Do ponto de vista geomorfológico, identificam-se seis regiões distintas na ilha (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Self, 1974, 1976): o Vulcão dos Cinco Picos; o Vulcão Guilherme Moniz; o Vulcão do Pico Alto; o Vulcão de Santa Bárbara; a Zona Fissural; e o *Graben* das Lajes (Figura I.3).

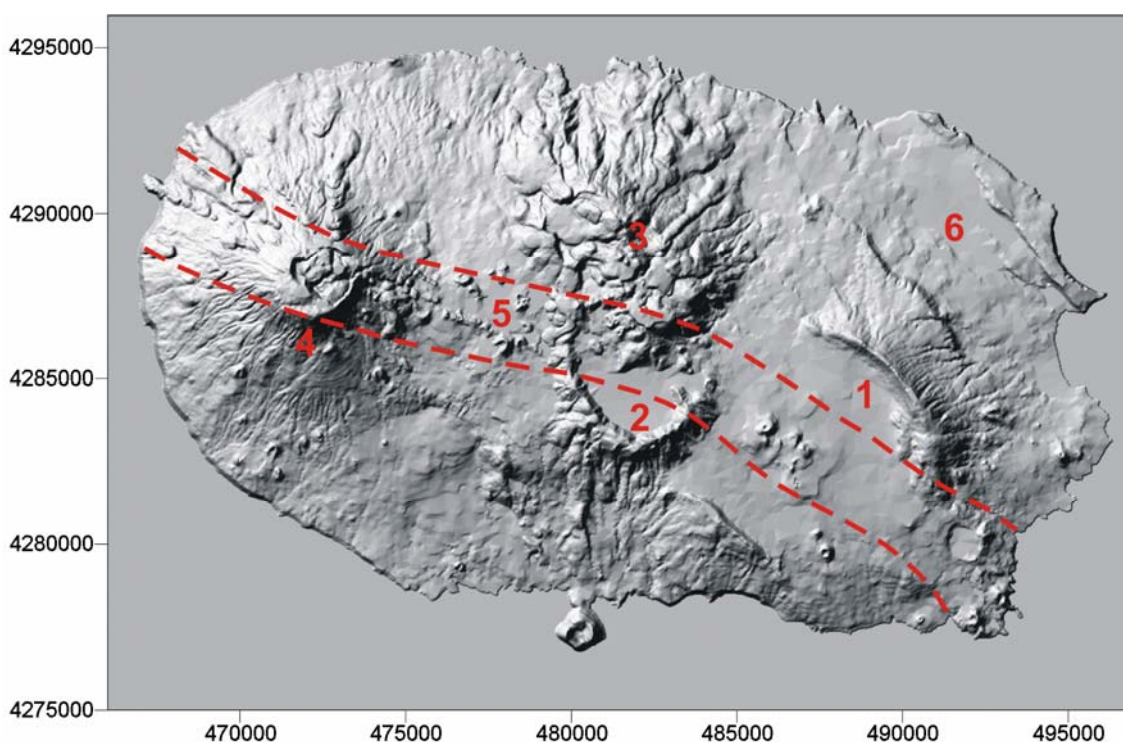


Figura I.3 – Modelo digital de terreno da ilha Terceira, onde se destacam seis regiões geomorfológicas. Legenda: 1) Vulcão dos Cinco Picos; 2) Vulcão Guilherme Moniz; 3) Vulcão do Pico Alto; 4) Vulcão de Santa Bárbara; 5) Zona Fissural, com destaque para o Sistema Vulcânico Fissural; 6) *Graben* das Lajes. Coordenadas U.T.M., zona 26S (adaptado de Queiroz *et al.*, 2001 com dados de Self, 1974, 1976).

O Vulcão dos Cinco Picos, o mais antigo e erodido, situa-se na zona oriental da ilha e corresponde a um edifício de grandes dimensões, que se destaca por uma imponente depressão em forma de caldeira, com cerca de 7 km de diâmetro. Actualmente, este aparelho encontra-se parcialmente desmantelado, estando delimitado apenas por dois segmentos preservados a NE e a SW (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Self, 1974, 1976; Fernandes, 1986; Queiroz *et al.*, 2001).

Na região centro-meridional da ilha localiza-se o Vulcão Guilherme Moniz, um edifício poligenético de morfologia suavizada, encimado por uma caldeira de paredes abruptas. Esta caldeira encontra-se parcialmente obstruída nos sectores N e NE por produtos de actividade eruptiva recente (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Self, 1974, 1976; Fernandes, 1986; Queiroz *et al.*, 2001).

O Vulcão do Pico Alto, situado no sector centro-setentrional, distingue-se pela presença de um importante aglomerado de domos e *coulées* no interior da sua caldeira. Ao longo dos seus flancos, especialmente nos sectores N e E, encontram-se também diversas extrusões de lavas evoluídas (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Self, 1974, 1976; Fernandes, 1986; Queiroz *et al.*, 2001).

O terço ocidental da ilha é constituído pelo Vulcão de Santa Bárbara, um edifício cónico, truncado por duas caldeiras sumitais aproximadamente concêntricas. A mais recente encontra-se totalmente preenchida por numerosos domos e *coulées*. Nos seus flancos destacam-se diversos cones de escórias e extrusões de lavas traquíticas (*s.l.*), definindo, por vezes, alinhamentos bem marcados (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Self, 1974, 1976; Fernandes, 1986; Queiroz *et al.*, 2001).

A Zona Fissural é definida por uma faixa de cerca de 2 km de largo que atravessa a ilha, segundo a orientação geral WNW-ESE, desde o flanco NW do Vulcão de Santa Bárbara até à extremidade SE da ilha (Self, 1974, 1976). Presentemente, o sector activo da Zona Fissural situa-se na região central da ilha, no denominado Sistema Vulcânico Fissural (Queiroz *et al.*, 2001). Este é caracterizado por diversos alinhamentos, de orientação NW-SE a WNW-ESE, marcados no terreno pela

presença de falhas, fracturas e centros monogenéticos de natureza traquítica (s.l.) e/ou basáltica (s.l.) (Self, 1974, 1976).

A tectónica da ilha Terceira é dominada por importantes estruturas de orientação geral NNW-SSE a WNW-ESE (Zbyszewski, 1968; Zbyszewski *et al.*, 1971; Lloyd e Collis, 1981; Nunes, 2000; Queiroz *et al.*, 2001; Madeira, 2005). De entre os acidentes tectónicos que se desenvolvem nesta ilha destacam-se: o *Graben* das Lajes e o *Graben* de Santa Bárbara (Figura I.4).

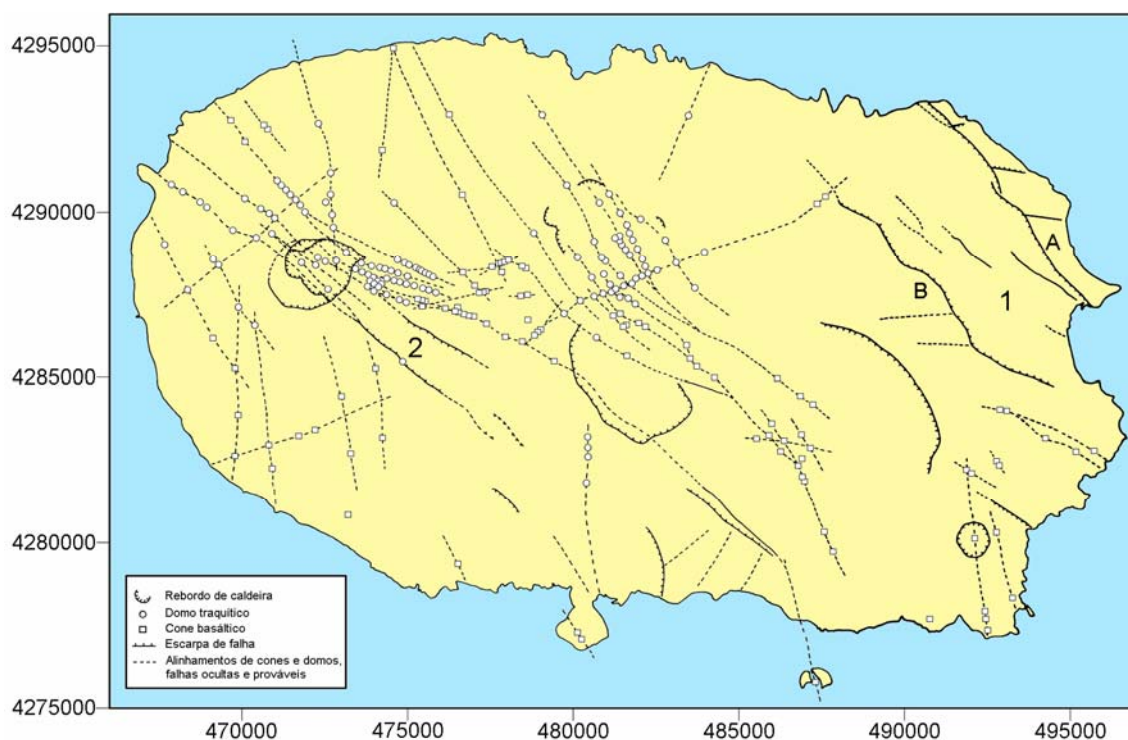


Figura I.4 – Esboço vulcano-tectónico da ilha Terceira. Legenda: 1) *Graben* das Lajes; A) Falha das Lajes; B) Falha das Fontinhas; 2) *Graben* de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S (adaptado de Queiroz *et al.*, 2001).

O *Graben* da Lajes, no extremo NE da ilha, é delimitado por duas escarpas de falha bem desenvolvidas, com orientação média N40°-45°W, que se estendem por mais de 8 km e se distanciam cerca de 3 km. A designada Falha da Lajes limita o *graben* a NE, enquanto que o limite SW é definido pela Falha das Fontinhas (Fernandes, 1986; Nunes, 2000; Queiroz *et al.*, 2001; Madeira, 2005).

Na vertente SE do Vulcão de Santa Bárbara encontra-se o *graben* com o mesmo nome, limitado por duas falhas de direcção aproximada N50°-55°W, que convergem progressivamente para NW, onde são materializadas por alinhamentos de centros eruptivos traquíticos (*s.l.*) (Queiroz *et al.*, 2001; Madeira, 2005).

Com menor expressão destacam-se ainda outras estruturas com orientações diferentes das dos sistemas dominantes, como: alinhamentos de centros eruptivos de orientação geral ENE-WSW; alinhamentos de falhas, fracturas e centros eruptivos, de orientação N-S, na região meridional da ilha e no flanco SW do Vulcão de Santa Bárbara; e falhas e fracturas de orientação E-W associadas ao *Graben* da Lajes (Lloyd e Collis, 1981; Nunes, 2000; Queiroz *et al.*, 2001; Madeira, 2005).

A presença de fracturas radiais nos flancos dos vulcões centrais não é consensual entre os diversos autores. Segundo Zbyszewski (1968), Zbyszewski *et al.* (1971) e Nunes (2000), alguns dos lineamentos de cones de escórias e domos reflectem a existência destas fracturas, facto que é corroborado pela presença de alguns filões nas arribas litorais. No entanto, para Lloyd e Collis (1981), estas estruturas não permitem consubstanciar a ocorrência de sistemas de fracturas radiais, podendo estar simplesmente associadas a diferentes famílias de falhas presentes na ilha.

I.4 – SISMICIDADE E VULCANISMO

Desde o seu povoamento, no século XV, que os Açores são palco de grandes catástrofes naturais. Neste contexto, a actividade sísmica assume-se como um dos principais fenómenos que afectam o arquipélago. A ilha Terceira, em particular, tem sido abalada por numerosas crises sísmicas, tendo mesmo sido afectada por alguns dos eventos mais destrutivos registados no arquipélago.

De entre as diversas crises sísmicas que afectaram esta ilha, merecem destaque os eventos catastróficos de Maio de 1614 e Junho de 1841, conhecidos nos registos históricos como a *Primeira e Segunda Caída da Praia*, respectivamente (Maldonado, 1711; Costa Júnior, 1841; Drummond, 1846 e 1859). Estes eventos afectaram sobretudo a região leste da ilha, causando numerosas mortes e grandes destruições.

A última grande crise sísmica a afectar a ilha Terceira, teve início com o evento de 1 de Janeiro de 1980, o maior registado nos Açores no século XX. O sismo teve epicentro no mar, entre as ilhas Terceira, São Jorge e Graciosa, atingindo uma magnitude de 7,2 na Escala de Richter e uma intensidade máxima de VIII-IX na Escala de Mercalli Modificada (Hirn *et al.*, 1980; Oliveira *et al.*, 1992, *in* Nunes, 2000). Desta crise sísmica resultaram cerca de 60 mortos e mais de 400 feridos, bem como grandes destruições, especialmente na ilha Terceira (Fotografia I.1) (Oliveira *et al.*, 1992, *in* Nunes, 2000; Madeira, 2005).

Para além da actividade sísmica de carácter nitidamente tectónico, há que considerar ainda as crises sísmicas relacionadas com a actividade vulcânica, como as de 1761, 1800 e 1867 que, embora de menor intensidade, também causaram perdas de vidas e grandes danos materiais.



Fotografia I.1 – Efeitos do sismo de 1 de Janeiro de 1980 na Igreja Matriz da Praia da Vitória, ilha Terceira (Fotografia gentilmente cedida por Foto Íris).

Na carta epicentral da ilha Terceira e região circundante (Figura I.5) é possível identificar a presença de zonas de elevada sismicidade, como a Fossa Hirondele Norte, a Crista Submarina da Terceira, a Fossa Este da Graciosa, a Crista Submarina da Serreta e a zona de fractura do sismo de 1980. Na ilha, os epicentros localizam-se sobretudo na região central e no terço ocidental.

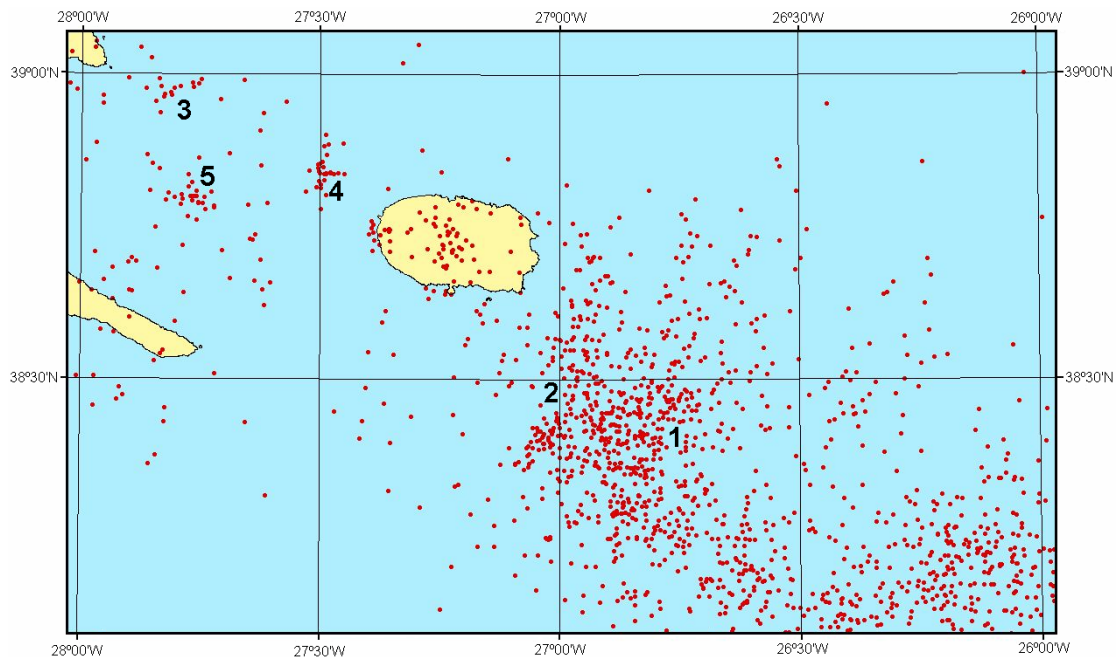


Figura I.5 – Carta epicentral da ilha Terceira e região circundante, para o período de 1980 a 2003. Legenda: 1) Fossa Hirondelle Norte; 2) Crista Submarina da Terceira; 3) Fossa Este da Graciosa; 4) Crista Submarina da Serreta; 5) Zona de fractura do sismo de 1980 (dados do Sistema de Vigilância Sismológica dos Açores - SIVISA).

Para além da intensa actividade sísmica registada, os Açores têm sido igualmente afectados por diversos episódios de actividade vulcânica (Figura I.6). Neste arquipélago, as erupções vulcânicas, tal como a sismicidade, são condicionadas pelas importantes estruturas que afectam esta região, especialmente pelo *Rift* da Terceira (Machado, 1959).

O vulcanismo histórico da ilha Terceira remonta ao século XVIII, aquando da erupção de 1761 na zona central da ilha, mais propriamente no Sistema Vulcânico Fissural. Cerca de um século mais tarde registou-se a primeira de duas erupções submarinas ao largo da ilha, na Crista Submarina da Serreta. A primeira em 1867 e a segunda, mais recentemente, entre 1998 e 2001.

De acordo com Acrúcio das Neves (1826) e Drummond (1856), a erupção de 1761 foi precedida, em cerca de um ano, pela diminuição da actividade fumarólica nas Furnas do Enxofre e por uma intensa crise sísmica que decorreu durante alguns meses.

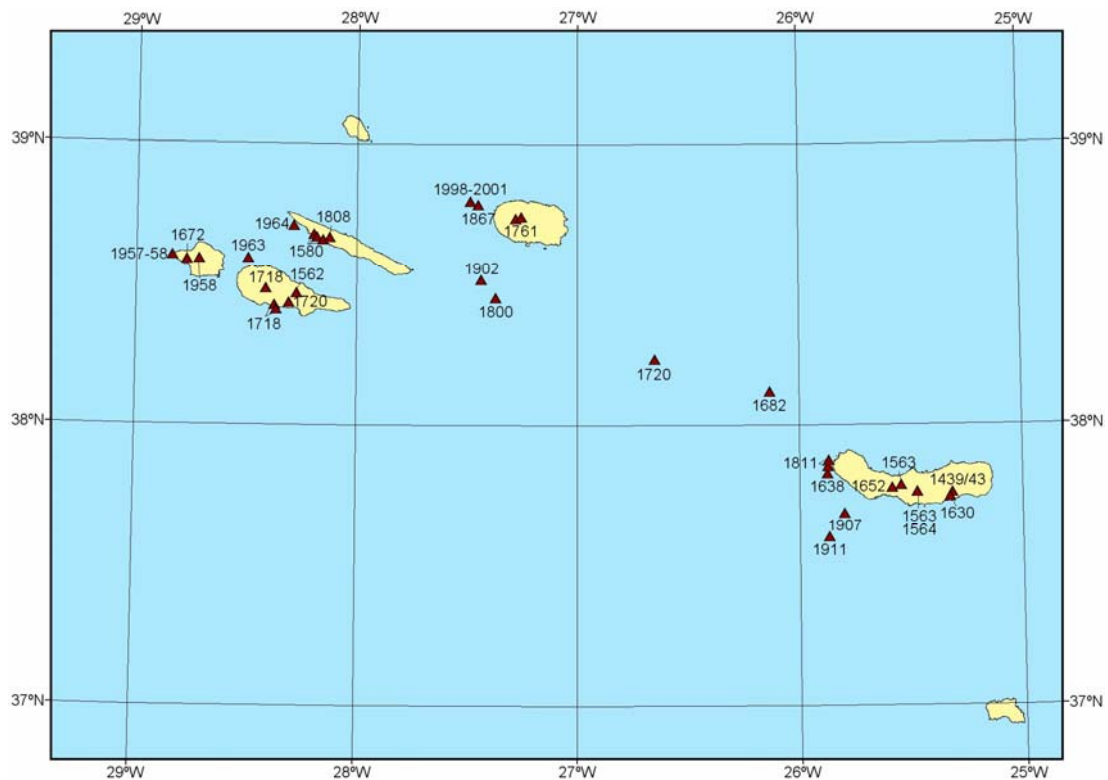


Figura I.6 – Erupções vulcânicas históricas registadas nos Açores (modificado de Weston, 1964 com dados de Queiroz *et al.*, 1995, Queiroz, 1997 e Gaspar *et al.*, 2003).

A erupção terá tido início a 17 de Abril de 1761, entre o Pico Gordo e a Serra de Santa Bárbara, local onde se situam os domos dos Mistérios Negros (Fotografia I.2). A actividade terá posteriormente migrado para leste do Pico Gordo, para a zona do Pico do Fogo e do Pico das Caldeirinhas onde, a 21 de Abril, terá ocorrido uma erupção de natureza basáltica. A actividade vulcânica focalizada nesta zona encontra-se bem documentada nos relatos históricos, com a alusão à emissão de piroclastos e escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) que alcançaram a freguesia dos Biscoitos, na costa N da ilha (Acrúcio das Neves, 1826; Drummond, 1856).

No entanto, a actividade ocorrida na zona dos domos dos Mistérios Negros apresenta-se envolta em controvérsia, pois os relatos da época não permitem descortinar o tipo de actividade ali ocorrida. Segundo Weston (1964), trataram-se apenas de pequenas explosões com a emissão de cinzas e gases, mas sem extrusão de novas lavas.



Fotografia I.2 – Vista panorâmica da zona dos domos dos Mistérios Negros.

Recentemente, em 1998, teve início uma erupção submarina ao largo da ilha Terceira, mais propriamente, na Crista Submarina da Serreta, a cerca de 10 km a W da Ponta da Serreta. Esta erupção foi precedida por um ligeiro incremento da actividade sísmica a partir do dia 23 de Novembro mas só a 18 de Dezembro foram avistados os primeiros indícios de actividade vulcânica. As manifestações à superfície desta erupção incluíram a libertação de gases, vapor de água, cinzas e blocos de lava, mais tarde caracterizados como balões de lava (Fotografia I.3) (Gaspar *et al.*, 2001; Pacheco, 2001; Gaspar *et al.*, 2003).



Fotografia I.3 – Aspecto geral dos balões de lava da erupção da Serreta (Fotografia gentilmente cedida pelo Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores - CVARG).

O carácter intermitente deste tipo de actividade dificultou o acompanhamento do fenómeno, sendo no entanto, ocasionalmente, possível de observar a partir de terra. A actividade diminuiu gradualmente de intensidade, durante os meses que se seguiram, deixando de ser observada à superfície durante o Verão de 2001 (Pacheco, 2001; Gaspar *et al.*, 2003).

I.5 – HISTÓRIA ERUPTIVA

A extraordinária complexidade da história eruptiva da ilha Terceira resulta do seu peculiar enquadramento geoestrutural, da concomitância da actividade dos seus centros eruptivos e da diversidade de estilos eruptivos, reflectindo-se, na grande variedade dos seus produtos vulcânicos e na bimodalidade do seu quimismo.

A história eruptiva da Terceira encontra-se dividida em dois grandes períodos, limitados por um horizonte vulcanoestratigráfico definido pelo extenso Ignimbrito Lajes-Angra, de idade compreendida entre os 19 000 e os 23 000 anos B.P. (Self, 1974, 1976; Gertisser *et al.*, 2005; Gertisser *et al.*, *sub.*).

O período pré-Lajes-Angra abrange toda a actividade vulcânica desde o início da formação da ilha até há cerca de 23 000 anos B.P. (Self, 1974, 1976). Este período inclui toda uma panóplia de estilos eruptivos responsáveis pela variedade de produtos vulcânicos que afloram, actualmente, nas arribas litorais e em alguns locais dispersos pela ilha.

A ilha Terceira consiste na fracção emersa de uma montanha submarina, formada pela acumulação de depósitos vulcânicos, que se eleva da designada Plataforma dos Açores. A emergência da ilha terá tido início com a actividade subaérea do Vulcão dos Cinco Picos, provavelmente, num esquema semelhante ao proposto por Gaspar (1996) para a formação do vulcão central da ilha Graciosa.

O Vulcão dos Cinco Picos terá evoluído como um grande vulcão em escudo até há cerca de 300 000 anos B.P. (Allégre *et al.*, 1977; Feraud *et al.*, 1980). O processo de formação da grande depressão dos Cinco Picos é controverso, apresentando-se de seguida os argumentos dos diferentes autores. Para Self (1974), esta depressão

resulta de uma imponente caldeira de colapso, formada durante um período de intensa actividade explosiva, enquanto que, para Lloyd e Collis (1981), a depressão dos Cinco Picos tem origem num processo de *rifting* associado, provavelmente, à actividade do *Rift* da Terceira.

O Vulcão Guilherme Moniz ter-se-á desenvolvido de um modo semelhante ao do seu vizinho Vulcão dos Cinco Picos, com a formação inicial de um imponente vulcão em escudo. Durante a fase de edificação do vulcão em escudo de Guilherme Moniz, o Vulcão dos Cinco Picos já se encontrava provavelmente na sua fase final de actividade. Posteriormente, o Vulcão Guilherme Moniz terá evoluído progressivamente para um aparelho de carácter explosivo, culminando em episódios de actividade paroxismal, possivelmente relacionados com a formação da sua caldeira de colapso. Datações obtidas através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, indicam que a formação da caldeira terá ocorrido há menos de cerca de 180 000 anos B.P. (Gertisser *et al.*, *sub.*).

As paredes N e NE da caldeira do Vulcão Guilherme Moniz foram posteriormente obstruídas por derrames traquíticos (*s.l.*) originários do Vulcão do Pico Alto. O chão desta caldeira apresenta-se actualmente coberto por extensas lavas basálticas (*s.l.*), que em alguns casos, galgaram as remanescentes paredes da caldeira e fluíram para N e para S, até à arribas costeiras (Self, 1974).

A génese do Vulcão do Pico Alto, localizado a N do Vulcão Guilherme Moniz, apresenta-se muito controversa. Segundo Self (1974), o Pico Alto é um vulcão parasita do Vulcão Guilherme Moniz, enquanto que, para Lloyd e Collis (1981) trata-se apenas da zona de actividade actual do Vulcão Guilherme Moniz, que terá migrado para N devido à acção expansiva do *Rift* da Terceira.

Independentemente da sua génese, o Vulcão do Pico Alto terá sido palco de uma intensa actividade explosiva caracterizada pela formação de uma grande caldeira de colapso. De acordo com as recentes datações, obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, esta fase de actividade terá tido lugar há menos de cerca de 140 000 anos B.P. (Gertisser *et al.*, *sub.*). Após a formação da caldeira seguiu-se uma fase dominada pela alternância de actividade efusiva e explosiva, de natureza traquítica (*s.l.*), dispersa

por diversos centros eruptivos, com especial destaque para a erupção de numerosos domos e *coulées* (Self, 1974).

A formação do Vulcão de Santa Bárbara parece ser contemporânea da do Vulcão do Pico Alto. O Vulcão de Santa Bárbara também terá evoluído, a partir de um vulcão em escudo, para um edifício aproximadamente cónico de carácter mais explosivo. Este terá então sofrido uma importante fase de actividade, responsável pela formação de duas caldeiras aproximadamente concêntricas. O fenómeno de colapso que levou à génese da primeira caldeira terá ocorrido num período entre os 30 000 anos B.P. (Feraud *et al.*, 1980) e os 25 000 anos B.P. (Self, 1974), enquanto que a formação da última caldeira terá tido lugar há menos de 10 000 anos B.P. (Self, 1974). Posteriormente, no interior da segunda caldeira terão ocorrido diversas erupções, como atestam a presença de espessas *coulées* e domos.

Durante o desenvolvimento do Vulcão Guilherme Moniz, a actividade vulcânica da Zona Fissural centrava-se na região SE da ilha (Rosenbaum, 1974) e no interior da caldeira dos Cinco Picos. Esta actividade terá migrado progressivamente para NW, encontrando-se actualmente centrada entre os vulcões do Pico Alto e Guilherme Moniz e o Vulcão de Santa Bárbara, no designado Sistema Vulcânico Fissural.

O período pós-Lajes-Angra inclui toda a actividade eruptiva com idades inferiores a 23 000 anos B.P. e os seus depósitos constituem o *Upper Terceira Group (UTG)* (Self, 1974, 1976). Este é formado pelos produtos das erupções ocorridas nos vulcões centrais do Pico Alto e de Santa Bárbara e na Zona Fissural. O *UTG* inclui toda uma variedade de produtos como depósitos de *pyroclastic density currents (pdc's)*, de pedra-pomes de queda, de escórias, lavas traquíticas (*s.l.*), lavas basálticas (*s.l.*) e depósitos hidromagmáticos.

No quadro I.1 estão representados os produtos das erupções ocorridas no período pós-Lajes-Angra. A figura I.7 ilustra a distribuição espacial de alguns dos produtos do *UTG*, nomeadamente as lavas traquíticas (*s.l.*) associadas aos vulcões centrais e as escoadas basálticas (*s.l.*) de maior expressão.

Quadro I.1

Escala vulcanoestratigráfica do <i>Upper Terceira Group</i> (adaptado de Self, 1974, 1976 com dados de Gertisser <i>et al.</i> , 2005 e Gertisser <i>et al.</i> , <i>sub.</i>)		
Vulcão de Santa Bárbara	Sistema Vulcânico Fissural	Vulcão do Pico Alto
	22. Lavas de 1761 (β) 21. Mistérios I (τ)	
28. Couta I, II (τ) 29. Farol I (τ) 30. Lago (β) 27. Farol II (τ) 26. Carneiro (τ) "H" (pp) 23. Rachado (τ) "G" (pp) 24. Couta III (β) 25. Negrão (τ)	20. z (¹⁴ C - 2.080) (β) 19. Algar I (¹⁴ C - 2.115) (β)	28. Pico Alto I, II (τ) 27. Rossas (τ) "I" (pp) 26. Lavaçal I, South I, Cabras (τ) 25. Biscoito Rachado I, II, III (τ)
22. Serreta (τ) 21. East (τ)		24. Pico Alto III, IV (τ)
20. Rocha da Lapa (τ)	18. Mistérios II (β) 17. Galiarte I (β) 16. x (β)	23. Cavacas I (τ)
19. Ponta da Serra (τ) 18. "F" (pp)	15. Pico Gordo (β) 14. Pico 599 (β) 13. Gaspar (β) 12. Bagacina (β) 11. Vareiras (β) 10. Pico 581 (β) 9. Algar II (β)	22. Lavaçal II, III (τ) 21. Azinhal (τ) 20. Biscoito Rachado IV (τ) 19. South II (τ) 18. Enxofre (τ) 17. Terra Brava I (τ) "E" (pp) 16. South III (τ) 15. Cavacas II (τ)
17. Lagoinha (τ) 15. Fajãs (τ) 16. Raminho (β) 14. North (τ) "D" (pp)	8. Caldeirinhas (β) 7. Lomba (τ) 6. y (β) 5. w (β)	14. Quinta da Madalena (τ) 13. South IV (τ) 12. Aqualva (τ) 11. East (τ) 10. Southwest (τ) 9. Cravos (τ) "C" (pp) 8. Galhardo I, II (τ)
13. Ponta Velha I (τ) 12. Ponta Velha II (τ) 11. Mato I (τ) 10. Pico Negro (β) 9. Doze Ribeiras (β) 8. "A" (pp) 7. Mato II (β) 6. Pico da Serreta (β)	4. Cancela (β) 3. Filipe (β) 2. Galiarte (β) 1. Pico da Falta (β)	7. Pardelas (τ) "B" (pp) 6. Pico Alto V (τ) 5. Biscoito Rachado V (τ) 4. Loirais (τ) 3. Boi I, II (τ) 2. Terra Brava II (τ) 1. Ignimbrito Lajes-Angra (¹⁴ C – 19.000-23.000)
4. Pico das Duas (β) 5. Pico das Dez (β) 3. Tapadas (τ) 2. Téles (τ) 1. Escodas Antigas da Caldeira (τ)		

Legenda: ¹⁴C – Em anos B.P.; τ - Lavas traquíticas (s.l.); pp - Pedra-pomes de queda; β - Cones de escórias e/ou lavas basálticas (s.l.)

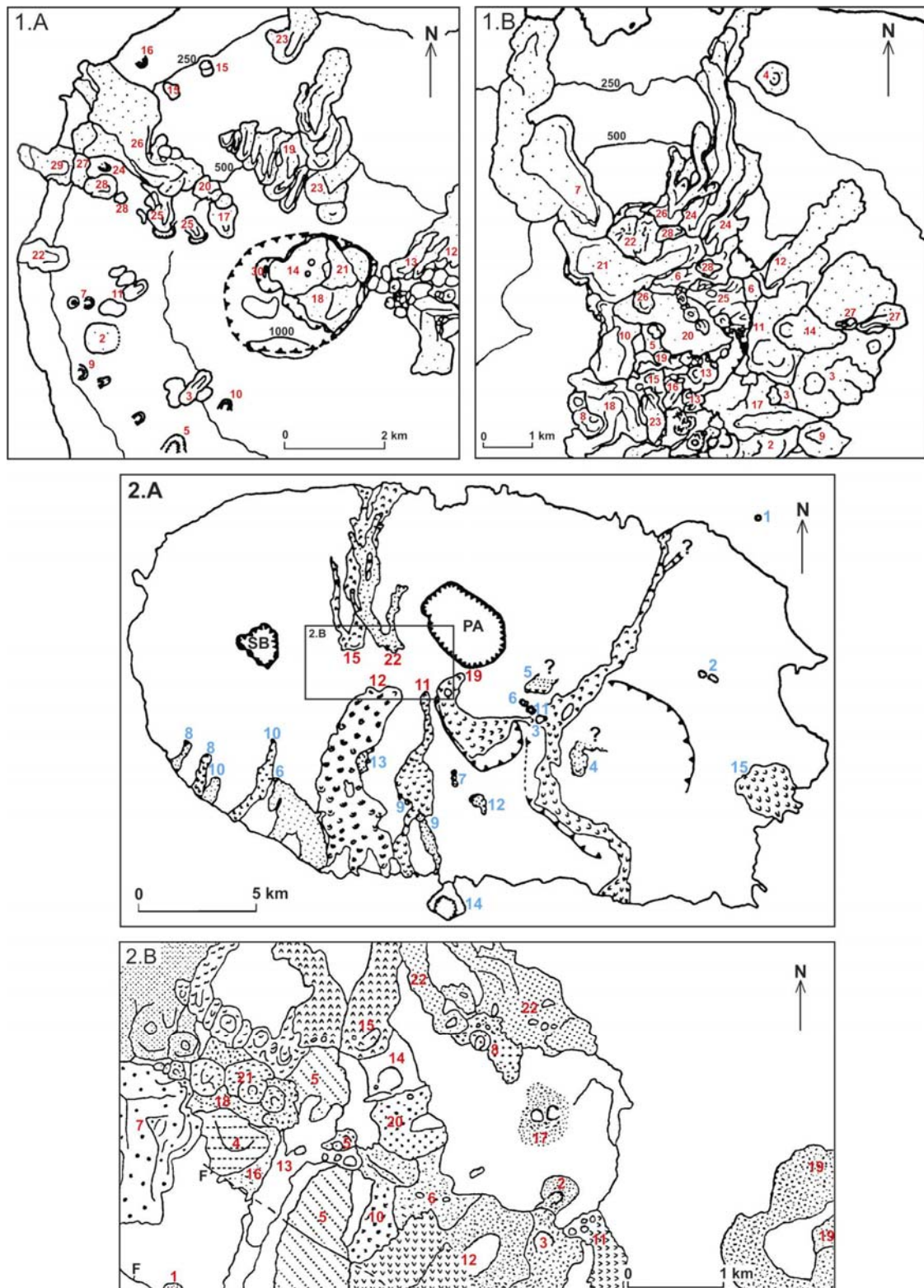


Figura I.7 – Distribuição espacial de produtos do *Upper Terceira Group*. Legenda: 1.A) Lavas traquíticas (s.l.) e cones de escórias do Vulcão de Santa Bárbara; 1.B) Lavas traquíticas (s.l.) do Vulcão do Pico Alto; 2.A) Escoadas lávicas basálticas (s.l.) de maior expressão; 2.B) Escoadas lávicas basálticas (s.l.) e lavas traquíticas (s.l.) do Sistema Vulcânico Fissural (adaptado de Self, 1974, 1976).

A base do *UTG* é definida pelo Ignimbrito Lajes-Angra, cuja génese foi traçada ao Vulcão do Pico Alto. O Ignimbrito de Lajes-Angra foi datado de diferentes idades, pelo método de ^{14}C : em Angra do Heroísmo apresenta a idade de $23\,100 \pm 350$ anos B.P. (Shotton e Williams, 1973, *in* Self, 1974, 1976), enquanto que nas Lajes e em São Mateus foi datado de há $19\,680 \pm 330$ anos B.P. e $18\,600 \pm 650$ anos B.P., respectivamente (Shotton *et al.*, 1974, *in* Self, 1974, 1976).

Os depósitos de pedra-pomes de queda do *UTG* apresentam-se bem representados em torno dos vulcões centrais de Santa Bárbara e do Pico Alto. Nove destes depósitos apresentam uma grande expressão, sendo designados por ordem estratigráfica de A a I (Self, 1974, 1976).

Os depósitos A, D, F, G e H têm origem no Vulcão de Santa Bárbara, enquanto que os depósitos B, C, E e I possuem a sua fonte no Vulcão do Pico Alto. Estes depósitos encontram-se associados a erupções subplinianas, apresentando-se fortemente relacionados no tempo e no espaço com a extrusão de lavas mais evoluídas. Cada sequência eruptiva é iniciada por uma erupção do tipo subpliniano, com a ejeção de magma rico em gás, seguida da extrusão de um domo ou de uma *coulée* (Self, 1974).

Durante o período pós-Lajes-Angra, os produtos eruptivos com maior expressão volumétrica foram as lavas, tanto basálticas (*s.l.*) como traquíticas (*s.l.*). As erupções basálticas concentraram-se especialmente na Zona Fissural, enquanto que, as lavas traquíticas (*s.l.*) encontram-se associadas aos vulcões poligenéticos do Pico Alto e de Santa Bárbara (Self, 1974, 1976).

No que concerne aos depósitos de escórias, destacam-se os associados às erupções basálticas da Zona Fissural. Este tipo de depósitos apresenta tipicamente uma dispersão reduzida, concentrando-se essencialmente em trono do centro eruptivo. Os depósitos hidromagmáticos têm a sua maior expressão no cone de tufos do Monte Brasil, sobranceiro à cidade de Angra do Heroísmo.

II – FUNDAMENTOS TEÓRICOS

II.1 – NOTA PRÉVIA

As escoadas lávicas são fluxos coerentes de rocha fundida ou parcialmente fundida, expelidos à superfície como resultado de actividade vulcânica efusiva ou de baixa explosividade. Sendo a forma vulcânica mais comum da superfície terrestre, as escoadas lávicas apresentam uma grande variedade de dimensões, formas externas e estruturas internas, que reflectem as diferentes dinâmicas dos seus regimes de instalação.

Para que uma erupção vulcânica ocorra de um modo efusivo ou predominantemente não explosivo é fundamental que o magma envolvido se apresente desgaseificado. De facto, um baixo teor em gases pode condicionar o processo de fragmentação, mantendo o magma coeso ao longo da sua extrusão.

A desgaseificação magmática pode ocorrer segundo dois modos principais: gradualmente, através dos solos, dos sistemas hidrotermais e das fumarolas; ou bruscamente, durante uma fase pré-eruptiva, como por exemplo uma explosão freática, ou então durante um episódio de actividade explosiva, com a formação de colunas eruptivas e/ou *pyroclastic density currents*. Salvo raras excepções, a extrusão de lavas é normalmente precedida por uma fase de actividade explosiva, embora por vezes de baixa intensidade (Cas e Wright, 1988; Allard, 1996; Fink e Anderson, 2000).

II.2 – FACTORES QUE CONDICIONAM A INSTALAÇÃO DAS LAVAS

As diferentes morfologias das lavas encontram-se estreitamente associadas a distintos regimes de instalação. Estes, por sua vez, são condicionados por uma multiplicidade de factores intrínsecos e extrínsecos ao magma, como o seu comportamento reológico, resultante das suas propriedades físico-químicas, a taxa de efusão na fonte e as características do ambiente externo (e.g. Walker, 1973; Hulme, 1974; Zimbelman, 1985; Pinkerton, 1987; Cas e Wright, 1988; Griffiths e Fink, 1993; Fink e Griffiths, 1998; Griffiths, 2000; Kilburn, 2000). A interacção entre os vários factores é extremamente complexa, podem estes apresentar uma grande variabilidade, quer entre erupções, quer no decurso de uma erupção. Contudo, as diferentes características morfológicas das lavas podem ser agrupadas num restrito número de tipos morfológicos, permitindo relacionar as suas características dominantes com as condições em vigor no momento da erupção (Cas e Wright, 1988; Kilburn, 2000).

II.2.1 – REOLOGIA

A reologia consiste no estudo da deformação e das características do fluxo dos materiais sujeitos a tensão. A aplicação de conceitos reológicos ao âmbito da vulcanologia é de extrema importância, especialmente para a compreensão do comportamento do magma durante o processo eruptivo. No que concerne às escoadas lávicas, o seu desenvolvimento é fortemente condicionado pelo comportamento reológico da lava durante o processo de instalação.

O comportamento reológico de um fluido pode ser expresso pela relação entre a tensão de cisalhamento e a taxa de deformação. A sua razão corresponde à viscosidade do fluido: uma medida da sua resistência interna à deformação, quando sujeito à aplicação de uma força (Cas e Wright, 1988; Philpotts, 1990; Dragoni, 1993; Sparks *et al.*, 1997). Na figura II.1 representam-se diferentes curvas de fluxo para vários tipos de fluidos.

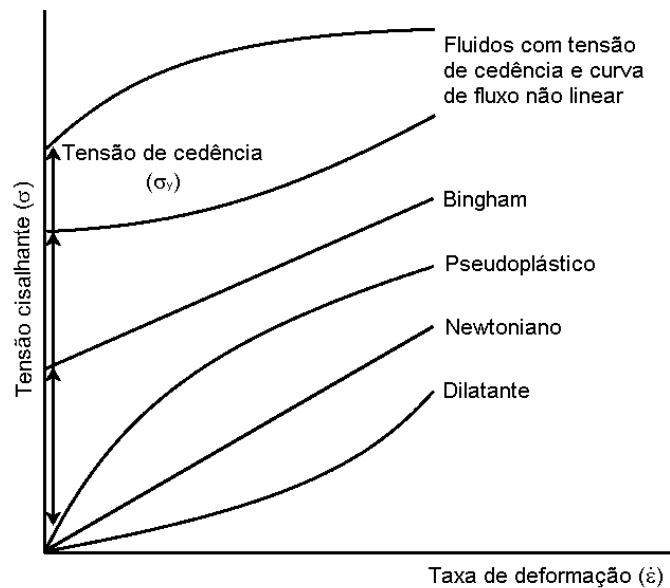


Figura II.1 – Curvas de fluxo de vários tipos de fluidos demonstrando a variação da taxa de deformação com a tensão cisalhante (adaptado de Dragoni, 1993).

Os fluidos Newtonianos caracterizam-se pela ausência de tensão de cedência e por uma relação linear entre a tensão aplicada e a taxa de deformação. Todos os outros fluidos que apresentam relações não lineares entre a tensão cisalhante e a taxa de deformação são designados de Não-Newtonianos (Dragoni, 1993).

Os fluidos pseudoplásticos e dilatantes apresentam curvas de fluxo não lineares sem tensão de cedência. Estes caracterizam-se por não apresentarem um valor único de viscosidade, tal como definido para os fluidos Newtonianos. Neste caso, aplica-se o conceito de viscosidade aparente, definido pelo declive de uma recta traçada entre a origem e um ponto na curva de fluxo a uma determinada taxa de deformação. No caso dos fluidos pseudoplásticos a viscosidade aparente decresce com o aumento da taxa de deformação, enquanto que os dilatantes apresentam o comportamento oposto (Dragoni, 1993).

Os fluidos Bingham são caracterizados por apresentarem tensão de cedência e uma razão constante entre a tensão de cisalhamento e a taxa de deformação (Dragoni, 1993).

No que diz respeito às lavas, há muito que lhes é reconhecida uma reologia nitidamente Não-Newtoniana, que se deve, sobretudo, à presença de cristais e vesículas em suspensão no líquido magmático (Robson, 1967, *in* Pinkerton, 1987; Shaw *et al.*, 1968; Pinkerton e Sparks, 1978; Philpotts, 1990; Sparks *et al.*, 1997; Griffiths, 2000). O comportamento reológico das lavas pode, no entanto, ser aproximado de um modo satisfatório ao dos fluidos Bingham (Robson, 1967, *in* Pinkerton, 1987; Hulme, 1974; Dragoni, 1993). Porém, ao assumir uma abordagem mais realista, verifica-se que o seu comportamento é também dependente de outros factores não abrangidos pelos modelos Bingham ou pseudoplásticos. A sua complexa reologia, aproxima-se da dos fluidos com tensão de cedência e curvas de fluxo não lineares (Shaw *et al.*, 1968; Borgia e Linneman, 1990; Hess e Dingwell, 1996).

No caso particular das lavas de natureza traquítica (*s.l.*) são propostos diversos modelos para o seu comportamento reológico. Entre estes destacando-se o modelo Newtoniano isotérmico (Huppert *et al.*, 1982; Huppert, 1986; Buisson e Merle, 2002, 2004), o Bingham isotérmico (Blake, 1990; Balmforth e Craster, 2000; Balmforth *et al.*, 2000), o Newtoniano dependente da temperatura (Fink, 1980), o Bingham dependente da temperatura (Dragoni, *et al.*, 1986; Fink e Griffiths, 1990; Griffiths e Fink, 1997), entre muitos outros.

II.2.1.1 – FACTORES QUE CONTROLAM A VISCOSIDADE

As propriedades reológicas desempenham um papel fundamental na determinação do comportamento do magma durante o processo eruptivo. Neste contexto, torna-se essencial destacar o papel da viscosidade e da tensão de cedência durante o processo de instalação das escoadas lávicas. Seguidamente, apresentam-se os principais factores que condicionam as propriedades reológicas do magma, adoptando a viscosidade como propriedade fundamental.

A viscosidade do magma é controlada por factores variáveis como a temperatura, a composição química, o teor em voláteis, o teor em vesículas, a carga sólida e a pressão. É também dependente do tempo como resultado dos processos de perda de calor, cristalização e vesiculação (Griffiths e Fink, 1993; Griffiths, 2000; Peterson

e Tilling, 2000; Giordano, 2002). No que concerne à pressão, o seu efeito sobre a viscosidade do magma é reduzido, quando comparado com o efeito dos outros factores anteriormente referidos (Philpotts, 1990; Dingwell, 2003).

II.2.1.1.1 – TEMPERATURA

A temperatura exerce uma forte influência sobre a viscosidade de um magma. A sua viscosidade tende a aumentar significativamente com a diminuição da temperatura do líquido magmático (Figura II.2) (Shaw *et al.*, 1968; McBirney e Murase, 1984; Wallace e Anderson, 2000).

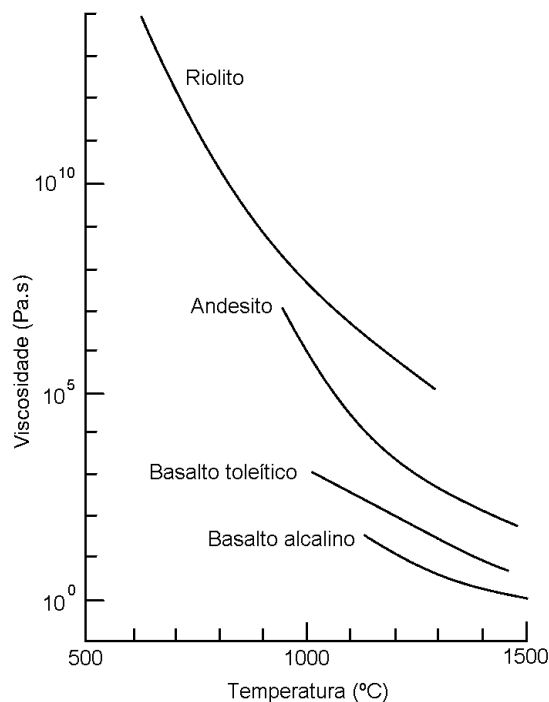


Figura II.2 – Variação da viscosidade de alguns tipos comuns de líquidos magmáticos em função da temperatura (adaptado de McBirney e Murase, 1984, *in* Francis, 1993).

A temperaturas superiores à *liquidus*, a viscosidade dos líquidos silicatados é directamente dependente da temperatura, sendo o seu comportamento reológico essencialmente determinado pela viscosidade Newtoniana (Ryan e Blevins, 1987, *in* Sparks *et al.*, 1997; Dingwell *et al.*, 1993, *in* Sparks *et al.*, 1997; Spera, 2000). Acima desta temperatura, a viscosidade do líquido magmático pode ser determinada em

função da temperatura através de uma expressão do tipo exponencial (II.1) (Shaw, 1972; McBriney e Murase, 1984; Philpotts, 1990; Dragoni, 1993):

$$\mu' = X e^{(E/RT)} \quad (\text{Expressão II.1})$$

μ' - Viscosidade do líquido magmático

X - Constante dependente do quimismo do líquido magmático

E - Energia de activação do fluxo viscoso

R - Constante dos gases ideais

T - Temperatura

Abaixo da temperatura *liquidus*, a reologia do magma altera-se profundamente, passando a apresentar um comportamento fortemente Não-Newtoniano (Shaw *et al.*, 1968; Pinkerton e Sparks, 1978; Sparks *et al.*, 1997). Esta alteração de comportamento deve-se, inicialmente, ao aumento do grau de polimerização do líquido magmático e, posteriormente, ao início dos processos de cristalização e vesiculação (Sparks e Pinkerton, 1978; Dragoni, 1993; Griffiths, 2000).

O comportamento Não-Newtoniano do magma é particularmente evidente durante o processo de instalação das escoadas lávicas, dado que, normalmente, a sua temperatura de extrusão encontra-se num intervalo definido pelas temperaturas *liquidus* e *solidus*. Nestas condições, as lavas apresentam-se como um sistema multifásico, constituído por componentes sólidos, líquidos e gasosos que desempenham um papel fundamental na determinação do seu comportamento reológico (Dragoni, 1993).

II.2.1.1.2 – COMPOSIÇÃO QUÍMICA

A composição química de um magma afecta a sua viscosidade de um modo muito complexo. De entre os diferentes constituintes do magma, o teor em sílica (SiO_2) é o que desempenha o papel mais importante na determinação da viscosidade. Mesmo a temperaturas superiores à *liquidus*, o magma apresenta uma estrutura interna bem definida, que se deve à presença de fortes ligações inter-moleculares estabelecidas

entre o silício e o oxigénio, formando tetraedros de sílica. A associação dos diversos tetraedros de sílica aumenta o grau de complexidade, ou seja, de polimerização do líquido magmático. Este aumento encontra-se directamente relacionado com o incremento da viscosidade do magma (Cas e Wright, 1988; Chester, 1993; Francis, 1993).

De facto, para uma mesma temperatura e taxa de deformação, os magmas com maior teor em SiO_2 , ou seja, os mais evoluídos, apresentam um maior grau de polimerização, tornando-os conseqüentemente mais viscosos, quando comparados com magmas menos evoluídos (Cas e Wright, 1988; Chester, 1993; Francis, 1993). Esta diferença de viscosidades pode mesmo ultrapassar cinco ordens de magnitude, facto que possui um efeito significativo nas dinâmicas de instalação das lavas com diferentes composições químicas (McBriney e Murase, 1984; Dragoni, 1993).

A viscosidade é também dependente de outros elementos químicos presentes no magma. Alguns elementos constituintes do magma contribuem para a quebra das ligações Si-O, diminuindo o grau de polimerização, e por conseguinte a sua viscosidade. A presença de uma concentração elevada de iões de Na^+ e K^+ resulta no decréscimo do grau de polimerização do líquido magmático. Esta tendência é especialmente evidente no caso dos magmas hiperalcalinos, que apresentam uma menor viscosidade, quando comparados com outros magmas de idêntico teor em SiO_2 (Cas e Wright, 1988; Spera, 2000; Mysen, 1988, *in* Giordano, 2002).

Outros constituintes menos abundantes podem também produzir diferentes efeitos na viscosidade do magma. No caso do TiO_2 , este tende a reduzir a actividade da SiO_2 e logo o grau de polimerização, enquanto que o P_2O_5 apresenta um comportamento oposto, aumentando a actividade da SiO_2 e conseqüentemente a viscosidade (Cas e Wright, 1988). Os efeitos dos elementos voláteis dissolvidos no magma são abordados no próximo ponto do presente capítulo.

II.2.1.1.3 – VOLÁTEIS

Os voláteis dissolvidos no magma exercem uma influência significativa sobre a sua viscosidade. De entre os diversos voláteis, a água (H_2O) e o dióxido de carbono

(CO₂) são os mais abundantes e também os que desempenham um papel mais importante na determinação da viscosidade. A influência do teor em voláteis na viscosidade do magma resulta da modificação da estrutura interna do próprio líquido magmático.

O efeito da H₂O dissolvida e, em especial, do ião OH⁻, resulta na diminuição do grau de polimerização do líquido magmático, através da quebra das ligações Si-O (Cas e Wright, 1988; Francis, 1993; Sparks *et al.*, 1997). Este efeito é tanto mais significativo quanto maior o teor em SiO₂ do líquido magmático. A uma temperatura constante, a viscosidade do líquido magmático diminui com o incremento do teor em H₂O (Figura II.3). Este facto é particularmente evidente nos magmas mais evoluídos, em que o aumento de 1% de H₂O diminui a viscosidade em cerca de uma ordem de magnitude. No caso dos magmas com menores teores em SiO₂, o efeito é menos pronunciado, por naturalmente apresentarem um menor grau de polimerização. Por outro lado, a solubilidade da H₂O aumenta com a diminuição da temperatura, acentuando-se a sua influência sobre a viscosidade do líquido magmático (McBriney e Murase, 1984; Dragoni, 1993; Wallace e Anderson, 2000; Bourgue, 2003).

O CO₂ é também um elemento volátil muito comum no magma e um dos primeiros a ser exsolvido durante a ascensão magmática. O efeito do CO₂ dissolvido no comportamento reológico do magma é muito complexo e de difícil determinação. Dados recentes sugerem que o CO₂ dissolvido reduz a viscosidade do líquido magmático, embora com um efeito menor que o da H₂O. Todavia, o CO₂ pode também exercer uma grande influência na redução da viscosidade do magma, sobretudo quando se encontra a baixas temperaturas e concentrações (Wallace e Anderson, 2000; Bourgue e Richet, 2001; Bourgue, 2003).

O efeito da presença de outros elementos voláteis na viscosidade do magma depende da sua abundância e solubilidade. Em particular, o cloro (Cl) e o flúor (F) podem produzir efeitos importantes sobre a viscosidade, reduzindo-a significativamente. Este facto é particularmente evidente no caso dos magmas hipercalinos (Schmincke, 1974, *in* Cas e Wright, 1988; Wolf e Wright, 1981, *in* Cas e Wright, 1988; Wallace e Anderson, 2000).

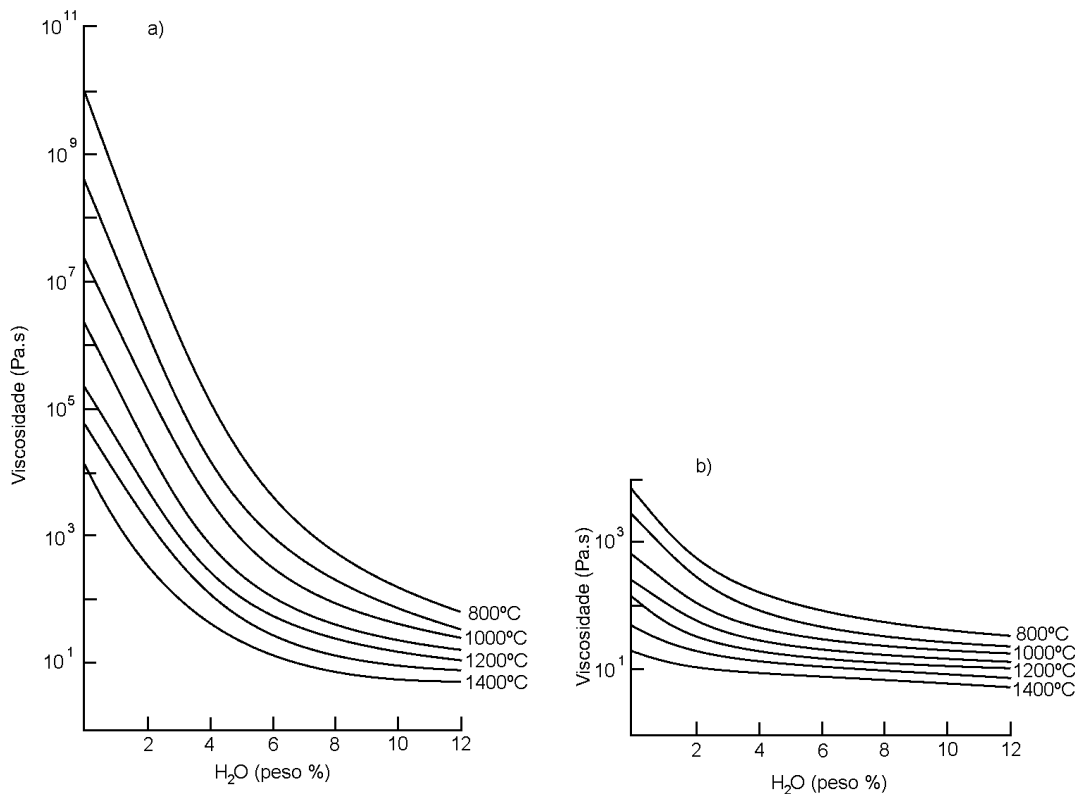


Figura II.3 – Variação da viscosidade do líquido magmático em função do teor em H₂O. a) para líquidos graníticos; b) para líquidos basálticos (adaptado de Murase, 1962, *in* Francis, 1993).

A exsolução de voláteis é um dos processos mais eficazes na alteração das propriedades reológicas do magma ao longo da sua ascensão até à superfície (Sparks *et al.*, 1997; Navon e Lyakhovsky, 1998). Durante a ascensão magmática, a exsolução dos voláteis pode também desencadear o processo de cristalização, resultando num importante incremento da viscosidade (Sparks e Pinkerton, 1978).

II.2.1.1.4 – VESÍCULAS

O processo de vesiculação resulta da exsolução dos elementos voláteis dissolvidos do magma. O teor em vesículas de um magma pode afectar o seu comportamento reológico de um modo muito complexo e ainda pouco compreendido. De uma forma geral, verifica-se que o seu efeito é menos significativo do que o efeito dos cristais em suspensão (Manga *et al.*, 1998; Navon e Lyakhovsky, 1998). A presença de vesículas pode aumentar ou diminuir a viscosidade do magma, dependendo do seu grau de vesiculação, das dimensões e distribuição das vesículas e da taxa de

deformação a que se encontra sujeito (Macdonald, 1972; Bagdassarov e Dingwell, 1992; Sparks *et al.*, 1997; Manga *et al.*, 1998; Spera, 2000; Llewellyn *et al.*, 2002).

Sob tensão, as vesículas de pequenas dimensões comportam-se de uma forma rígida, aumentando a resistência interna do magma, ou seja, a sua viscosidade efectiva (Stein e Spera, 1992, *in* Manga *et al.*, 1998). Por outro lado, as vesículas de grandes dimensões podem deformar-se quando sujeitas a uma força, possibilitando o seu estiramento e conduzindo a uma diminuição da viscosidade efectiva do magma (Bagdassarov e Dingwell, 1992; Cashman *et al.*, 1999, *in* Griffiths, 2000; Manga e Stone, 1994, *in* Griffiths, 2000).

Nos magmas de baixa viscosidade, como por exemplo nos basálticos (*s.l.*), a exsolução dos voláteis e consequente formação de vesículas, produz um efeito relativamente diminuto sobre a sua viscosidade, uma vez que esta é essencialmente determinada pela composição química e temperatura do magma (Cas e Wright, 1988). No caso dos magmas mais evoluídos, a sua viscosidade elevada é claramente amplificada pela alteração da composição química decorrente da exsolução dos voláteis. Neste tipo de magmas, a presença de vesículas tende a reduzir significativamente a sua viscosidade efectiva (Bagdassarov e Dingwell, 1992; Manga *et al.*, 1998).

II.2.1.1.5 – CARGA SÓLIDA

A presença de elementos sólidos (cristais ou fragmentos de rocha) em suspensão no líquido magmático exerce uma forte influência sobre as propriedades reológicas do magma e, em especial, sobre a sua viscosidade. De um modo geral, verifica-se que, quanto maior a carga sólida, maior a viscosidade de um magma. No entanto, este efeito é de difícil quantificação devido à grande diversidade de dimensões, formas e teores dos cristais ou fragmentos rochosos presentes nos magmas (Macdonald, 1972; Cas e Wright, 1988; Chester, 1993; Francis, 1993; Spera, 2000).

A reologia dos magmas com baixos teores em cristais é determinada pela viscosidade Newtoniana da sua fase líquida (Lejeune e Richet, 1995; Sparks *et al.*, 1997). Quando a fracção cristalina é inferior a cerca de 30% do volume total, o

comportamento reológico do magma é essencialmente determinado pela composição química e temperatura do líquido magmático (Pinkerton e Stevenson, 1992, *in* Sparks *et al.*, 1997). Quando a fracção cristalina atinge cerca de 40% do volume total, o efeito dos cristais sobre a viscosidade acentua-se, assumindo, neste caso, uma reologia nitidamente Não-Newtoniana (Lejeune e Richet, 1995).

Considerando um magma constituído por duas fases, um líquido magmático do tipo Newtoniano e uma fracção cristalina significativa (> 40% do volume total), a sua viscosidade efectiva pode ser determinada através da equação de Einstein-Roscoe (II.2) (Shaw, 1979, *in* Dragoni, 1993; Landau e Lifshitz, 1971, *in* Dragoni, 1993; McBriney e Murase, 1984; Lejeune e Richet, 1995):

$$\mu = \mu' (1 - R_s \phi)^{-2,5} \quad (\text{Expressão II.2})$$

μ - Viscosidade do magma

μ' - Viscosidade do líquido magmático

ϕ - Fracção de sólidos suspensos

R_s - Constante dependente da razão volumétrica dos sólidos à máxima compactação

Não obstante, podem surgir diferenças significativas entre a viscosidade medida e a calculada pela expressão II.2. Estas discrepâncias podem dever-se, sobretudo, ao contraste de viscosidades entre o líquido magmático e os cristais em suspensão. Mais ainda, a composição química do líquido magmático não é independente do conteúdo cristalino, alterando-se ao longo da cristalização. Durante este processo, as alterações no líquido magmático podem ter um maior efeito sobre a viscosidade, do que a própria presença dos cristais em suspensão (McBriney e Murase, 1984; Dragoni, 1993).

II.2.2 – TAXA DE EFUSÃO

Os mecanismos de instalação das escoadas lávicas são condicionados por outros factores além do comportamento reológico do magma. Segundo Walker (1973), a

taxa de efusão é o factor primordial na determinação do comprimento máximo das escoadas lávicas. Genericamente, verifica-se que quanto maior a taxa de efusão, maior o comprimento alcançado pelas lavas (Figura II.4).

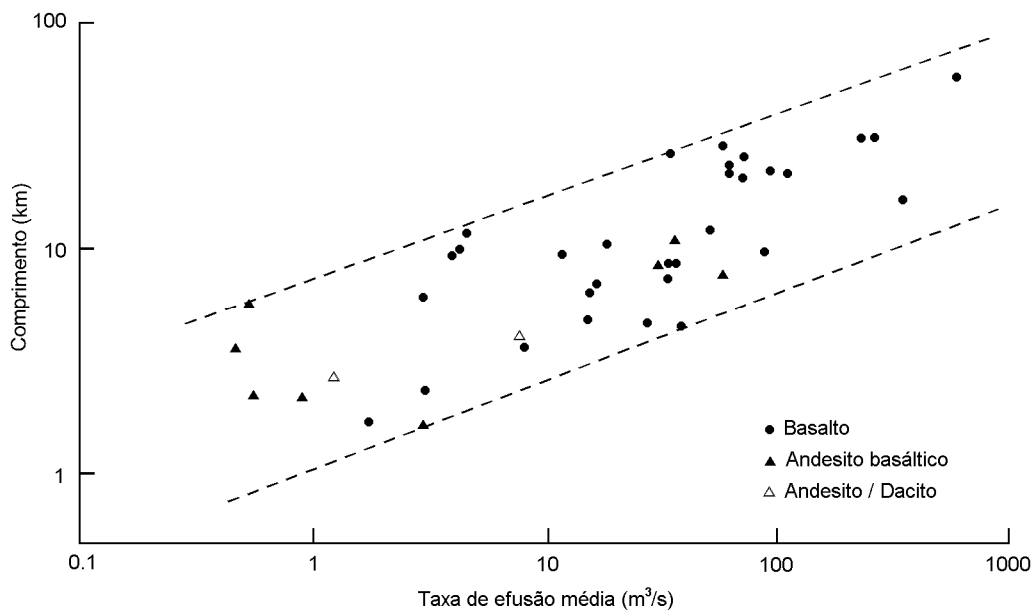


Figura II.4 – Projecção do comprimento das escoadas lávicas em função da taxa de efusão média em diversos vulcões (adaptado de Walker, 1973).

No entanto, o postulado por Walker (1973) é contestado por diversos autores, que estabelecem diferentes correlações entre a taxa de efusão e outros parâmetros eruptivos. De acordo com Malin (1980), o comprimento das escoadas lávicas havaianas é condicionado essencialmente pelo volume total emitido e não pela taxa de efusão. Lopez e Guest (1982, *in* Pieri e Baloga, 1986) demonstraram que, a relação estabelecida por Walker (1973) só se verifica nas escoadas com um volume superior a um dado valor mínimo. Enquanto que para Roth e Saunders (1983), as lavas traquíticas (*s.l.*) apresentam, geralmente, menores comprimentos do que as basálticas (*s.l.*), mesmo para taxas de efusão idênticas. O trabalho de Pieri e Baloga (1986) refere que a taxa de efusão apresenta uma melhor correlação com área coberta pelas escoadas do que com o seu comprimento máximo.

A taxa de efusão é também um factor fundamental para a determinação de outras características morfológicas das escoadas lávicas para além do seu comprimento

máximo. Quando a taxa de efusão é elevada, a lava avança rapidamente, formando-se, geralmente, escoadas lávicas simples. Contrariamente, quando a taxa de efusão é baixa, desenvolvem-se escoadas lávicas compostas, formadas por diversos lóbulos. Contudo, também se podem formar escoadas lávicas simples quando a taxa de efusão é baixa mas as lavas apresentam viscosidades elevadas (Walker, 1972; Pinkerton e Sparks, 1976; Blake e Bruno, 2000; Gregg e Fink, 2000).

A taxa de efusão depende, por sua vez, de três factores: do gradiente de pressão da câmara magmática; do diâmetro e forma da conduta e da cratera; e das propriedades do magma, especialmente da sua viscosidade e densidade (Cas e Wright, 1988; Stasiuk *et al.*, 1993; Stasiuk e Jaupart, 1997).

Ao longo de uma erupção, a taxa de efusão na fonte tende a assumir um decréscimo do tipo exponencial ao longo do tempo, em função da descompressão da câmara magmática. O modo como esta varia ao longo do período de actividade pode fornecer diferentes tipos de informações, nomeadamente, no que se refere, à taxa de depressurização da câmara magmática, ao volume de magma que o sistema pode transportar durante um episódio eruptivo, à dinâmica de ascensão do magma e às suas propriedades (Scandone, 1979, *in* Stasiuk *et al.*, 1993; Wadge, 1981, *in* Stasiuk *et al.*, 1993; Stasiuk e Jaupart, 1997; Harris *et al.*, 2000; Wright, *et al.*, 2001; Harris *et al.*, 2003).

II.2.3 – AMBIENTE EXTERNO

A influência do ambiente externo sobre o desenvolvimento das escoadas lávicas é reduzida quando comparada com o efeito dos factores anteriormente abordados. De entre as principais características do ambiente externo destacam-se a presença ou ausência de água ou gelo e o ângulo de declive da superfície de fluxo.

II.2.3.1 – EFEITO DA ÁGUA OU GELO

A presença de água ou gelo afecta sobretudo a morfologia das escoadas lávicas e a sua extensão máxima. A interacção da lava com a água ou o gelo pode, por um lado,

originar violentas explosões hidrovulcânicas, ou por outro, gerar um brusco arrefecimento da escoada lávica. Neste último caso, pode resultar na fragmentação da crosta externa ou da totalidade da escoada lávica (Cas e Wright, 1988; Chester, 1993).

II.2.3.2 – DECLIVE DA SUPERFÍCIE DE FLUXO

De entre os diferentes factores que condicionam o desenvolvimento das lavas, o declive da superfície fluxo é o que exerce uma menor influência sobre a dinâmica da sua instalação.

O efeito do ângulo de declive sobre o comprimento das escoadas lávicas é reduzido quando comparado com o efeito de outros factores (Walker, 1973). Para uma taxa de efusão constante, o comprimento das escoadas tende a aumentar em função do incremento do ângulo de declive. Neste sentido, poder-se-ia considerar que quanto maior o declive mais compridas seriam as escoadas, facto que nem sempre se verifica (Kilburn, 2000; Gregg e Fink, 2000). Na verdade, as lavas extruídas sobre declives abruptos tornam-se mecanicamente instáveis, podendo colapsar ou desagregar-se. Estes colapsos podem ocorrer repetidamente durante o desenvolvimento da escoada, afectando o seu comprimento máximo (Walker, 1973; Batiza *et al.*, 1989, *in* Gregg e Fink, 2000; Kilburn, 2000).

A largura de uma escoada lávica tende a ser inversamente proporcional ao ângulo de declive da superfície de fluxo (Hulme, 1974; Hulme e Fielder, 1977; Wadge e Lopes, 1991, *in* Gregg e Fink, 2000). A maioria das lavas basálticas (*s.l.*) torna-se mais estreita em zonas de declives acentuados e a sua morfologia externa tende a ser do tipo *aa*. Neste caso, o efeito do aumento do ângulo de declive é semelhante ao do incremento da taxa de efusão (Gregg e Fink, 2000; Gregg e Smith, 2003).

No que respeita à espessura das escoadas lávicas, esta tende a diminuir em função do aumento do ângulo de declive da superfície de fluxo (Figura II.5). Este efeito torna-se particularmente evidente na maioria das escoadas lávicas basálticas (*s.l.*), não se verificando tão claramente nas lavas mais evoluídas (Walker, 1967, *in* Francis, 1993; Hulme e Fielder, 1977).

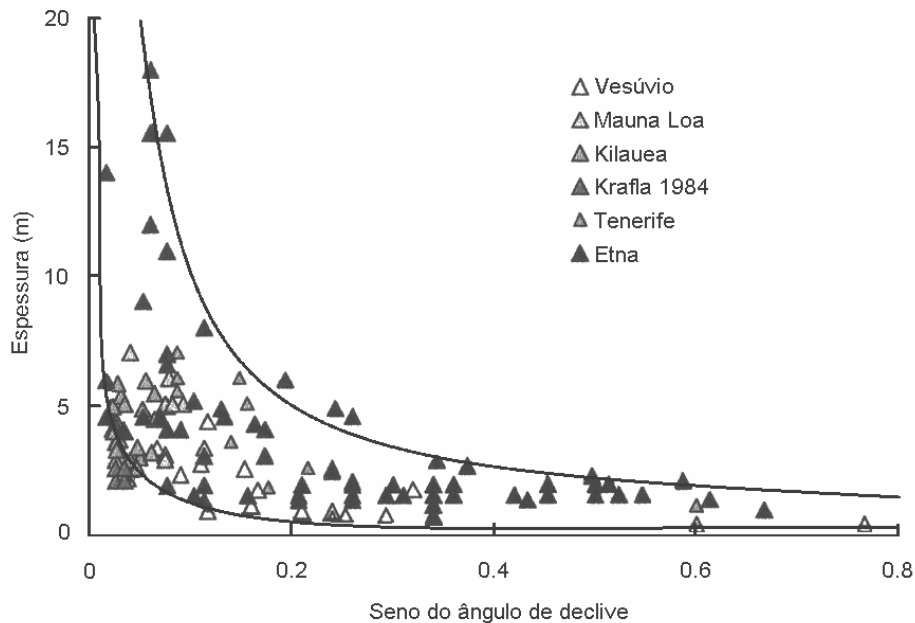


Figura II.5 – Projeção da espessura média de escoadas lávicas do tipo aa em função do seno do ângulo de declive (Kilburn, 2004).

II.3 – TIPOS DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.)

A erupção de magmas com composições químicas intermédias ou evoluídas encontra-se frequentemente associada a violentas erupções explosivas. Contudo, lavas desta natureza são produtos comuns, especialmente após fases de intensa actividade explosiva. De um modo geral, estes produtos efusivos representam apenas uma pequena fracção da totalidade dos produtos eruptivos e encontram-se normalmente associados a depósitos piroclásticos de queda e/ou fluxo (Cas e Wright, 1988; Chester, 1993).

As extrusões lávicas de natureza traquítica (s.l.) ocorrem naturalmente ao longo de um espectro contínuo de dimensões e morfologias. Porém, em seguida, estas lavas serão abordadas tendo em conta dois tipos morfológicos extremos: os domos e as escoadas lávicas. Embora esta classificação tenha por base as suas características morfológicas, estas podem ser directamente relacionadas com os seus diferentes mecanismos de instalação.

II.3.1 – Domos LÁVICOS

Os domos lávicos são formas vulcânicas comuns em vulcões de natureza intermédia e/ou evoluída. Estes resultam da acumulação de lavas, com elevada viscosidade, sobre o centro emissor e são caracterizados por vertentes declivosas e um contorno aproximadamente circular ou oval, lembrando a forma de uma cúpula (em inglês *dome*) (Macdonald, 1972; Blake, 1990; Iverson, 1990; Fink e Anderson, 2000).

A extrusão dos domos lávicos parece ser controlada por dois processos fundamentais. Num primeiro caso considera-se que o desenvolvimento do domo é condicionado pelo arrefecimento da lava, resultando na formação de uma espessa crosta superficial que, eventualmente, provocará a cessação do seu crescimento (Fink e Griffiths, 1990). O segundo processo encontra-se relacionado com a exsolução dos voláteis durante a ascensão magmática ou mesmo durante a extrusão, levando ao gradual aumento da viscosidade da lava, devido à sua cristalização (Sparks e Pinkerton, 1978; Swanson *et al.*, 1989). De acordo com Sparks *et al.* (2000), o principal processo que controla a extrusão das lavas com composições intermédias a evoluídas é a cristalização induzida pela desgaseificação do magma e em segundo lugar o arrefecimento crosta superficial da lava.

O desenvolvimento dos domos lávicos pode, no entanto, ocorrer segundo dois regimes de instalação: exógeno e endógeno (Figura II.6).

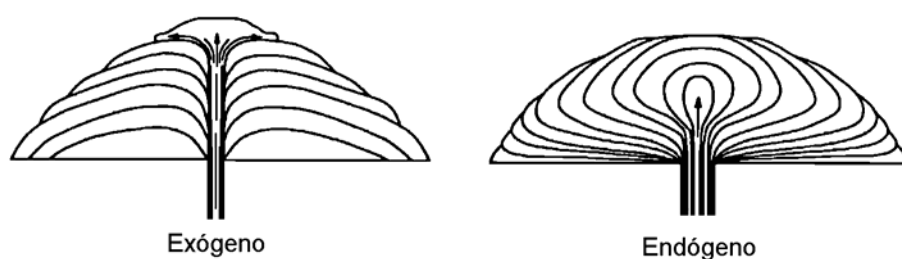


Figura II.6 – Regimes de instalação exógeno e endógeno de domos lávicos (Fink, 1990).

O regime exógeno resulta da repetida extrusão de lava directamente para a superfície do domo a partir de uma abertura na sua crosta superficial. Os domos exógenos são intrinsecamente compostos, pois são constituídos por diversas

extrusões de lava, podendo estas resultar na formação de espinhos ou de escoadas associadas (Watts *et al.*, 2002, *in* Hale, 2005). Durante o crescimento exógeno, o magma expelido contacta directamente com o ambiente externo, permitindo a libertação dos voláteis, reduzindo, deste modo, o risco uma explosão (Fink, 1993; Hale, 2005).

O regime endógeno caracteriza-se pela intrusão de novo magma no interior do domo. No caso vertente, o crescimento dá-se por expansão interna do domo envolto por uma crosta rígida. No regime endógeno, o magma permanece sob pressão no interior do domo, permitindo que os elementos voláteis se mantenham dissolvidos. Neste caso, a fracturação rápida da crosta externa pode conduzir a episódios de descompressão explosiva (Fink, 1993; Hale, 2005).

De um modo geral, os domos lávicos desenvolvem-se através de uma combinação de processos endógenos e exógenos, quer como um único evento contínuo, quer através de diferentes episódios de actividade, intercalados por períodos de repouso (Fink *et al.*, 1990; Kaneko *et al.*, 2002; Harris *et al.*, 2003). Esta alternância de regimes eruptivos pode ser controlada por alterações na taxa de efusão e na reologia da lava, como resultado dos processos de cristalização e desgaseificação (Hale, 2005).

As características morfológicas dos domos resultam, essencialmente, da interacção entre a reologia do magma e a taxa de efusão (Huppert *et al.*, 1982; Blake, 1990). As suas dimensões podem variar entre poucos metros a alguns quilómetros de diâmetro e a sua espessura entre alguns metros a várias centenas de metros de altura (Fink e Anderson, 2000; Fink 1993).

Os domos lávicos apresentam um conjunto de formas e estruturas características, que se desenvolvem em diferentes estágios do seu crescimento. Destacam-se entre estas, os espinhos, a crosta brechóide e as camadas internas do tipo “casca de cebola”.

Os espinhos formam-se quando uma porção de lava muito viscosa rompe através da crosta sólida do domo. Durante a sua fase inicial estes são angulares, tornando-se

progressivamente mais arredondados devido ao seu rápido desgaste. Muitos apresentam forma de “barbatana de tubarão”, que se caracteriza por um flanco aproximadamente vertical e o flanco oposto arqueado, com uma superfície polida e estriada devido ao atrito com a crosta. Estas estruturas são frequentemente destruídas durante a evolução dos domos (Macdonald, 1972).

A superfície dos domos lávicos é geralmente coberta por um nível de material fragmentado, resultante da autobrechificação da crosta superficial. Esta resulta do crescimento do domo e do arrefecimento da superfície em contacto com o ambiente externo. A crosta brechóide das extrusões riolíticas é tipicamente constituída por blocos de material rochoso, vesiculado (pedra pomes) e vítreo (obsidiana). Em alguns casos, torna-se possível identificar uma alternância de níveis de pedra pomes e obsidiana (Cas e Wright, 1988; Fink e Anderson, 2000).

É frequente o material fragmentado da crosta tornar-se mecanicamente instável, colapsando ao longo dos flancos do domo. O depósito resultante da acumulação de detritos em torno da sua base é conhecido por *crumblebreccias*. Estes depósitos são geralmente caóticos embora possam apresentar alguma estratificação e, mais raramente, níveis piroclásticos associados a explosões (Macdonald, 1972; Cas e Wright, 1988).

Alguns domos apresentam uma estrutura interna formada por diversas camadas concêntricas dispostas em “casca de cebola”. Estas tem origem na expansão gradual de uma porção heterogénea de magma durante o crescimento endógeno do domo. A distinção entre as camadas resulta de diferentes graus de cristalização e vesiculação. No interior dos domos podem-se também encontrar estruturas em leque, expressas pelo alinhamento de fracturas resultantes da disjunção por arrefecimento (Macdonald, 1972; Goto e McPhie, 1998; Fink e Anderson, 2000).

A terminologia actualmente adoptada para a descrição e classificação dos domos lávicos não é consensual, uma vez que autores como Macdonald, (1972), Williams e McBirney (1979), Cas e Wright (1988), Blake (1990), Fink e Anderson (2000), entre outros, utilizam diferentes nomenclaturas. Neste trabalho optou-se pela classificação

proposta por Blake (1990), que agrupa os domos em quatro tipos distintos, tendo por base a sua morfologia, bem como os seus diferentes mecanismos de instalação.

II.3.1.1 – DOMOS CHAMINÉ (*UPHEAVED PLUGS*)

Os domos lávicos do tipo chaminé (*upheaved plug*) são corpos de lava sólida ou muito viscosa que emergem verticalmente, como pistões, do centro emissor (Figura II.7). Devido à elevada tensão de cedência da sua lava, o domo não se deforma lateralmente, crescendo apenas na vertical. Estes domos assumem uma forma colunar, onde a altura excede várias vezes o seu raio, sendo este semelhante ao da conduta (Blake, 1990).

No topo dos domos chaminé é frequente a presença de sedimentos de rocha encaixante (rególito), tornando as relações estratigráficas muito complexas. Como exemplo típico dos domos chaminé destaca-se o domo O'Usu no Vulcão Usu (Japão). Os domos deste tipo são raros por se tratarem de formas instáveis que tendem a colapsar logo após a sua extrusão (Blake, 1990).

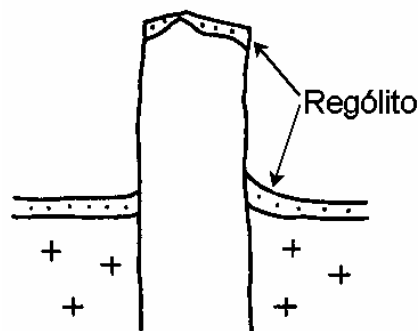


Figura II.7 – Esquema representativo de um domo chaminé (*upheaved plug*), em corte transversal (Blake, 1990).

II.3.1.2 – DOMOS PELEANOS

Este tipo de domo lávico foi descrito pela primeira vez durante a erupção de 1902 do Monte Pelée (Martinica) (Macdonald, 1972). Os domos peleanos são caracterizados por uma superfície irregular, onde se destaca a presença de espinhos, e por um anel

de detritos (talus) que lhes confere uma forma aproximadamente cónica (Figura II.8) (Blake, 1990).

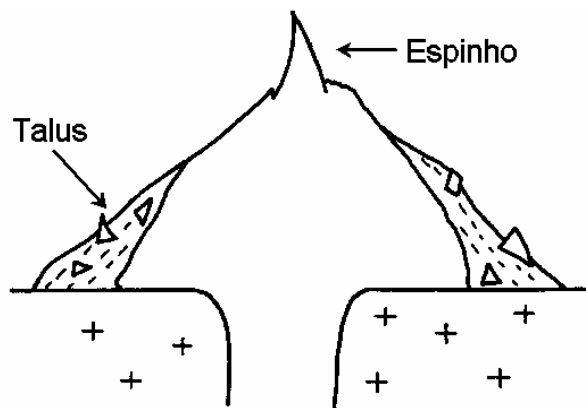


Figura II.8 – Esquema representativo de um domo peleano, em corte transversal (Blake, 1990).

A acumulação de um talus de *crumblebreccias* em redor do domo, resulta essencialmente, da desintegração da crosta superficial e dos espinhos aquando do seu crescimento. Devido à elevada tensão de cedência da lava, os domos peleanos não crescem muito para além da abertura emissora. A sua morfologia, com excepção da projecção dos espinhos, é condicionada pelas propriedades mecânicas do talus, nomeadamente pelo seu ângulo de repouso. Geralmente, os domos peleanos desenvolvem-se através de uma série de episódios de actividade efusiva, intercalados com períodos de grande actividade destrutiva (Blake, 1990).

II.3.1.3 – DOMOS BAIXOS

Os domos baixos são extrusões de lava de aspecto achatado e arredondado, com um perfil suave e uma forma planar aproximadamente circular (Figura II.9). Estes apresentam uma superfície relativamente regular, caracterizada por uma crosta muito fragmentada formada por blocos lávicos (Blake, 1990). Entre os diversos domos deste tipo, destaca-se o extruído durante a erupção de 1979 do Vulcão Soufrière (St. Vincent) (Huppert *et al.*, 1982).

Segundo Blake (1990) estes domos crescem quase exclusivamente por regime endógeno. Deste modo, as suas características morfológicas resultam da interacção

entre a tensão de cedência da lava e a intrusão de novo magma no seu interior, permitindo que o domo se deforme e expanda lateralmente sobre o centro emissor.

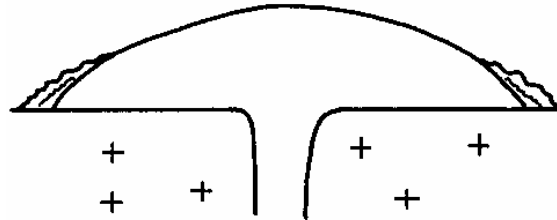


Figura II.9 – Esquema de representativo de um domo baixo, em corte transversal (Blake, 1990).

II.3.1.4 – COULÉES

As *coulées* são termos transicionais entre os domos baixos e as escoadas lávicas (s.s.). Estas caracterizam-se por uma curta e espessa extrusão lávica que apresenta características morfológicas comuns tanto aos domos como às escoadas lávicas (Figura II.10). As propriedades reológicas destas lavas permitem que estas fluam sobre declives suaves em vez de formarem domos. Deste modo, verifica-se que o processo de instalação das *coulées* depende do declive do terreno, para além das propriedades da lava envolvida (Blake, 1990).

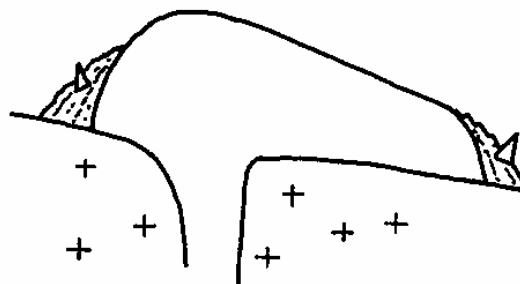


Figura II.10 – Esquema representativo de uma *coulée*, em corte transversal (Blake, 1990).

De acordo com Blake (1990), a extrusão de uma lava, de reologia Bingham, sobre terreno inclinado tenderá a formar primeiramente um pequeno domo. Porém, durante o seu crescimento este domo poderá deformar-se no sentido de maior inclinação

produzido progressivamente uma *coulée*. A transição entre domo e *coulée* ocorre quando o raio basal do domo (R_d) satisfizer a expressão II.3:

$$R_d > \tau_0 / (\rho g \sin^2 \alpha) \quad (\text{Expressão II.3})$$

R_d - Raio basal do domo

τ_0 - Tensão de cedência da lava

ρ - Densidade da lava

g - Aceleração da gravidade

α - Ângulo de declive do terreno

II.3.2 – ESCOADAS LÁVICAS TRAQUÍTICAS (S.L.)

Como referido anteriormente, as lavas de natureza traquítica (*s.l.*) tendem a acumular-se nas proximidades do seu centro emissor. Apesar de estas avançarem muito lentamente, podem alcançar grandes distâncias, caso a sua temperatura interior se mantenha elevada e o volume envolvido for significativo (Manley, 1992; Chester, 1993; de Silva *et al.*, 1994).

As escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) ocorrem frequentemente sob a forma de espessas lavas em blocos. Embora estas sejam características de magmas de composições intermédias, podem também ocorrer ao longo de um leque mais abrangente de quimismos.

As lavas em blocos são caracterizadas por uma superfície coberta por fragmentos angulosos, em regra menos espinhosos do que o *clinker* das lavas *aa*. Estas espessas escoadas lávicas são constituídas por uma zona central de rocha maciça coberta por um nível de material fragmentado (Figura II.11). No caso das lavas mais evoluídas, a crosta superficial é formada por material do tipo brechóide com blocos de pedra pomes, obsidiana e fragmentos rochosos. A sua superfície é geralmente muito irregular, com diversas protuberâncias e depressões, dispostas de um modo aparentemente caótico (Macdonald, 1972; Cas e Wright, 1988; Gaspar e Queiroz, 1992).

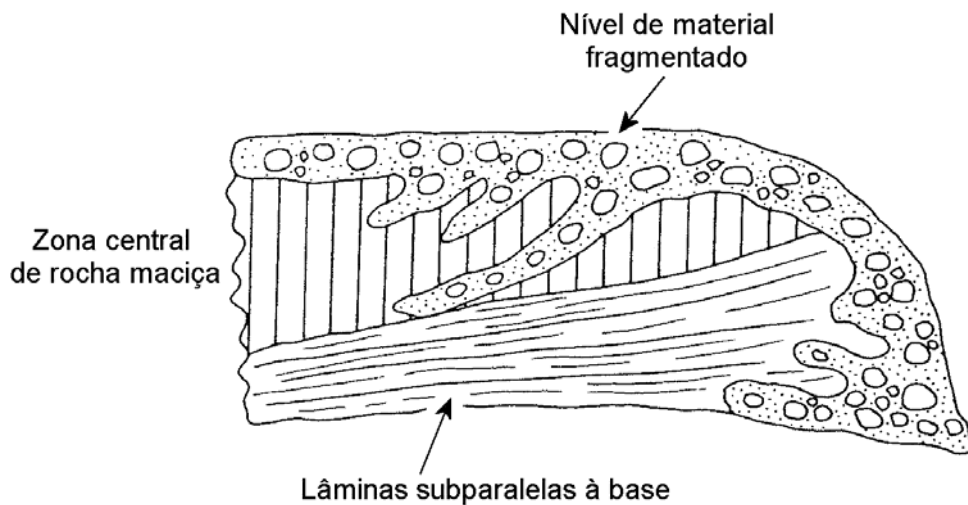


Figura II.11 – Esquema representativo da frente de uma escoada lávica em blocos (Chester, 1993).

De certo modo, os mecanismos de instalação das grandes escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) assemelham-se aos das típicas lavas em blocos. Durante o avanço da escoada, desenvolve-se um nível de material fragmentado que resulta da fracturação da sua crosta superficial, devido à movimentação da lava na zona central. Por acção do atrito com o terreno, a região basal desloca-se a uma menor velocidade, originando um fluxo laminar. Nesta zona é comum a formação de lâminas subparalelas à base da escoada que tendem a arquear em direcção ao topo, designadas de rampas (Macdonald, 1972; Gaspar e Queiroz, 1992; Anderson *et al.*, 1998).

As lavas em blocos também apresentam um conjunto de estruturas características comuns às escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*), como por exemplo: *levées*, canais lávicos e cristas ou ogivas.

Os *levées* são paredes de lava que se dispõem de modo paralelo em relação ao canal lávico (Figura II.12). Estas estruturas desenvolvem-se devido à rápida drenagem da lava, mais fluida, na zona central, relativamente às margens da escoada. A formação de margens estáticas resulta essencialmente da elevada tensão de cedência típica das lavas, que evita que estas fluam lateralmente (Hulme, 1974). Verifica-se também, que a evolução dos canais lávicos encontra-se profundamente associada a variações da taxa de efusão durante a sua extrusão (Naranjo *et al.*, 1992).

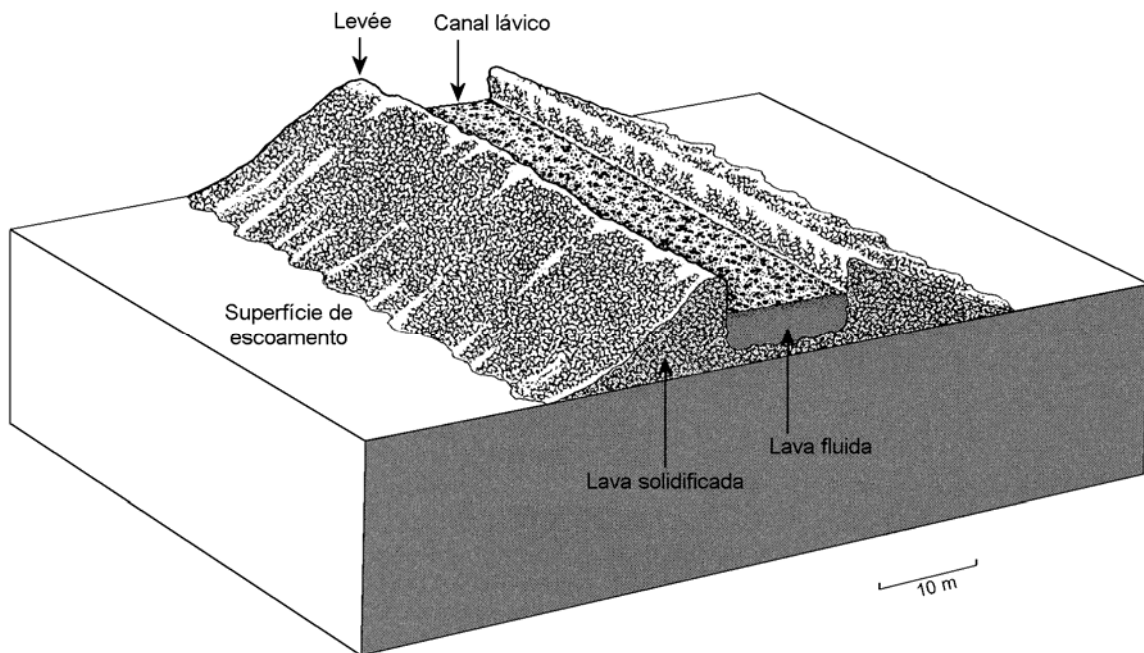


Figura II.12 – Esquema representativo de um canal lávico com *levées* (Chester, 1993).

Sparks *et al.* (1976) distinguem quatro tipos principais de *levées*: iniciais, de acreção, de cascalho e de inundação (Figura II.13). Os *levées* iniciais correspondem às margens estacionárias da escoada, enquanto que, os *levées* de acreção resultam da acumulação de fragmentos ainda plásticos nas margens do canal ou dos *levées* iniciais. Os *levées* de cascalho são mais frequentes nas escoadas do tipo *aa*, formando-se devido ao colapso frontal e lateral do *clinker*, enquanto que, os *levées* de inundação, resultam de sucessivas inundações sobre *levées* preexistentes.

As cristas, também designadas de ogivas, são frequentemente interpretadas como o equivalente das superfícies encordoadas das lavas basálticas (*s.l.*) (Fink, 1980). A ocorrência destas estruturas em lavas de natureza intermédia e/ou evoluída sugere que o mecanismo de formação é comum a todas as composições químicas, embora a diferentes escalas. Segundo Fink (1980), as cristas ou ogivas resultam do enrugamento da crosta superficial durante o avanço da zona interna da escoada. Face ao atrito com as margens estáticas da escoada, estas estruturas são geralmente encurvadas, com a convexidade voltada para o sentido do movimento. As suas dimensões e espaçamento são controlados pelos contrastes de temperatura e gradiente de viscosidade entre a crosta superficial e o interior da escoada (Fink, 1980). Contudo, em certos casos, as cristas ou ogivas podem também resultar da

expressão superficial das rampas, resultantes do arqueamento das lâminas basais, ao longo de planos de deslizamento (Macdonald, 1972; Cas e Wright, 1988).

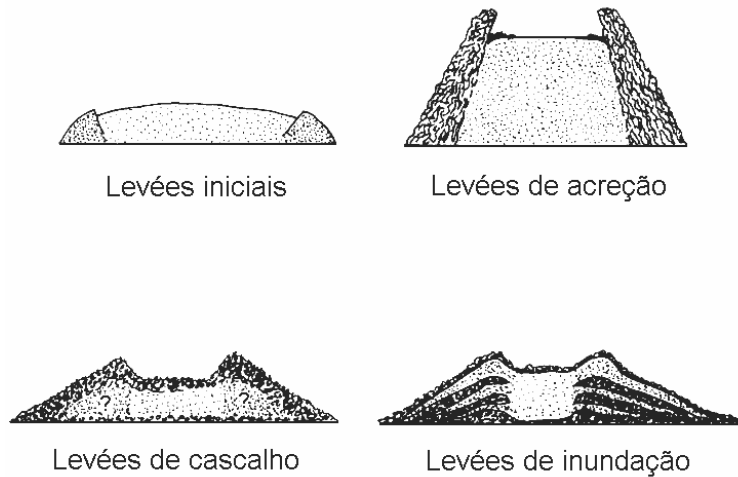


Figura II.13 – Representação dos quatro tipos de *levées* em corte transversal (Sparks *et al.*, 1976).

II.4 – PRINCIPAIS PERIGOS ASSOCIADOS À INSTALAÇÃO DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.)

Os magmas de composições intermédias e/ou evoluídas tendem a ser extruídos de um modo muito violento. Contudo, a erupção efusiva de lavas é também frequente nos sistemas vulcânicos desta natureza, especialmente após períodos de actividade explosiva. Como referido anteriormente, as lavas mais evoluídas tendem a acumular-se nas imediações do seu centro eruptivo, formando domos lávicos. Todavia, quando a lava é extruída a uma taxa de efusão elevada, durante um longo período de tempo, pode formar uma *coulée* ou mesmo uma escoada lávica (Peterson e Tilling, 2000).

De um modo geral, as lavas traquíticas (*s.l.*) desenvolvem-se muito lentamente e não atingem grandes distâncias, quando comparadas com as basálticas (*s.l.*), o que permite às populações escapar ao seu avanço. As populações podem também ser alertadas pela frequente actividade explosiva que precede a sua extrusão. Todavia, o avanço deste tipo de lavas pode destruir parcial ou totalmente todos os bens imóveis que se encontrem no seu trajecto (Peterson e Tilling, 2000).

Os principais perigos relacionados à instalação das lavas evoluídas são as explosões e os fenómenos associados. As explosões podem decorrer da rápida decompressão de uma zona rica em voláteis, por colapso parcial do domo ou da escoada. Podem também ocorrer devido à elevada acumulação de voláteis sob a crosta superficial, podendo resultar na formação de crateras de explosão, frequentes na superfície das escoadas traquíticas (s.l.). Estes eventos podem ainda desencadear períodos de intensa actividade explosiva, com o desenvolvimento de colunas eruptivas e/ou *pyroclastic density currents* (Fink, 1993; Peterson e Tilling, 2000).

As explosões freáticas são outro fenómeno muito comum, resultante do contacto de lava a alta temperatura com água. A água da chuva ou do solo pode facilmente percolar por fracturas existentes na crosta superficial de um domo ou escoada, atingindo zonas de elevada temperatura. Por outro lado, as explosões freáticas podem também ocorrer devido ao avanço das próprias lavas sobre terrenos alagados. Em ambos os casos, podem produzir-se violentas explosões de vapor e cinzas com projecção de fragmentos rochosos (Peterson e Tilling, 2000).

Outro perigo muito frequente durante a erupção de lavas traquíticas (s.l.) é o decorrente de movimentos de vertente. O colapso deste tipo de lavas é um fenómeno complexo e extremamente perigoso que se deve, sobretudo, à instabilidade característica dos seus flancos (Fink, 1993; Miller, 1994; Bulmer e Guest, 1996; Peterson e Tilling, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Dependendo do volume envolvido e do gradiente topográfico, os produtos podem avançar rapidamente e alcançar distâncias consideráveis. Para além do perigo referido, estes eventos podem ainda desencadear escoadas de blocos e cinzas ou *lahars* (Fink, 1993; Peterson e Tilling, 2000).

As escoadas piroclásticas originadas por processos não explosivos designam-se do tipo Merapi, embora também sejam conhecidas por escoadas de blocos e cinzas. Estas são constituídas por blocos de lava e cinzas derivados da fragmentação do material colapsado do domo ou escoada. As escoadas piroclásticas deste tipo são um dos fenómenos mais frequentes durante a instalação das lavas mais evoluídas. Estas podem atingir velocidades na ordem das centenas de quilómetros por hora,

com temperaturas de cerca de 600°C, percorrendo grandes distâncias ao longo de vales e depressões (Fink, 1993; Sparks *et al.*, 1997; Ui *et al.*, 1999). Trabalhos recentes sugerem uma relação directa entre o aumento da taxa de efusão nos domos e a frequência de formação de escoadas piroclásticas resultantes de colapsos (Fink e Anderson, 2000).

O perigo de *lahars* resulta da interacção entre detritos vulcânicos e água ou gelo. Estes são especialmente graves em regiões de clima húmido, onde, as elevadas taxas de erosão disponibilizam grandes volumes de rocha e cinzas. A formação de *lahars* pode persistir durante vários anos ou mesmo décadas após uma erupção (Fink e Anderson, 2000).

Finalmente, mas não menos importante, destaca-se o perigo resultante da emissão de gases tóxicos, especialmente junto ao centro emissor e em depressões topográficas circundantes (Peterson e Tilling, 2000).

III – GEOMORFOLOGIA

III.1 – NOTA PRÉVIA

O estudo das formas e dimensões das extrusões lávicas permite obter elementos fundamentais para a reconstituição das condições que presidiram à sua instalação. Diversos autores reconheceram a existência de relações significativas entre diversas características morfológicas das lavas e vários parâmetros eruptivos, como por exemplo a taxa de efusão e a reologia da lava (e.g. Walker, 1973; Hulme 1974; Wadge, 1978; Fink, 1980; Blake, 1990; de Silva *et al.*, 1994; Wilson e Head, 2003). A determinação dos parâmetros eruptivos é essencial para uma melhor compreensão dos mecanismos envolvidos no processo de instalação das lavas, bem como para o desenvolvimento de modelos que permitam simular e reproduzir o seu comportamento eruptivo (Thouret, 1999; Griffiths, 2000; Wilson e Head, 2003; Sahagian, 2005).

A análise morfológica constitui deste modo uma importante ferramenta com numerosas aplicações, especialmente no que respeita ao estabelecimento de relações de natureza vulcano-tectónica e de evolução dos sistemas vulcânicos (Aldighieri *et al.*, 1998, *in* Norini *et al.*, 2004; Favalli *et al.*, 1999, *in* Norini *et al.*, 2004) mas também, à quantificação de parâmetros eruptivos indispensáveis na modelação da ascensão magmática (Sahagian, 2005) e/ou do processo de instalação das lavas (Thouret, 1999).

III.2 – DISTRIBUIÇÃO DOS CENTROS ERUPTIVOS

O padrão de distribuição dos centros eruptivos de um sistema vulcânico pode fornecer importantes informações acerca da sua dinâmica eruptiva. De um modo geral, verifica-se que a sua localização é fortemente condicionada pelo campo de tensões presentes no sistema vulcânico (Fink, 1993; Fink e Anderson, 2000).

Ao longo deste trabalho procedeu-se à identificação dos centros eruptivos associados à extrusão de lavas traquíticas (s.l.) recentes da ilha Terceira. Com recurso à interpretação de fotografia aérea vertical, do Instituto Português de Cartografia e Cadastro (IPCC), à escala 1/15.000 (ano de 1986), identificaram-se 151 centros eruptivos distribuídos por três dos quatro edifícios poligenéticos que constituem a ilha (Anexo II): no Vulcão de Santa Bárbara contabilizaram-se 89 centros eruptivos; no Vulcão do Pico Alto foram reconhecidos 60 centros eruptivos; e no Vulcão Guilherme Moniz distinguiram-se apenas 2 centros eruptivos bem preservados (Figura III.1).

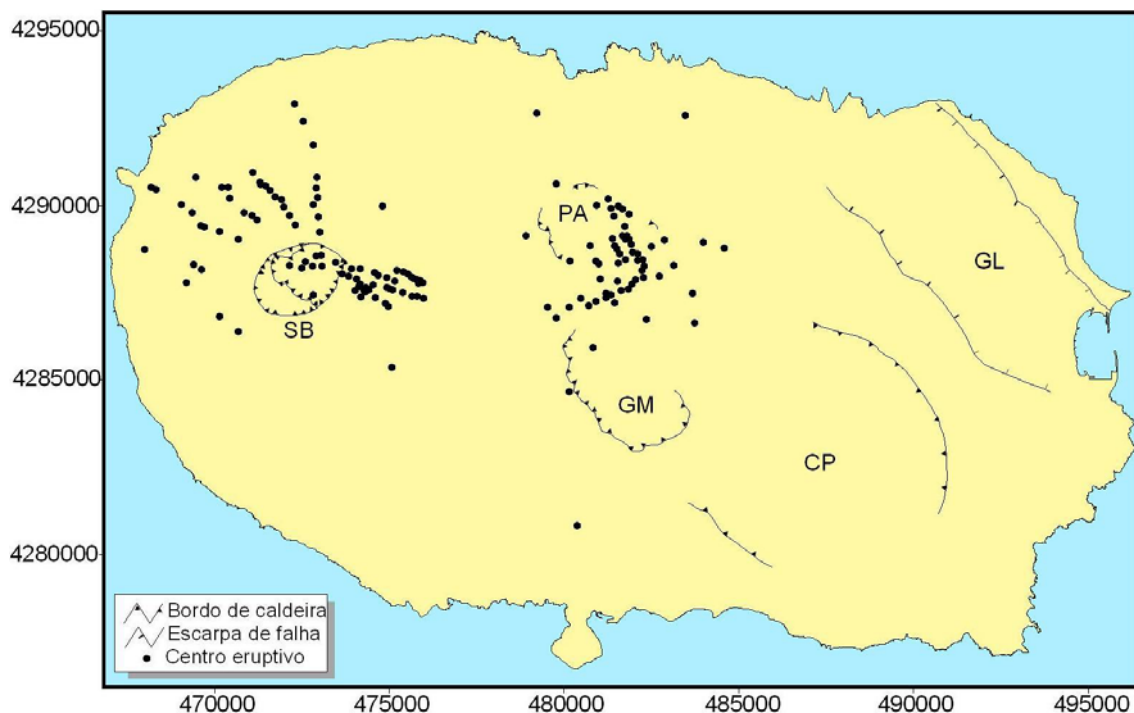
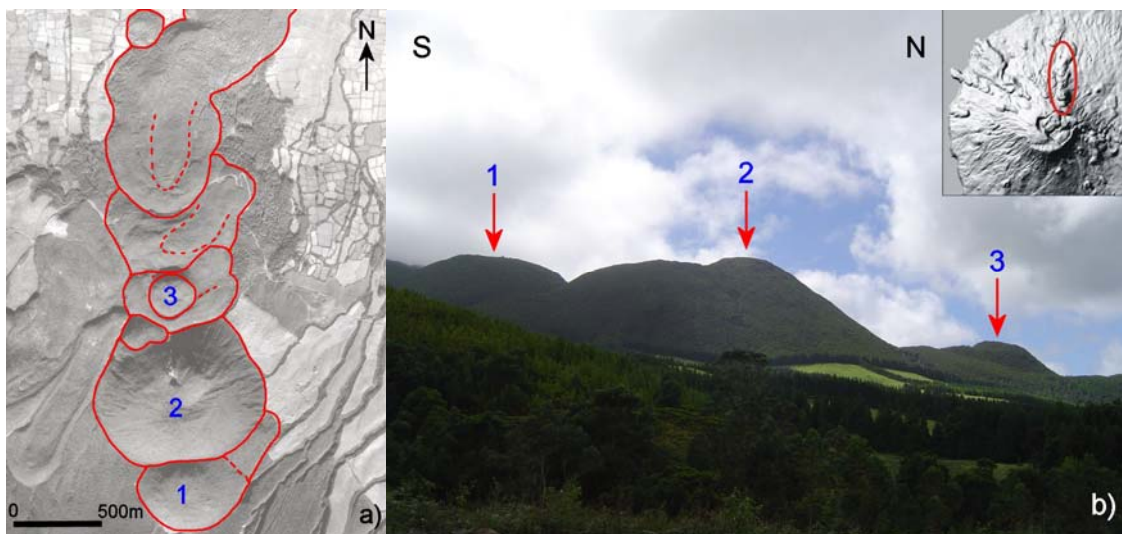


Figura III.1 – Centros eruptivos associados à extrusão de lavas traquíticas (s.l.) recentes da ilha Terceira. Legenda: GL - *Graben* das Lajes; CP - Vulcão dos Cinco Picos; GM - Vulcão Guilherme Moniz; PA - Vulcão do Pico Alto; SB - Vulcão de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S.

No Vulcão de Santa Bárbara, os centros eruptivos localizam-se predominantemente nas vertentes N, NW, E e no interior da caldeira. Ao longo dos flancos deste vulcão destacam-se diversos alinhamentos materializados por cadeias de domos e *coulées*. A sua distribuição espacial parece evidenciar um nítido controlo estrutural que se traduz em alinhamentos de orientação geral WNW-ESE e NW-SE. Para além destas direcções predominantes, reconhecem-se ainda alinhamentos de orientação geral N-S, como é o caso do alinhamento do Pico Rachado (Fotografia III.1).

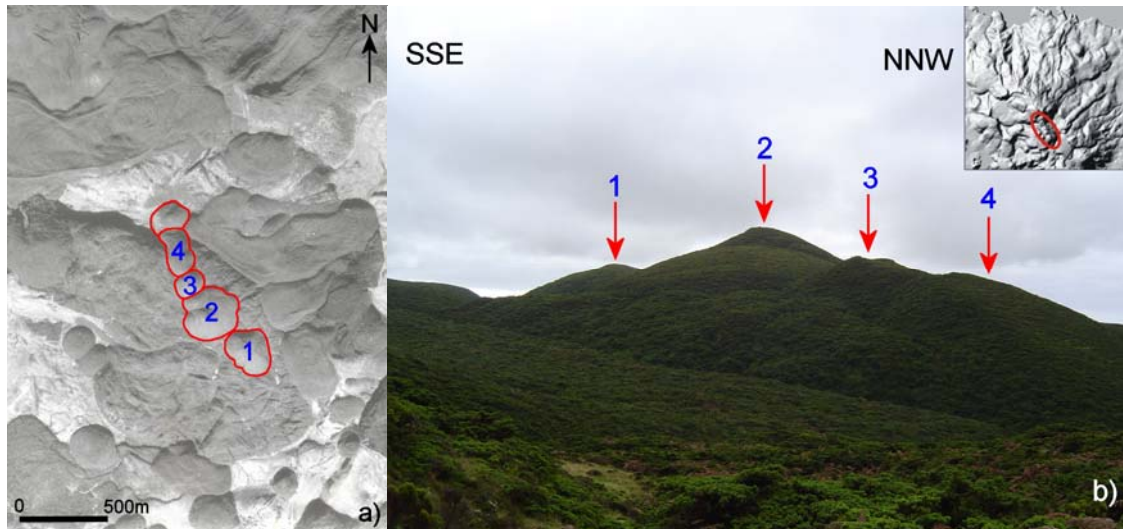


Fotografia III.1 – Alinhamento de domos e *coulées* do Pico Rachado no Vulcão de Santa Bárbara.
a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil e localização.

No Vulcão do Pico Alto, os centros eruptivos associados a lavas de natureza traquítica (*s.l.*) localizam-se maioritariamente no interior da sua caldeira, ocorrendo também nos seus flancos, sobretudo no sector E. Neste sistema vulcânico distinguem-se diversos alinhamentos de orientação geral NW-SE e NNW-SSE, como por exemplo o alinhamento do Biscoito Rachado (Fotografia III.2) mas também alinhamentos de orientação geral ENE-WSW.

De um modo geral, a distribuição dos centros eruptivos tende a reflectir a geometria dos sistemas de alimentação, que transportam o magma desde a fonte até à superfície. A presença de importantes alinhamentos de centros eruptivos nos vulcões de Santa Bárbara e Pico Alto sugere que estas extrusões lávicas foram maioritariamente alimentadas por sistemas de diques. Este tipo de sistema de alimentação é frequente em vulcões centrais e especialmente nos que são afectados

por zonas de *rift* (Gudmundsson, 2002; Gudmundsson e Loetveit, 2005). A geometria dos sistemas de diques é naturalmente condicionada pelas diferentes tensões presentes no sistema vulcânico, dispondo-se, regra geral, paralelamente à direcção de máxima compressão tectónica (σ_1) (Fink e Pollard, 1983, *in* Fink, 1993; Fink, 1985, *in* Fink, 1993; Fink e Anderson 2000).



Fotografia III.2 – Alinhamento NNW-SSE dos domos do Biscoito Rachado no Vulcão do Pico Alto.
a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil e localização.

Nos modelos geodinâmicos actualmente propostos para os Açores, o grupo central apresenta uma tensão compressiva máxima (σ_1) horizontal, com direcção geral NW-SE (Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira, 1998). Esta é consistente com as direcções predominantes observadas nos alinhamentos dos centros eruptivos do Vulcão de Santa Bárbara (NW-SE a WNW-ESE) e do Vulcão do Pico Alto (NW-SE a NNW-SSE). Contudo, os alinhamentos de orientação geral ENE-WSW, observados no Vulcão do Pico Alto, não se enquadram nos modelos geodinâmicos propostos para esta região mas correspondem certamente a estruturas distensivas, dado que funcionaram como condutas vulcânicas (Queiroz *et al.*, 2001).

No caso do Vulcão de Santa Bárbara, o padrão de distribuição dos centros eruptivos parece indicar que as tensões tectónicas regionais foram localmente subjugadas por tensões exercidas pela câmara magmática, como se pode observar no modelo proposto por Bacon *et al.* (1980, *in* Fink, 1993) e Bacon (1985, *in* Fink, 1993) (Figura III.2). Este modelo permite explicar a mudança/rotação gradual observada nas

orientações dos alinhamentos, de WNW-ESE para N-S, permitindo associar estes últimos a fracturas radiais do sistema vulcânico, como anteriormente sugerido por Zbyszewski (1968), Zbyszewski *et al.* (1971), Self (1974) e Nunes (2000). Por outro lado, esta orientação geral pode estar simplesmente relacionada com uma diferente família de falhas presente na ilha (Lloyd e Collis, 1981; Queiroz *et al.*, 2001).

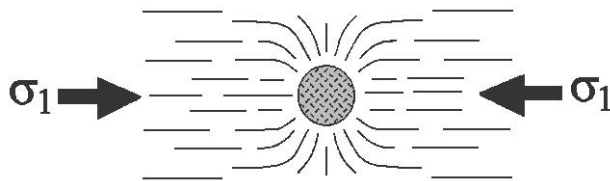
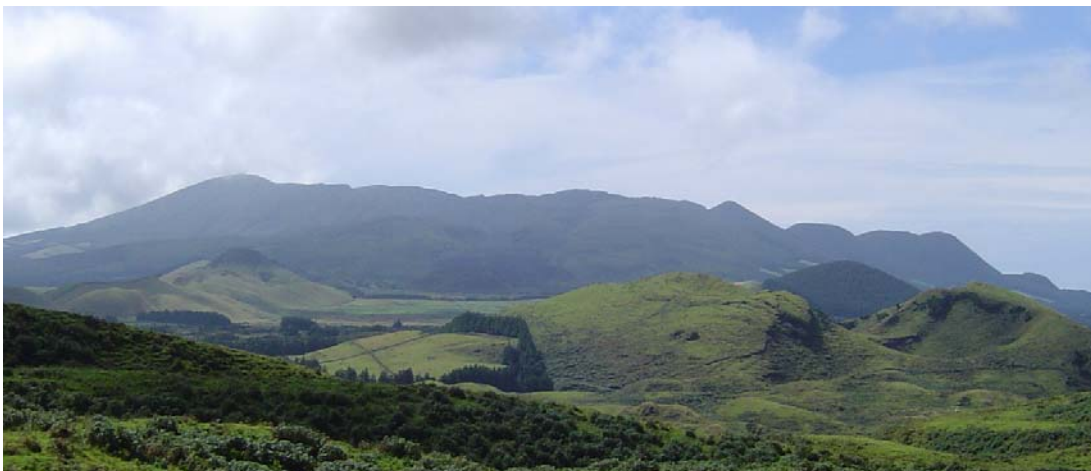


Figura III.2 – Padrão de distribuição de diques sobre um corpo magmático em profundidade. A tensão regional é dominante a uma certa distância do corpo magmático, surgindo um padrão radial na sua zona de influência (adaptado de Bacon *et al.*, 1980, *in* Fink, 1993).

III.3 – PRINCIPAIS FORMAS E ESTRUTURAS

As lavas traquíticas (*s.l.*) recentes da Terceira localizam-se maioritariamente nos dois edifícios poligenéticos mais jovens desta ilha, nomeadamente nos vulcões de Santa Bárbara (Fotografia III.3) e do Pico Alto (Fotografia III.4). Em ambos os casos, este tipo de lavas exibe uma grande diversidade de formas e estruturas vulcânicas, que serão abordadas ao longo deste ponto. A localização dos exemplos apresentados encontra-se na figura III.3.



Fotografia III.3 – Panorama do Vulcão de Santa Bárbara, visto do flanco W do Vulcão do Pico Alto.



Fotografia III.4 – Panorama do Vulcão do Pico Alto, visto do *Graben* da Lajes.

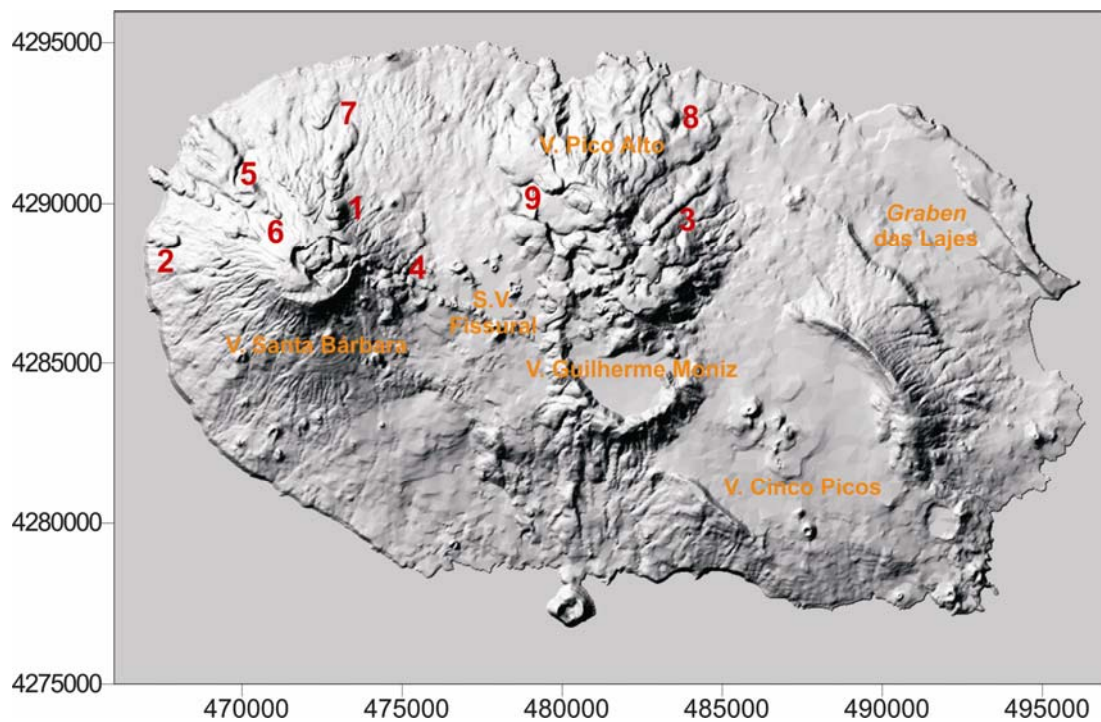


Figura III.3 – Localização das principais formas e estruturas associadas a lavas traquíticas (*s.l.*) da Terceira. Legenda: 1 - Pico Rachado; 2 - *Coulée* da Serreta; 3 - *Coulée* da Aqualva; 4 - Mistérios Negros; 5 - Pico Carneiro; 6 - Rocha da Lapa; 7 - Alto do Raminho; 8 - Pico dos Loiros; 9 - Pico das Pardelas. Coordenadas U.T.M., zona 26S.

Tendo em conta a morfologia das lavas em estudo, distinguem-se, de uma forma simplificada dois tipos base: os domos e as *coulées*. Os domos lávicos são a forma vulcânica mais comum na área em estudo. Estes apresentam uma grande amplitude de dimensões, podendo variar entre apenas alguns metros a várias centenas de

metros de altura, como por exemplo o grande domo do Pico Rachado (Fotografia III.5), situado na vertente N do Vulcão de Santa Bárbara (ver N° 1 da Figura III.3).



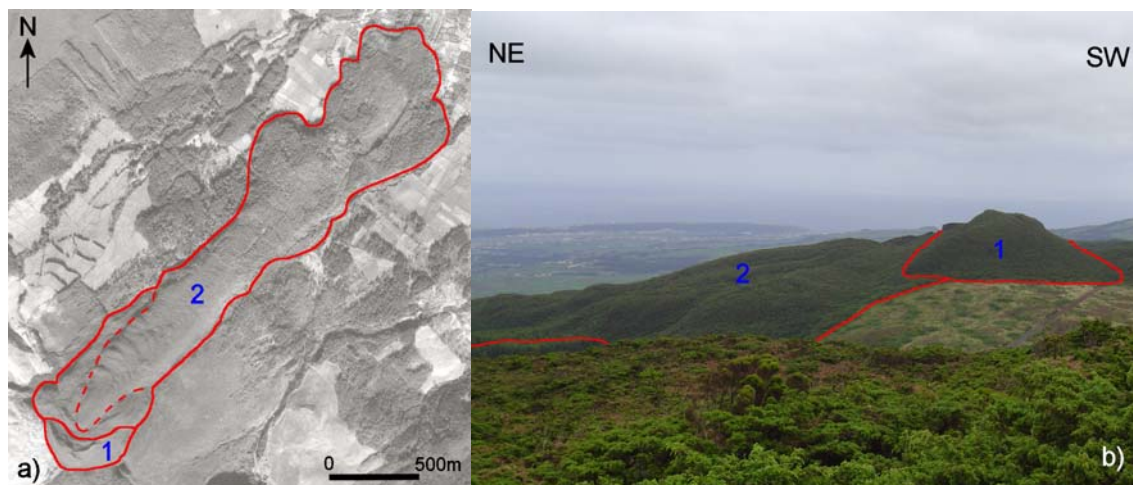
Fotografia III.5 – Vista do domo do Pico Rachado.

As *coulées* distinguem-se dos domos por serem alongadas no sentido da inclinação do terreno. Nos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, as *coulées* apresentam dimensões muito variáveis, podendo mesmo atingir vários quilómetros de extensão. No caso da *coulée* da Serreta (Fotografia III.6), localizada no flanco W do Vulcão de Santa Bárbara (ver N° 2 da Figura III.3), esta atingiu a arriba costeira, a cerca de 1 km da fonte, tendo a sua frente colapsando para o mar.



Fotografia III.6 – Vista aérea oblíqua da *coulée* da Serreta.

Frequentemente, encontram-se também extrusões lávicas resultantes da combinação das duas morfologias anteriormente descritas. Estas podem formar-se devido ao colapso/explosão de um domo em crescimento, permitindo posteriormente a extrusão de uma *coulée* associada (Macdonald, 1972; Self, 1974; Blake, 1990). Este tipo de lavas pode ser exemplificado com a *coulée* da Aqualva, situada no sector N do Vulcão do Pico Alto (ver Nº 3 da Figura III.3), em que se pode observar o remanescente de um pequeno domo (Fotografia III.7).



Fotografia III.7 – Domo e *coulée* da Aqualva. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia em perfil. Legenda: 1 - Domo parcialmente colapsado; 2 - *Coulée*.

As lavas traquíticas (*s.l.*) apresentam um conjunto de estruturas típicas que se podem desenvolver ao longo da sua instalação. Neste contexto, destacam-se como exemplos os espinhos, os canais lávicos, os *levées*, as estruturas de fluxo laminar e a crosta brechóide.

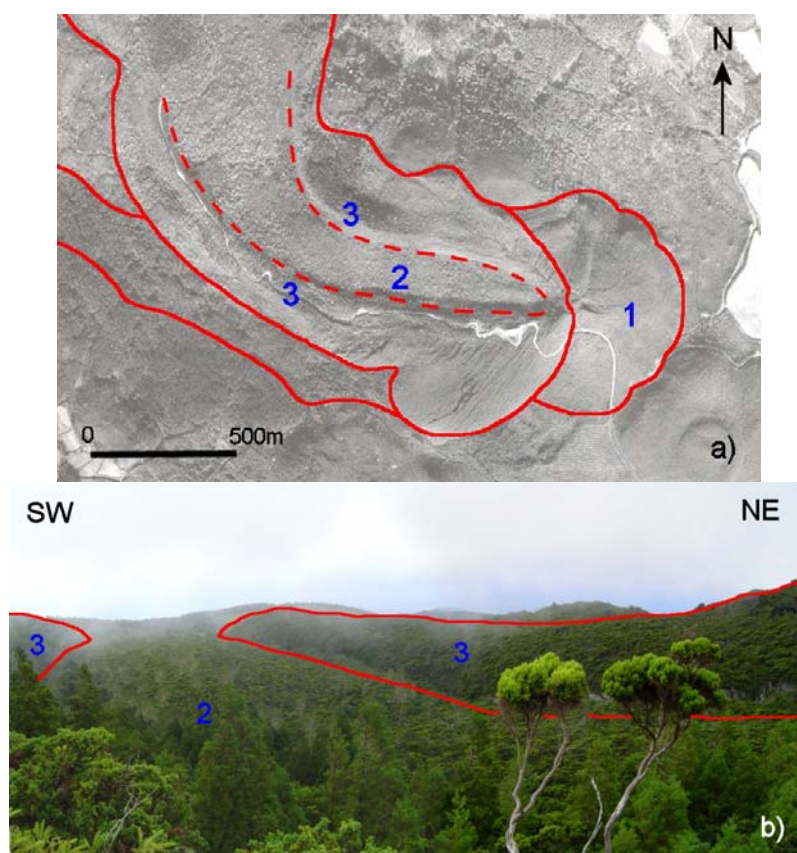
Os espinhos são estruturas raras, pois são frequentemente destruídos durante o crescimento do domo, devido à sua natureza instável (Macdonald, 1972). No domo Mistérios Negros D (para localização ver Nº 4 da Figura III.3) é possível encontrar um exemplar bem preservado deste tipo de estrutura (Fotografia III.8). No caso vertente, o espinho apresenta uma forma aproximadamente piramidal, sendo seu flanco SE caracterizado por uma superfície mais lisa, quando comparado com os restantes, que estão cobertos por material fragmentado muito irregular.



Fotografia III.8 – Vista do espinho do domo Mistérios Negros D.

Os canais lávicos e os *lévees* são estruturas muito comuns nas *coulées* de ambos os vulcões em estudo. Estas encontram-se em todo o tipo de *coulées*, desde as de menores dimensões até às longas *coulées*, que atingem vários quilómetros de comprimento. As estruturas deste tipo resultam da drenagem da lava da zona central da *coulée*, devido ao decréscimo da taxa de efusão no final da erupção (Hulme, 1974; Self, 1974; Naranjo *et al.*, 1992). Em alguns casos, os canais lávicos podem prolongar-se por largas centenas de metros, podendo os seus *lévees* ultrapassar 50 m de altura, como no caso da *coulée* do Pico do Carneiro (Fotografia III.9) no Vulcão de Santa Bárbara (ver Nº 5 da Figura III.3).

As estruturas de fluxo laminar são frequentemente observadas nas lavas mais evoluídas da ilha Terceira. Estas resultam da formação de um gradiente de velocidade no seio da lava, levando à individualização de diversas lâminas de fluxo. Por vezes, torna-se possível identificar ligeiras diferenças texturais entre estas lâminas, resultantes de diferentes graus de vesiculação e conteúdos cristalinos. Estes aspectos texturais podem ser observados por exemplo em algumas secções do domo do Pico do Caneiro (Fotografia III.10).



Fotografia III.9 – Domo e coulée do Pico do Carneiro. a) Fotografia aérea vertical; b) Fotografia panorâmica.
Legenda: 1 - Domo lávico parcialmente colapsado; 2 - Canal lávico; 3 - Levées.

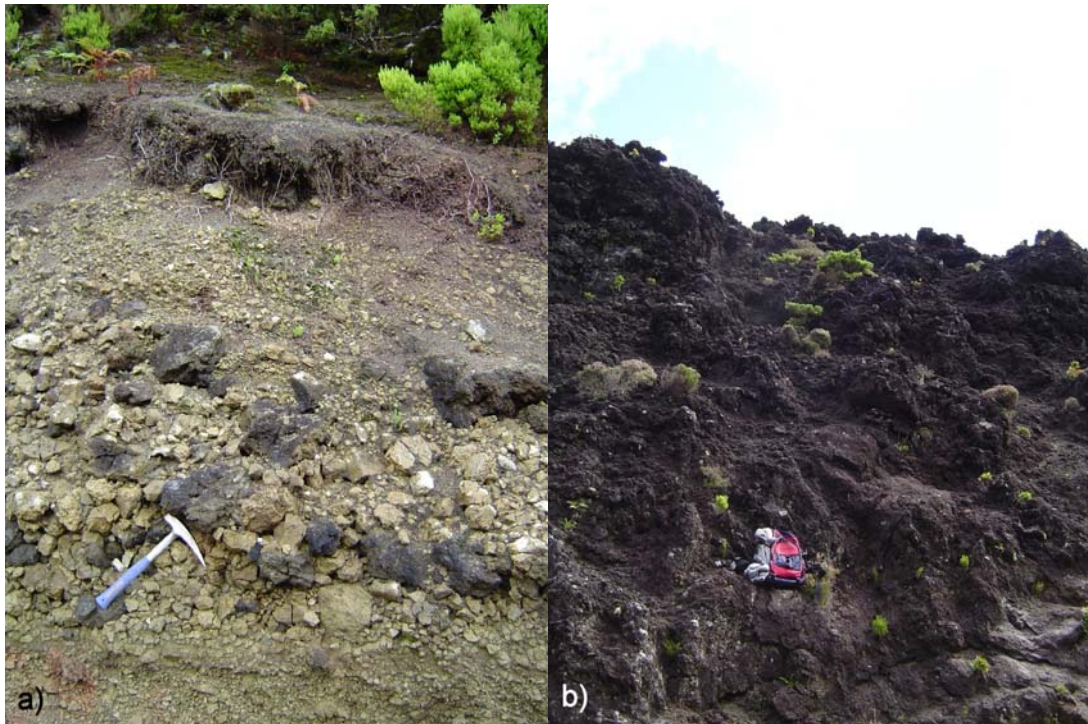


Fotografia III.10 – Aspecto das estruturas de fluxo laminar do domo do Pico do Carneiro.

A superfície das lavas traquíticas (*s.l.*) é formada por material fragmentado e solto, do tipo brechóide, resultante da autobrechificação da sua crosta durante o seu desenvolvimento (Cas e Wright, 1988; Fink e Anderson, 2000). No que concerne aos domos e às *coulées* da área em estudo, a sua crosta superficial pode apresentar uma gradação entre dois membros extremos (Fotografia III.11).

Num primeiro caso, a superfície é constituída por blocos de material denso, vesiculado (pedra pomes) e vítreo (obsidiana), sendo por vezes possível observar alternâncias entre níveis de pedra pomes e material mais denso e/ou vítreo. Este tipo de crosta pode ser observado na superfície do domo da Rocha da Lapa (Fotografia III.11a), na vertente NW do Vulcão de Santa Bárbara (ver Nº 6 da Figura III.3).

No segundo caso, a crosta é formada essencialmente por fragmentos rochosos, com texturas que podem variar entre o anguloso e o irregular, sendo em regra, os fragmentos menos espinhosos do que o *clinker* das lavas *aa*. Como exemplo típico deste caso, destacam-se os domos dos Mistérios Negros (Fotografia III.11b), no Vulcão de Santa Bárbara (ver Nº 5 da Figura III.3).



Fotografia III.11 – Aspectos da crosta das lavas traquíticas (*s.l.*). a) crosta brechóide do domo da Rocha da Lapa; b) crosta lávica fragmentada do domo Mistérios Negros A.

III.4 – CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA

III.4.1 – METODOLOGIA

Com o intuito de se proceder à caracterização morfométrica das lavas traquíticas (s.l.), identificaram-se, numa primeira fase, todas as extrusões desta natureza presentes nos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto. Tendo em conta as observações de campo e recorrendo-se à análise de fotografia aérea vertical do IPCC, à escala 1/15.000 (ano de 1986), efectuou-se uma primeira avaliação das lavas que possuíam formas relativamente bem preservadas. As extrusões lávicas que se apresentavam visivelmente erodidas, cobertas por espessos depósitos recentes ou que de algum modo pudessem suscitar dúvidas quanto à sua morfologia inicial não foram consideradas nesta análise morfométrica.

Os limites das lavas melhor preservadas foram então transpostos para uma base topográfica à escala 1/25.000 do Instituto Geográfico Português (ano de 2001), sendo posteriormente digitalizados para um Sistema de Informação Geográfica (SIG), nomeadamente o programa ArcGIS® 8.3 do *Environmental Systems Research Institute* (ESRI).

Uma vez em formato digital, procedeu-se a uma nova selecção, eliminando-se todas as lavas que pudessem suscitar alguma dificuldade na determinação das suas dimensões, designadamente por se apresentarem sobrepostas a outras lavas. Os parâmetros morfométricos (Anexo III), que melhor caracterizam a geometria dos produtos desta natureza, foram posteriormente determinados tendo como base as metodologias propostas por Porter (1972), Walker (1973), Settle (1979), Wood (1980) e Blake (1990).

Considerou-se assim: a área planimétrica (A_p) ocupada pela lava e calculada pelo SIG; o diâmetro basal médio (D_d) como a média entre o diâmetro máximo e mínimo da base do domo; o raio basal médio (R_d) igual à metade de D_d ; a altura média do domo (H_d) resultando da diferença entre a cota do ponto mais elevado e a cota média da base; o comprimento máximo da *coulée* (L_c) igual à distância entre o centro

eruptivo e a frente da *coulée*; a largura média (W_c) como a média de várias larguras determinadas ao longo do comprimento total da *coulée*; a espessura média da *coulée* (T_c) igual à média da espessura em vários pontos; o declive médio do terreno (α) calculada pela diferença de cotas do terreno entre o centro emissor e a frente da *coulée*, e pela distância horizontal entre os dois pontos; e o volume total da lava (V_t).

No que concerne ao cálculo do volume dos domos (V_t), considerou-se que estes possuíam uma forma aproximadamente parabólica, podendo o seu volume ser estimado pela expressão III.1 (Blake, 1990; Griffiths e Fink, 1993; Wilson e Head, 2003; Lyman *et al.*, 2004):

$$V_t = C\pi R_d^2 H_d \quad (\text{Expressão III.1})$$

V_t - Volume total

C - Constante de forma ($C = \frac{1}{2}$, para uma parábola de revolução)

R_d - Raio basal do domo

H_d - Altura do domo

No caso das *coulées*, o seu volume total (V_t) resultou do somatório do volume de várias secções de espessura aproximadamente uniforme. Para cada secção, multiplicou-se a área planimétrica pela espessura média, obtendo-se assim um volume parcial. Esta metodologia de cálculo tende a subestimar o volume total da lava, uma vez que se desconhece a topografia pré-eruptiva. No caso vertente, tornou-se difícil estimar a verdadeira espessura no centro da escoada, dado que estas tendem a fluir ao longo de zona deprimidas (MacKay *et al.*, 1998; Stevens *et al.*, 1999; Murray e Stevens, 2000; Stevens, 2002).

Procedeu-se ainda à aplicação de um teste estatístico não paramétrico, designado de Mann-Whitney, com o objectivo de comparar a morfometria dos domos e das *coulées* dos dois vulcões em estudo. O programa utilizado para a aplicação deste teste foi o SPSS® 13.0 (*Statistical Packages for the Social Sciences*) para Microsoft Windows®.

III.4.2 – CARTOGRAFIA DE SUPERFÍCIE

Ao longo deste trabalho foram cartografadas 166 extrusões lávicas de natureza traquítica (s.l.), 96 das quais no Vulcão de Santa Bárbara e as restantes 70 no Vulcão do Pico Alto. No primeiro caso, estas lavas distribuem-se principalmente pelos flancos N, NW e E mas também no interior da caldeira (Figura III.4). Enquanto que no segundo caso, as extrusões lávicas localizam-se maioritariamente no interior da caldeira, embora frequentemente possam transbordar as suas paredes e fluir ao longo dos flancos (Figura III.5).

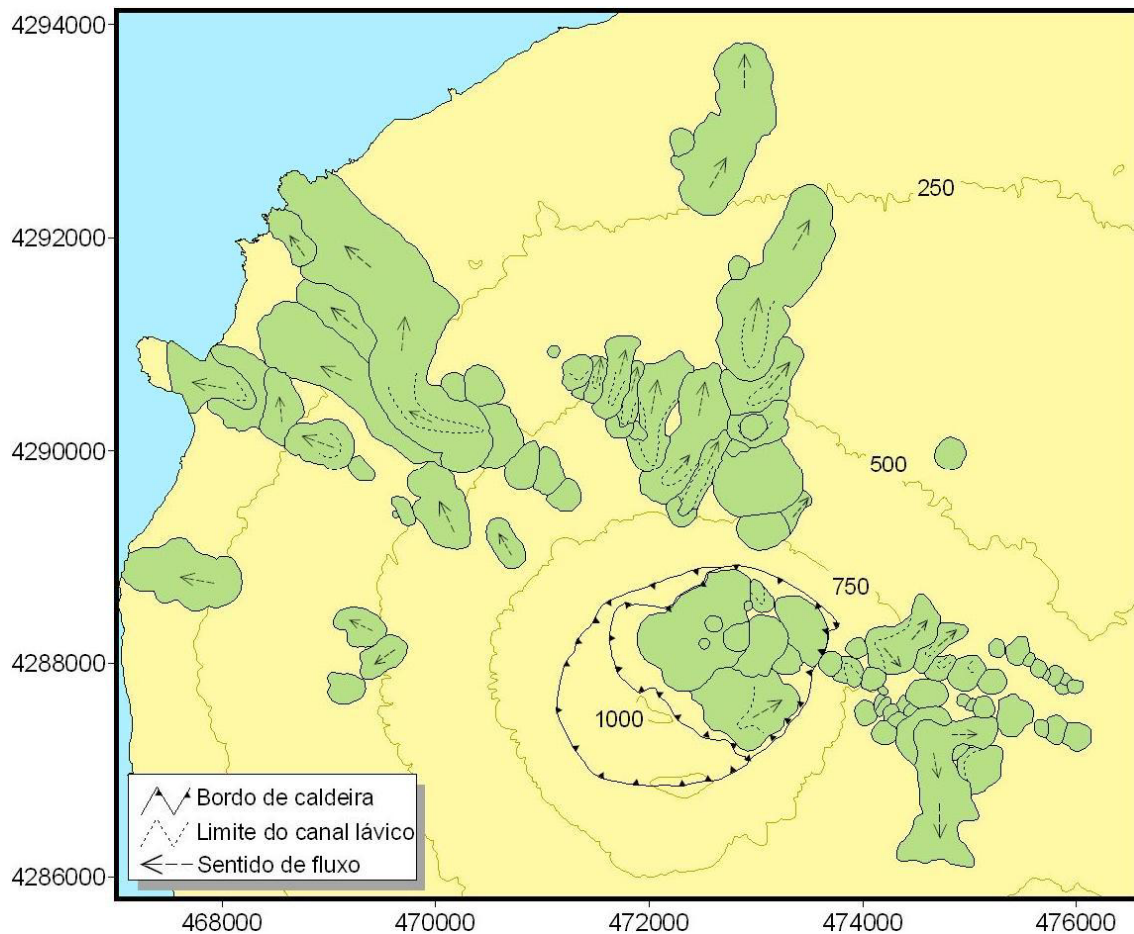


Figura III.4 – Carta das lavas de natureza traquítica (s.l.) do Vulcão de Santa Bárbara. Coordenadas U.T.M., zona 26S.

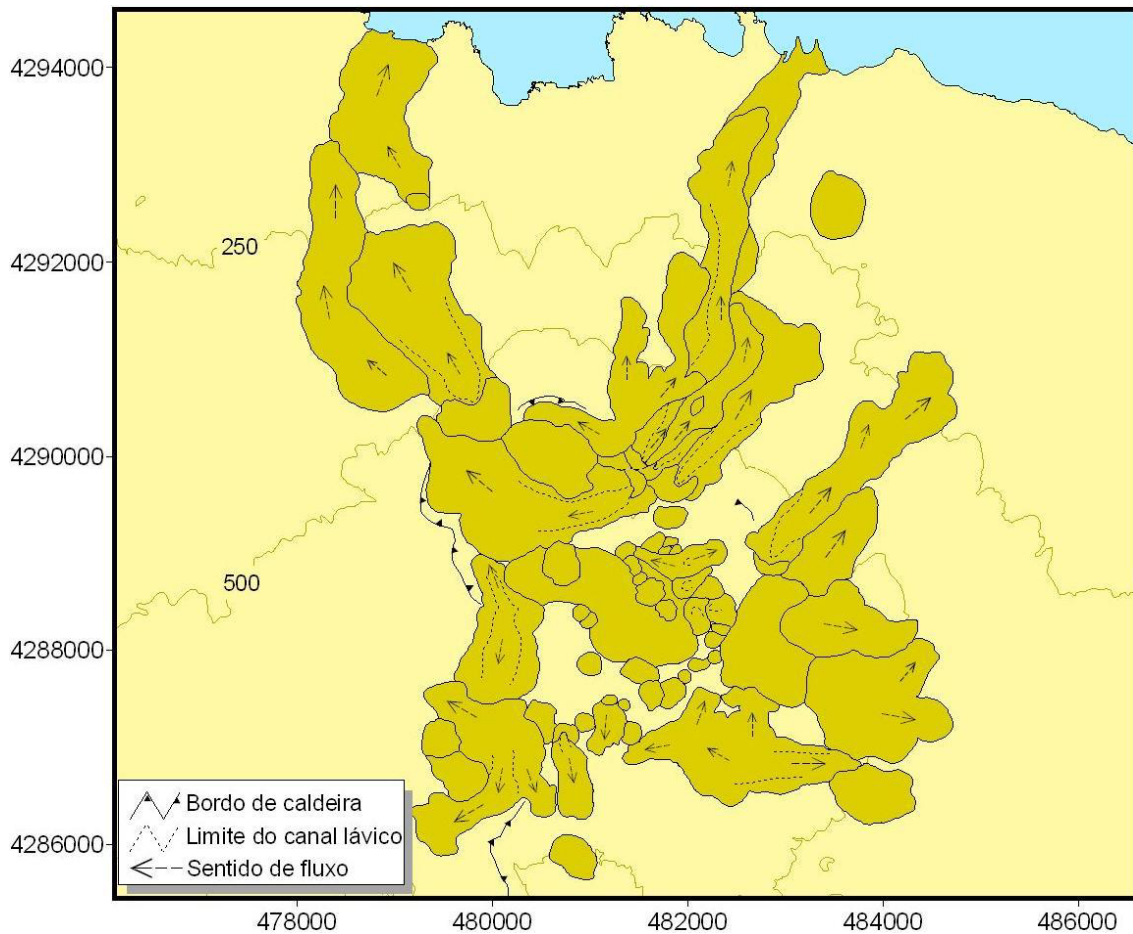


Figura III.5 – Carta das lavas de natureza traquítica (s.l.) do Vulcão do Pico Alto. Coordenadas U.T.M., zona 26S.

III.4.3 – COEFICIENTE DE ASPECTO (*ASPECT RATIO*)

A noção de coeficiente de aspecto (*aspect ratio*) proposta por Walker (1973) permite expressar quantitativamente as dimensões relativas das lavas. Neste trabalho foi adoptada como um modo sistemático de classificar as extrusões lávicas tendo por base as suas características morfométricas.

Walker (1973) definiu o coeficiente de aspecto como a razão entre o diâmetro de um círculo com igual área à ocupada pela lava (h) e a sua respectiva espessura (v). Este autor determinou valores de coeficiente de aspecto (h/v), para diferentes tipos de lavas, correlacionando-os com a sua composição química e viscosidade (Figura III.6). Deste modo, as lavas podem ser classificadas como domos ($h/v \leq 8$), *coulées* ($8 < h/v < 50$) e escoadas (s.s.) ($h/v \geq 50$), constituindo assim uma boa forma

de expressar numericamente as morfologias dos diferentes tipos de lavas (Walker, 1973).

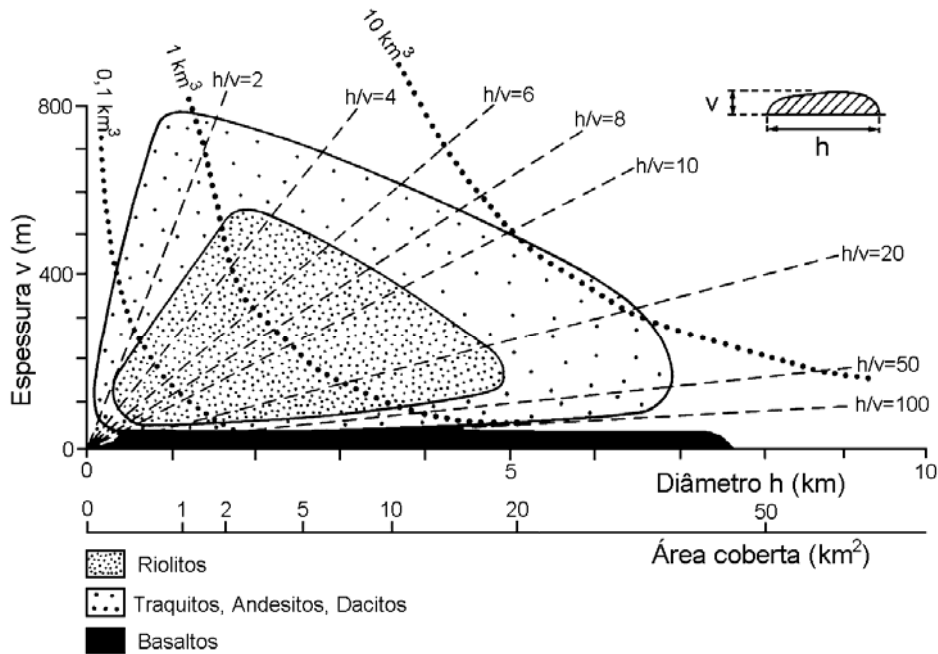


Figura III.6 – Projeção das dimensões de extrusões lávicas de diferentes composições químicas. As duas escalas da base indicam a área coberta pela lava e o diâmetro de um círculo com igual área. As linhas a tracejado indicam o coeficiente de aspecto, conforme o diagrama do canto superior direito. As linhas a ponteadas representam os volumes das extrusões lávicas (adaptado de Walker, 1973, in Cas e Wright, 1988).

De um conjunto inicial de 166 lavas cartografadas, apenas 111 com morfologias relativamente bem preservadas foram consideradas nesta análise morfométrica. Os valores de coeficiente de aspecto (h/v) das lavas seleccionadas variam entre 4 e 48, situando-se no campo típico das lavas de composição traquítica (*s.l.*) do diagrama da figura III.6. Com base nos critérios de classificação propostos por Walker (1973) foram identificados 38 domos e 21 *coulées* no Vulcão de Santa Bárbara, enquanto que no Vulcão do Pico Alto reconheceram-se 30 domos e 22 *coulées*, perfazendo um total de 68 domos e 43 *coulées* em toda a área de estudo.

Na figura III.7 observam-se perfis topográficos típicos para diferentes tipos de lavas (para localização ver Figura III.3). Em a) mostra-se o perfil topográfico de uma *coulée*, onde a sua extensão horizontal ultrapassa largamente a sua espessura. Em b) apresenta-se o perfil de um domo lávico com um baixo coeficiente de aspecto. E no perfil c) observa-se uma *coulée* associada a um domo parcialmente destruído.

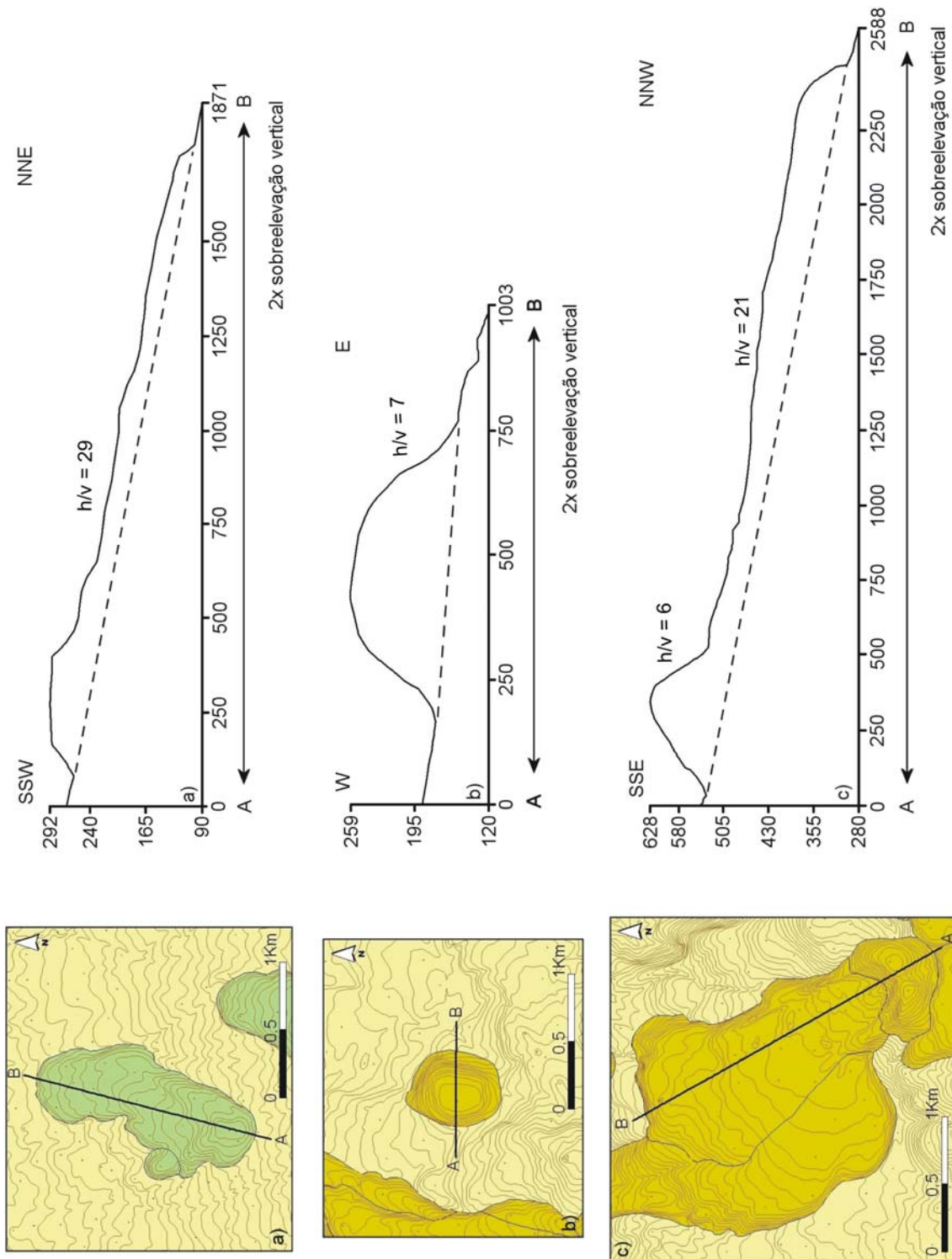


Figura III.7 – Perfis topográficos de diferentes tipos de lavas traquíticas (s.l.). a) *Coulée* do Alto do Raminho; b) Domo do Pico dos Loiros; c) Domo e *coulée* do Pico das Pardelas (para localização ver Figura III.3).

III.4.4 – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

III.4.4.1 – DOMOS

Nos gráficos da figura III.8 projectam-se os parâmetros morfométricos empregues na caracterização geométrica dos domos seleccionados (Anexo III). Como se pode observar, os intervalos de valores destes parâmetros são muito semelhantes nos domos dos dois vulcões em estudo.

A projecção da altura média (H_d) em função do diâmetro basal médio (D_d) e do raio basal médio (R_d) revela uma forte relação linear definida pelas rectas $H_d = 0,18D_d$ e $H_d = 0,36R_d$, respectivamente (Gráfico III.8a). O valor do declive da primeira recta é idêntico ao estabelecido por Wallenstein (1999) para os domos do Vulcão do Fogo (S. Miguel). O valor obtido é no entanto inferior ao determinado por Queiroz (1997) para os domos do Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel) mas é superior ao apresentado por Ferreira (2000) para o grupo de domos relativo ao Sistema Vulcânico da Região dos Picos (S. Miguel). A equação da segunda recta apresenta um declive menor do que os valores de 0,6 a 0,9 propostos por Blake (1990) para domos do tipo peleano. O valor do declive da recta obtido neste trabalho, embora seja menor, aproxima-se do valor de 0,5 calculado para um conjunto de domos baixos japoneses (Moriya, 1978, *in* Blake, 1990).

Blake (1990) definiu igualmente a existência de uma boa correlação entre H_d e $R_d^{1/2}$ para o crescimento dos domos lávicos. A projecção destes parâmetros no caso dos domos em estudo confirma, de um modo geral, esta relação (Gráfico III.8b). No caso vertente, a razão $H_d/R_d^{1/2} = 4,52$ representa uma relação inferior à da recta $H_d = 5,75R_d^{1/2}$ determinada por Blake (1990), com dados de Huppert *et al.* (1982), para os primeiros 90 dias da erupção do domo de 1979 em Soufrière (St. Vicent) nas Caraíbas. Por outro lado, a razão agora determinada apresenta um valor superior ao observado para os domos de La Primavera (Clough *et al.*, 1982, *in* Blake, 1990) e Maroa (Lloyd, não publicado, *in* Blake, 1990; Duffield e Bacon, 1981, *in* Blake, 1990) com valores de 3,39 e 3,88, respectivamente.

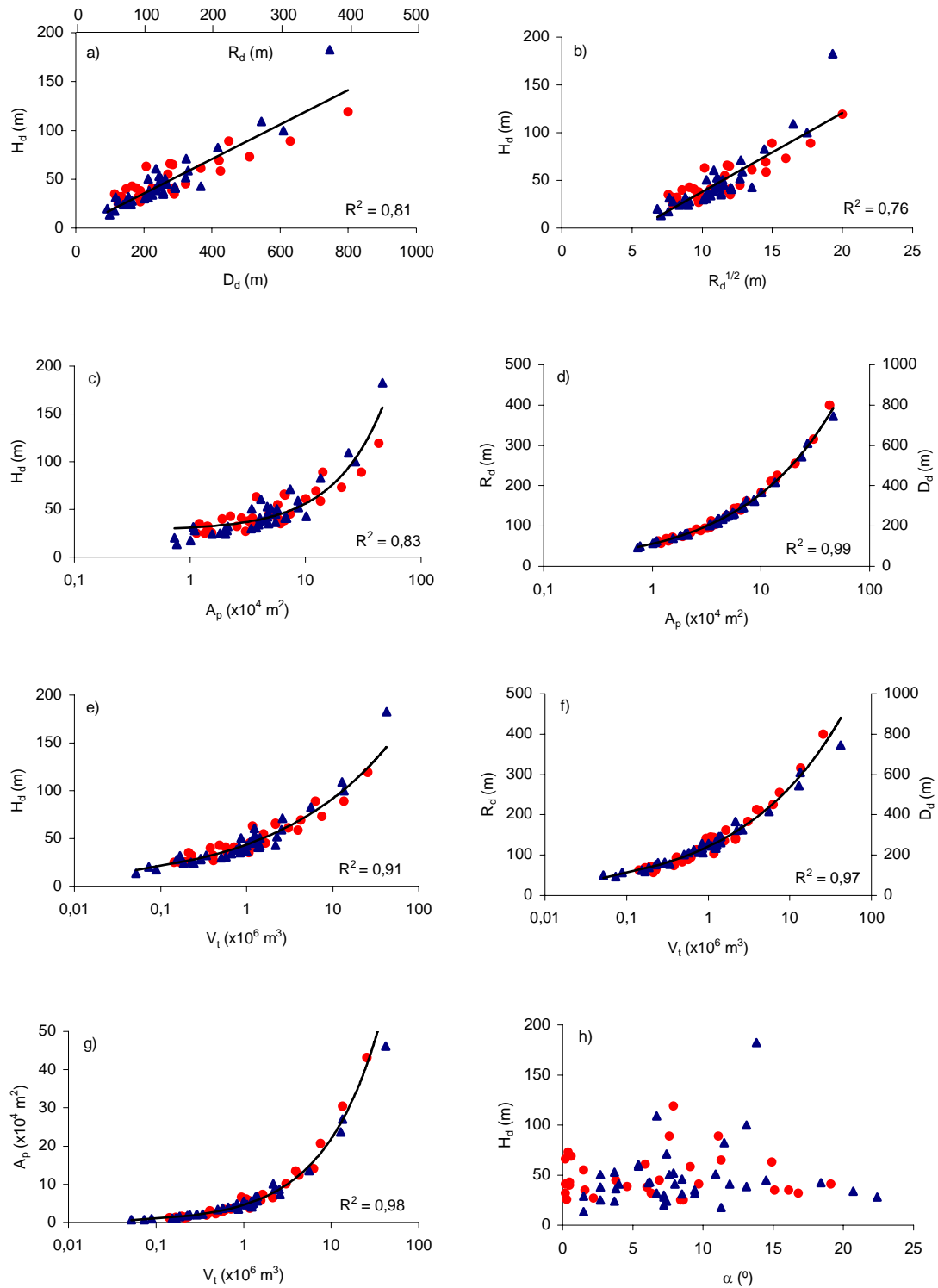


Figura III.8 – Projecção dos parâmetros morfométricos dos domos seleccionados, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto.

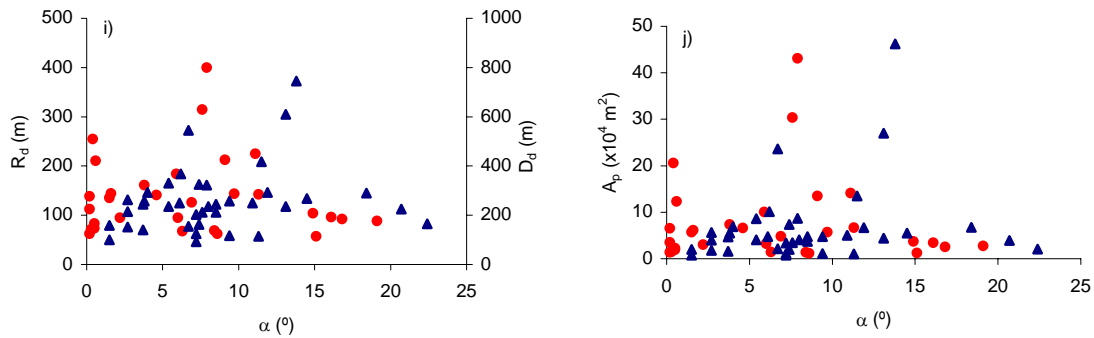


Figura III.8 – Projecção dos parâmetros morfométricos dos domos seleccionados, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto (Continuação).

No gráfico III.8c projecta-se H_d contra a área planimétrica (A_p) ocupada pelos domos lávicos. De certo modo, esta é uma representação gráfica do conceito de coeficiente de aspecto (Walker, 1973) já abordado anteriormente neste capítulo. Como se pode verificar, os parâmetros apresentam uma forte correlação linear ($R^2 = 0,83$), que se reflecte em valores de coeficiente de aspecto muito semelhantes, conforme determinado previamente.

Como se pode constatar da análise do gráfico III.8d, os parâmetros R_d , D_d e A_p apresentam uma correlação muito forte entre si, com um valor de $R^2 = 0,99$. Neste caso, o elevado coeficiente de correlação revela que os domos seleccionados apresentam uma forma planar aproximadamente circular. Por outro lado, como estes parâmetros morfométricos foram determinados de modo independente, a elevada correlação entre eles pode também ser interpretada como um indicador da fiabilidade dos dados recolhidos.

As projecções de diferentes parâmetros em função do volume total (V_t) (Gráficos III.8e, III.8f e III.8g) apresentam coeficientes de correlação elevados, uma vez que estes se encontram implicitamente dependentes, conforme demonstra a expressão III.1. Não obstante, a relação entre H_d e V_t pode ser traduzida pela equação $H_d = 43,69V_t^{0,32}$ e a relação D_d versus V_t pela relação de potência $D_d = 242,23V_t^{0,35}$. Em ambos os casos, os parâmetros variam aproximadamente com a raiz cúbica do volume, como se trata-se de uma simples expansão de um balão, semelhante ao

proposto por Swanson e Holcomb (1990) para descrever o crescimento do domo do Mt. St. Helens (E.U.A.) no período 1980-1986.

Nos gráficos III.8h, III.8i e III.8j são projectados os parâmetros H_d , R_d , D_d e A_p , respectivamente, em função do declive médio do terreno (α). Estes apresentam uma grande dispersão de valores, não sendo possível identificar quaisquer correlações significativas.

III.4.4.2 – COULÉES

Os gráficos da figura III.9 mostram as diferentes relações estabelecidas entre os vários parâmetros morfométricos que melhor caracterizam as *coulées* (Anexo III). Como se constata da sua análise também as *coulées* apresentam intervalos de valores semelhantes entre os dois sistemas vulcânicos.

Da observação do gráfico III.9a verifica-se a existência de uma correlação moderada entre a largura média (W_c) e o comprimento máximo das *coulées* (L_c). O coeficiente de correlação de 0,71 deve-se sobretudo à dispersão de valores observada nas *coulées* de maior comprimento do Vulcão do Pico Alto. A variação destes parâmetros pode ser expressa por uma relação de potência dada pela equação $W_c = 4,56L_c^{0,63}$. Esta é semelhante à relação $W_c \propto L_c^{3/7}$ determinada experimentalmente por Griffiths (2000) para taxas de efusão constantes, sugerindo que a dispersão de valores de W_c pode resultar das diferentes taxas de efusão durante as erupções das *coulées*.

A projecção da espessura média (T_c) em função do comprimento máximo (L_c) demonstra uma grande dispersão de valores (Gráfico III.9b). No entanto, nota-se uma certa tendência, evidenciada pelo ligeiro incremento da espessura média em função do aumento do comprimento das *coulées*. A tendência observada é naturalmente consistente com o aumento do volume total emitido. No entanto, a dispersão dos valores sugere que estes parâmetros são condicionados por mecanismos distintos. De um modo geral, verifica-se que a espessura da lava é essencialmente determinada pelas suas propriedades reológicas (Hulme, 1974), enquanto que o seu comprimento é controlado pela taxa de efusão (Walker, 1973).

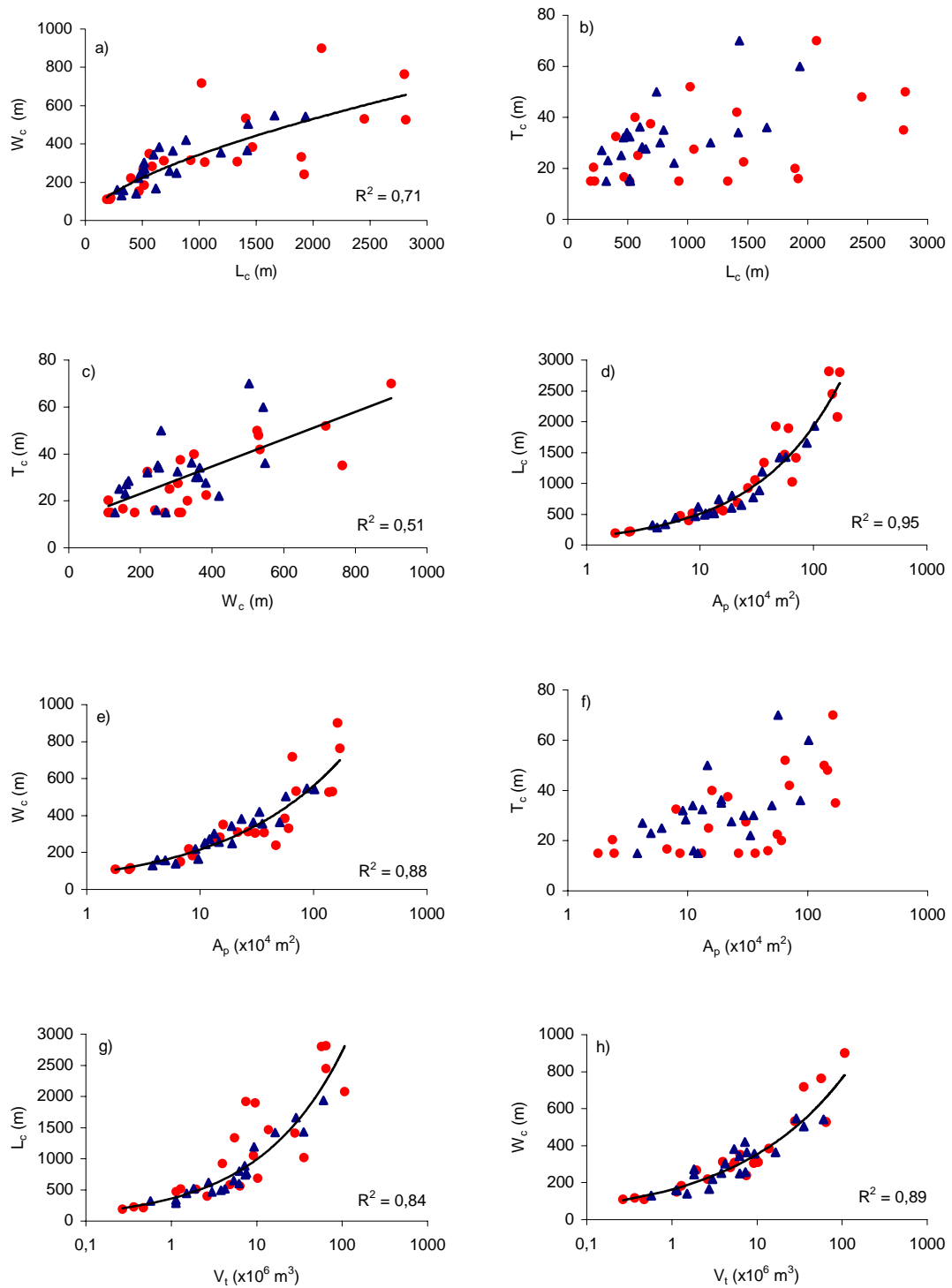


Figura III.9 – Projecção dos parâmetros morfométricos das *coulées* seleccionadas, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: \blacktriangle - Vulcão de Santa Bárbara; \bullet - Vulcão do Pico Alto.

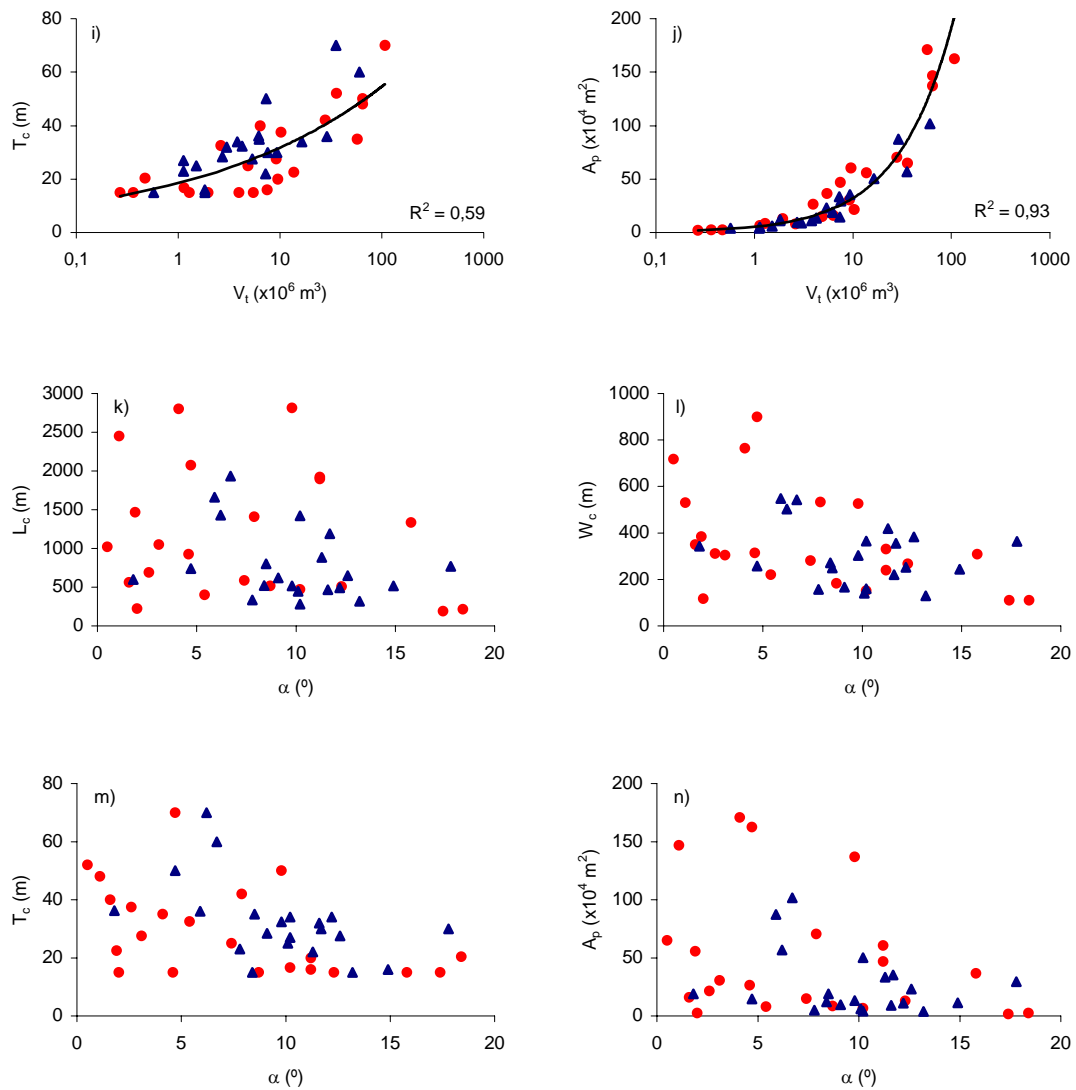


Figura III.9 – Projecção dos parâmetros morfométricos das *coulées* seleccionadas, conforme referido no texto. As linhas representam as relações estabelecidas entre os diferentes parâmetros, com maior coeficiente de correlação. Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto (Continuação).

No gráfico III.9c observa-se a relação existente entre T_c e W_c para as *coulées* seleccionadas. Da sua análise torna-se clara a dispersão de valores, expressa por um coeficiente de correlação moderado ($R^2 = 0,51$), em torno da recta definida pela expressão $T_c = 0,08W_c$. Como no caso anterior, esta relação encontra-se relacionada com o aumento do volume envolvido mas a baixa correlação observada sugere novamente que estes parâmetros morfométricos são governados por mecanismos distintos. Tanto a espessura como a largura são condicionadas pelas propriedades

reológicas da lava, contudo, a largura é também fortemente dependente da taxa de efusão (Hulme, 1974).

Os gráficos III.9d e III.9e projectam o comprimento máximo (L_c) e a largura média (W_c) *versus* a área planimétrica (A_p) da lava, respectivamente. No caso vertente, as boas correlações observadas ($R^2 = 0,95$ e $R^2 = 0,88$) devem-se essencialmente à dependência implícita entre os parâmetros.

Tal como no caso dos domos, a projecção de T_c em função de A_p (Gráfico III.9f) permite uma representação gráfica do coeficiente de aspecto, utilizado para caracterizar este tipo de extrusões lávicas. A dispersão observada neste gráfico demonstra uma grande variação de valores de h/v , conforme referido anteriormente.

No que concerne a relação entre os parâmetros L_c e volume total (V_t) (Gráfico III.9g), verifica-se que esta pode ser aproximada pela equação $L_c = 3,59V_t^{0,44}$. Malin (1980) propõe o mesmo tipo de relação ($L_c \propto V_t^{0,5}$) para as lavas basálticas (s.l.) do Havai, embora com um expoente ligeiramente superior. Em ambos os casos os expoentes são superiores a 0,33, indicando que a variação entre estes parâmetros morfométricos não é equivalente e proporcional, como seria de esperar de uma simples expansão geométrica.

Da projecção dos parâmetros W_c , T_c e A_p *versus* V_t (Gráficos III.9h, III.9i e III.9j) observam-se correlações significativas que se devem, sobretudo, à sua dependência implícita. No primeiro gráfico, a relação entre os parâmetros pode ser traduzida por $W_c = 163,22V_t^{0,34}$ ($R^2 = 0,89$). A projecção de T_c em função de V_t apresenta uma relação expressa pela equação $T_c = 18,47V_t^{0,24}$, sendo o coeficiente de correlação de 0,59. A relação entre os parâmetros A_p e V_t pode ser dada por $A_p = 5,38V_t^{0,78}$ com $R^2 = 0,93$. Nos últimos dois casos, verifica-se que a dispersão dos valores se deve essencialmente à variação da espessura média das *coulées*.

O gráfico III.9k apresenta a projecção do comprimento máximo (L_c) em função do declive médio do terreno (α). A grande dispersão observada não permite estabelecer qualquer correlação significativa entre estes parâmetros. De facto, a influência do

ângulo de declive do terreno sobre o comprimento total é reduzida quando comparada com a de outros factores (Walker, 1973; Kilburn, 2000).

Nos gráficos III.9l, III.9m e III.9n, projectam-se W_c , T_c e A_p , respectivamente em função de α . Apesar da grande dispersão dos valores observada nestes gráficos, verifica-se uma certa tendência de relação inversa entre os parâmetros. A fraca correlação entre estes é frequentemente observada neste tipo de extrusões lávicas (Peitersen *et al.*, 2001). Contudo, esta tendência de proporcionalidade inversa é concordante com o proposto por Hulme (1974), encontrando-se directamente dependente das propriedades reológicas da lava.

III.4.5 – TESTE DE MANN-WHITNEY

Com o intuito de detectar eventuais diferenças significativas entre as morfologias dos domos e das *coulées*, dos vulcões do Pico Alto e de Santa Bárbara, procedeu-se à sua análise estatística.

Em primeiro lugar determinaram-se os parâmetros morfométricos que melhor caracterizam quantitativamente a forma das extrusões lávicas em estudo. Um parâmetro normalmente utilizado para descrever a morfometria de um domo lávico é a razão entre a sua altura média (H_d) e o raio basal médio (R_d). Para os domos do Vulcão do Pico Alto esta razão varia entre 0,2 e 0,6, enquanto que para os domos de Santa Bárbara, H_d/R_d varia entre 0,2 e 0,5. No caso das *coulées*, a razão entre o seu comprimento máximo (L_c) e a sua largura média (W_c) foi calculada com o propósito de quantificar a sua morfologia. A razão L_c/W_c apresenta intervalos de variação entre 1,4 e 8 nas *coulées* do Pico Alto e de 1,7 a 3,9 no Vulcão de Santa Bárbara.

No que concerne ao pressuposto da normalidade dos dados, a aplicação do teste de Kolmogorov-Smirnov (Anexo IV) rejeitou a hipótese das razões morfométricas testadas seguirem uma distribuição normal, sugerindo assim a utilização de um teste não paramétrico.

O teste estatístico de Mann-Whitney enquadra-se no conjunto dos testes não paramétricos ou de distribuição livre, usados como alternativa aos testes

paramétricos, quando não se verificam os pressupostos destes últimos. A utilização do teste de Mann-Whitney é preferível quando os dados não apresentam distribuição normal nem igual variância. Contudo, este assume que ambas as distribuições apresentam a mesma forma. Este teste estatístico permite testar hipóteses sobre o centro de localização de duas amostras, como forma de detectar eventuais diferenças entre as duas populações correspondentes (Zar, 1974; Pestana e Gageiro, 1998).

Para a aplicação do teste de Mann-Whitney no caso dos domos lávicos, formularam-se as seguintes hipóteses:

H_0 : Os domos lávicos dos vulcões do Pico Alto e de Santa Bárbara são morfometricamente idênticos.

H_a : Os domos lávicos dos vulcões do Pico Alto e de Santa Bárbara não são morfometricamente idênticos.

A hipótese nula do teste de Mann-Whitney permite testar a homogeneidade das duas populações, ou seja, a semelhança de comportamentos dos dois grupos na população (Pestana e Gageiro, 1998).

Os resultados do teste de Mann-Whitney são apresentados no quadro III.1:

Quadro III.1

Teste de Mann-Whitney (Domos)				
Ordenações				
		N	Ordenação Média	Soma das Ordenações
H_d/R_d	Pico Alto	30	36,80	1104
	Santa Bárbara	38	32,68	1242
	Total	68		
Estatística				
		H_d/R_d		
Mann-Whitney U		501		
Wilcoxon W		1242		
Z		-0,85		
Nível de Significância (Bilateral)		0,39		

No caso das *coulées*, as hipóteses a testar foram:

H_0 : As *coulées* dos vulcões do Pico Alto e de Santa Bárbara são morfometricamente idênticas.

H_a : As *coulées* dos vulcões do Pico Alto e de Santa Bárbara não são morfometricamente idênticos.

Os resultados do teste de Mann-Whitney são apresentados no quadro III.2:

Quadro III.2

Teste de Mann-Whitney (<i>Coulées</i>)				
Ordenações				
		N	Ordenação Média	Soma das Ordenações
L_c/W_c	Pico Alto	22	23,41	515
	Santa Bárbara	21	20,52	431
	Total	43		
Estatística				
		L_c/W_c		
Mann-Whitney U		200		
Wilcoxon W		431		
Z		-0,75		
Nível de Significância (Bilateral)		0,45		

Utilizando uma aproximação à normalidade, dado que n_1 e n_2 apresentam valores superiores a 10, verifica-se que H_0 é aceite em ambos os casos, para um intervalo de confiança de 95%. Os valores estatísticos de Z (-0,85 e -0,75) para domos e *coulées* respectivamente, situam-se na região de aceitação definida pelo intervalo $]-1,96;1,96[$.

Os resultados do teste de Mann-Whitney mostram que não existem diferenças significativas, em termos de tendência central, entre os parâmetros morfométricos testados. Ou seja, verifica-se que existe homogeneidade morfométrica entre os domos e entre as *coulées* dos dois sistemas vulcânicos em estudo. Deste modo, demonstra-se que os domos lávicos dos dois vulcões podem ser agrupados e analisados em conjunto, verificando-se o mesmo no caso das *coulées*.

III.5 – IMPLICAÇÕES PARA A INSTALAÇÃO DE DOMOS E COULÉES

A morfologia final das lavas tende a reflectir as diferentes condições em vigor no momento em que a actividade extrusiva cessou. Neste contexto, a sua análise morfológica pode fornecer indicações fundamentais para a compreensão dos mecanismos envolvidos ao longo do processo de instalação.

As lavas traquíticas (*s.l.*) da ilha Terceira encontram-se frequentemente associadas, no tempo e no espaço, a importantes depósitos pomíticos de queda. Estas relações estratigráficas sugerem que a extrusão destas lavas segue uma sequência eruptiva típica, iniciada por um episódio de intensa actividade explosiva, com a formação de colunas eruptivas sub-plinianas, seguida de um período de efusão de lava desgaseificada (Self, 1974).

A análise morfométrica dos domos demonstrou a existência de uma forte correlação linear entre a altura e o raio basal. Permitiu ainda verificar que estes parâmetros variam aproximadamente em função da raiz cúbica do volume. Ambas as relações sugerem que os domos seguem um crescimento geometricamente uniforme, semelhante ao da inflação de um balão. Um padrão de desenvolvimento deste tipo pode resultar da expansão interna do domo por intrusão de novo magma no seu interior, indicando que o seu crescimento segue um regime de instalação essencialmente endógeno.

Blake (1990) propõe que o crescimento dos domos lávicos pode ser modelado considerando que a reologia da lava assume um comportamento do tipo Bingham. Os dados recolhidos no presente trabalho demonstram uma forte concordância com o proposto por Blake (1990), como se verifica pela boa relação encontrada entre H_d e $R_d^{1/2}$, característica do comportamento dos fluidos Bingham.

Os domos lávicos, e particularmente os que crescem por processos essencialmente endógenos, desenvolvem-se muito lentamente (Blake, 1990; Francis, 1993; Griffiths e Fink, 1997; Griffiths, 2000). As morfologias dos domos da ilha Terceira tendem a reflectir diferentes fases de crescimento deste tipo de lavas, sugerindo que a taxa de efusão deve ter sido muito semelhante nas diferentes erupções e com valores

relativamente baixos, pois só assim se podem manter razões H_d/R_d constantes ao longo de todo o seu crescimento. Deste modo, o desenvolvimento dos domos lávicos, e conseqüentemente das suas formas e dimensões, foi condicionado pelo volume de lava disponível a quando da erupção mas também pelas suas propriedades reológicas como propõe Blake (1990).

O processo de instalação dos domos pode ser sintetizado com recurso à figura III.10. Assim, para um determinado valor baixo de taxa de efusão, a extrusão de lava tende a formar inicialmente um pequeno domo do tipo chaminé (*upheaved plug*) de raio idêntico ao da conduta. Durante o seu crescimento, o domo acaba por deformar-se gravitacionalmente, assim que é atingido o limite de tensão de cedência da lava. Quando esta apresenta uma tensão de cedência baixa, os domos tendem a deformar-se radialmente dando origem a domos baixos. Quando a tensão de cedência é elevada, os domos mantêm uma forma aproximadamente piramidal, típica dos domos peleanos (Blake, 1990).

No caso em estudo, os domos seguem tendencialmente um padrão de crescimento próximo do dos domos baixos, embora por vezes se possam aproximar do padrão de crescimento peleano (Figura III.10). Os valores de tensão de cedência calculados com recurso à relação estabelecida experimentalmente por Blake (1990) (Expressão III.2) variam entre 3×10^4 Pa e $7,4 \times 10^5$ Pa, para o domo de menores dimensões (Ref. SB50) e para o maior domo da área de estudo, o Pico Rachado (Ref. SB44), respectivamente. Estes valores demonstram que estes domos apresentam tensões de cedência que se enquadram no intervalo típico ($10^4 \leq \tau_0 \leq 10^6$ Pa) definido para os domos baixos (Blake, 1990).

$$\tau_0 = (0,323 \pm 0,016)(H_d^2 \rho g / R_d) \quad (\text{Expressão III.2})$$

τ_0 - Tensão de cedência da lava

H_d - Altura do domo

ρ - Densidade da lava (2600 kg/m^3)

g - Aceleração da gravidade

R_d - Raio basal do domo

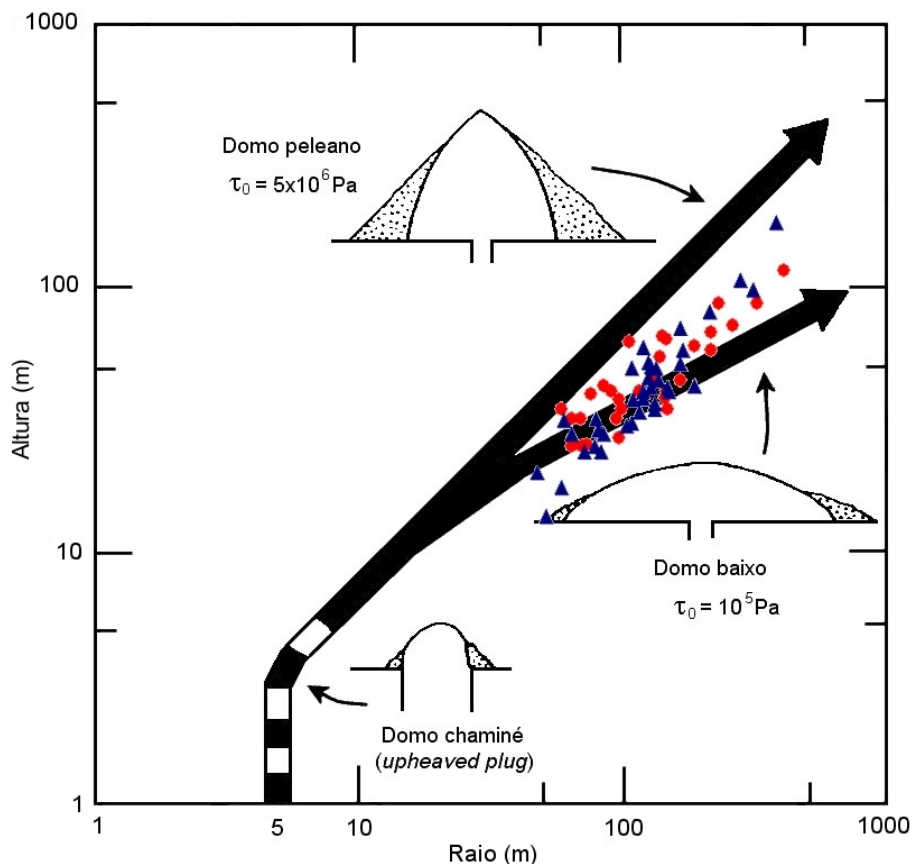


Figura III.10 – Projecção da altura em função do raio basal, para dois padrões de crescimento de domos a partir de um centro eruptivo com 5 m de raio (adaptado de Blake, 1990). Legenda: ▲ - Domos do Vulcão de Santa Bárbara; ● - Domos do Vulcão do Pico Alto.

O desenvolvimento dos domos lávicos resulta, contudo, de uma combinação de processos endógenos e exógenos. A transição entre regime endógeno e exógeno deve-se geralmente ao incremento da taxa de efusão, tendo como resultado a extrusão de um lóbulo ou mesmo uma *coulée* associada (Fink *et al.*, 1990; Fink, 1993; Griffiths e Fink, 1997; Kaneko *et al.*, 2002; Harris *et al.*, 2003). Por vezes, o incremento da taxa de efusão é de tal ordem que o domo pode tornar-se mecanicamente instável e colapsar, formando-se uma *coulée* ao longo da maior inclinação do terreno (Self, 1974; Blake, 1990). Frequentemente, nos flancos dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, encontram-se extrusões lávicas que indiciam terem resultado deste processo.

A transição entre domo e *coulée* pode resultar de um simples aumento da taxa de efusão, tal como referido anteriormente. Esta transição não implica alterações nas

propriedades físico-químicas das lavas, embora essas possam eventualmente ocorrer. Consta-se assim, que lavas com a mesma composição química podem produzir morfologias distintas. Nos casos estudados, tanto as *coulées* como os domos apresentam valores de coeficiente de aspecto que se situam no campo das lavas traquíticas (*s.l.*) definido por Walker (1973) (Figura III.6). De facto lavas estudadas apresentam uma composição química traquítica de natureza hiperalcalina (a sua geoquímica será abordada no próximo capítulo do presente trabalho).

Da análise morfológica das *coulées* verifica-se que estas ocorrem ao longo de um importante espectro de dimensões e morfologias, que se reflecte na grande dispersão de valores observada a quando da projecção dos seus parâmetros morfométricos.

As *coulées* da ilha Terceira apresentam uma grande amplitude de comprimentos e larguras, sugerindo que a sua extrusão ocorreu ao longo de um largo intervalo de taxas de efusão, definido por valores nitidamente superiores aos verificados no caso dos domos. As baixas correlações observadas entre a espessura média e o comprimento e/ou a largura sugerem que estes parâmetros morfométricos são condicionados por mecanismos distintos. Na verdade, a espessura da lava é essencialmente determinada pelas suas propriedades reológicas, e em especial pela tensão de cedência (Hulme, 1974), enquanto que o seu comprimento máximo é controlado pela taxa de efusão (Walker, 1973).

Pelo exposto anteriormente, sugere-se que as *coulées* mais compridas mas menos espessas resultaram de erupções dominadas por elevadas taxas de efusão, possivelmente aliadas a uma menor tensão de cedência das lavas envolvidas. Enquanto que as *coulées* de menor comprimento e maior espessura resultaram de erupções com baixas taxas de efusão e/ou lavas com maior tensão de cedência. No entanto, e como referido previamente, as *coulées* em questão apresentam uma grande variedade de dimensões e morfologias, indicando que resultaram de uma complexa interacção entre a taxa de efusão, a reologia da lava e o declive do terreno. De um modo geral, verifica-se que a taxa de efusão é o principal factor promotor da expansão da lava, enquanto a tensão de cedência exerce um efeito de

contenção sobre o seu avanço (e.g. Walker, 1973; Hulme, 1974; Pinkerton, 1987; Griffiths e Fink, 1993; Kilburn, 2000).

Nas *coulées* estudadas foi possível observar uma certa tendência de proporcionalidade inversa da espessura e largura em função do ângulo de declive do terreno. A relação entre o comprimento das *coulées* e o declive do terreno não é tão evidente, uma vez que estas se podem tornar mecanicamente instáveis, favorecendo o colapso da sua frente e conseqüentemente reduzindo o seu comprimento. Deste modo, verificou-se que o efeito do declive médio do terreno sobre a morfologia das *coulées* é reduzido quando comparado com efeito dos outros factores, tal como anteriormente sugerido por Walker (1973), Batiza *et al.* (1989, *in* Gregg e Fink, 2000) e Kilburn (2000).

A extrusão das *coulées* tende a iniciar-se com a formação de um pequeno domo, conforme se observa na figura III.10. Eventualmente, no decurso da erupção, a tensão de cedência da lava é vencida, deformando-se, gradualmente, ao longo do sentido da maior inclinação (Blake, 1990). O seu avanço tende então a ser dominado pela progressão da lava mais fluida na zona central da *coulée*. A presença de canais lávicos e *lévees* nas *coulées* estudadas sugere que na fase final da sua erupção, a taxa de efusão diminuiu rapidamente, permitindo a drenagem da lava na zona central relativamente às suas margens (Self, 1974).

Os diferentes mecanismos de instalação das *coulées* e/ou escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) serão posteriormente aprofundados no capítulo V do presente trabalho, recorrendo-se para tal à análise quantitativa dos factores que governam a sua instalação.

IV – GEOQUÍMICA

IV.1 – NOTA PRÉVIA

As ilhas do arquipélago dos Açores são formadas essencialmente por produtos vulcânicos pertencentes à série dos basaltos alcalinos (e.g. Assunção, 1961; Assunção e Canilho, 1969; Ridley *et al.*, 1974; Self e Gunn, 1976; White *et al.*, 1976; White *et al.*, 1979; Davies *et al.*, 1989; Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999; Ferreira, 2000; Almeida, 2001), associados a vulcanismo do tipo intraplaca (Rodrigues *et al.*, 1989; Wilson, 1989; Gaspar *et al.*, 1990), e pelos seus termos diferenciados, incluindo traquitos e riolitos hiperalcalinos (comenditos e panteleritos) (Schmincke, 1973; Schmincke e Weibel, 1972; Self e Gunn, 1976; Mungall e Martin, 1995). Contrastando com a série magmática anterior, distinguem-se os basaltos toleíticos do segmento da Crista Médio-Atlântica (CMA) que intersecta a designada Plataforma dos Açores (e.g. Schilling, 1975; White *et al.*, 1975; White *et al.*, 1976; White e Schilling, 1978; Davies *et al.*, 1989; Wilson, 1989).

As rochas das ilhas dos Açores estão longe de constituírem um grupo quimicamente homogéneo, verificando-se diferenças significativas entre ilhas (e.g. Assunção e Canilho, 1969; Schmincke e Weibel, 1972; Schmincke, 1973; Flower *et al.*, 1976; Widom e Shirey, 1996; Widom *et al.*, 1997) e mesmo nas próprias ilhas (Flower *et al.*, 1976; Hawkesworth *et al.*, 1979; Dupré *et al.*, 1982; Widom e Shirey, 1996; Widom *et al.*, 1997).

Estudos de razões isotópicas, de teores em terras raras leves e outros elementos de largo raio iónico dos basaltos alcalinos das ilhas e dos basaltos toleíticos do sector da CMA que secciona a Plataforma dos Açores, aliados à presença de uma importante anomalia sísmica e gravimétrica, e ao espessamento da crosta nesta zona, indiciam que o magmatismo desta região é condicionado pela presença de uma pluma mantélica (Schilling, 1975; White *et al.*, 1975; White *et al.*, 1976; White e Schilling, 1978; White *et al.*, 1979; Zhang e Tanimoto, 1992; Montagner e Ritsema,

2001; Madureira *et al.*, 2005). No entanto, a sua natureza e a possível presença de heterogeneidades localizadas têm sido alvo de diversas interpretações (Flower *et al.*, 1976; White *et al.*, 1979; Widom *et al.*, 1997; Madureira *et al.*, 2005, entre outros).

No caso concreto da ilha Terceira, as suas rochas são as menos alcalinas do arquipélago, salientando-se a sua natureza sódica e o importante carácter sobressaturado em SiO₂ (Schmincke e Weibel, 1972; Schmincke, 1973; Self e Gunn, 1976; Maund, 1985, *in* Almeida, 2001). As rochas mais recentes apresentam um quimismo bimodal dominado pelos basaltos alcalinos e pelos traquitos e riolitos hiperalcalinos, realçando-se a reduzida expressão de rochas de natureza intermédia, conhecida na bibliografia como *Daly Gap* (Daly, 1925, *in* Wilson, 1989; Self, 1974; Self e Gunn, 1976). Neste contexto, importa destacar o importante volume de produtos diferenciados (efusivos e explosivos) emitido por três dos quatros vulcões poligenéticos da ilha.

Na Terceira distinguem-se duas tendências principais: uma série alcalina e uma série transicional. Em ambos os casos, os basaltos destas séries magmáticas podem evoluir progressivamente até traquitos ou mesmo riolitos hiperalcalinos (Self, 1974; Self e Gunn, 1976; Allégre *et al.*, 1977; White *et al.*, 1979; Dupré *et al.*, 1982). De um modo geral, a evolução magmática de basaltos para termos mais diferenciados parece ter sido fortemente controlada por um processo de cristalização fraccionada, ocorrido em reservatórios a pequena profundidade (Self e Gunn, 1976; Allégre *et al.*, 1977; Minster *et al.*, 1977; White *et al.*, 1979; Mungall e Martin, 1995).

IV.2 – AMOSTRAGEM E MÉTODOS DE ANÁLISE

No decurso deste trabalho realizaram-se duas campanhas geológicas à ilha Terceira, nomeadamente aos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto. Os trabalhos de campo permitiram a recolha de amostras representativas dos produtos vulcânicos abordados neste trabalho, com a finalidade de se efectuarem estudos de índole petrográfica e geoquímica. No anexo V apresenta-se o mapa de localização das amostras, indicando-se também as estruturas vulcânicas a que se encontram associadas.

As amostras recolhidas foram preparadas nos laboratórios do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos da Universidade dos Açores, tendo sido seleccionados os melhores exemplares para análises geoquímicas e exame petrográfico. As determinações analíticas de elementos maiores e em traço foram obtidas por espectrometria de plasma induzido (ICP) e por espectrometria de massa com plasma induzido (ICP-MS), respectivamente, nos *Activation Laboratories, Inc.* (Canadá). As lâminas delgadas foram realizadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Durante a análise petrográfica procedeu-se à determinação da proporção das fases minerais com recurso à contagem de pontos em microscópico petrográfico (1000 por lâmina). Algumas amostras foram ainda analisadas por microscópio electrónico de varrimento (SEM) no *Department of Earth Sciences, University of Bristol* (Reino Unido).

A nomenclatura das rochas vulcânicas adoptada neste trabalho segue os critérios recomendados pela *International Union Geological Sciences (IUGS) Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (Le Maitre *et al.*, 1989), que se baseia no diagrama alcalis-sílica de Le Bas *et al.* (1986).

IV.3 – CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

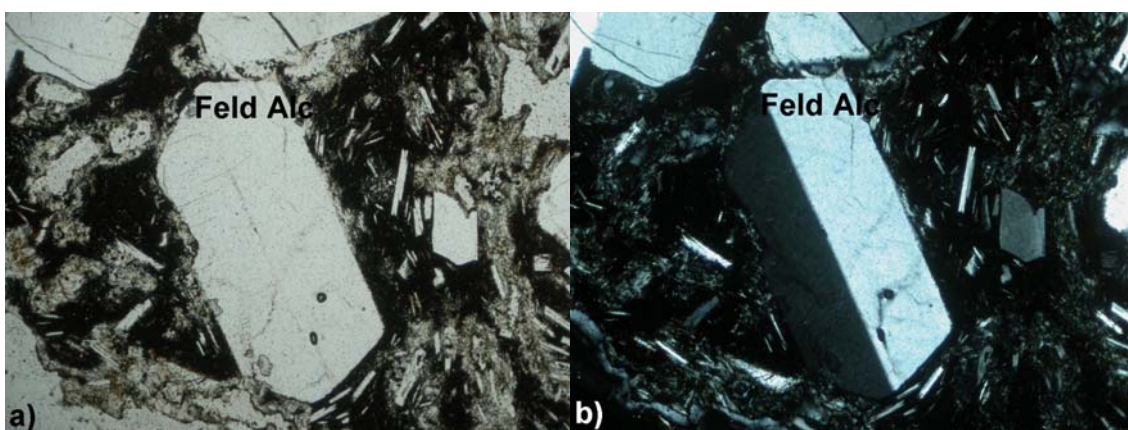
No presente trabalho procedeu-se à análise petrográfica de amostras de domos e *coulées* da ilha Terceira. A sua caracterização petrográfica é apresentada de um modo sucinto nos pontos seguintes, de acordo com os sistemas vulcânicos a que pertencem. No anexo VI é apresentada uma descrição petrográfica mais detalhada de cada amostra e a sua respectiva classificação. Enquanto que no anexo VII apresentam-se os resultados da contagem modal realizada em cada lâmina delgada.

IV.3.1 – VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

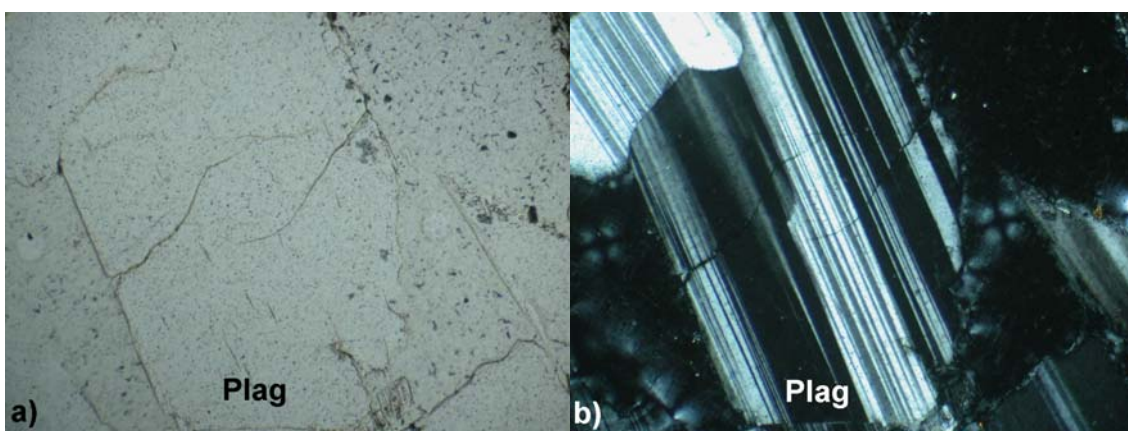
Do ponto de vista petrográfico, os exemplares estudados apresentam-se como rochas porfíricas, de cor clara a negra, com um teor cristalino que varia entre 2,4 e 20,1% do volume total. A geração fenocristalina é dominada pelo feldspato alcalino (2,1-11,2% vol.), em cristais euédricos a subédricos (Fotografia IV.1), encontrando-

se frequentemente acompanhado por plagioclase (Fotografia IV.2), piroxena, óxidos e mais raramente olivina (Fotografia IV.3). Na geração microfenocristalina observam-se as mesmas fases minerais, em proporções variadas, novamente com predominância do feldspato alcalino. A amostra TERS70 apresenta ainda um polimorfo de sílica (10,8% vol.) que ocupa preferencialmente os espaços vazios, tratando-se provavelmente de tridimite (Fotografia IV.4).

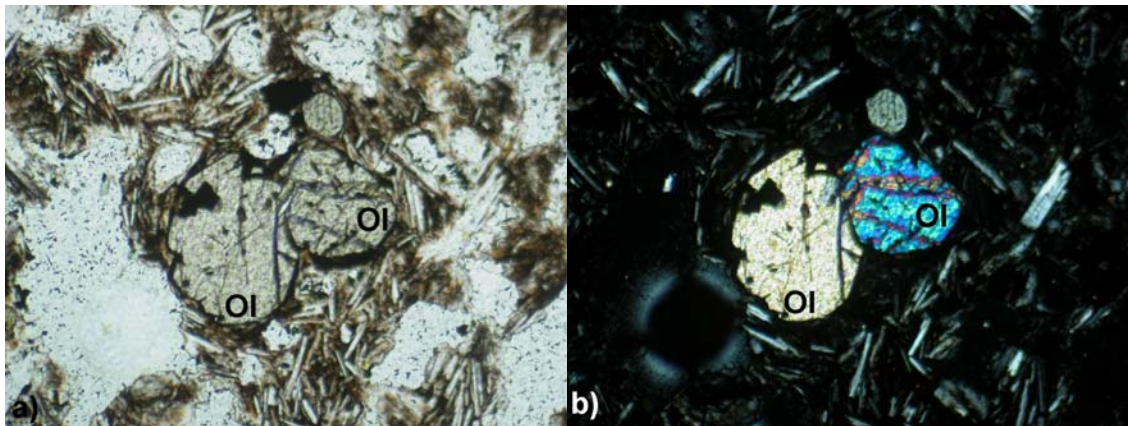
Na matriz destas rochas é possível identificar abundantes micrólitos de feldspato e piroxena, e esporadicamente de óxidos e olivina. A matriz apresenta frequentemente um carácter fluidal, caracterizado pelo arranjo sub-paralelo dos cristais, que lhe confere uma textura traquítica (Fotografia IV.5). Por vezes, os minerais tendem a constituir agregados, dando à matriz um aspecto glomeroporfírico.



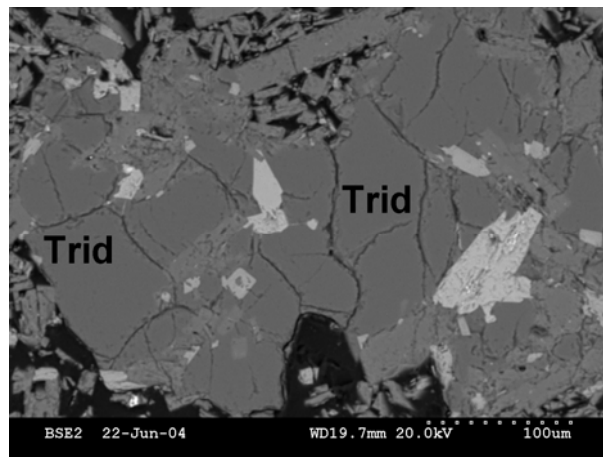
Fotografia IV.1 – Exemplo de fenocristal de feldspato alcalino (TERS7). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 33x.



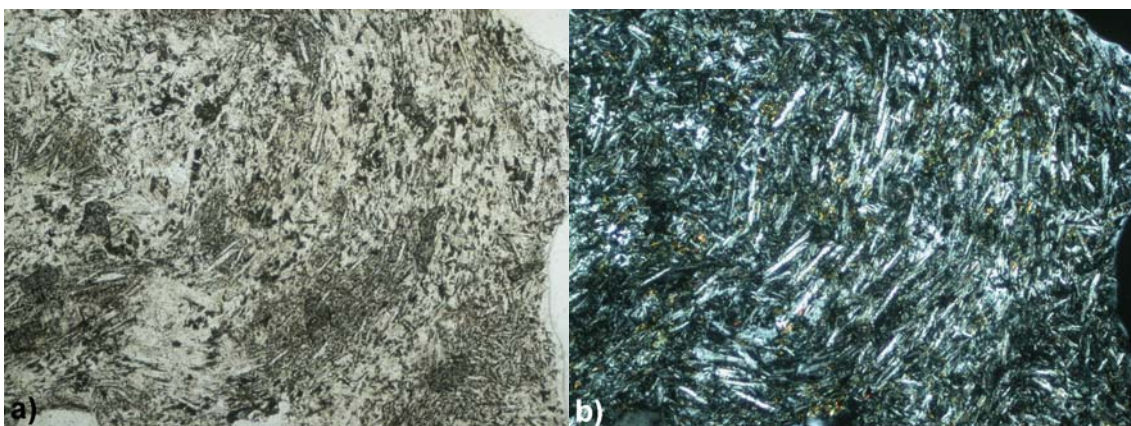
Fotografia IV.2 – Exemplo de fenocristal de plagioclase (TERS19). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 83x.



Fotografia IV.3 – Exemplo de aglomerado de cristais de olivina (TERS24). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 83x.



Fotografia IV.4 – Microfotografia de SEM de um polimorfo de sílica, provavelmente tridimite (TERS70).

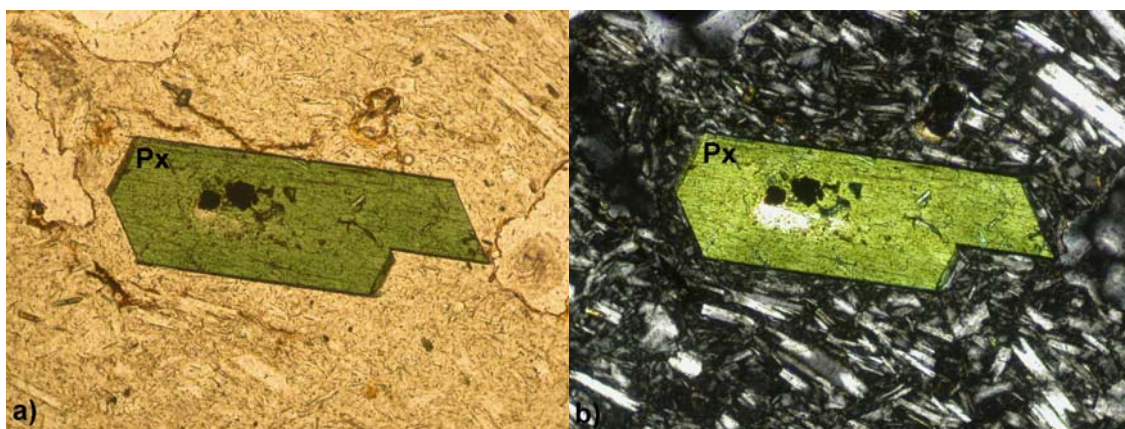


Fotografia IV.5 – Aspecto geral da textura traquítica (TERS19). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 33x.

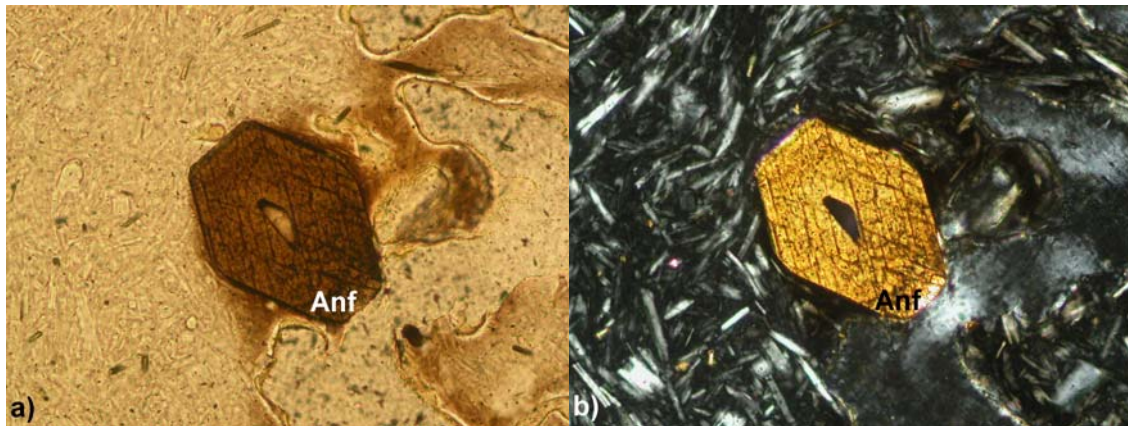
IV.3.2 – VULCÃO DO PICO ALTO

A análise petrográfica das amostras permite concluir que se tratam de rochas de tom claro, porfíricas, com um conteúdo cristalino que varia entre 3,8 e 19,6% vol.. Na geração fenocristalina predomina essencialmente o feldspato alcalino (0,4-16,8% vol.), de formas euédricas a subédricas, quase sempre acompanhado por cristais de menores dimensões e menos abundantes de piroxena (Fotografia IV.6), olivina, anfíbola (0-0,9% vol.) (Fotografia IV.7), aenigmatite (Fotografia IV.8), óxidos e mais raramente plagioclase. A geração microfenocristalina é constituída pelos mesmos minerais, em diferentes proporções, observando-se esporadicamente apatite na amostra TERS88.

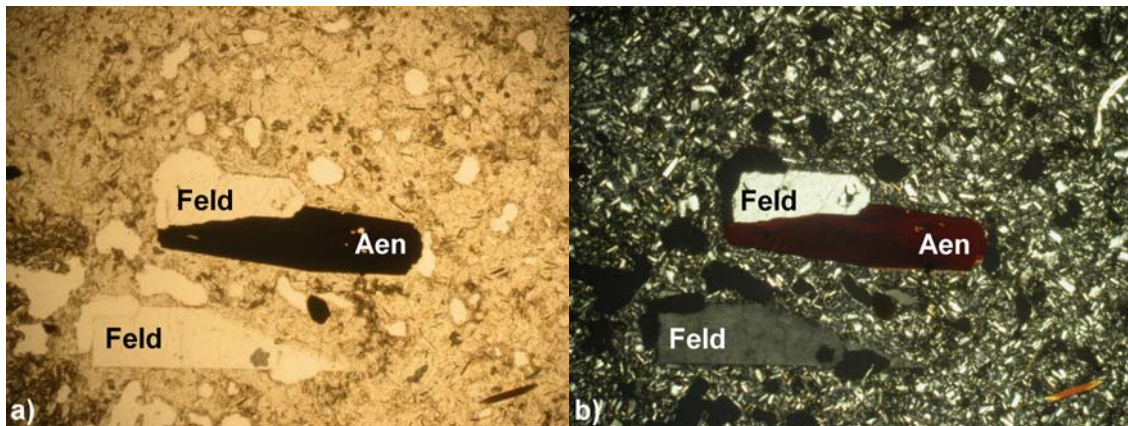
A matriz das amostras estudadas pode apresentar-se vítrea ou microcristalina. Nesta encontram-se abundantes micrólitos de feldspato e piroxena, e mais raramente de anfíbola, conferindo-lhe frequentemente um carácter fluidal, característico da textura traquítica. É ainda comum a presença de agregados glomeroporfíricos constituídos essencialmente por fenocristais e microfenocristais de feldspato alcalino, piroxena (Fotografia IV.9) e mais esporadicamente de olivina.



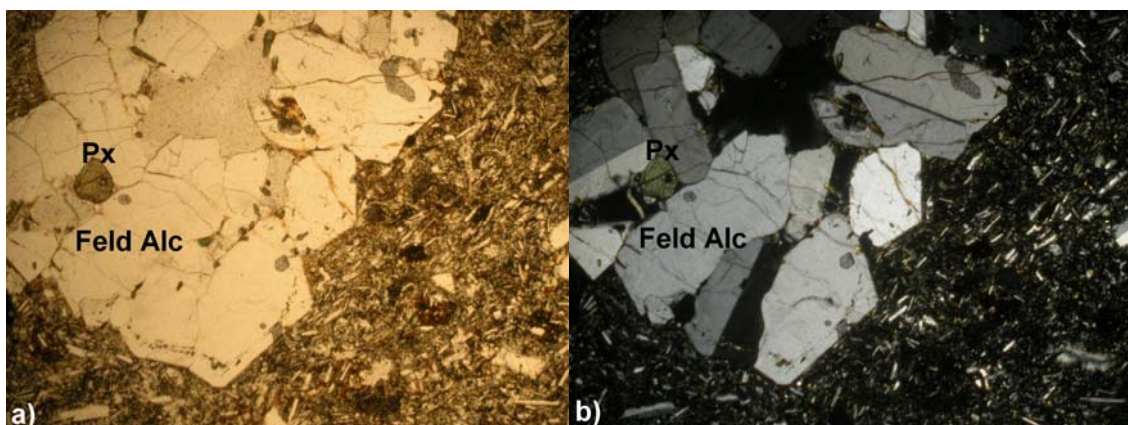
Fotografia IV.6 – Exemplo de fenocristal de piroxena (TERS86). Legenda: a) N/; b) Nx; Ampl. 54x.



Fotografia IV.7 – Exemplo de um microfenocristal de anfíbola (TERS91). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 108x.



Fotografia IV.8 – Exemplo de fenocristais de aenigmatite e feldspato alcalino (TERS102). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 22x.



Fotografia IV.9 – Aspecto geral da textura glomeroporfírica (TERS78). Legenda: a) N//; b) Nx; Ampl. 22x.

IV.4 – QUIMISMO DAS ROCHAS

O estudo do quimismo das rochas dos domos e *coulées* da ilha Terceira foi desenvolvido como parte integrante do presente trabalho, tendo como principal intuito a caracterização geoquímica destes produtos vulcânicos. Em seguida, procede-se à análise dos resultados analíticos obtidos para os elementos maiores (Anexo VIII) e em traço (Anexo X), e das respectivas normas (Anexo IX).

IV.4.1 – CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS

IV.4.1.1 – DIAGRAMA $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ VERSUS SiO_2

No diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Le Bas *et al.*, 1986) projectam-se os pontos representativos das diferentes amostras (Figura IV.1), de modo a proceder-se à sua classificação de acordo com os critérios recomendados pela IUGS *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (Le Maitre *et al.*, 1989). A classificação das amostras encontra-se listada no anexo VI.

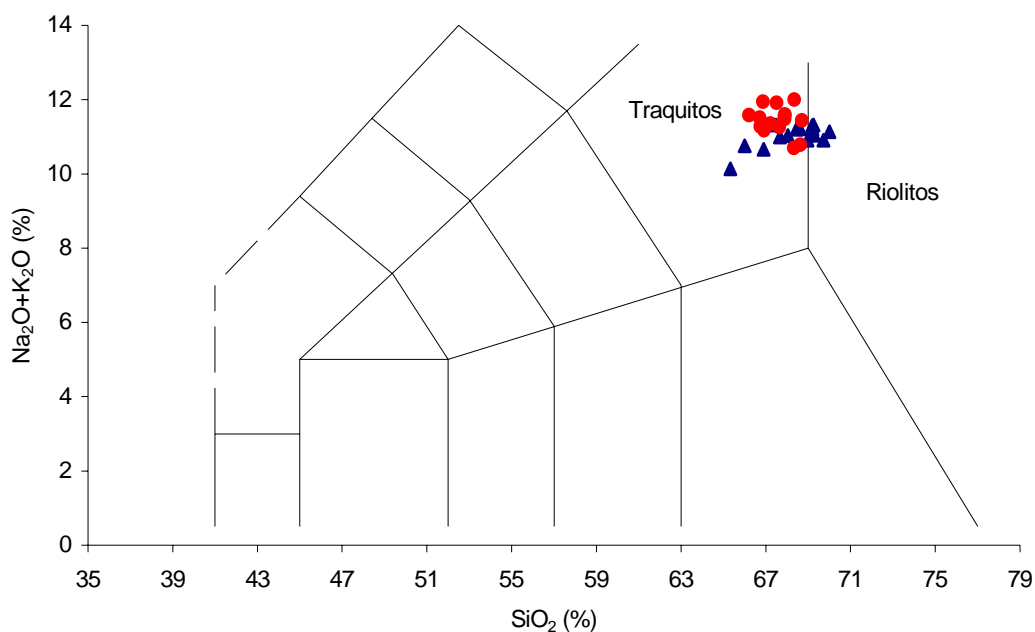


Figura IV.1 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Le Bas *et al.*, 1986) para as amostras de domos e *coulées* da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).

Como se pode observar no diagrama da figura IV.1, as amostras correspondem a rochas evoluídas, que se situam num intervalo composicional relativamente pequeno (65-70% de SiO_2). De acordo com a nomenclatura proposta por Le Maitre *et al.* (1989), as amostras provenientes do Vulcão de Santa Bárbara classificam-se como traquitos e riolitos, enquanto que as amostras do Vulcão do Pico Alto correspondem na sua totalidade a traquitos.

IV.4.1.2 – DIAGRAMA Al_2O_3 VERSUS FE TOTAL COMO FEO

Todas as amostras, com excepção da TERS24, caracterizam-se pela sua natureza hiperalcalina, com índices de peralcalinidade que variam entre 1,04 e 1,25 no Vulcão de Santa Bárbara e de 1,07 a 1,77 no caso do Vulcão do Pico Alto. Assim, com o objectivo de discriminar as rochas hiperalcalinas, utilizou-se o diagrama Al_2O_3 versus Fe Total como FeO de MacDonald (1974, *in* Le Maitre *et al.*, 1989) (Figura IV.2). Como se pode constatar da sua análise, as amostras do Vulcão de Santa Bárbara enquadram-se no campo dos comenditos e traquitos comendíticos, enquanto que as do Vulcão do Pico Alto ocupam ambos os campos do diagrama, classificando-se como traquitos comendíticos e traquitos panteleríticos.

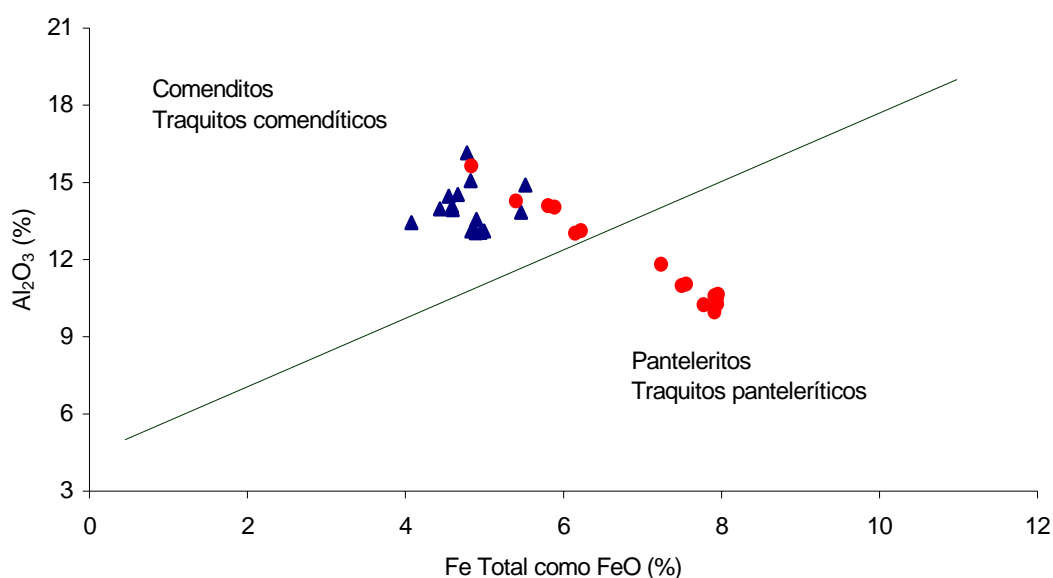


Figura IV.2 – Diagrama de discriminação dos traquitos e riolitos hiperalcalinos (MacDonald, 1974, *in* Le Maitre *et al.*, 1989) da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).

IV.4.1.3 – DIAGRAMA K_2O VERSUS Na_2O

A projecção das rochas amostradas no diagrama K_2O versus Na_2O (Middlemost, 1975) permite definir a sua natureza sódico-potássica (Figura IV.3). Da análise deste digrama verifica-se que as amostras se distribuem pelos dois campos do diagrama, embora a sua maioria se encontre projectada no campo da série potássica.

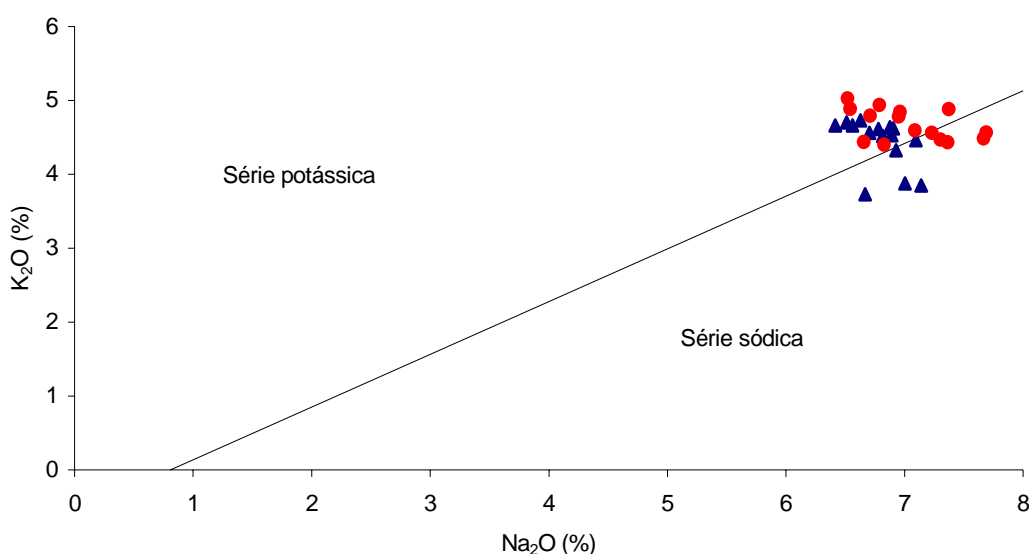


Figura IV.3 – Diagrama K_2O versus Na_2O (Middlemost, 1975) para as rochas dos domos e coulées da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).

IV.4.2 – DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA

IV.4.2.1 – ELEMENTOS MAIORES

Nos diagramas de Harker das amostras de domos e coulées da Terceira (Figura IV.4) observam-se, regra geral, boas correlações positivas ou negativas entre os diferentes óxidos maiores, como seria de esperar num processo de evolução magmática. No entanto, a ausência de dados dos termos menos diferenciados da série magmática não permite um desenvolver um estudo aprofundado da sua história evolutiva.

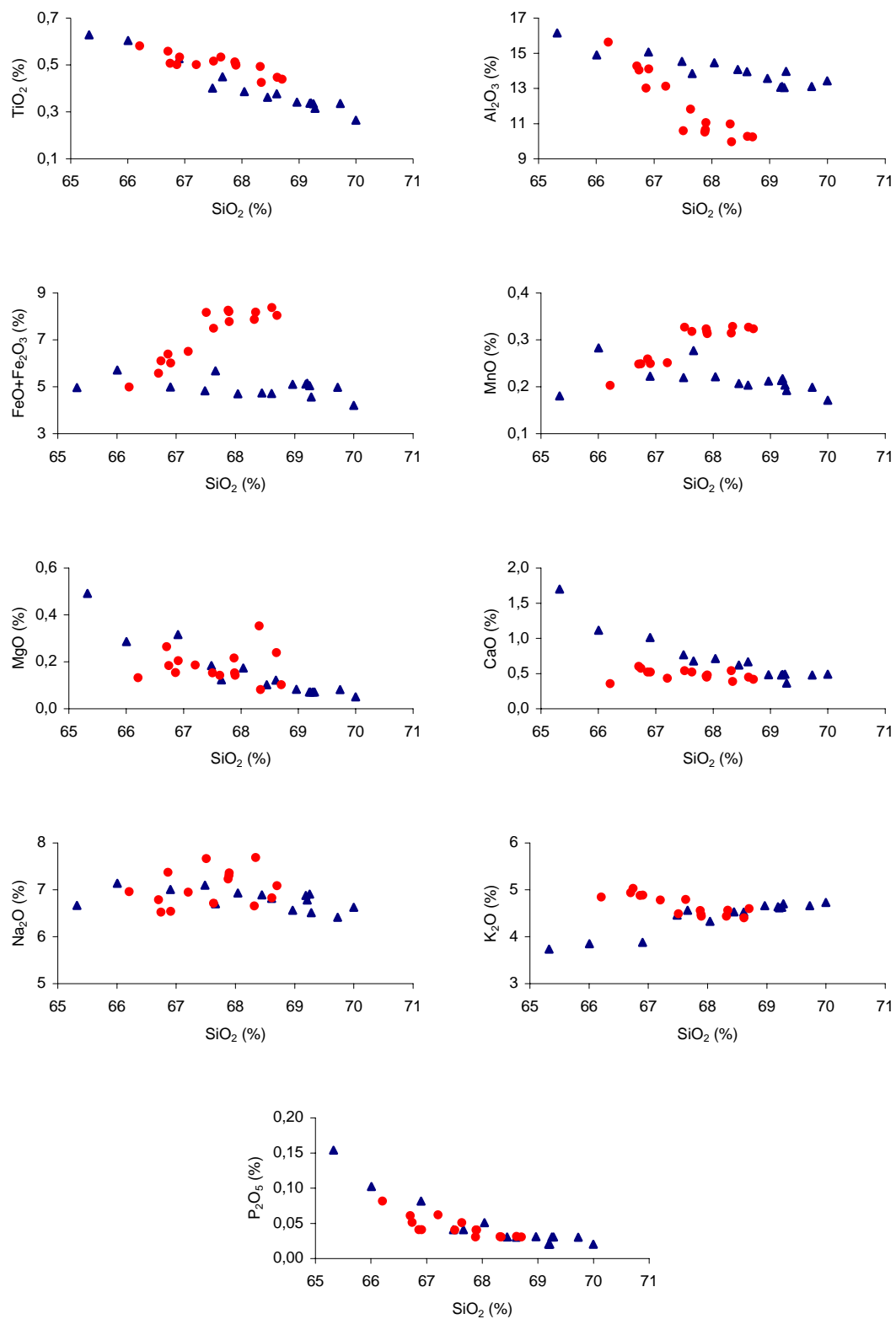


Figura IV.4 – Diagramas de Harker das amostras de domos e *coulées* da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).

A análise destes diagramas permite ainda constatar que as rochas dos dois vulcões em estudo apresentam, por vezes, comportamentos distintos, especialmente no que respeita ao $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO , CaO e K_2O .

Alguns óxidos apresentam tendências muito claras que podem ser traduzidas como os estádios finais de cristalização de algumas fases minerais. No Vulcão do Pico Alto, o comportamento do Al_2O_3 e do K_2O é concordante com a cristalização de feldspato alcalino, enquanto que a relação entre o Al_2O_3 e o CaO , no Vulcão de Santa Bárbara, reflecte o fraccionamento de plagioclase. Em ambos os vulcões, a tendência decrescente observado no diagrama P_2O_5 *versus* SiO_2 pode expressar essencialmente a fase final de cristalização apatite.

Estas variações observadas em alguns óxidos maiores vêm sugerir a importância da cristalização fraccionada no processo de diferenciação magmática. Contudo, os outros elementos maiores apresentam um comportamento mais complexo, cuja análise requer o estudo conjugados dos elementos em traço.

IV.4.2.2 – ELEMENTOS EM TRAÇO

Nos diagramas de variação química de alguns elementos em traço (Figura IV.5) também se observam boas correlações com a SiO_2 , permitindo confirmar o papel da cristalização fraccionada durante a diferenciação magmática.

O comportamento compatível do Ba, observado no diagrama da figura IV.5, pode ser indicativo da cristalização de feldspato alcalino e/ou biotite. No entanto, o aumento dos teores de Rb e o comportamento do K_2O e do Al_2O_3 , em especial no Vulcão do Pico Alto, atestam que a biotite não participou no processo de diferenciação magmática, sendo a sua variação concordante com o fraccionamento de feldspato alcalino.

Os baixos teores em Sr presentes no diagrama da figura IV.5, associados às tendências decrescentes observadas nos diagramas de CaO e Al_2O_3 *versus* SiO_2 (Figura IV.4) corroboram o papel da cristalização e extracção de plagioclase durante a diferenciação magmática.

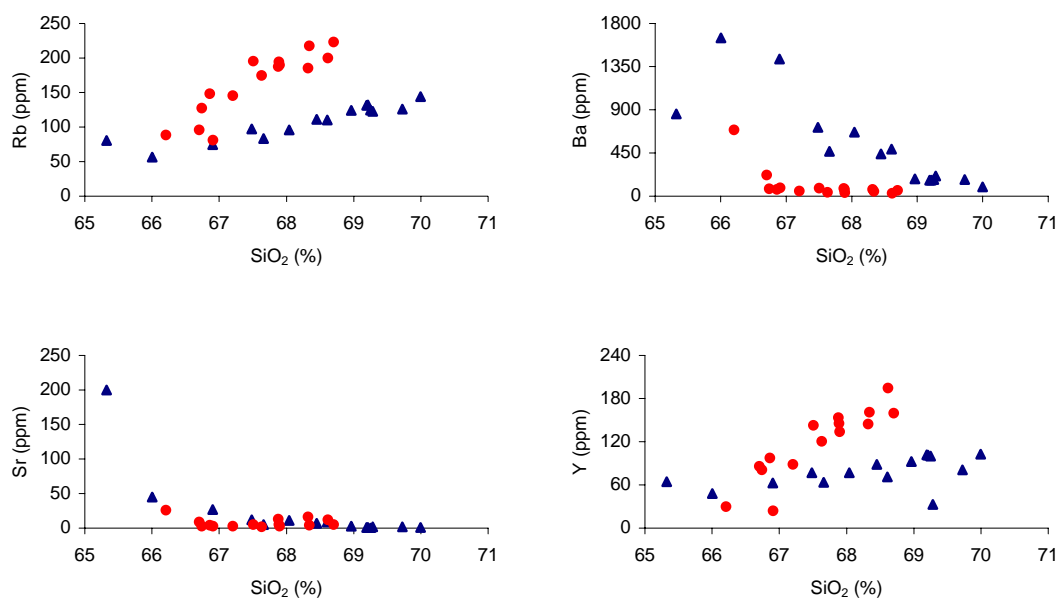


Figura IV.5 – Diagramas variação química de alguns elementos em traço *versus* SiO₂ para as rochas dos domos e coulées da ilha Terceira (Legenda: ▲ - Vulcão de Santa Bárbara; ● - Vulcão do Pico Alto).

O ligeiro enriquecimento em Y observado nas amostras mais evoluídas do Vulcão do Pico Alto, no diagrama da figura IV.5, permitem inferir a cristalização e acumulação de anfíbola. Embora os indícios de formação desta fase mineral não sejam tão evidentes no diagrama multi-elementos (Figura IV.9), a sua presença é confirmada em exame petrográfico.

Os diagramas de terras raras (Figuras IV.6 e IV.7) e multi-elementos (Figuras IV.8 e IV.9) das amostras em questão apresentam padrões de distribuição característicos de rochas evoluídas, cujas anomalias negativas são tanto mais significativas quanto maior o grau de evolução das rochas.

Da análise destes diagramas, denota-se ainda que as rochas do Vulcão do Pico Alto apresentam um ligeiro enriquecimento dos elementos incompatíveis, quando comparadas com as do Vulcão de Santa Bárbara. As anomalias negativas de Ba, Sr e Eu presentes nestes diagramas podem ser explicadas pela cristalização de feldspatos alcalinos e plagioclase, permitindo confirmar o observado nos diagramas dos óxidos dos elementos maiores.

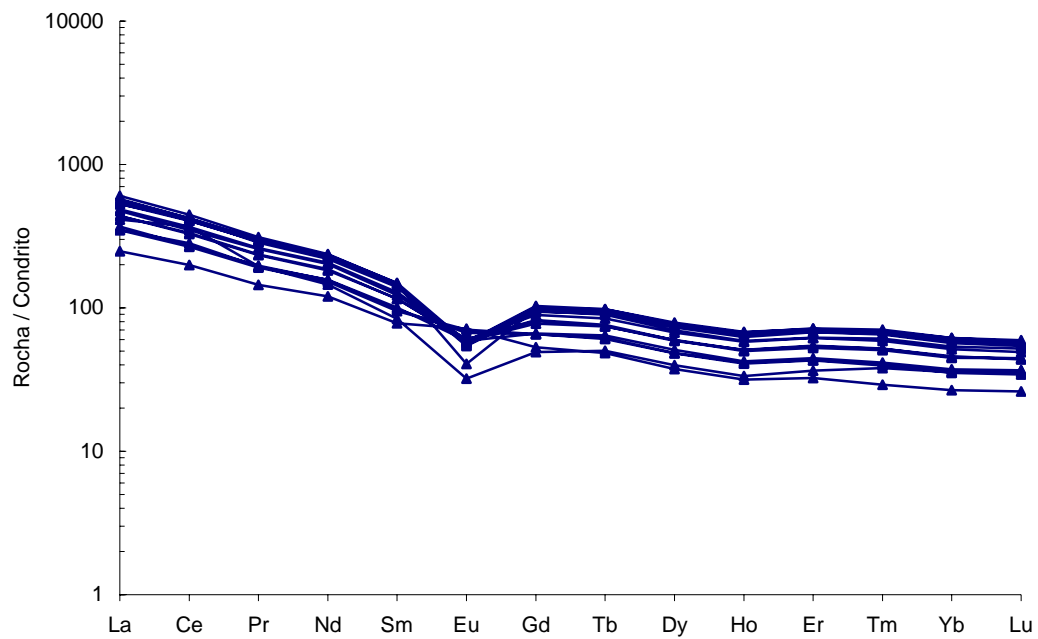


Figura IV.6 – Diagrama de terras raras para as amostras de domos e *coulées* do Vulcão de Santa Bárbara. Valores normalizados em relação ao condrito C1 (Sun e McDonough, 1989).

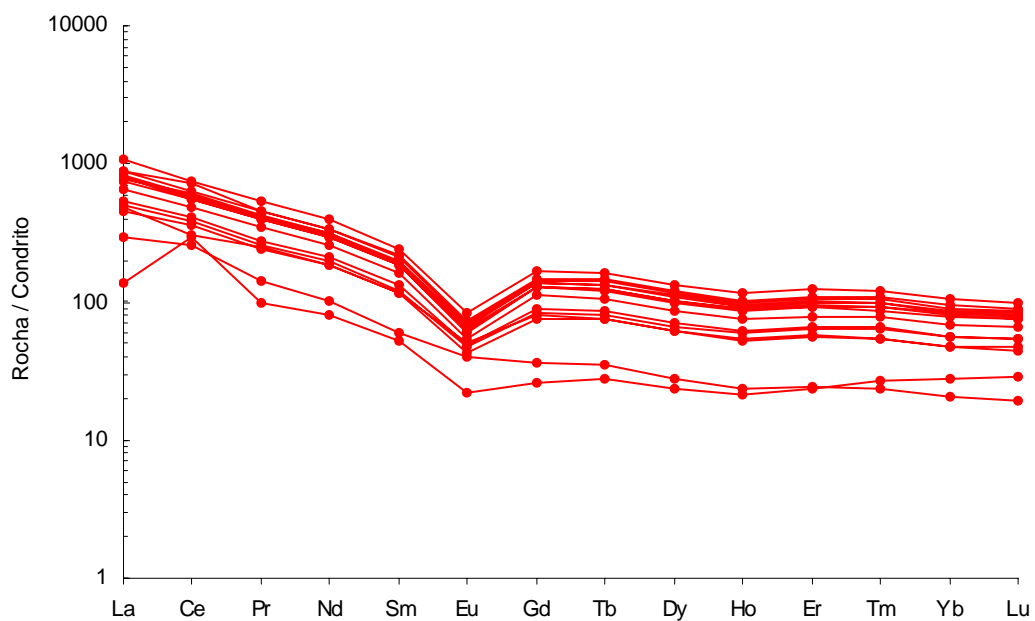


Figura IV.7 – Diagrama de terras raras para as amostras de domos e *coulées* do Vulcão do Pico Alto. Valores normalizados em relação ao condrito C1 (Sun e McDonough, 1989).

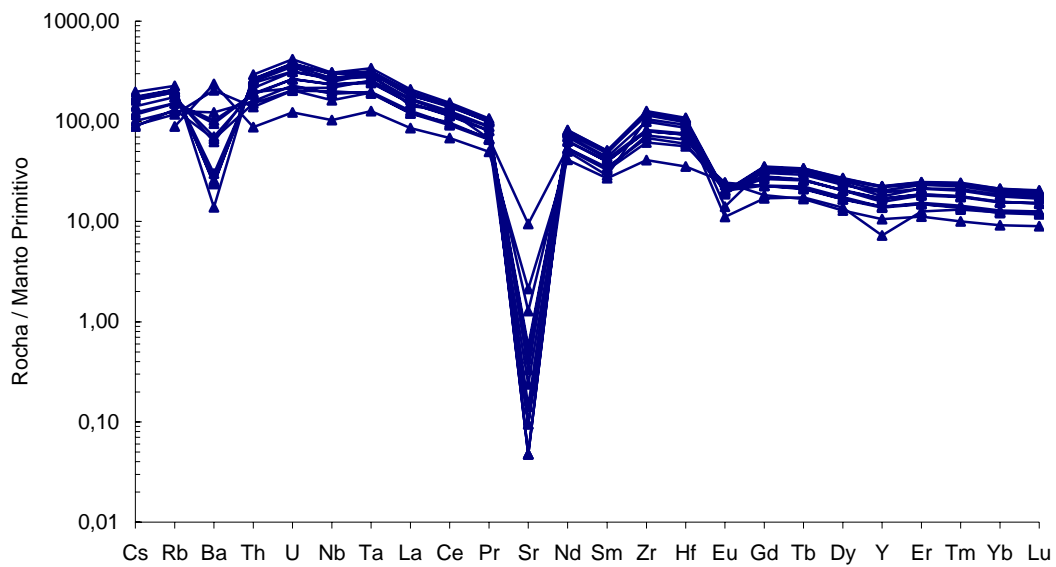


Figura IV.8 – Diagrama multi-elementos para as amostras de domos e *coulées* do Vulcão de Santa Bárbara. Valores normalizados em relação ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

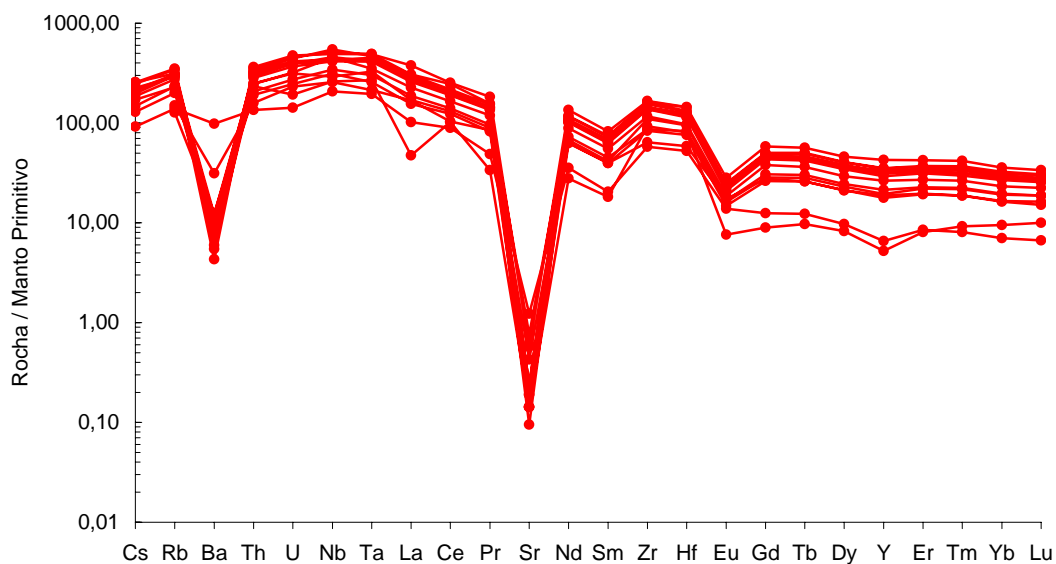


Figura IV.9 – Diagrama multi-elementos em traço para as amostras de domos e *coulées* do Vulcão do Pico Alto. Valores normalizados em relação ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

As anomalias positivas de Ba e Eu observadas nas amostras TERS3 e TERS47 do Vulcão de Santa Bárbara (Figuras IV.6 e IV.8) podem dever-se à acumulação de feldspato alcalino e/ou plagioclase. De facto, em exame petrográfico torna-se evidente a natureza porfírica destas amostras, resultante de uma maior concentração destas fases minerais, que podem atingir 19,6 e 21,5% do volume total, respectivamente.

Na figura IV.7 observam-se duas amostras (TERS64 e TERS78) que apresentam teores de terras raras menores do que as restantes amostras. No primeiro caso, a amostra em causa corresponde a uma rocha menos evoluída e por isso menos rica em elementos incompatíveis. O mesmo se verifica no diagrama multi-elementos (Figura IV.9), em que esta mesma amostra apresenta apenas uma pequena anomalia negativa em Ba. Os baixos teores em elementos incompatíveis observados para a segunda amostra podem resultar desta se encontrar ligeiramente alterada.

São ainda de assinalar as anomalias positivas de Zr e Hf (Figuras IV.8 e IV.9), que podem resultar da não cristalização de minerais acessórios, com grande afinidade para estes elementos, como por exemplo o zircão e a esfena. Esta tendência foi igualmente reconhecida nos traquitos da ilha Graciosa (Almeida, 2001) e em rochas do *Rift* da África Oriental, da Serra de Monchique e Monte Ormonde (Bernard-Griffiths *et al.*, 1997; Ngounouno *et al.*, 2005).

IV.5 – DISCUSSÃO

As rochas de natureza hiperalcalina encontram-se normalmente associadas à série dos basaltos alcalinos, com reduzida expressão dos termos intermédios, independentemente do seu contexto geodinâmico (White *et al.*, 1979; Peccerillo *et al.*, 2003; Avanzinelli *et al.*, 2004).

A génese dos termos diferenciados das séries alcalinas, em especial dos de natureza sobressaturada e/ou hiperalcalina, há muito que é debatida. A cristalização fraccionada ocorrida em reservatórios a pequena profundidade, durante um período suficientemente longo capaz de obliterar os produtos intermédios, é frequentemente aceite como o processo dominante no contexto global da evolução magmática em

ilhas oceânicas (e.g. Schmincke, 1973; Barberi *et al.*, 1975; Self e Gunn, 1976; Allégre *et al.*, 1977; Minster *et al.*, 1977; White *et al.*, 1979; Civetta *et al.*, 1998; Wilson, 1989; Nelson e Hegre, 1990; Mungall e Martin, 1995; Haase *et al.*, 1997; Nekvasil *et al.*, 2000; Scaillet e Macdonald, 2001; Nekvasil *et al.*, 2004; Rodriguez-Lousada e Martinez-Frias, 2004).

No caso das rochas dos domos e das *coulées* estudadas, e como se constata da análise geoquímica e do exame petrográfico, torna-se claro o papel da cristalização fraccionada como principal processo de diferenciação magmática. De um modo geral, ao longo da evolução magmática as rochas apresentam um enriquecimento relativo em SiO₂ e nos elementos mais incompatíveis (e.g. terras raras leves, Rb, Zr e Hf) e um empobrecimento de TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, P₂O₅, Ba, Sr e Eu. Estes padrões de variação podem resultar do fraccionamento de fases minerais principais como feldspato alcalino, plagioclase, anfíbola e óxidos, e acessórios como por exemplo a apatite.

Da observação dos diagramas de variação química das amostras dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, verifica-se a existência de diferenças significativas entre suas séries magmáticas, especialmente no que concerne ao comportamento de óxidos maiores como FeO+Fe₂O₃, MnO, CaO e K₂O, o que parece indicar a existência de dois sistemas magmáticos distintos.

A natureza hiperalcalina das rochas evoluídas da ilha Terceira é a mais acentuada do arquipélago, apresentando valores de índice de peralcalinidade muito superiores aos observados noutros vulcões dos Açores, como o Vulcão do Fogo (S. Miguel) (Wallenstein, 1999) ou o Vulcão Central da Graciosa (Almeida, 2001).

Na maioria dos casos de estudo, a origem de rochas hiperalcalinas pode ser explicada pela cristalização fraccionada de basaltos alcalinos ou mesmo transicionais em condições de baixa fugacidade do oxigénio (fO_2) (Harris, 1983; Palacios, 1985; Nekvasil *et al.*, 2000; Scaillet e Macdonald, 2001; Scaillet e Macdonald, 2003; Nekvasil *et al.*, 2004; Legendre *et al.*, 2005). No entanto, alterações na fO_2 dos magmas hiperalcalinos podem afectar o seu intervalo de cristalização. Os magmas hiperalcalinos sob condições de baixa fO_2 podem

apresentar temperaturas *solidus* significativamente menores do que em condições de alta fO_2 , isto é, podem manter a sua fase líquida por mais tempo. O efeito da fO_2 é particularmente importante para algumas fases minerais, especialmente as ricas em Fe, uma vez que as suas variações afectam a razão Fe^{2+}/Fe^{3+} (Palacios, 1985). Assim, de um modo geral, verifica-se que o processo de cristalização fraccionada de magmas hiperalcalinos pode ser potenciado em condições de baixa fO_2 (Scaillet e Macdonald, 2001; Scaillet e Macdonald, 2003).

As diferenças observadas nas séries magmáticas dos dois vulcões em estudo podem ser atribuídas, a diferentes condições de fO_2 , resultantes de variações na desgaseificação do magma, podendo, no entanto, este efeito ser amplificado por diferenças composicionais do basalto parental (Mungall e Martin, 1995).

A formação dos magmas hiperalcalinos nos vulcões de Santa Bárbara e Pico Alto terá assim resultado de um longo e complexo processo de cristalização fraccionada. Ambas as séries magmáticas parecem ter origem em magmas basálticos que evoluem gradualmente para magmas traquíticos muito semelhantes. Segundo Mungall e Martin (1995), as tendências divergentes na diferenciação dos termos hiperalcalinos resultam do fraccionamento de diferentes óxidos principais. No caso do Vulcão do Pico Alto a série magmática apresenta um enriquecimento em Fe e Mn, característico de magmas que evoluem por cristalização fraccionada em condições de baixa fO_2 . O Vulcão de Santa Bárbara por sua vez parece reflectir um processo de cristalização ocorrido sob condições de fO_2 ligeiramente superiores às do Vulcão do Pico Alto.

O aumento da fO_2 pode ser interpretado como resultante da perda de H_2O e H_2 durante o processo de desgaseificação ocorrido no magma traquítico do Vulcão de Santa Bárbara. No caso do Vulcão do Pico Alto, a baixa fO_2 sugere que o magma traquítico pode ter retido os seus voláteis (Mungall e Martin, 1995), o que é compatível com a presença de anfíbola em exame petrográfico.

No caso do Vulcão de Santa Bárbara, o aumento da fO_2 do magma como resultado de um processo de desgaseificação magmática mais eficaz, tem como principal efeito a promoção da cristalização de espinela, levando ao empobrecimento em

FeO+Fe₂O₃. Por sua vez, a baixa fO_2 do magma do Vulcão do Pico Alto favorece o fraccionamento de óxidos de Ti, como a ilmenite, levando ao conseqüente enriquecimento relativo do líquido magmático em FeO+Fe₂O₃ e MnO com o aumento da diferenciação (Mungall e Martin, 1995). Não obstante, apenas o fraccionamento destas fases minerais não permite explicar completamente as diferenças observadas entre os dois sistemas magmáticos. Para tal, torna-se necessário considerar os efeitos de possíveis diferenças nos magmas parentais mas também da cristalização de anfíbola.

Para além do referido anteriormente, o aumento do grau de saturação em SiO₂ ao longo da evolução magmática, culminando no aparecimento de quartzo normativo, pode também ser atribuído à cristalização, a baixas pressões, de fases minerais pobres em SiO₂, como os óxidos de Fe e Ti e/ou anfíbola (Miyashiro, 1978; Mahood e Baker, 1986). Deste modo, verifica-se que a cristalização de anfíbola também desempenha um papel fundamental na evolução magmática do Vulcão do Pico Alto, podendo esta também explicar o carácter mais sobressaturado das suas rochas (quartzo normativo entre 5,73 e 21,12%) quando comparado com o das rochas do Vulcão de Santa Bárbara (com quartzo normativo entre 6,19 e 17,06%).

O processo de diferenciação magmática por cristalização fraccionada pode ainda ajudar a explicar os reduzidos teores em MgO e o empobrecimento de alguns elementos fortemente compatíveis (abaixo dos limites de detecção da técnica), como Ni, Co e Cr, pelo fraccionamento e posterior extracção de minerais como a olivina e a piroxena (Self, 1974; White *et al.*, 1979; Rollinson, 1993).

Segundo Mungall e Martin (1995), os basaltos parentais dos vulcões em estudo terão evoluído sob condições distintas de pressão e temperatura durante a sua ascensão magmática. O fraccionamento de um basalto alcalino do tipo intraplaca no Vulcão de Santa Bárbara terá tido início a altas pressões, antes de ascender a níveis mais superficiais, dando posteriormente origem a um magma comendítico. No sistema magmático do Pico Alto, um basalto parental possivelmente de tendência transicional, associado à zona de *rift* que atravessa a ilha, parece ter-se diferenciado inteiramente sob condições de baixas pressões e evoluído progressivamente para um magma de natureza pantelerítica por cristalização fraccionada.

As evidências geoquímicas e petrográficas do presente trabalho sugerem que a fase final de diferenciação do Vulcão de Santa Bárbara parece ser dominada essencialmente pela cristalização de plagioclase. O fracionamento desta fase mineral encontra-se bem marcado no empobrecimento relativo em CaO, Al₂O₃ e Sr, observado no termos mais diferenciados desta série magmática. No que concerne ao Vulcão do Pico Alto, a fase final do seu processo de diferenciação magmática tende a ser particularmente dominada pelo fracionamento de feldspato alcalino (compatível com o comportamento do K₂O, Al₂O₃ e Ba). Porém, também a plagioclase parece ter tido um papel importante ao longo do processo evolutivo, contribuindo para o empobrecimento em CaO e Sr por remoção desta fase mineral. Contudo, em condições de baixa fO_2 , a sua cristalização pode ser suprimida assim que o magma se torna hiperalcalino, independentemente do teor em CaO ou em voláteis (Scaillet e Macdonald, 2001).

Pelo exposto, pode-se concluir que a ocorrência de magmas hiperalcalinos num contexto geodinâmico dominado por uma zona de *rift*, como é o caso da ilha Terceira, é indicativa de um processo de diferenciação, controlado pela cristalização fraccionada de um magma parental, sob condições de baixa fO_2 , num ambiente distensivo, onde a uma elevada fracturação da crosta, permite a sua rápida ascensão e a formação de reservatórios a pequena profundidade (Caricchi *et al.*, 2006).

V – MODELAÇÃO FÍSICA DE COULÉES

V.1 – NOTA PRÉVIA

Nas últimas décadas, a modelação de fenómenos vulcânicos tornou-se num dos principais domínios da vulcanologia. A modelação física de erupções vulcânicas tem como principal objectivo a descrição e quantificação matemática dos processos físicos envolvidos. Em última instância, os modelos físicos desenvolvidos podem também desempenhar um papel fundamental no âmbito da predição da actividade vulcânica e da avaliação dos seus perigos decorrentes (Barca *et al.*, 1993; Neri e Macedonio, 1996; Ferreira, 2000).

O desenvolvimento de modelos físicos de erupções vulcânicas revela-se uma tarefa árdua, que exige um conhecimento integrado de diversos processos não lineares, relacionados com a génese do magma, a sua ascensão e o modo de extrusão à superfície. A manifesta complexidade resultante da descrição quantitativa dos processos físicos, que governam estes fenómenos naturais, acarreta vários tipos de dificuldades. Entre estas, contam-se as que dizem respeito à determinação das relações constitutivas e das condições de fronteira, à resolução dos complexos sistemas de equações, à determinação dos parâmetros de entrada e ao problema de integração de modelos de ascensão magmática com modelos de extrusão dos produtos (Mulargia, 1991, *in* Felpeto, 2002; Sahagian, 2005).

A rápida evolução que se verifica actualmente na modelação física de processos vulcânicos deve-se, em parte, à melhoria da capacidade de computação e ao desenvolvimento de novos algoritmos e códigos. Contudo, a evolução destes modelos deve resultar, essencialmente, do estabelecimento de novas relações constitutivas, através de trabalhos teóricos ou laboratoriais, e da sua validação e comparação com casos reais.

V.2 – DESENVOLVIMENTO DE MODELOS FÍSICOS DE PROCESSOS VULCÂNICOS

O desenvolvimento de um modelo físico adequado à descrição quantitativa de um determinado processo vulcânico segue, geralmente, uma abordagem multidisciplinar que pode ser sistematizada em quatro fases principais, de acordo com o diagrama da figura V.1 (Neri e Macedonio, 1996).

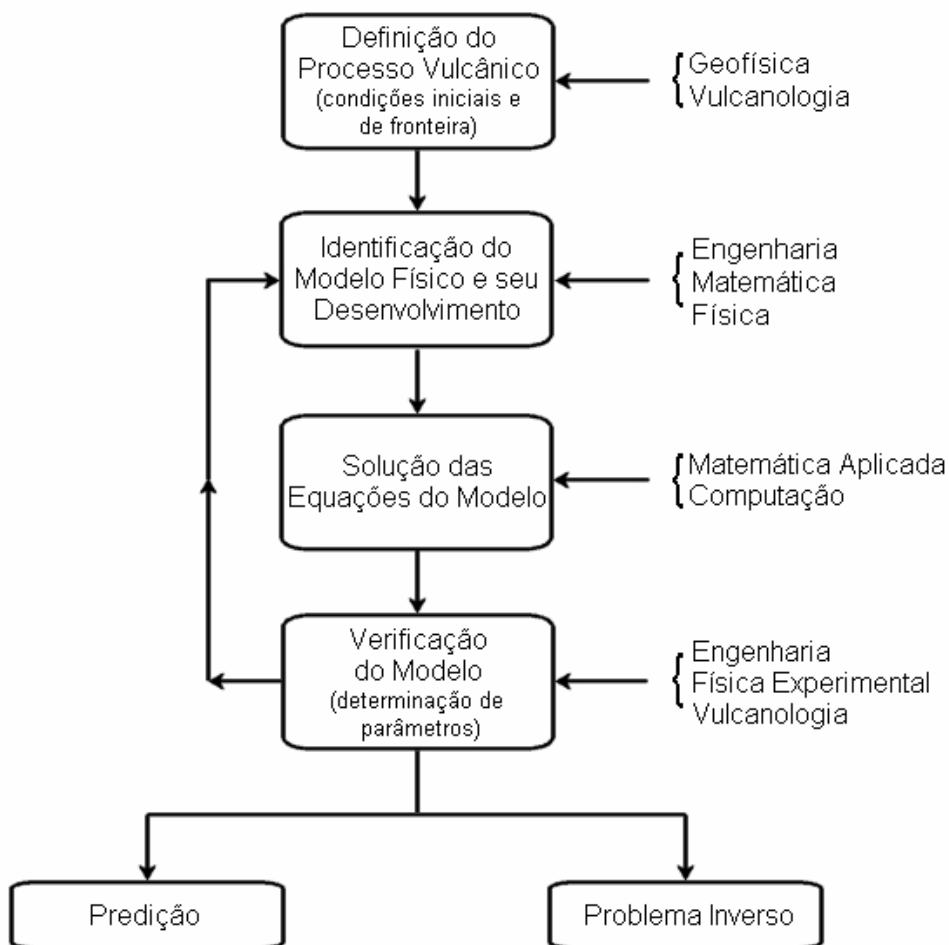


Figura V.1 – Fluxograma de abordagem ao desenvolvimento de modelos físicos de processos vulcânicos (adaptado de Neri e Macedonio, 1996).

Numa primeira etapa, torna-se necessário definir o processo vulcânico a modelar e determinar as relações constitutivas e as condições de fronteira que o caracterizam. Em seguida, desenvolve-se um modelo físico que permita reproduzir os aspectos mais relevantes e condicionantes do processo em estudo. O passo seguinte consiste

na resolução das equações do modelo, sendo, posteriormente necessário proceder à validação das suas soluções. Para tal, recorrer-se, normalmente, à modelação de casos específicos, comparando-se os seus resultados com os eventos naturais. Esta última fase permite também determinar e avaliar os parâmetros de entrada que melhor se adequam à modelação processo vulcânico em causa. Por último, o modelo físico desenvolvido pode ser aplicado com o intuito de prever e/ou reproduzir os diferentes comportamentos do processo em estudo, ou com o objectivo de estimar as condições iniciais, uma vez conhecido o resultado final, ou seja, resolver o problema inverso (Neri e Macedonio, 1996).

V.3 – MODELAÇÃO DE LAVAS

A modelação da dinâmica de instalação e do fluxo das lavas apresenta-se como uma tarefa complexa devido, essencialmente, ao seu comportamento Não-Newtoniano. Mais ainda, durante a sua erupção existem outros factores complexos que condicionam o seu desenvolvimento, incluindo os processos de perda de calor, as características topográficas do terreno, a formação de canais lávicos, *levées*, túneis, etc., que podem resultar na transição entre diferentes regimes de instalação. Os modelos físicos desenvolvidos até ao momento ainda não permitem descrever a totalidade dos fenómenos observados, tornando-se fundamental a escolha adequada da estratégia de modelação, para a resolução apropriada dos problemas específicos (Macedonio, 1998, 2003; Felpeto, 2002).

Os modelos físicos da instalação de escoadas lávicas podem ser agrupados em grandes três tipos (Macedonio, 1998, 2003): modelos baseados na teoria de transporte, modelos probabilísticos e modelos mais simples baseados em correlações empíricas de dados de erupções passadas.

Os modelos físicos que se baseiam na resolução das equações de transporte (conservação de massa, momento e balanço energético) permitem descrever detalhadamente o comportamento das lavas a curtas distâncias, na ordem de alguns metros. Enquanto que os modelos do tipo probabilístico são mais eficazes na análise do desenvolvimento de escoadas lávicas a maiores distâncias, reflectindo adequadamente os efeitos da topografia, em detrimento de uma descrição complexa

da dinâmica da lava. Os modelos que se baseiam em correlações empíricas resultantes da análise de dados de erupções passadas, só devem ser aplicados ao vulcão para o qual foram desenvolvidos mas podem ser úteis para a obtenção de informações adicionais, que podem ser utilizadas em modelos mais complexos (Neri e Macedonio, 1996; Macedonio, 1998, 2003).

Nos pontos seguintes aprofundam-se as várias abordagens empregues na modelação física de escoadas lávicas, tendo por base as sínteses de Macedonio (1998, 2003), Ferreira (2000) e Felpeto (2002). Os diferentes tipos de modelos apresentados seguidamente foram desenvolvidos para descrever a dinâmica e o fluxo de escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*). Não obstante, com algumas alterações, estas diferentes abordagens podem também ser aplicadas na modelação de escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) e/ou *coulées*.

V.3.1 – MODELOS BASEADOS NA TEORIA DE TRANSPORTE

Os modelos baseados na teoria de transporte seguem uma abordagem determinística para descrever a dinâmica de instalação das lavas. De acordo com estes modelos, uma lava é representada por um conjunto de equações diferenciais que descrevem a conservação da massa, o momento e o balanço energético. Estas equações não lineares, designadas de Equações de Navier-Stokes, só apresentam solução analítica para um espectro restrito de condições (Macedonio, 1998, 2003).

Para resolver este conjunto de equações, torna-se necessário definir as relações constitutivas mais apropriadas para descrever a reologia e as propriedades térmicas da lava. As condições iniciais e de fronteira também necessitam de ser determinadas para os componentes da velocidade e da temperatura. Para além do exposto, verifica-se que devido ao complexo comportamento reológico das lavas, à dificuldade em estabelecer as condições de fronteira da equação do balanço energético e à presença de uma superfície livre, a solução das equações destes modelos revela-se como uma tarefa de elevada dificuldade (Macedonio, 2003).

De forma a ultrapassar a complexidade de resolução das equações de transporte, propõem-se diversas simplificações ao longo das equações dos modelos. Assim, nos

esquemas mais simplificados, as escoadas lávicas são modeladas como fluidos, não confinados horizontalmente, que flúem sobre planos inclinados, quer em regimes estacionários (Park e Iversen, 1984; Dragoni *et al.*, 1986; Dragoni, 1989, 1993), quer em regimes transitórios (Baloga e Pieri, 1986; Crisp e Baloga, 1990).

A técnica utilizada na resolução das equações de transporte também desempenha um papel fundamental na determinação dos domínios de aplicação destes modelos. De facto, as soluções analíticas só são possíveis para os casos mais simples, raramente encontrados em ambientes naturais. Por outro lado, os modelos numéricos permitem a integração de topografias complexas e podem também considerar as trocas de calor e o comportamento reológico da lava (Macedonio, 1998, 2003).

O modelo proposto por Ishihara *et al.* (1990) baseia-se na solução numérica de equações de transporte simplificadas, considerando que a lava assume um comportamento do tipo Bingham dependente da temperatura. O domínio de cálculo foi definido sobre um modelo digital de terreno, tendo por base uma malha de células quadradas de dimensões fixas. O fluxo de lava entre células é calculado em função da espessura e das suas propriedades físicas e reológicas em cada célula, sendo que o fluxo só ocorre quando uma espessura crítica mínima é atingida. Para o cálculo do fluxo de lava, este modelo emprega uma regra de propagação que se baseia nos trabalhos analíticos de Dragoni *et al.* (1986), para uma lava estacionária sobre um plano inclinado. Embora o modelo de Ishihara *et al.* (1990) só considere perdas de calor por radiação e não inclua as alterações de topografia resultantes das lavas que cessaram o movimento, foi aplicado com grande sucesso na reconstituição das escoadas lávicas da erupção de 1914 do Vulcão Sakurajima (Japão) (Macedonio, 2003; Felpeto, 2002).

V.3.2 – MODELOS PROBABILÍSTICOS

Os modelos probabilísticos, também conhecidos como estocásticos, consideram que o avanço das lavas é controlado principalmente por acção da gravidade mas introduzem efeitos aleatórios, para impedir que o fluxo lávico se propague unicamente ao longo da direcção de maior inclinação. Este tipo de modelos não

permitem reproduzir a dinâmica de instalação das lavas, um vez que não são utilizadas descrições físicas complexas. Os percursos mais prováveis das lavas são determinados em função de regras de propagação, que se baseiam em simples condicionantes físicas ou em correlações empíricas obtidas a partir de dados erupções passadas (Macedonio, 1998, 2003).

Uma abordagem do tipo probabilístico pode apresentar importantes vantagens relativamente aos modelos determinístico, quando se pretende analisar o avanço de uma escoada lávica a grandes distâncias. Isto resulta do facto de ao longo da propagação da escoada, as equações de transporte simplificadas, utilizadas nos modelos determinísticos, não são capazes de descrever apropriadamente o avanço da lava. Por outro lado, como os modelos do tipo probabilístico não necessitam de resolver complexas equações de transporte, a sua elevada velocidade de cálculo permite obter uma rápida avaliação da probabilidade de certas áreas serem afectadas pela lava. Esta capacidade torna-os especialmente apropriados para a produção de mapas de perigo, fundamentais para o acompanhamento de situações de emergência pré-eruptiva ou eruptiva, mesmo quando não se conhecem as propriedades físicas e reológicas da lava (Macedonio, 1998, 2003).

As metodologias de desenvolvimento dos modelos probabilísticos podem seguir abordagens baseadas no declive máximo da superfície topográfica (como por exemplo os modelos de Macedonio *et al.*, 1990, *in* Macedonio, 2003; Felpeto *et al.*, 1996; Felpeto *et al.*, 2001) ou nas técnicas dos autómatos celulares (AC) (*e.g.* Crisci *et al.*, 1982, *in* Macedonio, 2003; Barca *et al.*, 1987, *in* Barca *et al.*, 1993; Young e Wadge, 1990; Wadge *et al.*, 1994; Quental e Soares, 1997; Quental, 1999, entre outros).

Os modelos que se baseiam no declive máximo da superfície consideram que a topografia assume o principal papel na determinação dos percursos seguidos pelas lavas. Estes percursos partem de uma superfície topográfica, representada por um modelo digital de terreno, de onde é seleccionado um ponto como centro emissor. A probabilidade de uma determinada zona ser invadida pela lava é calculada através da aplicação de um algoritmo de Monte Carlo. A repetição deste processo permite calcular os diferentes percursos de propagação da lava a partir do ponto fonte.

Assim, as áreas de maior probabilidade de serem invadidas pelas lavas são aquelas que foram atravessadas mais vezes pelos referidos percursos. Como resultado, estes modelos produzem mapas que traduzem a probabilidade de cada célula ser afectada por um fluxo lávico (Macedonio, 1998, 2003; Felpeto, 2002).

Os modelos de declive máximo representam as escoadas lávicas por trajectórias, sem dimensões laterais, o que não lhes permite preencher depressões topográficas. Mais ainda, devido à sua natureza probabilística não permitem determinar importantes parâmetros eruptivos, como por exemplo a taxa de efusão ou o tempo necessário para a invasão de uma determinada área (Ferreira, 2000). Apesar da aparente simplicidade deste tipo de modelos, a sua aplicação às lavas da erupção de 1991-1992 do Monte Etna (Itália) revelou bons resultados (Dobran e Macedonio, 1992, *in* Macedonio, 2003).

Os modelos que seguem a abordagem dos autómatos celulares (AC) foram propostos inicialmente por Crisci *et al.* (1982, *in* Macedonio, 2003) e por Barca *et al.* (1987, *in* Barca *et al.*, 1993). Os AC são concepções matemáticas de sistemas físicos, nos quais o tempo e o espaço são discretos e as quantidades físicas também assumem um conjunto discreto de valores finitos (Wolfram, 1984; Weisbuch, 1994 *in* Quental, 1999). Neste contexto, as lavas são idealizadas como um sistema dinâmico que se desenvolve em intervalos discretos de tempo e espaço, com regras de propagação que dependem do estado da célula onde se propaga o fluxo e das células vizinhas (Barca *et al.*, 1993; Quental, 1999).

Neste tipo de modelos, o domínio de cálculo, no caso vertente a superfície da lava, é definido por uma malha de células quadradas de dimensões fixas. Cada célula é caracterizada por um conjunto de parâmetros locais como a altura topográfica, espessura, temperatura e quatro fluxos de lava para as células vizinhas (norte, sul, este, oeste). Estes parâmetros permitem caracterizar o estado físico da lava em cada célula, podendo no entanto este alterar-se a cada intervalo de tempo, segundo regras previamente determinadas. As condições de fronteira são definidas pelos parâmetros globais que condicionam o desenvolvimento da escoada lávica. Entre estes destacam-se a topografia da superfície de fluxo, a taxa de efusão na fonte, a temperatura inicial e de solidificação, e os respectivos comportamentos reológicos.

No entanto, devido à dificuldade em descrever o complexo comportamento reológico da lava, o seu efeito é reproduzido pela introdução de um parâmetro de aderência que quantifica o nível mínimo de lava abaixo do qual o fluxo entre células não é possível (Macedonio, 1998, 2003; Ferreira, 2000; Felpeto, 2002).

Os modelos baseados nos AC apresentam grandes vantagens relativamente aos modelos que seguem a abordagem do declive máximo da superfície topográfica. Os primeiros permitem reproduzir as alterações da topografia resultantes da propagação da lava, incluir variações na taxa de efusão e na reologia da lava, considerar o arrefecimento por radiação e mesmo definir diversos focos eruptivos. A principal desvantagem deste tipo de modelo prende-se com a sua velocidade de cálculo, que é nitidamente inferior ao dos modelos de declive máximo. A aplicação de modelos que se baseiam nos AC permitiu reproduzir com grande exactidão o avanço das escoadas lávicas das erupções de 1986-1987 do Monte Etna (Itália) (Barca *et al.*, 1993) e de 1995 do Vulcão do Fogo (Cabo Verde) (Quental, 1999), entre outras.

V.3.3 – MODELOS ANTERIORES DE LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.)

Tradicionalmente a modelação de lavas de natureza traquítica (s.l.) tem-se debruçado sobre o complexo comportamento reológico dos domos lávicos. Contudo, alguns dos modelos desenvolvidos recentemente já consideram um conjunto alargado de processos físicos que governam os mecanismos de instalação das lavas desta natureza.

Hulme (1974) foi pioneiro no domínio da modelação de escoadas lávicas, desenvolvendo o estudo das suas características morfológicas, assumindo que estas se comportavam como um fluido do tipo Bingham. No caso do trabalho de Huppert (1986), este considera que as lavas podem ser modeladas como simples fluxos gravitacionais de rocha fundida, que arrefecem à medida que se afastam da fonte, solidificando gradualmente até cessarem o movimento. Estes dois trabalhos fundamentais permitiram a determinação de importantes relações constitutivas utilizadas actualmente noutros modelos mais complexos.

O modelo desenvolvido por Iverson (1990) assume que a extrusão dos domos lávicos é dominada pela presença de uma carapaça exterior rígida que encera um núcleo de magma pressurizado no interior. Este modelo supõe que a crosta externa possui propriedades mecânicas e reológicas muito diferentes das do núcleo interior, condicionando toda a dinâmica de evolução do domo.

Balmforth e Craster (2000) e Balmforth *et al.* (2000) propuseram um modelo que descreve os domos lávicos como fluidos do tipo Bingham de natureza isotérmica. Neste caso, os domos são modelados através da designada teoria da camada-fina, desenvolvida com o intuito de modelar a extrusão radial de domos sobre um plano horizontal e que considera também o desenvolvimento de uma camada externa. De forma a permitir que o domo evolua ao longo do tempo de um modo realista, o modelo assume que a camada exterior é um domínio com maior viscosidade e tensão de cedência do que o seu interior fluido (Hale, 2005).

Estes modelos analíticos são de grande importância porque possibilitam uma boa aproximação à morfologia e ao padrão de crescimento dos domos. Permitem ainda compreender as diferentes relações que se estabelecem entre os factores que condicionam a instalação destas lavas, podendo mesmo servir de base para outros modelos mais elaborados. Todavia, estes modelos são aplicáveis apenas aos domos que seguem um regime de instalação exclusivamente endógeno e também não consideram variações nas propriedades do magma ao longo do tempo (Dragonì, 1993; Hale, 2005).

O modelo concebido por Blake (1990) propõe que a tensão de cedência da lava é o principal factor que condiciona a morfologia e as dimensões dos domos. Este modelo assume que os domos se comportam como fluidos apenas quando a tensão cisalhante ultrapassa um determinado valor de tensão de cedência. Blake (1990) modelou teórica e experimentalmente o crescimento de domos, considerando a extrusão de um fluido do tipo Bingham sobre uma superfície plana, de modo a descrever as variações do raio basal e da altura ao longo do tempo. Este autor considerou ainda a extrusão de um fluido Bingham sobre um plano inclinado para modelar o desenvolvimento de *coulées*. Neste caso, as *coulées* fluem ao longo da maior inclinação quando a tensão de cedência da lava é vencida. Como estes

modelos assumem que as propriedades reológicas são constantes, os seus resultados são independentes da taxa de efusão e do tempo (Hale, 2005).

De acordo com os trabalhos de Griffiths e Fink (1993, 1997), Fink e Griffiths (1998) e Griffiths (2000), as características morfológicas dos domos resultam essencialmente da interacção entre as suas propriedades reológicas, a espessura de uma crosta externa sólida e a taxa de efusão. Estes autores modelaram o efeito do arrefecimento e da solidificação em fluidos do tipo Bingham, extruídos sobre planos horizontais e inclinados, e a sua expansão sob o efeito da gravidade. Nos seus resultados demonstraram ser possível reproduzir um largo espectro de morfologias, desde domos simétricos a longas *coulées*.

A modelação experimental de domos lávicos permite obter um melhor conhecimento acerca dos diferentes regimes de instalação das lavas, das suas características morfológicas e também das suas propriedades reológicas. Porém, os modelos experimentais desenvolvidos até ao momento ainda não permitem reproduzir todos os processos envolvidos na instalação de lavas traquíticas (*s.l.*) (Hale, 2005).

Melnik e Sparks (1999, 2002a, 2002b, 2005), Barmin *et al.* (2002) e Melnik *et al.* (2005) entre outros, desenvolveram complexos modelos numéricos que permitem avaliar o efeito de processos como a exsolução dos voláteis e a cristalização, sobre a dinâmica de ascensão e extrusão do magma. Estes modelos assumem que, durante a ascensão magmática, a desgaseificação induz a cristalização do magma levando ao aumento da sua viscosidade. Como resultado desta abordagem, podem-se reproduzir as grandes pressões geradas na parte superior da conduta ou no interior do próprio domo, bem como descrever quantitativamente os ciclos de actividade eruptiva frequentemente observados em diversos vulcões.

Estes sofisticados modelos numéricos consideram muitos dos processos associados à evolução da reologia Não-Newtoniana do magma. No entanto, devido à ainda limitada compreensão do comportamento reológico de sistemas multifásicos, como o magma, e do modo como estes ascendem até à superfície, os modelos deste tipo tendem, por vezes, a seguir uma abordagem mais generalista. Para modelar um caso específico é necessária uma aproximação realista ao problema, que só é

possível com um bom conhecimento do modo como os diferentes factores, intrínsecos e extrínsecos ao magma, interagem e variam ao longo do tempo. Nestes casos, torna-se necessário restringir as equações destes modelos com dados de natureza petrológica e de diferentes técnicas de monitorização (Hale, 2005).

V.4 – MODELO FÍSICO PROPOSTO

Neste capítulo apresenta-se um modelo que resulta de uma primeira abordagem à modelação física de *coulées* e/ou escoadas lávicas traquíticas (s.l.). O desenvolvimento deste modelo segue uma abordagem determinística simplificada, que permite descrever quantitativamente a dinâmica de instalação destas lavas. Com este modelo pretende-se contribuir para a compreensão dos principais processos físicos que condicionam os mecanismos de instalação das lavas, através do conhecimento das condições dominantes no momento da sua erupção.

Durante o desenvolvimento deste modelo procurou-se ter em consideração os efeitos dos diferentes factores que controlam a dinâmica eruptiva das lavas. Para tal, procedeu-se à análise dos principais parâmetros, designadamente, da taxa de efusão e da sua variação ao longo do tempo, das propriedades da lava (particularmente da viscosidade e densidade) e do modo como se alteram durante a erupção, e também do efeito do declive da superfície de fluxo.

V.4.1 – ENQUADRAMENTO TEÓRICO

O modelo físico proposto neste trabalho, procura incorporar os efeitos dos principais processos físicos que governam o desenvolvimento das *coulées*, através do seguinte conjunto de equações:

Em primeiro lugar, pretendeu-se descrever o efeito da taxa de efusão, sendo este um dos factores primordiais na determinação do regime dinâmico de instalação das lavas. Para tal, considerou-se que durante um episódio eruptivo, a taxa de efusão na fonte tende a assumir um decréscimo do tipo exponencial ao longo do tempo, de acordo com a expressão V.1:

$$\frac{dV}{dt} = Q_0 e^{-kt} \quad (\text{Expressão V.1})$$

V - Volume de lava

t - Tempo

Q_0 - Taxa de efusão inicial

k - Constante de decaimento da câmara magmática

Este tipo de comportamento descrito pela expressão V.1 é frequentemente observado durante erupções vulcânicas, como resultado do processo de descompressão de uma câmara magmática pressurizada (Scandone, 1979, *in* Stasiuk *et al.*, 1993; Wadge, 1981, *in* Stasiuk *et al.*, 1993; Stasiuk e Jaupart, 1997; Harris *et al.*, 2000; Wright, *et al.*, 2001; Harris *et al.*, 2003). Nesta equação, o ritmo é marcado pela constante de decaimento (k), que depende essencialmente de características da câmara magmática, como o seu volume total e a sua sobrepressão (Blake, 1981; Huppert e Woods, 2002).

Ao integrar a expressão V.1, obtêm-se a expressão V.2 que traduz o volume de lava extruído em função do tempo de erupção.

$$V = \frac{Q_0}{k} (1 - e^{-kt}) \quad (\text{Expressão V.2})$$

Importa salientar que esta equação foi desenvolvida de modo a que as condições de fronteira sejam dadas para $t = 0$, que equivale a um volume de lava $V = 0$, mas também para a solução de $t = 5/k$, que corresponde ao momento em que a extrusão de lava quase cessou na fonte e o volume da *coulée* corresponde aproximadamente ao seu volume final total (V_t). Este último pode ser aproximado pela expressão V.3, que permite relacionar o volume total da *coulée* com a sua taxa de efusão inicial.

$$V_t = \frac{Q_0}{k} \quad (\text{Expressão V.3})$$

A morfologia de uma *coulée* pode ser expressa pela relação entre os seus diferentes parâmetros morfométricos, considerando os esquemas da figura V.2.

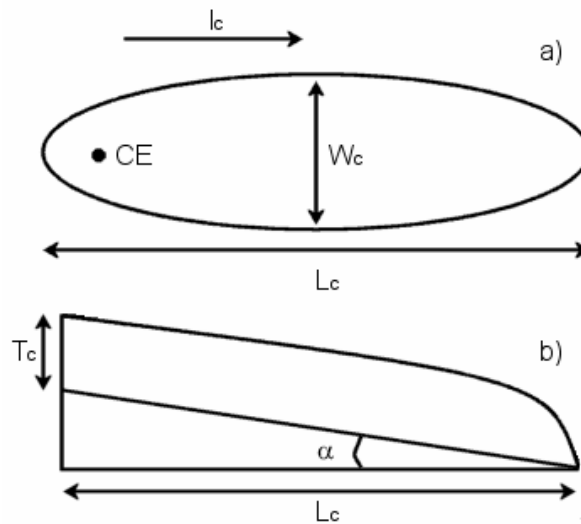


Figura V.2 – Esquema representativo dos parâmetros morfométricos de uma *coulée*. a) Vista em planta; b) Vista em perfil longitudinal. Legenda: CE - Centro eruptivo; l_c - Distância percorrida pela lava; L_c - Comprimento final; W_c - Largura final; T_c - Espessura final; α - Ângulo de declive do terreno.

Durante a erupção de uma lava, o seu volume (V) pode ser relacionado com os seus parâmetros morfométricos (l_c , w_c , t_c) através de um factor de forma (λ), segundo a expressão V.4.

$$V = \lambda l_c w_c t_c \quad (\text{Expressão V.4})$$

V - Volume de lava

λ - Factor de forma

l_c - Distância percorrida pela lava

w_c - Largura da lava

t_c - Espessura da lava

O factor de forma (λ) de uma *coulée* pode ser determinado adoptando como parâmetros da expressão V.4, o seu volume total (V_t), comprimento (L_c), largura (W_c) e espessura (T_c) finais, conforme representado na figura V.2 (Expressão V.5):

$$\lambda = \frac{V_t}{L_c W_c H_c} \quad (\text{Expressão V.5})$$

Com base em trabalhos de modelação experimental de dinâmica de fluidos, desenvolvidos por Stansfield (*não publ.*), considerou-se que a largura de uma lava pode ser expressa em função da sua taxa de efusão inicial e do declive da superfície de fluxo, conforme a expressão V.6:

$$W_c = W_0 + \frac{A}{\text{sen } \alpha} Q_0 \quad (\text{Expressão V.6})$$

W_c - Largura da *coulée*

W_0 - Largura inicial da abertura da fonte eruptiva

A - Constante dependente da difusividade térmica da lava

α - Ângulo de declive da superfície de fluxo

Q_0 - Taxa de efusão inicial

Contudo, de modo a simplificar o desenvolvimento deste modelo, pode-se assumir que $W_0 \approx 0$, dado que, regra geral, W_c é muito maior do que W_0 , obtendo-se assim a expressão V.7.

$$W_c = \frac{A}{\text{sen } \alpha} Q_0 \quad (\text{Expressão V.7})$$

As propriedades reológicas da lava desempenham um papel fundamental na determinação do seu comportamento ao longo da erupção. De modo a integrar o efeito da reologia da lava neste modelo, procedeu-se à construção de uma expressão empírica, que permite expressar o modo como a viscosidade aparente da lava aumenta com o tempo e a distância à fonte. A expressão V.8 assume que a viscosidade aparente da lava depende da sua viscosidade inicial e segue uma relação de potência para descrever a sua variação ao longo do tempo:

$$\mu_a = \mu_0 + Bt^n \quad (\text{Expressão V.8})$$

μ_a - Viscosidade aparente da lava

μ_0 - Viscosidade inicial da lava

B - Constante pré-exponencial

t - Tempo

n - Expoente da função viscosidade

Importa destacar que nesta equação as condições de fronteira são também definidas para a solução de $t=0$, onde $\mu_a = \mu_0$, e quando $t = 5/k$, que corresponde à viscosidade aparente da lava aproximadamente no final da erupção. Todavia, a relação de potência descrita pela expressão V.8 necessita de ser calibrada para o valor de viscosidade inicial das lavas a modelar.

Finalmente, considerou-se a conhecida equação de Jeffreys (1925), que permite descrever o avanço da frente de uma lava (Expressão V.9):

$$\frac{dl_c}{dt} = \frac{\rho g t_c^2 \text{sen} \alpha}{3\mu_a} \quad (\text{Expressão V.9})$$

l_c - Distância percorrida pela lava

t - Tempo

ρ - Densidade da lava

g - Aceleração da gravidade

t_c - Espessura da lava

α - Ângulo de declive do terreno

μ_a - Viscosidade aparente da lava

A utilização da expressão V.9 permite incorporar o efeito da velocidade de avanço da frente da *coulée* neste modelo. O avanço da frente de uma lava pode ser determinado conhecendo-se as suas propriedades, nomeadamente a viscosidade aparente e a densidade, a sua espessura e o ângulo de declive do terreno (Jeffreys, 1925; Nichols, 1939; McBirney e Murase, 1984).

As relações estabelecidas pelas equações previamente descritas definem a base física do modelo da dinâmica de instalação de *coulées* e/ou escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) proposto neste trabalho. O código desenvolvido para a resolução numérica deste sistema de equações foi implementado numa plataforma MATLAB®, possibilitando um rápido acesso, para qualquer alteração necessária do código ou dos parâmetros de entrada, além de uma elevada velocidade de cálculo.

V.4.2 – APLICAÇÃO ÀS *COULÉES* DA ILHA TERCEIRA

O modelo físico apresentado anteriormente foi aplicado às *coulées* da ilha Terceira, com o intuito de se proceder à sua calibração e posterior validação. A modelação da dinâmica do processo de instalação destas lavas permite ainda obter uma melhor compreensão das diferentes condições que presidiram à sua extrusão.

As lavas modeladas neste capítulo correspondem às *coulées* de morfologia melhor preservada, que se incluem vulcanoestratigraficamente no *Upper Terceira Group* de Self (1974, 1976). Para modelar simultaneamente as *coulées* dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto tornou-se necessário considerar que estas lavas apresentavam comportamentos eruptivos muito semelhantes. Esta assumpção inicial é corroborada, em primeiro lugar, pelos resultados da análise morfométrica (Capítulo III), onde se verifica que as *coulées* não apresentam diferenças significativas em termos morfométricos, podendo ser consideradas morfologicamente idênticas. Em segundo lugar, e com base nos dados petrográficos e geoquímicos do capítulo IV, constata-se que estas lavas apresentam um quimismo muito semelhante, que se enquadram num intervalo composicional relativamente pequeno (65 - 70% de SiO₂), e um teor cristalino médio de cerca de 12% do seu volume total.

V.4.2.1 – PARÂMETROS DE ENTRADA

Os parâmetros de entrada necessários para a modelação destas *coulées* foram obtidos primeiramente dos dados apresentados nos capítulos III e IV deste trabalho. Quando estes elementos não se encontravam disponíveis, procedeu-se à recolha de valores padrão de referências bibliográficas da especialidade. Contudo, em alguns

casos foi ainda necessário proceder ao cálculo dos parâmetros de entrada, conforme exposto nos pontos seguintes. No final deste tópico é apresentado um quadro síntese dos parâmetros utilizados para modelar as *coulées* da ilha Terceira (Quadro V.2).

V.4.2.1.1 – TAXA DE EFUSÃO

Considerando o caso genérico, em que a erupção de uma lava à superfície é alimentada por um reservatório em profundidade, através de uma conduta de forma cilíndrica. E que o magma em ascensão apresenta-se livre de vesículas e com viscosidade e densidade constantes, o seu comportamento reológico pode ser aproximado ao tipo Newtoniano, se este apresentar um conteúdo cristalino inferior a 40% vol. (Pinkerton e Stevenson, 1992, *in* Stasiuk e Jaupart, 1997; Lejeune e Richet, 1995). Neste caso, a ascensão do magma pode dever-se simplesmente à diferença de pressão existente entre a câmara magmática e a superfície. Assumindo também que o fluxo de magma no interior da conduta apresenta um regime laminar (caracterizado por um baixo número de Reynolds), como na maioria das erupções efusivas (Jaupart e Tait, 1990, *in* Stasiuk e Jaupart, 1997), a taxa de efusão inicial da erupção pode ser determinada através da expressão V.10.

$$Q_0 = \frac{\pi r^4}{8\mu} \left(\frac{dP}{dz} \right) \quad \text{onde} \quad \frac{dP}{dz} = \frac{\Delta P}{z} \quad (\text{Expressão V.10})$$

Q_0 - Taxa de efusão inicial

r - Raio da conduta vulcânica

μ - Viscosidade do magma

P - Pressão

z - Profundidade (da câmara magmática)

ΔP - Sobrepressão da câmara magmática

Para calcular a taxa de efusão inicial das *coulées* da ilha Terceira, aplicaram-se os seguintes valores para os parâmetros da expressão V.10:

Para definir o raio da conduta vulcânica utilizou-se o valor de 15 m, que corresponde aproximadamente aos valores de referência para erupções de lavas evoluídas, como é o caso dos domos de Mt. St. Helens (E.U.A.) (Moore *et al.*, 1981, *in* Hale, 2005) e de Soufrière Hills (Montserrat) (Melnik e Sparks, 1999), entre outros. Note-se que $r = 15$ m equivale a um terço do raio basal do menor domo da ilha Terceira (46 m), o que pode levar a considerá-lo um valor aceitável, uma vez que a elevada tensão de cedência destas lavas restringe a sua deformação quando o volume total extruído é reduzido.

A viscosidade do magma na conduta ($\mu = 10^7$ Pa.s), calculada pelo programa informático MAGMA (Wohletz, 2005), é coincidente com o valor proposto por Self (1974) para estes magmas. A determinação da viscosidade inicial da lava será desenvolvida mais aprofundadamente no próximo ponto deste capítulo.

Devido à ausência de dados para os vulcões de Santa Bárbara e Pico Alto, os valores para a profundidade da câmara magmática (4 km) e para a sua sobrepressão (10 MPa) foram obtidos de bibliografia referente a sistemas vulcânicos de natureza semelhante (Stasiuk e Jaupart, 1997; Melnik e Sparks, 1999; Folch e Felpeto, 2005).

Resolvendo a expressão V.10 com os valores dos parâmetros anteriores, obtém-se uma taxa de efusão inicial de $Q_0 = 5$ m³/s. Porém, considerando a relação estabelecida pela expressão V.7, tornou-se necessário normalizar esta taxa de efusão inicial em função do intervalo de larguras observado nas *coulées* (110 - 900 m). Os valores resultantes desta normalização variam entre 1,7 e 13,6 m³/s, o que se enquadra no intervalo de valores típicos para a extrusão de lavas de natureza evoluída (e.g. Huppert *et al.*, 1982; Anderson e Fink, 1990; Stasiuk *et al.*, 1993; Watts *et al.*, 2002, *in* Hale, 2005).

V.4.2.1.2 – VISCOSIDADE DA LAVA

A viscosidade inicial da lava foi calculada através do programa informático MAGMA (Wohletz, 2005), com recurso à composição química (Anexo VIII) e ao conteúdo cristalino (Anexo VII) das lavas abordadas no capítulo IV. A temperatura utilizada para o cálculo da viscosidade inicial foi de 800°C (Gertisser, *com. pess.*), obtida com

um geotermómetro de olivina-clinopiroxena, para uma amostra da *coulée* do Pico das Pardelas (Vulcão do Pico Alto). O valor de viscosidade inicial da lava aplicado no modelo ($5,5 \times 10^7$ Pa.s) resultou da média das viscosidades calculadas para todas as amostras. Importa destacar que este valor aproxima-se do proposto por Self (1974) para estas lavas traquíticas (*s.l.*) mas é inferior aos valores padrão de lavas com idêntico teor em SiO_2 . Esta diferença resulta essencialmente da natureza hiperalcalina destas lavas, que se traduz na diminuição da sua viscosidade (Cas e Wright, 1988; Spera, 2000; Mysen, 1988, *in* Giordano, 2002).

Seguidamente, tornou-se necessário calibrar a relação de potência da expressão V.8 para a viscosidade inicial das *coulées*, calculada anteriormente. Para tal, recorreu-se aos dados da erupção de uma escoada lávica do Vulcão Lonquimay (Chile), em 1988-1990 (Naranjo *et al.*, 1992), apresentados no quadro V.1.

Quadro V.1

Dados relativos ao avanço e viscosidade aparente da lava da erupção de 1988-1990 do Vulcão Lonquimay (Chile) (adaptado de Naranjo <i>et al.</i> , 1992)					
Tempo (s) (dias/horas)	Distância percorrida (m)	Viscosidade Aparente (Pa.s)	Tempo (s) (dias/horas)	Distância percorrida (m)	Viscosidade Aparente (Pa.s)
0 (0h)	0	$3,1 \times 10^5$	1814400 (21d)	6300	$8,9 \times 10^7$
25200 (7h)	1000	$6,9 \times 10^5$	3024000 (35d)	7000	$3,5 \times 10^8$
172800 (2d)	2300	$7,3 \times 10^6$	6307200 (73d)	7500	$7,7 \times 10^8$
259200 (3d)	2900	$3,9 \times 10^6$	7689600 (89d)	7900	$2,1 \times 10^9$
345600 (4d)	3300	$9,1 \times 10^6$	8553600 (99d)	8700	$1,4 \times 10^9$
536400 (6d 5h)	3800	$9,3 \times 10^6$	13305600 (154d)	9500	$1,4 \times 10^9$
648000 (7d 12h)	4300	$3,6 \times 10^7$	22809600 (264d)	9700	$3,2 \times 10^9$
741600 (8d 14h)	4500	$2,5 \times 10^7$	28512000 (330d)	10200	-
1555200 (18d)	6000	$1,5 \times 10^8$	-	-	-

Os dados relativos ao avanço e à viscosidade aparente da lava desta erupção, permitiram estabelecer uma relação de potência, que caracteriza o modo como a viscosidade aparente varia ao longo do tempo de duração da erupção. Esta relação foi posteriormente calibrada para uma diferente viscosidade inicial da lava ($5,5 \times 10^7$ Pa.s), obtendo-se assim os valores dos parâmetros necessários para aplicar a expressão V.8 (Figura V.3).

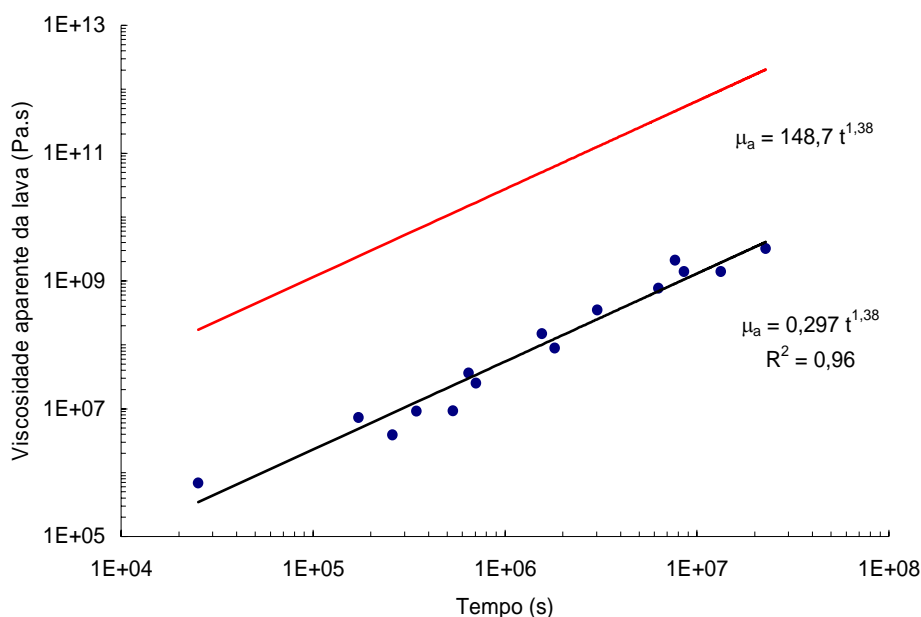


Figura V.3 – Projecção da variação da viscosidade aparente da lava ao longo do tempo. A linha a negro representa a correlação estabelecida para a erupção de 1988-1990 do Vulcão Lonquimay (Chile) (Naranjo *et al.*, 1992); A linha a vermelho corresponde à relação projectada depois de calibrada para uma viscosidade inicial da lava de $5,5 \times 10^7$ Pa.s.

Os restantes parâmetros de entrada aplicados neste modelo físico derivaram directamente da resolução de expressões desenvolvidas no enquadramento teórico, pelo que se tornaria redundante a apresentação exhaustiva do seu cálculo. Não obstante, os dados utilizados na resolução destas expressões foram obtidos a partir dos estudos realizados ao longo deste trabalho, especialmente da análise morfométrica das lavas. No caso concreto da densidade da lava, recorreu-se novamente ao programa informático MAGMA (Wohletz, 2005), para se proceder ao seu cálculo com base na composição química (Anexo VIII) e no valor de temperatura referido anteriormente.

Neste momento importa salvaguardar que para alguns parâmetros, pode-se tornar necessário proceder repetidamente ao cálculo do modelo, até que se obtenham os valores mais apropriados para a modelar das lavas em questão.

Os valores dos parâmetros de entrada utilizados na modelação das *coulées* da ilha Terceira encontram-se listados seguidamente no quadro V.2.

Quadro V.2

Quadro síntese dos parâmetros utilizados na modelação das coulées da ilha Terceira		
Parâmetro	Valor	Observações
α - Ângulo de declive do terreno	9°	Valor médio do ângulo de declive do terreno (dados do Anexo III)
ρ - Densidade da lava	2600 kg/m ³	Calculado pelo programa MAGMA (Wohletz, 2005) (com dados do quimismo - Anexo VIII e temperatura)
λ - Factor da forma	0,9	Determinado através da expressão V.5 (com dados do Anexo III)
μ - Viscosidade do magma	10 ⁷ Pa.s	Calculado pelo programa MAGMA (Wohletz, 2005) (com dados do quimismo - Anexo VIII e temperatura); Baseado em Self (1974)
μ_0 - Viscosidade inicial da lava	5,5x10 ⁷ Pa.s	Calculado pelo programa MAGMA (Wohletz, 2005) (com dados do quimismo - Anexo VIII e temperatura); Aproximado ao proposto por Self (1974)
A - Constante dependente da difusividade térmica da lava	10,36 s/m ²	Determinado através da expressão V.7 (com dados do Anexo III e a taxa de efusão inicial)
B - Constante pré-exponencial da função viscosidade	148,7 Pa	Calibrado para a viscosidade inicial da lava, com base nos dados da erupção de 1988-1990 do Lonquimay (Naranjo, <i>et al.</i> , 1992)
g - Aceleração da gravidade	9,81 m/s ²	-
k - Constante de decaimento da câmara magmática	1,6x10 ⁻⁸ - 5,1x10 ⁻⁵ s	Determinado através da expressão V.3 (com dados do Anexo III para o intervalo da taxa de efusão inicial)
n - Expoente da função viscosidade	1,38	Calibrado com base nos dados da erupção de 1988-1990 do Lonquimay (Naranjo, <i>et al.</i> , 1992)
ΔP - Sobrepressão da câmara magmática	10 MPa	Baseado em Stasiuk e Jaupart (1997) e Melnik e Sparks (1999)
Q ₀ - Taxa de efusão inicial	1,7 - 13,6 m ³ /s	Determinado através da expressão V.10 (com dados descritos do texto)
r - Raio da conduta vulcânica	15 m	Baseado em Moore <i>et al.</i> (1981, <i>in</i> Hale, 2005) e Melnik e Sparks (1999)
z - Profundidade da câmara magmática	4 km	Baseado em Folch e Felpeto (2005)

V.4.2.2 – TESTES DE SENSIBILIDADE

A realização de testes de sensibilidade é uma etapa fundamental no processo de desenvolvimento de qualquer modelo físico. Estes testes foram realizados com o intuito de verificar se o código desenvolvido para a resolução das equações funcionava correctamente e de um modo coerente. Os testes de sensibilidade possibilitaram também determinar e testar o procedimento mais adequado para otimizar o tempo de cálculo. Permitiram ainda avaliar a sensibilidade do modelo à escolha de diferentes valores para os parâmetros de entrada.

Para se proceder aos testes de sensibilidade do modelo aos diferentes parâmetros de entrada, utilizaram-se os valores listados no quadro V.2, fazendo-se variar o parâmetro a ser testado, ao longo de um intervalo de valores. Neste trabalho, optou-se por apresentar apenas os resultados dos testes de sensibilidade à variação da taxa de efusão inicial (Q_0) e da viscosidade inicial da lava (μ_0), por se tratarem dos parâmetros que exercem um maior efeito na dinâmica eruptiva das lavas desta natureza (Walker, 1973; Huppert *et al.*, 1982; Blake, 1990; Griffiths e Fink, 1993; Hale, 2005).

Ao longo deste capítulo optou-se por apresentar graficamente as diferentes soluções do modelo, para facilitar a interpretação dos seus resultados. Deste modo, as soluções são expressas como o comprimento final máximo das *coulées* (L_c) em função do seu volume total extruído (V_t).

Os resultados dos testes de sensibilidade aos parâmetros de entrada seleccionados são apresentados nas figuras seguintes. Nos gráficos das figuras V.4 e V.5 projectam-se os resultados referentes à variação da taxa de efusão inicial, para dois valores diferentes de viscosidade inicial da lava. O gráfico da figura V.6 mostra os resultados do teste para a variação da viscosidade inicial da lava.

A partir da observação dos gráficos dos testes à taxa de efusão inicial (Figuras V.4 e V.5), verifica-se que as variações obtidas no comprimento máximo das *coulées* são reduzidas mas que se acentuam no sentido dos maiores valores de volume total extruído. Os resultados do teste de sensibilidade à variação da viscosidade inicial da lava (Figura V.6) demonstram que a escolha do seu valor tem uma grande influência na variação dos comprimentos máximos obtidos, mesmo quando o volume total envolvido é reduzido.

Da análise dos resultados dos testes realizados, pode-se concluir que o modelo físico proposto neste trabalho apresenta uma maior sensibilidade à viscosidade inicial de lava quando comparada com a taxa de efusão inicial. Este tipo de comportamento também foi observado anteriormente por Sahagian (2005), na sua análise comparativa de outros modelos físicos.

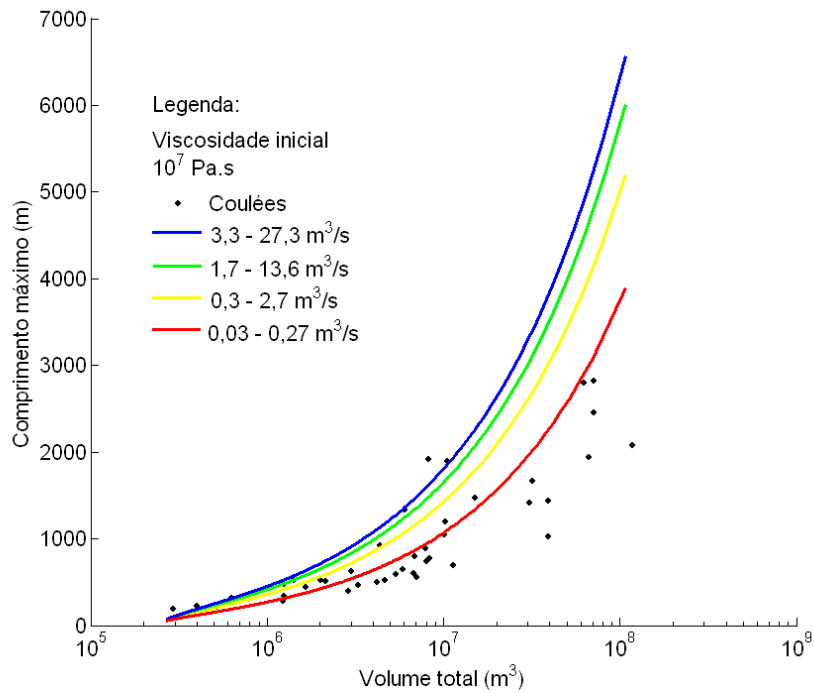


Figura V.4 – Resultados do teste de sensibilidade à taxa de efusão inicial, para uma viscosidade inicial da lava de 10^7 Pa.s, expressos como o comprimento máximo das *coulées* em função do volume total emitido.

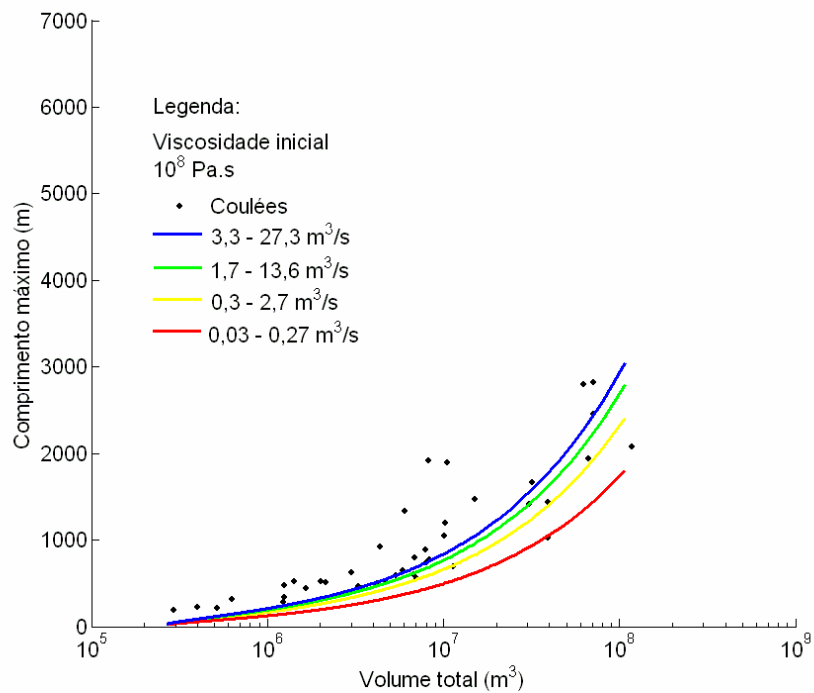


Figura V.5 – Resultados do teste de sensibilidade à taxa de efusão inicial, para uma viscosidade inicial da lava de 10^8 Pa.s, expressos como o comprimento máximo das *coulées* em função do volume total emitido.

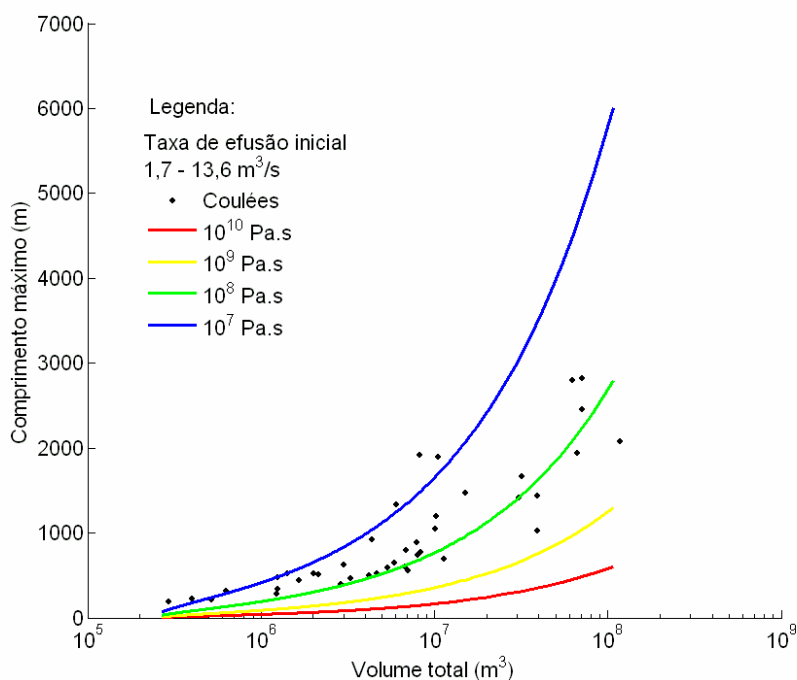


Figura V.6 – Resultados do teste de sensibilidade à viscosidade inicial da lava, para uma taxa de efusão inicial entre 1,7 e 13,6 m³/s, expressos como o comprimento máximo das coulées em função do volume total emitido.

V.4.2.3 – RESULTADOS E CONCLUSÕES

O modelo físico utilizado na modelação das coulées dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto segue uma abordagem determinística simplificada, apresentada previamente neste capítulo, mas que permite incorporar os efeitos dos principais processos físicos que condicionam a dinâmica de instalação destas lavas.

Com a aplicação do modelo a estas lavas pretendeu-se proceder à sua validação, por comparação das suas soluções com os parâmetros morfométricos das coulées, nomeadamente o comprimento máximo alcançado em função do volume total de lava extruído. Com a modelação destas coulées pretendeu-se ainda obter uma melhor compreensão das diferentes condições inicial no momento da sua extrusão.

Para modelar as coulées da ilha Terceira utilizaram-se os parâmetros de entrada determinados anteriormente, que se encontram sintetizados do quadro V.2.

Na figura V.7 apresenta-se a comparação entre a solução que melhor se adequa às *coulées* em estudo e os parâmetros morfométricos que as caracterizam.

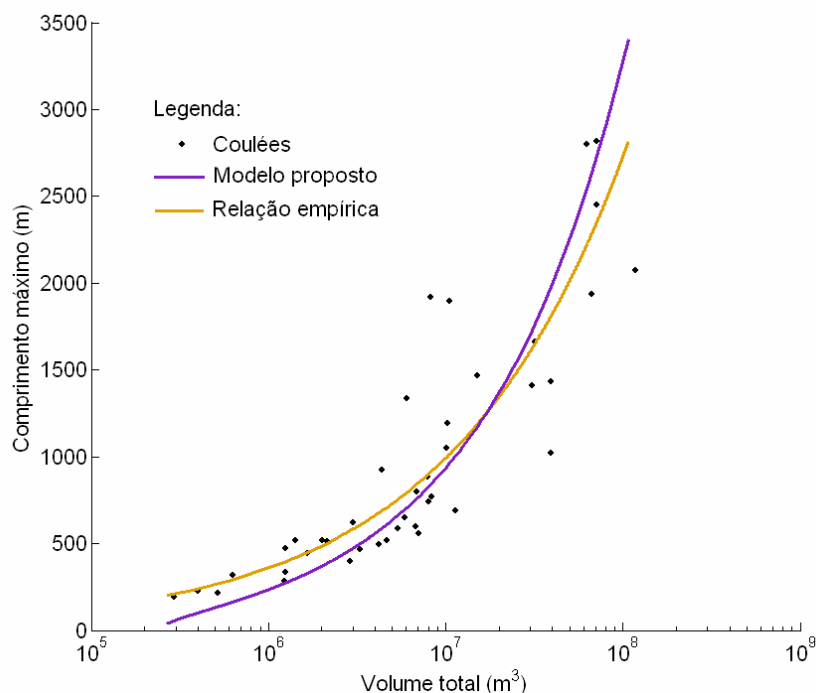


Figura V.7 – Comparação entre a solução do modelo e os parâmetros morfométricos observados para as *coulées* da ilha Terceira, expressos como o comprimento máximo em função do volume total emitido.

Com base na análise do gráfico da figura V.7 verifica-se uma boa correlação entre a solução do modelo e as dimensões reais das *coulées*, revelando que este foi capaz de reproduzir a gama de comprimentos máximos observados nestas lavas. Para facilitar a comparação entre o resultado da modelação e os parâmetros morfométricos destas *coulées*, optou-se por projectar no mesmo gráfico a relação empírica estabelecida no capítulo III, expressa pela curva de equação $L_c = 3,59V_t^{0,44}$, com um coeficiente de correlação de $R^2 = 0,84$. A comparação entre a curva empírica e a solução do modelo facilita a análise do gráfico, porque permite ultrapassar o problema da dispersão dos dados, resultante da grande variedade de comprimentos observados. Não obstante, nota-se uma grande semelhança entre as duas curvas do gráfico.

As principais diferenças observadas entre o resultado do modelo e as *coulées* encontram-se nos extremos do espectro das suas dimensões. As *coulées* com

melhor volume total tendem a possuir comprimentos superiores aos determinados pelo modelo. Por outro lado, as *coulées* com maior volume apresentam por vezes comprimentos menores quando comparados com os calculados. No primeiro caso, esta variação pode dever-se a estas *coulées* terem sido extruídas com viscosidades ligeiramente menores e/ou maiores taxas de efusão. Enquanto que no segundo caso, a sua erupção pode ter sido dominada por maiores viscosidades da lava e/ou menores taxas de efusão. Importa ainda destacar, que a solução do modelo apresenta um comprimento máximo para estas *coulées* de cerca 3400 m, que é superior ao encontrado nestas lavas. Uma possível explicação para esta divergência resulta do facto de algumas *coulées* com grande comprimento, que não foram consideradas neste trabalho, se encontrem cortadas pela arriba costeira.

Os resultados desta modelação sugerem que, conforme exposto anteriormente no capítulo III, as características morfológicas das *coulées* derivaram de uma complexa interacção entre os diferentes factores que condicionam a sua instalação. Como já se tinha verificado nos testes de sensibilidade, pequenas variações nas condições eruptivas, como por exemplo na taxa de efusão ou na viscosidade da lava, podem levar a importantes diferenças nas suas dimensões finais.

Também como resultado da modelação destas lavas pôde-se obter um melhor conhecimento acerca das condições dominantes aquando a sua instalação, especialmente no que respeita às taxas de efusão e à viscosidade da lava, ao considerar que os parâmetros utilizados na sua modelação (Quadro V.2) são representativos dessas mesmas condições.

Com o modelo físico apresentado neste trabalho foi possível estimar, com sucesso, os comprimentos máximos observados nas *coulées* da ilha Terceira, permitindo assim a sua validação, no concerne à aplicação a lavas desta natureza. Tornou-se ainda possível reconstituir as diferentes condições iniciais que presidiram à erupção destas *coluées*. Este tipo de informação pode ser de extrema importância para a avaliação do comportamento eruptivo deste tipo de lavas, no caso de futuras erupções.

As relações constitutivas que servem de base física a este modelo podem eventualmente ser aplicadas em outros domínios da modelação, como por exemplo em modelos determinísticos ou probabilísticos que simulam o fluxo de lavas ao longo da superfície topográfica. Devido à aproximação generalista utilizada, o modelo proposto não se restringe apenas a lavas de natureza traquítica (*s.l.*), podendo ser igualmente aplicado a outras lavas de diferentes composições químicas. Finalmente, uma das vantagens da utilização de uma abordagem simplificada, ao longo do desenvolvimento do modelo, prende-se com a sua elevada velocidade de cálculo.

Este modelo apresenta como principal limitação a necessidade de ser calibrado a partir de uma erupção específica. Esta calibração é indispensável para determinar alguns parâmetros de difícil obtenção, particularmente no que respeita às complexas propriedades reológicas da lava. Embora seja preferível o cálculo independente dos valores destes parâmetros, a utilização dos valores calibrados permite uma melhor compreensão dos princípios físicos envolvidos, uma vez que estes valores são resultantes da observação directa de erupções. Reconhece-se ainda, que o modelo proposto não apresenta uma descrição completa da dinâmica de instalação destas lavas, uma vez que é necessário incorporado o efeito de outros processos importantes, como por exemplo os processos de perda de calor e de desgaseificação magmática, e especialmente dos que geram flutuações da taxa de efusão ao longo da erupção, entre muitos outros.

Embora, o modelo físico proposto neste trabalho tenha resultado de uma primeira abordagem à modelação de lavas, e por isso apresente determinadas limitações, este consegue reproduzir a natureza fundamental do comportamento eruptivo das lavas, podendo ser utilizado futuramente como uma ferramenta importante no estudo dos mecanismos de instalação das lavas.

VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS

As extrusões lávicas de natureza traquítica (*s.l.*) resultam da actividade vulcânica de carácter essencialmente efusivo ou de baixa explosividade. Contudo, a sua erupção encontra-se muitas vezes associada a violentas erupções explosivas. Estas lavas apresentam uma grande diversidade de formas e dimensões que reflectem as diferentes dinâmicas dos seus regimes de instalação. Durante a sua extrusão, as lavas desta natureza tendem a acumular-se nas proximidades do centro emissor, podendo originar domos lávicos ou, em certas condições, podem deforma-se e eventualmente fluir, ao longo da maior inclinação do terreno, formando *coulées*. A erupção de lavas traquíticas (*s.l.*) apresenta alguns perigos associados, nomeadamente os que resultam de fenómenos explosivos ou de colapso.

No arquipélago dos Açores, a ilha Terceira distingue-se das restantes pares, pela abundância e diversidade das suas lavas, sobretudo no decurso da sua história eruptiva recente. Em especial, os domos e as *coulées* encontram-se entre os produtos vulcânicos com maior expressão volumétrica do *Upper Terceira Group* (Self, 1974, 1976). Estes tipos de lavas são particularmente comuns nos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, onde se observam importantes concentrações no interior das suas caldeiras, mas principalmente ao longo dos seus flancos.

Pelo exposto, demonstra-se a importância do estudo das lavas de natureza traquítica (*s.l.*) e sobretudo dos seus mecanismos de instalação, numa zona como a ilha Terceira. Neste sentido, procedeu-se à caracterização geomorfológica e geoquímica das lavas traquíticas (*s.l.*) dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto e subsequente modelação da dinâmica eruptiva das suas *coulées*, com o intuito de contribuir para uma melhor compreensão dos seus mecanismos de instalação.

Para desenvolver o estudo destas extrusões lávicas de um modo coerente e precavendo eventuais ambiguidades na nomenclatura utilizada, optou-se por apresentar uma síntese dos principais conceitos teóricos aplicados neste domínio. Particularmente, procurou-se clarificar os conceitos usados na descrição dos

factores que condicionam a instalação das lavas, mas também sistematizar a terminologia adoptada na classificação das lavas desta natureza. Terminou-se esta síntese com uma breve abordagem aos principais perigos decorrentes da sua erupção.

Na análise geomorfológica dos domos e das *coulées* da ilha Terceira efectuou-se o estudo da distribuição espacial dos seus centros eruptivos. A observação de extensos alinhamentos permitiu constatar que a erupção destas lavas segue um nítido controlo estrutural. As principais direcções destes alinhamentos (WNW-ESE e NW-SE) são compatíveis com o regime de tensões tectónicas proposto por Madeira e Ribeiro (1990) e Madeira (1998) para esta região do arquipélago dos Açores. Contudo, estas tensões encontram-se localmente subjugadas por tensões magmáticas, dando origem a alinhamentos com diferentes direcções, como por exemplo os observados no flanco N do Vulcão de Santa Bárbara. A presença destes longos alinhamentos de centros eruptivos sugere ainda que estas lavas foram alimentadas de profundidade por importantes sistemas de diques.

A caracterização morfológica destas lavas traquíticas (*s.l.*) permitiu obter um conhecimento aprofundado das suas dimensões, formas externas e estruturas internas. Do ponto de vista morfométrico, verificou-se que tanto os domos como as *coulées* dos dois vulcões em estudo apresentam um espectro de dimensões muito semelhante. A aplicação de um teste estatístico não paramétrico (teste de Mann-Whitney) permitiu demonstrar que não existem diferenças significativas, em termos morfométricos, entre os domos e entre as *coulées* dos dois vulcões, concluindo-se que podem ser trabalhados conjuntamente.

No caso dos domos, a análise morfométrica revelou a existência de uma forte correlação linear entre a sua altura e o raio basal, e mostrou também que estes parâmetros variam aproximadamente com a raiz cúbica do seu volume. Estas relações indicam que os domos estudados desenvolvem-se segundo um padrão de crescimento geométrico, que pode resultar da sua expansão interna por intrusão de novo magma, sugerindo que a sua erupção segue um regime de instalação essencialmente endógeno, dominado por taxas de efusão relativamente baixas. Este padrão de desenvolvimento aproxima-se do proposto por Blake (1990) para os

domos baixos, sendo também sustentado pelos valores de tensão cedência calculados, que se enquadram no intervalo típico definido para estes domos.

No que respeita às *coulées*, a projecção dos seus parâmetros morfométricos demonstrou correlações relativamente baixas. No entanto, a amplitude de comprimentos e larguras observados, sugere que a sua extrusão ocorreu ao longo de um intervalo alargado de taxas de efusão, com valores superiores aos observados para os domos. A variação das suas espessuras pode reflectir ligeiras diferenças das propriedades reológicas das lavas. Não obstante, a dinâmica de instalação destas *coulées* parece ter sido determinada pela complexa interacção entre os diferentes factores que condicionam o desenvolvimento das lavas.

Em termos petrográficos, os exemplares estudados dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto apresentam essencialmente as mesmas fases minerais, em proporções variadas, com predomínio do feldspato alcalino (0,4 - 16,8% vol.). Neste contexto, o Vulcão do Pico Alto distinguem-se do Vulcão de Santa Bárbara pela presença de anfíbola nas suas rochas.

Sob o ponto de vista geoquímico, as rochas que constituem os domos e as *coulées* enquadram-se num intervalo composicional relativamente pequeno (65 - 70% de SiO₂), correspondendo a traquitos e riolitos de natureza hiperalcalina, nomeadamente traquitos panteleríticos, traquitos comendíticos e comenditos. A análise dos seus elementos maiores e em traço permitiu confirmar o papel da cristalização fraccionada como o mecanismo dominante no processo de diferenciação magmática. Os comportamentos divergentes observados nas séries dos dois vulcões podem ser interpretados como o resultado da sua evolução magmática, por cristalização fraccionada, sob condições distintas de fO_2 , que derivam de diferenças na desgaseificação dos respectivos magmas.

A modelação do processo de instalação das *coulées* da ilha Terceira permitiu obter uma melhor compreensão dos principais processos físicos envolvidos na sua extrusão mas também a reconstituição das condições dominantes nesse momento.

O modelo físico proposto neste trabalho segue uma abordagem determinística simplificada para descrever a dinâmica de instalação das lavas. A estruturação deste modelo requereu o desenvolvimento integrado de um conjunto de equações que permitem descrever e quantificar os efeitos dos principais factores que controlam a dinâmica eruptiva das lavas.

Os parâmetros de entrada utilizados na modelação das *coulées* da ilha Terceira foram obtidos, primeiramente, a partir de dados resultantes dos estudos de caracterização geomorfológica e geoquímica realizados neste trabalho. Porém, quando estes dados não se mostraram suficientes recorreu-se a elementos bibliográficos.

O modelo proposto produziu uma boa correlação entre as soluções obtidas e as dimensões das *coulées*, demonstrando que este reproduziu com sucesso a gama de comprimentos máximos destas lavas. As divergências observadas podem ficar a dever-se a pequenas variações nas condições eruptivas iniciais, originando importantes diferenças nas dimensões finais destas *coulées*. Deste modo, pôde considerar-se que os parâmetros de entrada utilizados são representativos das condições iniciais que presidiram à erupção.

Apesar deste modelo físico apresentar certas limitações, inerentes à sua natureza simplista, conseguiu descrever de uma forma apropriada os principais processos físicos que condicionam os mecanismos de instalação das lavas.

Finalmente, importa referir que o presente trabalho deve ser entendido como uma primeira contribuição para o estudo dos mecanismos de instalação dos domos e das *coulées* da ilha Terceira. Neste sentido, é de todo o interesse dar continuidade aos estudos aqui desenvolvidos, por forma a tentar “responder” às diversas questões que se levantaram durante a elaboração deste trabalho. Assim, sugerem-se alguns estudos a realizar neste âmbito:

- no domínio da geoquímica, poderão ser efectuados estudos das séries magmáticas dos vulcões de Santa Bárbara e do Pico Alto, para obter uma melhor compreensão do processo evolutivo das rochas hiperalcalinas em ambientes insulares;

- no mesmo sentido, importa desenvolver trabalhos no âmbito dos processos de degaseificação magmática, destacando-se a possível análise comparativa entre os dois vulcões centrais activos;

- no domínio da modelação, torna-se particularmente necessário proceder-se à validação do modelo apresentado neste trabalho para outros tipos de lavas, particularmente no que concerne às escoadas lávicas basálticas (s.l.);

- por último, e numa perspectiva de avaliação do perigo, poderão realizar-se trabalhos com o intuito de aplicar as relações constitutivas deste modelo físico no desenvolvimento de simuladores de fluxo de lavas.

BIBLIOGRAFIA

- ACRÚCIO DAS NEVES (1826) – Annos de 1760-1761. Terramoto e erupções na ilha Terceira. *In: Arquivo dos Açores* (Canto, E., Ed.) (1882). Edição da Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 1981, Vol. IV, p. 362-365.
- ALLARD, P. (1996) – Geochemistry of volcanic gases: composition, origin and flux. Applications to volcano monitoring. *In: Proceedings of the course: The mitigation of volcanic hazards* (Barberi, F., Casale, R. e Fantechi, R., Eds.), European Commission, p. 375-392.
- ALLÉGRE, C.J., TREUIL, M., MINSTER, J.-F., MINSTER, B. e ALBARÉDE, F. (1977) – Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, p. 57-75.
- ALMEIDA, M.H. (2001) – *A fonte mantélica na região dos Açores: Constrangimentos impostos pelas características geoquímicas de rochas vulcânicas e de xenólitos ultramáficos*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 161 p.
- ANDERSON, S.W. e FINK, J.H. (1990) – The development and distribution of surface textures at the Mount St. Helens dome. *In: Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 25-46.
- ANDERSON, S.W., STOFAN, E.R., PLAUT, J.J. e CROW, D.A. (1998) – Block size distributions on silicic lava flow surfaces: implication for emplacement conditions. *GSA Bulletin*, 110 (10), p. 1258-1267.
- ASSUNÇÃO, C.T. (1961) – Estudo petrográfico da ilha de S. Miguel (Açores). *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. XLV, p. 81-176.
- ASSUNÇÃO, C.T. e CANILHO, M.H. (1969) – Notas sobre a petrografia comparada da ilhas Atlânticas. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências de Lisboa*, 11(2), p. 305-342.
- AVANZINELLI, R., BINDI, L., MENCHETTI, S. e CONTICELLI, S. (2004) – Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos*, 73, p. 41-69.
- BAGDASSAROV, N.S. e DINGWELL, D.B. (1992) – A rheologic investigation of vesicular rhyolite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 50, p. 307-322.
- BALMFORTH, N.J. e CRASTER, R.V. (2000) – Dynamics of cooling domes of viscoplastic fluid. *J. Fluid Mech.*, 422, p. 225-248.
- BALMFORTH, N.J., BURBIDGE, A.S., CRASTER, R.V., SALZIG, J. e SHEN, A. (2000) – Visco-plastic models of isothermal lava domes. *J. Fluid Mech.*, 403, p. 37-65.
- BALOGA, S. e PIERI, D. (1986) – Time-dependent lava flows. *J. Geophys. Res.*, 91 (B9), p. 9543-9552.

- BARBERI, F., FERRARA, G., SANTACROCE, R., TREUIL, M. e VARET, J. (1975) – A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, 16, p. 22-56.
- BARCA, D., CRISCI, G.M., DI GREGORIO, S. e NICOLETTA, F. (1993) – Cellular automata methods for modelling lava flows: simulation of the 1986-1987 eruption, Mount Etna, Sicily. In: *Active Lavas: Modelling and monitoring* (Kilburn, C.R.J. e Luongo, G., Eds.), UCL Press, London, p. 291-309.
- BARMIN, A.A., MELNIK, O. e SPARKS, R.S.J. (2002) – Periodic behavior in lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, p. 173-184.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., GRUAU, G., CORNEN, G., AZAMBRE, B. e MACÉ, J. (1997) – Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde complexes. *J. Petrol.*, 38, p. 115-132.
- BLAKE, S. (1981) – Volcanism and the dynamics of open magma chambers. *Nature*, 289, p. 783-785.
- BLAKE, S. (1990) – Viscoplastic models of lava domes. In: *Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 88-126.
- BLAKE, S. e BRUNO, B.C. (2000) – Modelling the emplacement of compound lava flows. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, p. 181-197.
- BORGIA, A. e LINNEMAN, S.R. (1990) – On the mechanisms of lava flow emplacement and volcano growth: Arenal, Costa Rica. In: *Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 208-243.
- BOURGUE, E. (2003) – *Effets des volatils CO₂ et H₂O sur les propriétés rhéologiques des magmas*. Thèse présentée pour la obtention du diplôme de Doctorat. Institut de Physique du Globe de Paris, 225 p.
- BOURGUE, E. e RICHEL, P. (2001) – The effects of dissolved CO₂ on the density and viscosity of silicate melts: a preliminary study. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 193, p. 57-68.
- BUISSON, C. e MERLE, O. (2002) – Experiments on internal strain in lava dome cross sections. *Bull. Volcanol.*, 64, p. 363-371.
- BUISSON, C. e MERLE, O. (2004) – Numerical simulation of strain within lava domes. *J. Struct. Geol.*, 26, p. 847-853.
- BULMER, M.H. e GUEST, J.E. (1996) – Modified volcanic domes and associated debris aprons on Venus. In: *Volcano instability on the Earth and other planets* (McGuire, W.J., Jones, A.P. e Neuberg, J., Eds.), Geological Society Special Publication, London, 110, p. 349-371.
- CARICCHI, L., ULMER, P. e PECCERILLO, A. (2006) – A high-pressure experimental study on the evolution of silicic magmatism of the Main Ethiopian Rift. *Lithos, in press*.
- CAS, R.A.F. e WRIGHT, J.V. (1988) – *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London, 2ª Edição, 485 p.

- CHESTER, D.K. (1993) – *Volcanoes and Society*. Edward Arnold, London, 351 p.
- CIVETTA, L., D'ANTONIO, M., ORSI, G. e TILTON, G.R. (1998) – The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, 39, p. 10453-11491.
- COSTA JÚNIOR, J.F. (1841) – Memoria historica do horrível terramoto de 15 de junho de 1841 que assolou a vila da Praia da Victoria da ilha Terceira. In: *Memória histórica do horrível terramoto de 15/VI/1841 que assolou a Vila da Praia da Vitória*. Reedição da Câmara Municipal da Praia da Vitória, Praia da Vitória, 1983, 283 p.
- CRISP, J. e BALOGA, S. (1990) – A model for lava flows with two thermal components. *J. Geophys. Res.*, 95, p. 1255-1270.
- DAVIES, G.R., NORRY, M.J., GERLACH, D.C. e CLIFF, R.A. (1989) – A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: the geodynamic implications. In: *Magmatism in the ocean basins* (Saunders, A.D. e Norry, M.J., Eds.), Geological Society Special Publication, 42, p. 231-255.
- DE SILVA, S.L., SELF, S., FRANCIS, P.W., DRAKE, R.E. e RAMIREZ, C.R. (1994) – Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *J. Geophys. Res.*, 99 (B9), p. 17805-17825.
- DINGWELL, D.B. (2003) – Material constraints on the modelling of explosive eruptions. *Vulcânica - Revista Portuguesa de Vulcanologia*, Vol. I, p. 23-37.
- DRAGONI, M. (1989) – A dynamic model of lava flows cooling by radiation. *Bull. Volcanol.*, 51, p. 88-95.
- DRAGONI, M. (1993) – Modelling the rheology and cooling of lava flows. In: *Active Lavas: Modelling and monitoring* (Kilburn, C.R.J. e Luongo, G., Eds.), UCL Press, London, p. 235-261.
- DRAGONI, M., BONAFEDE, M. e BOSCHI, E. (1986) – Downslope flow models of a Bingham liquid: implications for lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 305-325.
- DRUMMOND, F.F. (1846) – Memoria historica da Capitania da Muito Notavel Villa da Praia da Victoria. In: *Memória histórica do horrível terramoto de 15/VI/1841 que assolou a Vila da Praia da Vitória*. Reedição da Câmara Municipal da Praia da Vitória, Praia da Vitória, 1983, 283 p.
- DRUMMOND, F.F. (1856) – *Anais da ilha Terceira*. Edição fac-similada da Secretaria Regional da Educação e Cultura da Região Autónoma dos Açores, Angra do Heroísmo, 1981, Vol. II, 358 p.
- DRUMMOND, F.F. (1859) – *Anais da ilha Terceira*. Edição fac-similada da Secretaria Regional da Educação e Cultura da Região Autónoma dos Açores, Angra do Heroísmo, 1981, Vol. III, 474 p.
- DUPRÉ, B., LAMBERT, B. e ALLÈGRE, C.J. (1982) – Isotopic variations within a single ocean island: the Terceira case. *Nature*, 299, p. 620-622.
- FELPETO, A. (2002) – *Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 250 p.

- FELPETO, A., ARAÑA, V., ORTIZ, R., ASTIZ, M. e GARCIA, A. (2001) – Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards*, 23, p. 247-257.
- FELPETO, A., GARCIA, A. e ORTIZ, R. (1996) – Mapas de riesgo. Modelización. In: *Riesgo Volcánico* (Ortiz, R., Ed.), Série Casa de los Volcanes 5, Servicio de Publicaciones Cabildo de Lanzarote, Lanzarote, p. 67-98.
- FERAUD, G., KANEOKA, I. e ALLÉGRE, C.J. (1980) – K/Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 275-286.
- FERNANDES, J.G. (1986) – *Carta geomorfológica da ilha Terceira. Notícia explicativa*. Universidade dos Açores, Ponta Delgada, 39 p.
- FERREIRA, T. (2000) – *Caracterização da actividade vulcânica da ilha de São Miguel (Açores): Vulcanismo basáltico recente e zonas de desgaseificação. Avaliação de riscos*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 248 p.
- FINK, J.H. (1980) – Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, 8, p. 250-254.
- FINK, J.H. (1993) – The emplacement of silicic lava flows and associated hazards. In: *Active Lavas: Modelling and monitoring* (Kilburn, C.R.J. e Luongo, G., Eds.), UCL Press, London, p. 5-24.
- FINK, J.H. e ANDERSON, S.W. (2000) – Lava domes and coulees. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª Edição, 1417 p.
- FINK, J.H. e GRIFFITHS, R.W. (1990) – Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. *J. Fluid Mech.*, 221, p. 485-509.
- FINK, J.H. e GRIFFITHS, R.W. (1998) – Morphology, eruption rates and rheology of lava domes: insights from laboratory models. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 527-546.
- FINK, J.H., MALIN, M.C. e ANDERSON, S.W. (1990) – Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome. *Nature*, 348, p. 435-437.
- FLOWER, M.F.J., SCHMINCKE, H.-U. e BOWMAN, H. (1976) – Rare-earth and other trace elements in historic Azorean lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, p. 127-147.
- FOLCH, A. e FELPETO, A. (2005) – A coupled model for dispersal of tephra during sustained explosive eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145, p. 337-349.
- FRANCIS, P. (1993) – *Volcanoes. A planetary perspective*. Oxford University Press, New York, 443 p.
- GASPAR J.L. e QUEIROZ, G. (1992) – Morfologia e estrutura interna de escoadas lávicas. *Doc. CV/INIC 01/92*, 27 p.
- GASPAR, J.L. (1996) – *Ilha Graciosa (Açores): História vulcanológica e avaliação do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 261 p.

- GASPAR, J.L., ALMEIDA, M.H., QUEIROZ, G., FRANÇA, Z. e RODRIGUES, B. (1990) – Aplicação de diagramas de discriminação tectonomagmática a rochas do arquipélago dos Açores. *Doc. CV/INIC 08/90. Com. VII Semana da Geoquímica - II Reunião Ibérica de Geoquímica*. Lisboa, Dezembro 1990.
- GASPAR, J.L., QUEIROZ, G., FERREIRA, T., COUTINHO, R., PACHECO, J.M., WALLENSTEIN, N. e ALMEIDA, M.H. (2001) – The significance of basaltic lava ballons produced during submarine eruptions: facts from the 1998-2000 Azores volcanic event. *EUG XI, J. Conf. Abs.*, 6, p. 800.
- GASPAR, J.L., QUEIROZ, G., PACHECO, J.M., FERREIRA, T., WALLENSTEIN, N., ALMEIDA, M.H. e COUTINHO, R. (2003) – Basaltic lava ballons produced during the 1998-2001 Serreta Submarine Ridge eruption (Azores). *In: Explosive Subaqueous Volcanism* (White, J.D.L., Smellie, J.L. e Clague, D.A., Eds.), Geophysical Monograph 140, AGU, Washington D.C., 379 p.
- GASPAR, J.L., TROTA, A., QUEIROZ, G., FERREIRA, T. e ALVES, P. (1999) – *Plano municipal de emergência de Vila do Porto, Ilha de Santa Maria*. Ed. Câmara Municipal de Vila do Porto, Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos, Universidade dos Açores.
- GERTISSER, R., SELF, S., GASPAR, J.L., KELLEY, S.P., PIMENTEL, A., EIKENBERG, J., PACHECO, J.M., QUEIROZ, G. e VESPA, M. (*sub.*) – Ignimbrite stratigraphy and chronology on Terceira, Azores. *Geological Society of America Special Papers*.
- GERTISSER, R., SELF, S., KELLEY, S.P., GASPAR, J.L., PACHECO, J.M., PIMENTEL, A. e QUEIROZ, G. (2005) – A chronological framework for young (<100 ka) ignimbrite eruptions on Terceira, Azores. *Geophys. Res. Abs.*, 7, A-02797.
- GIORDANO, D. (2002) – *Experimental determinations and modelling of the viscosity of multicomponent natural silicate melts: Volcanological implications*. Inauguraldissertation zur erlangung des Doktorgrades. Ludwig-Maximilians-Universität München, 119 p.
- GOTO, Y. e McPHIE, J. (1998) – Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, p. 273-286.
- GREGG, T.K.P. e FINK, J.H. (2000) – A laboratory investigation into the effects of slope on lava flow morphology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 96, p. 145-159.
- GREGG, T.K.P. e SMITH, D.K. (2003) – Volcanic investigations of the Puna Ridge, Hawaii: relations of lava flow morphologies and underlying slope. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 126, p. 63-77.
- GRIFFITHS, R.W. (2000) – The dynamics of lava flows. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 32, p. 477-518.
- GRIFFITHS, R.W. e FINK, J.H. (1993) – Effects of surface cooling on the spreading of lava flows and domes. *J. Fluid Mech.*, 252, p. 667-702.
- GRIFFITHS, R.W. e FINK, J.H. (1997) – Solidifying Bingham extrusions: a model for the growth of silicic lava domes. *J. Fluid Mech.*, 347, p. 13-36.

- GUDMUNDSSON, A. (2002) – Emplacement and arrest of dykes and sheets in central volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 116, p. 279-298.
- GUDMUNDSSON, A. e LOETVEIT, I.F. (2005) – Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144, p. 311-327.
- HAASE, K.M., STOFFERS, P. e GARBE-SCHONBERG, C.D. (1997) – The petrogenetic evolution of lavas from Easter Island and neighbouring seamounts, near-ridge hotspot volcanoes in the SE Pacific. *J. Petrol.*, 38, p. 785-813.
- HALE, A.J. (2005) – *Computationally modelling the lava dome at Soufrière Hills volcano, Montserrat*. PhD Thesis. University of Reading, Environmental System Science Centre, 246 p.
- HARRIS, A.J.L., MURRAY, J.B., ARIES, S.E., DAVIES, M.A., FLYNN, L.P., WOOSTER, M.J., WRIGHT, R. e ROTHERY, D.A. (2000) – Effusion rate trends at Etna and Krafla and their implications for eruptive mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102, p. 237-270.
- HARRIS, A.J.L., ROSE, W.I. e FLYNN, L.P. (2003) – Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922-2000. *Bull. Volcanol.*, 65, p. 77-89.
- HARRIS, C. (1983) – The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension island. *J. Petrol.*, 24, p. 424-470.
- HAWKESWORTH, C.J., NORRY, M.J., RODDICK, J.C. e VOLLMER, R. (1979) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature*, 280, p. 28-31.
- HESS, K.U. e DINGWELL, D.B. (1996) – Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-arrhenian model. *Am. Mineral.*, 81, p. 1297-1300.
- HIRN, A., HAESSLER, H., HOANG-TRONG, P., WITTLINGER, P. e MENDES VICTOR, L. (1980) – Aftershock sequence of the January 1st, 1980 earthquake and present-day tectonics in the Azores. *Geophys. Res. Lett.*, 7 (7), p. 501-504.
- HULME, G. (1974) – The interpretation of lava flow morphology. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 39, p. 361-383.
- HULME, G. e FIELDER, G. (1977) – Effusion rates and rheology of lunar lavas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-285, p. 227-234.
- HUPPERT, H.E. (1986) – The intrusion of fluid mechanics into Geology. *J. Fluid Mech.*, 173, p. 557-594.
- HUPPERT, H.E. e WOODS, A.W. (2002) – The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature*, 420, p. 493-495.
- HUPPERT, H.E., SHEPHERD, J.B., SIGURDSSON, H. e SPARKS, R.S.J. (1982) – On lava dome growth, with application to the 1979 lava extrusion of the Soufrière of St. Vincent. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, p. 199-222.

- ISHIHARA, K., IGUCHI, M. e KAMO, K. (1990) – Numerical simulation of lava flows on some volcanoes in Japan. *In: Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 174-207.
- IVERSON, R.M. (1990) – Lava domes modelled as brittle shells that enclose pressurized magma, with application to Mount St. Helens. *In: Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 47-69.
- JEFFREYS, H. (1925) – The flow water in an inclined channel of rectangular section. *Phil. Mag.*, 49, p. 793-807.
- KANEKO, T., WOOSTER, M.J. e NAKADA, S. (2002) – Exogenous and endogenous growth of the Unzen lava dome examined by satellite infrared image analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 116, p. 151-160.
- KILBURN, C.R.J. (2000) – Lava flows and flows fields. *In: Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª Edição, 1417 p.
- KILBURN, C.R.J. (2004) – Fracturing as a quantitative indicator of lava flow dynamics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 132, p. 209-224.
- KRAUSE, D. e WATKINS, N. (1970) – North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, p. 261-283.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKHESEN, A. e ZANETTIN, B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, p. 745-750.
- LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R. e ZANETTIN, B. (1989) – *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the systematics of igneous rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 p.
- LEGENDRE, C., MAURY, R.C., SAVANIER, D., COTTEN, J., CHAUVEL, C., HÉMOND, C., BOLLINGER, C., GUILLE, G., BLAIS, S. e ROSSI, P. (2005) – The origin of intermediate and evolved lavas in the Marquesas archipelago: an example from Nuku Hiva island (French Polynesia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, p. 259-317.
- LEJEUNE, A.-M. e RICHET, P. (1995) – Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *J. Geophys. Res.*, 100, p. 4215-4229.
- LLEWELLIN, E.W., MADER, H.M. e WILSON, S.D.R. (2002) – The rheology of a bubbly liquid. *Proc. R. Soc. Lond.*, A-458, p.987-1016.
- LLOYD, E.F. e COLLIS, S.K. (1981) – *Geothermal Prospection - Ilha Terceira, Azores*. Secretaria Regional do Comércio e Industria. Laboratório de Geociências e Tecnologia. Ponta Delgada, Não publicado, 96 p.
- LYMAN, A.W., KOENIG, E. e FINK, J. (2004) – Predicting yield strengths and effusion rates of lava domes from morphology and underlying topography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 129, p. 125-138.

- MACDONALD, G.A. (1972) – *Volcanoes*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 510 p.
- MACEDONIO, G. (1998) – Modelling effusive eruptions. *Volcanic Hazard Assessment, Monitoring and Risk Mitigation*. Proceedings of the EC Advanced Study Course 1998. Centro de Vulcanologia, Universidade dos Açores, p. 22.
- MACEDONIO, G. (2003) – Modelling effusive eruptions. *Vulcânica - Revista Portuguesa de Vulcanologia*, Vol. I, p. 45-50.
- MACHADO, F. (1959) – Submarine pits of the Azores plateau. *Bull. Volcanol.*, Série II, XXI, p. 109-116.
- MACKAY, M.E., ROWLAND, S.K., MOUGINIS, P.J. e GARBEIL, H. (1998) – Thick lava flows of Karisimbi Volcano, Rwanda: insights from SIR-C interferometric topography. *Bull. Volcanol.*, 60, p. 230-251.
- MADEIRA, J. (1998) – *Estudos de neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge: Uma contribuição para o conhecimento geodinâmico da junção tripla dos Açores*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade em Geodinâmica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 428 p.
- MADEIRA, J. (2005) – The volcanoes of Azores Islands: A world-class heritage. Examples from Terceira, Pico and Faial Islands. In: *IV International symposium ProGEO on the conservation of the geological heritage - Field trip guide book*, Universidade do Minho, Braga, 104 p.
- MADEIRA, J. e RIBEIRO, A. (1990) – Geodynamic models of the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184, p.405-415.
- MADUREIRA, P., MOREIRA, M., MATA, J. e ALLÉGRE, C.J. (2005) – Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 233, p. 429-440.
- MAHOOD, G.A. e BAKER, D.R. (1986) – Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 251-264.
- MALDONADO, M.L. (1711) – *Fénix Angrense*. Edição do Instituto Histórico da Ilha Terceira, Angra do Heroísmo, 1989, 2º Vol., 1123 p.
- MALIN, M.C. (1980) – Lengths of Hawaiian lava flows. *Geology*, 8, p. 306-308.
- MANGA, M., CASTRO, J., CASHMAN, K.V. e LOEWENBERG, M. (1998) – Rheology of bubble-bearing magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87, p. 15-28.
- MANLEY, C.R. (1992) – Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modelling results. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, p. 27-46.
- McBIRNEY, A.R. e MURASE, T. (1984) – Rheological properties of magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, p. 337-357.
- MELNIK, O. e SPARKS, R.S.J. (1999) – Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, 402, p. 37-41.

- MELNIK, O. e SPARKS, R.S.J. (2002a) – Dynamics of magma ascent and lava extrusion at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *In: The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.H. e Kokelaar, B.P., Eds.), Geological Society London Memoirs, p. 153-172.
- MELNIK, O. e SPARKS, R.S.J. (2002b) – Modelling of conduit flow dynamic during explosive activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *In: The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.H. e Kokelaar, B.P., Eds.), Geological Society London Memoirs, p. 307-317.
- MELNIK, O. e SPARKS, R.S.J. (2005) – Controls on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions. *J. Geophys. Res.*, 110 (B2), p. 1-21.
- MELNIK, O., BARMIN, A.A. e SPARKS, R.S.J. (2005) – Dynamics of magma flow inside volcanic conduits with bubble overpressure buildup and gas loss through permeable magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, p. 53-68.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1975) – The basalt clan. *Earth-Sci. Rev.*, 11, p. 337-364.
- MILLER, T.P. (1994) – Dome growth and destruction during the 1989-1990 eruption of Redoubt Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, p. 197-212.
- MINSTER, J.F., MINSTER, J.B., TREUIL, M. e ALLÈGRE, C.J. (1977) – Systematic use of trace element in igneous process. Part II: Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, p. 49-77.
- MIYASHIRO, A. (1978) – Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, p. 91-104.
- MONTAGNER, J.-P. e RITSEMA, J. (2001) – Interactions between ridges and plumes. *Science*, 294, p. 1472-1473.
- MUNGALL, J.E. e MARTIN, R.F. (1995) – Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terceira, Azores, and some implications for the origin of ocean-island rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, p. 43-55.
- MURRAY, J.B. e STEVENS, N.F. (2000) – New formulae for estimating lava flow volumes at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bull. Volcanol.*, 61, p. 515-526.
- NARANJO, J.A., SPARKS, R.S.J., STASIUK, M.V., MORENO, H. e ABLAY, G.J. (1992) – Morphological, structural and textural variations in the 1988-1990 andesite lava of Lonquimay Volcano, Chile. *Geol. Mag.*, 129 (6), p. 657-678.
- NAVON, O. e LYAKHOVSKY, V. (1998) – Vesiculation processes in silicic magmas. *In: The Physics of Explosive Volcanic Eruptions* (Gilbert, J.S. e Sparks, R.S.J., Eds.), Geological Society Special Publication, London, 145, p. 27-50.
- NEEDHAM, H. e FRANCHETEAU, J. (1974) – Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36° 48' north. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 22, p. 29-43.
- NEKVASIL, H., DONDOLINI, A., HORN, J., FILIBERTO, J., LONG, H. e LINDSLEY, D.H. (2004) – The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study. *J. Petrol.*, 45 (4), p. 693-721.

- NEKVASIL, H., SIMON, A. e LINDSLEY, D.H. (2000) – Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hy-normative igneous suites: insights from their feldspars. *J. Petrol.*, 41 (12), p. 1743-1757.
- NELSON, S.A. e HEGRE, J.A. (1990) – Volcan Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt. *Bull. Volcanol.*, 52, p. 186-204.
- NERI, A. e MACEDONIO, G. (1996) – Physical modelling of collapsing volcanic columns and pyroclastic flows. *In: Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards* (Scarpa, R. e Tilling, R.I., Eds.), Springer-Verlag, Berlin, p. 389-427.
- NGOUNOUNO, I., DÉRUELLE, B., MONTIGNY, R. e DEMAÏFFE, D. (2005) – Petrology and geochemistry of monchiquites from Tchircotché (Garouna rift, north Cameroon, Central Africa). *Min. and Petrol.*, 83, p. 167-190.
- NICHOLS, B.L. (1939) – Viscosity of lava. *J. Geol.*, 47, p. 290-302.
- NORINI, G., GROPELLI, G., CAPRA, L. e DE BENI, E. (2004) – Morphological analysis of Nevado de Toluca volcano (Mexico): new insights into the structure and evolution of an andesitic to dacitic stratovolcano. *Geomorphology*, 62, p. 47-61.
- NUNES, J.C. (2000) – Notas sobre a Geologia da ilha Terceira. *Açoreana*, 9 (2), p. 205-215.
- PACHECO, J.M. (2001) – *Processos associados ao desenvolvimento de erupções vulcânicas hidromagmáticas explosivas na ilha do Faial e a sua interpretação numa perspectiva de avaliação do hazard e minimização do risco*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 330 p.
- PALACIOS, T. (1985) – *Petrologia do complexo vulcânico de Lisboa*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Petrologia. Universidade de Lisboa, 252 p.
- PARK, S. e IVERSEN, J.D. (1984) – Dynamics of lava flow: thickness growth characteristics of steady two dimensional flow. *Geophys. Res. Lett.*, 11 (7), p. 641-644.
- PECCERILLO, A., BARBERIO, M.R., YIRGU, G., AYALEW, D., BARBIERI, M. e WU, T.W. (2003) – Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *J. Petrol.*, 44 (11), p. 2003-2032.
- PEITERSEN, M.N., FOOTE, M., HUMPHRIES, R., MACINNIS, C., MAZIE, I., TRUMP, D. e ZIMBELMAN, J.R. (2001) – Geomorphometric analysis of an Ascræus Mons lava flows: implications for MGS image interpretation. *Lunar Planet. Sci. Conf. Abstr.*, XXXIII, p. 1472-1473.
- PESTANA, M.H. e GAGEIRO, J.N. (1998) – *Análise de dados para ciências sociais - A complementaridade do SPSS*. Edições Sílabo, Lda., Lisboa, 478 p.
- PETERSON, D.W. e TILLING, R.I. (2000) – Lava flow hazards. *In: Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª Edição, 1417 p.
- PHILPOTTS, A.R. (1990) – *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 498 p.

- PIERI, D.C. e BALOGA, S.M. (1986) – Eruption rate, area, and length relationships for some Hawaiian lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30, p. 29-45.
- PINKERTON, H. (1987) – Factors affecting the morphology of lava flows. *Endeavour*, 11 (2), p. 73-79.
- PINKERTON, H. e SPARKS, R.S.J. (1976) – The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, p. 167-182.
- PINKERTON, H. e SPARKS, R.S.J. (1978) – Field measurements of the rheology of lava. *Nature*, 276, p. 383-384.
- PORTER, S.C. (1972) – Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 3607-3612.
- QUEIROZ, G. (1990) – *Aspectos vulcanológicos do maciço das Sete Cidades*. Tese de APCC. Universidade dos Açores, 148 p.
- QUEIROZ, G. (1997) – *Vulcão das Sete Cidades (S. Miguel, Açores) - História eruptiva e avaliação do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 226 p.
- QUEIROZ, G., GASPAR, J.L., COLE, P.D., GUEST, J.E., WALLENSTEIN, N., DUNCAN, A.M. e PACHECO, J.M. (1995) – Erupções vulcânicas no vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do Séc. XV. *Açoreana*, VIII(I), p. 159-168.
- QUEIROZ, G., GASPAR, J.L., MADEIRA, J. e ALVES, P. (2001) – EIA - Projecto geotérmico da ilha Terceira. Análise do risco sísmico. *DTC 04/CVARG/01*. Universidade dos Açores, 20 p.
- QUENTAL, L. (1999) – *Modelo para a avaliação de hazard e risco vulcânico na ilha do Fogo, Cabo Verde*. Tese de mestrado em Georrecursos. Instituto Superior Técnico, 83 p.
- QUENTAL, L. e SOARES, A. (1997) – Implementação de um modelo de simulação de fluxo de lava num Sistema de Informação Geográfica. Aplicação à erupção de 1995 da ilha do Fogo, Cabo Verde. *In: A erupção de Abril de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde*. Edição do Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa, p. 247-256.
- RIDLEY, W.I., WATKINS, N.D. e MACFARLANE, D.J. (1974) – The oceanic islands: Azores. *In: The ocean basins and margins - The North Atlantic* (Nair, E.M. e Stheli, F.G., Eds.), Plenum Press, New York, Vol. 2, 598 p.
- RODRIGUES, B., FORJAZ, V.H. e GASPAR, J.L. (1989) – A preliminary note on the geochemical evolution of volcanism in S. Miguel (Azores). *Doc. CV/INIC 07/98*, 30 p.
- RODRIGUEZ-LOUSADA, J.A. e MARTINEZ-FRIAS, J. (2004) – The felsic complex of the Vallehermoso Caldera: interior of an ancient volcanic system (La Gomera, Canary Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 137, p. 261-284.
- ROLLINSON, H.R. (1993) – *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson-Prentice Hall, Essex, 1ª Edição, 352 p.
- ROSENBAUM, M.S. (1974) – Basaltic volcanism in south-east Terceira, Azores. *Geol. Mag.*, 111 (5), p. 409-420.

- ROTH, L.E. e SAUNDERS, R.S. (1983) – Rheology of the Arsia Mons lava flows. *Lunar Planet. Sci. Conf. Abstr.*, XIV, p. 652-653.
- SAHAGIAN, D. (2005) – Volcanic eruption mechanisms: insights from intercomparison of models of conduit processes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 143, p. 1-15.
- SCAILLET, B. e MACDONALD, R. (2001) – Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *J. Petrol.*, 42 (4), p. 825-845.
- SCAILLET, B. e MACDONALD, R. (2003) – Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley. *J. Petrol.*, 44 (10), p. 1867-1894.
- SCHILLING, J.-G. (1975) – Azores mantle blob: rare-earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, p. 103-115.
- SCHMINCKE, H.-U. (1973) – Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Islands groups. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 633-648.
- SCHMINCKE, H.-U. e WEIBEL, M. (1972) – Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo, São Miguel and Terceira. *Neues Jahrb. Mineralogie Abh.*, 117, p. 253-281.
- SEARLE, R. (1980) – Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 51, p. 415-434.
- SELF, S. (1974) – *Recent volcanism on Terceira, Azores*. PhD Thesis. London University, Imperial College, 236 p.
- SELF, S. (1976) – The recent volcanology of Terceira, Azores. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 645-666.
- SELF, S. e GUNN, B.M. (1976) – Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, p. 293-313.
- SETTLE, M., (1979) – The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.*, 279, p. 1089-1107.
- SHAW, H.R. (1972) – Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272, p. 870-893.
- SHAW, H.R., WRIGHT, T.L., PECK, D.L. e OKAMURA, R. (1968) – The viscosity of basaltic magma: an analyses of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.*, 261, p. 255-264.
- SIMMONS, J., ELSWORTH, D. e VOIGHT, B. (2005) – Classification and idealized limit-equilibrium analyses of dome collapses at Soufrière Hills volcano, Montserrat, during growth of the first lava dome: November 1995-March 1998. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 139, p. 241-258.
- SPARKS, R.S.J. e PINKERTON, H. (1978) – Effect of degassing on rheology of basaltic lava. *Nature*, 276, p. 385-386.
- SPARKS, R.S.J., BURSIC, M.I., CAREY, S.N., GILBERT, J.S., GALZE, L., SIGURDSSON, H. e WOODS, A.W. (1997) – *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 574 p.

- SPARKS, R.S.J., MURPHY, M.D., LEJEUNE, A.-M. WATTS, R.B., BARCLAY, J. e YOUNG, S.R. (2000) – Control on the emplacement of the andesite lava dome of the Soufrière Hills volcano, Montserrat by degassing-induced crystallization. *Terra Nova*, 12, p. 14-20.
- SPARKS, R.S.J., PINKERTON, H. e HULME, G. (1976) – Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily. *Geology*, 4, p. 269-271.
- SPERA, F.J. (2000) – Physical properties of magmas. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª Edição, 1417 p.
- STASIUK, M.V. e JAUPART, C. (1997) – Lava flow shape and dimensions as reflection of magma system conditions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 78, p. 31-50.
- STASIUK, M.V., JAUPART, C. e SPARKS, R.S.J. (1993) – On the variations of flow rate in non-explosive lava eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, p. 505-516.
- STEVENS, N.F. (2002) – Emplacement of the large andesite lava flow in the Oturere Stream valley, Tongariro Volcano, from airborne interferometric radar. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 45, p.387-394.
- STEVENS, N.F., WADGE, G. e MURRAY, J.B. (1999) – Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: a case study at Mount Etna, Sicily. *Geomorphology*, 28, p. 251-261.
- SUN, S.-S. e MCDONOUGH, W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D. e Norry, M.J., Eds.), Geological Society Special Publication, 42, p. 313-345.
- SWANSON, D.A. e HOLCOMB, R.T. (1990) – Regularities in growth of the Mount St. Helens dacite dome, 1980-1986. In: *Lava Flows and Domes: Emplacement mechanisms and hazard implications* (Fink, J.H., Ed.), IAVCEI Proceedings in Volcanology 2, Springer-Verlag, Berlin, p. 3-24.
- SWANSON, S.E., NANEY, M.T., WESTRICH, H.R. e EICHELBERGER, J.C. (1989) – Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. *Bull. Volcanol.*, 51, p. 161-176.
- THOURET, J.-C. (1999) – Volcanic geomorphology - An overview. *Earth-Sci. Rev.*, 47, p. 95-131.
- UI, T., MATSUWO, N., SUMITA, M. e FUJINAWA, A. (1999) – Generation of block and ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, p. 123-137.
- VOGT, P.R. e JUNG, W.Y. (2004) – The Terceira Rift as hyper-slow hotspot-dominated oblique spreading axis: a comparison with other slow-spreading plate boundaries. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, p. 77-90.
- WADGE, G. (1978) – Effusion rate and the shape of aa lava flow-fields on Mount Etna. *Geology*, 6, p. 503-506.

- WADGE, G. YOUNG, P.A.V. e MCKENDRICK, I.J. (1994) – Mapping lava flow hazards using computer simulation. *J. Geophys. Res.*, 99 (B1), p. 489-504.
- WALKER, G.P.L. (1972) – Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bull. Volcanol.*, 35, p. 579-590.
- WALKER, G.P.L. (1973) – Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A-274, p. 107-118.
- WALLACE, P. e ANDERSON, A.T. (2000) – Volatiles in magmas. In: *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. e Stix, J., Eds.), Academic Press, San Diego, 1ª Edição, 1417 p.
- WALLENSTEIN, N. (1999) – *Estudo da história eruptiva recente e do comportamento eruptivo do vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores). Avaliação preliminar do hazard*. Tese de doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, 266 p.
- WESTON, F.S. (1964) – List of recorded volcanic eruptions in the Azores with brief reports. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências de Lisboa*, 10 (1), p. 3-18.
- WHITE, W.M. e SCHILLING, J.-G. (1978) – The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, p. 1501-1516.
- WHITE, W.M., HART, S.R. e SCHILLING, J.-G. (1975) – Geochemistry of the Azores and the Mid-Atlantic Ridge: 29° to 60°N. *Carnegie Institution Year Book*, p. 224-234.
- WHITE, W.M., SCHILLING, J.-G. e HART, S.R. (1976) – Evidence for the Azores mantle plume from strontium isotope geochemistry of the Central North Atlantic. *Nature*, 263, p. 259-663.
- WHITE, W.M., TAPIA, M. e SCHILLING, J.-G. (1979) – The petrology and geochemistry of the Azores Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p. 201-213.
- WIDOM, E. e SHIREY, S.B. (1996) – Os isotope systematics in the Azores: implications for mantle plume sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, p. 451-465.
- WIDOM, E., CARLSON, R.W., GILL, J.B. e SCHMINCKE, H.-U. (1997) – Th-Sr-Nd-Pb isotope and trace element evidence for the origin of the São Miguel, Azores, enriched mantle source. *Chemical Geology*, 149, p. 49-68.
- WILLIAMS, H. e MCBIRNEY, A.R. (1979) – *Volcanology*. Freeman Cooper, San Francisco, 397 p.
- WILSON, L. e HEAD, J.M. (2003) – Lunar Gruithuisen and Marian domes: rheology and mode of emplacement. *J. Geophys. Res.*, 108 (E2), p. 5012-5018.
- WILSON, M. (1989) – *Igneous Petrology. A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- WOHLETZ, K. (2005) – *KWare MAGMA freeware (versão 2.46.0111)*. University of California, Los Alamos Laboratory. Disponível em <http://www.ees1.lanl.gov/Wohletz/Magma.htm>.
- WOLFRAM, S. (1984) – Cellular automata as models of complexity. *Nature*, 311, p. 419-424.

- WOOD, C.A. (1980) – Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 387-413.
- WRIGHT, R., BLAKE, S., HARRIS, A.J.L. e ROTHERY, D.A. (2001) – A simple explanation for the space-based calculation of lava eruption rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, p. 223-233.
- YOUNG, P.A.V. e WADGE, G. (1990) – FLOWFRONT: simulation of a lava flow. *Comput. Geosci.*, 16 (8), p. 1171-1191.
- ZAR, J.H. (1974) – *Biostatistical Analysis*. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 4ª Edição, 664 p.
- ZBYSZEWSKI, G. (1968) – Levantamentos geológicos da ilha Terceira (Açores). *Mem. da Academia das Ciências de Lisboa, Classe de Ciências*, T. XII, p. 185-199.
- ZBYSZEWSKI, G., MEDEIROS, A.C., FERREIRA, O.V. e ASSUNÇÃO, C.T. (1971) – *Carta geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha da ilha Terceira*. Serv. Geol. de Portugal, 43 p.
- ZHANG, Y.-S. e TANIMOTO, T. (1992) – Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps. *Nature*, 335, p. 45-49.
- ZIMBELMAN, J.R. (1985) – Estimates of rheologic properties for flows on the Martian volcano Ascaeus Mons. *J. Geophys. Res.*, 90, p. D157-D162.

ADRIANO HENRIQUE GONÇALVES PIMENTEL

**DOMOS E *COULÉES* DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO
PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO**

ANEXOS



DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES
2006

ANEXO I – GLOSSÁRIO DE SÍMBOLOS

Os seguintes símbolos foram utilizados ao longo do presente trabalho:

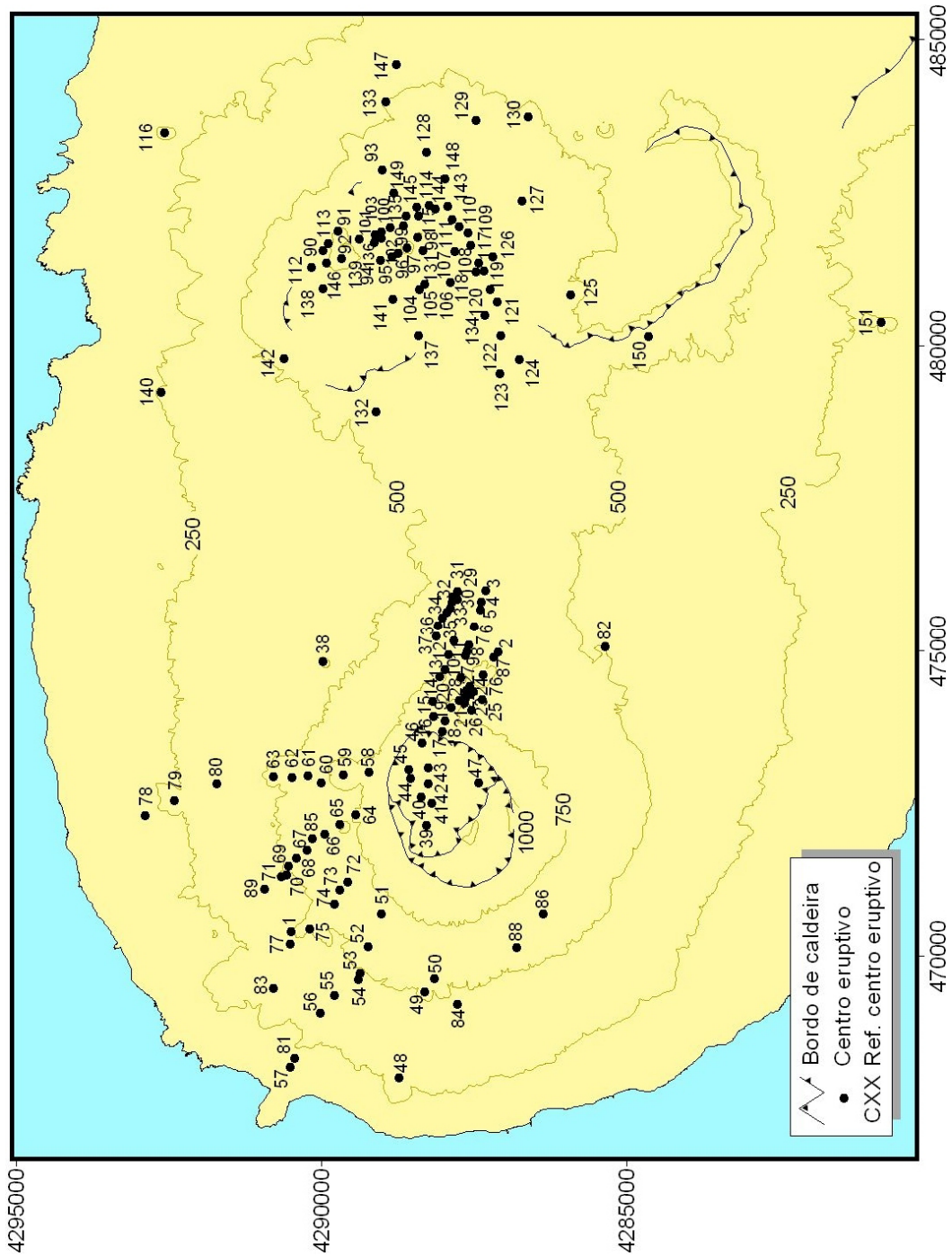
Símbolo	Significado	Unidade
α	Ângulo de declive do terreno (da superfície de fluxo)	$^{\circ}$
ρ	Densidade da lava	kg/m^3
λ	Factor de forma	-
ϕ	Fracção de sólidos suspensos	% vol.
μ	Viscosidade do magma	Pa.s
μ'	Viscosidade do líquido magmático	Pa.s
μ_0	Viscosidade inicial da lava	Pa.s
μ_a	Viscosidade aparente da lava	Pa.s
τ_0	Tensão de cedência da lava	Pa
σ_1	Tensão compressiva máxima	-
A	Constante dependente da difusividade térmica da lava	s/m^2
A_p	Área planimétrica da lava	m^2
B	Constante pré-exponencial da função viscosidade	Pa
C	Constante de forma do domo	-
CE	Centro eruptivo	-
D_d	Diâmetro basal do domo	m
E	Energia de activação do fluxo viscoso	J/mol
g	Aceleração da gravidade	m/s^2
h/v	Coefficiente de aspecto	-
H_d	Altura do domo	m
k	Constante de decaimento da câmara magmática	s
L_c	Comprimento da <i>coulée</i>	m
l_c	Distância percorrida pela lava	m
n	Expoente da função viscosidade	-
P	Pressão	MPa
ΔP	Sobrepessão da câmara magmática	MPa
Q_0	Taxa de efusão inicial	m^3/s
R	Constante dos gases ideais	J/mol K
r	Raio da conduta vulcânica	m
R^2	Coefficiente de correlação	-
R_d	Raio basal do domo	m
R_s	Constante dependente da razão volumétrica dos sólidos à máxima compactação	-

Símbolos utilizados ao longo do presente trabalho (Continuação):

Símbolo	Significado	Unidade
T	Temperatura	K
t	Tempo	s
T_c	Espessura da <i>coulée</i>	m
t_c	Espessura da lava	m
V	Volume de lava	m ³
V_t	Volume total	m ³
W_0	Largura inicial da abertura da fonte eruptiva	m
W_c	Largura da <i>coulée</i>	m
w_c	Largura da lava	m
X	Constante dependente do quimismo do líquido magmático	Pa.s
z	Profundidade (da câmara magmática)	m

ANEXO II – CENTROS ERUPTIVOS

II.1 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS CENTROS ERUPTIVOS



II.2 – LISTAGEM DOS CENTROS ERUPTIVOS

Coordenadas U.T.M. (zona 26S).

Referência	Sistema Vulcânico	M	P
C1	Santa Bárbara	470410	4290492
C2	Santa Bárbara	474979	4287100
C3	Santa Bárbara	475995	4287310
C4	Santa Bárbara	475804	4287374
C5	Santa Bárbara	475676	4287385
C6	Santa Bárbara	475399	4287489
C7	Santa Bárbara	475104	4287576
C8	Santa Bárbara	474999	4287608
C9	Santa Bárbara	474935	4287635
C10	Santa Bárbara	474562	4287711
C11	Santa Bárbara	475170	4287825
C12	Santa Bárbara	474949	4287914
C13	Santa Bárbara	474703	4287974
C14	Santa Bárbara	474585	4288063
C15	Santa Bárbara	474171	4288173
C16	Santa Bárbara	473930	4288165
C17	Santa Bárbara	473675	4288015
C18	Santa Bárbara	473852	4287968
C19	Santa Bárbara	474068	4287872
C20	Santa Bárbara	474185	4287734
C21	Santa Bárbara	474148	4287657
C22	Santa Bárbara	474225	4287632
C23	Santa Bárbara	474284	4287569
C24	Santa Bárbara	474330	4287506
C25	Santa Bárbara	474205	4287366
C26	Santa Bárbara	474029	4287541
C27	Santa Bárbara	474419	4287560
C28	Santa Bárbara	474343	4287624
C29	Santa Bárbara	475984	4287774
C30	Santa Bárbara	475860	4287763
C31	Santa Bárbara	475899	4287844
C32	Santa Bárbara	475804	4287858
C33	Santa Bárbara	475717	4287890

Referência	Sistema Vulcânico	M	P
C34	Santa Bárbara	475638	4287941
C35	Santa Bárbara	475544	4288017
C36	Santa Bárbara	475418	4288083
C37	Santa Bárbara	475240	4288120
C38	Santa Bárbara	474820	4289965
C39	Santa Bárbara	472153	4288275
C40	Santa Bárbara	472607	4288366
C41	Santa Bárbara	472511	4288185
C42	Santa Bárbara	472821	4288242
C43	Santa Bárbara	473086	4288243
C44	Santa Bárbara	472912	4288531
C45	Santa Bárbara	473057	4288560
C46	Santa Bárbara	473488	4288350
C47	Santa Bárbara	472844	4287413
C48	Santa Bárbara	468012	4288726
C49	Santa Bárbara	469419	4288299
C50	Santa Bárbara	469641	4288140
C51	Santa Bárbara	470698	4289009
C52	Santa Bárbara	470165	4289236
C53	Santa Bárbara	469733	4289354
C54	Santa Bárbara	469621	4289394
C55	Santa Bárbara	469366	4289774
C56	Santa Bárbara	469069	4290010
C57	Santa Bárbara	468193	4290501
C58	Santa Bárbara	473018	4289216
C59	Santa Bárbara	472979	4289642
C60	Santa Bárbara	472848	4289997
C61	Santa Bárbara	472962	4290215
C62	Santa Bárbara	472931	4290470
C63	Santa Bárbara	472938	4290782
C64	Santa Bárbara	472321	4289433
C65	Santa Bárbara	472157	4289701
C66	Santa Bárbara	471998	4289942

Listagem dos centros eruptivos (Continuação).
Coordenadas U.T.M. (zona 26S).

Referência	Sistema Vulcânico	M	P
C67	Santa Bárbara	471744	4290230
C68	Santa Bárbara	471607	4290408
C69	Santa Bárbara	471476	4290541
C70	Santa Bárbara	471338	4290569
C71	Santa Bárbara	471309	4290647
C72	Santa Bárbara	471222	4289563
C73	Santa Bárbara	471085	4289691
C74	Santa Bárbara	470853	4289777
C75	Santa Bárbara	470446	4290191
C76	Santa Bárbara	474610	4287346
C77	Santa Bárbara	470211	4290500
C78	Santa Bárbara	472304	4292886
C79	Santa Bárbara	472546	4292399
C80	Santa Bárbara	472832	4291708
C81	Santa Bárbara	468341	4290437
C82	Santa Bárbara	475078	4285344
C83	Santa Bárbara	469478	4290785
C84	Santa Bárbara	469219	4287770
C85	Santa Bárbara	471923	4290146
C86	Santa Bárbara	470696	4286368
C87	Santa Bárbara	474898	4287172
C88	Santa Bárbara	470152	4286801
C89	Santa Bárbara	471107	4290928
C90	Pico Alto	481557	4289966
C91	Pico Alto	481874	4289725
C92	Pico Alto	481745	4289381
C93	Pico Alto	482886	4288996
C94	Pico Alto	481404	4289034
C95	Pico Alto	481467	4288836
C96	Pico Alto	481525	4288742
C97	Pico Alto	481604	4288591
C98	Pico Alto	481781	4288425
C99	Pico Alto	481973	4288647
C100	Pico Alto	481938	4288865

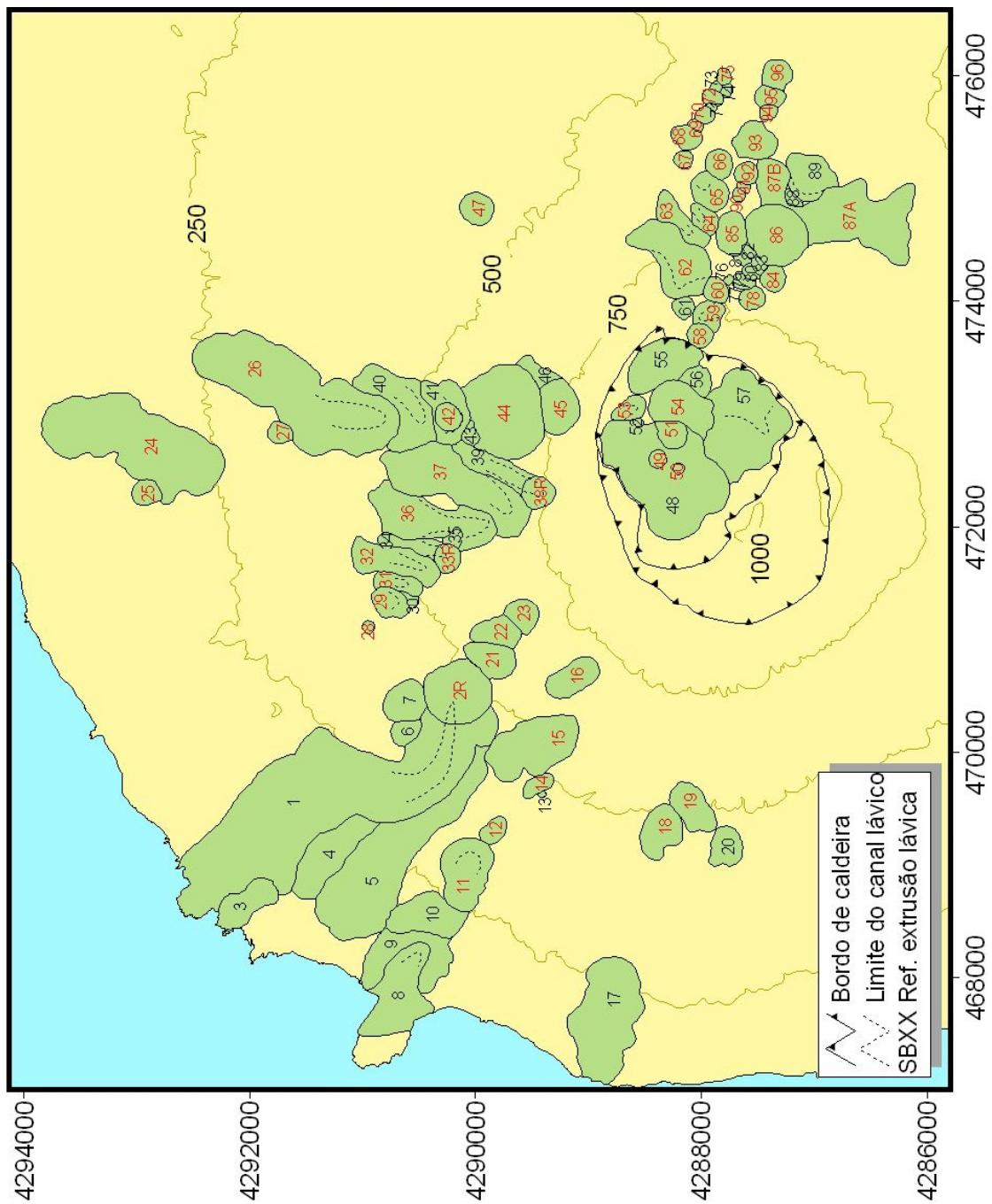
Referência	Sistema Vulcânico	M	P
C101	Pico Alto	481820	4289110
C102	Pico Alto	481767	4289008
C103	Pico Alto	481870	4289006
C104	Pico Alto	480922	4288397
C105	Pico Alto	481013	4288302
C106	Pico Alto	481048	4287885
C107	Pico Alto	481548	4287805
C108	Pico Alto	481644	4287548
C109	Pico Alto	481847	4287596
C110	Pico Alto	481960	4287734
C111	Pico Alto	482070	4287851
C112	Pico Alto	481281	4290159
C113	Pico Alto	481680	4289883
C114	Pico Alto	482305	4288238
C115	Pico Alto	482122	4288411
C116	Pico Alto	483485	4292559
C117	Pico Alto	481366	4287425
C118	Pico Alto	481219	4287468
C119	Pico Alto	481224	4287336
C120	Pico Alto	480927	4287239
C121	Pico Alto	480727	4287116
C122	Pico Alto	480170	4287063
C123	Pico Alto	479549	4287069
C124	Pico Alto	479786	4286759
C125	Pico Alto	480838	4285909
C126	Pico Alto	481460	4287191
C127	Pico Alto	482377	4286716
C128	Pico Alto	483163	4288274
C129	Pico Alto	483688	4287462
C130	Pico Alto	483751	4286616
C131	Pico Alto	481562	4288340
C132	Pico Alto	478928	4289107
C133	Pico Alto	483998	4288935
C134	Pico Alto	480501	4287318

Listagem dos centros eruptivos (Continuação).
Coordenadas U.T.M. (zona 26S).

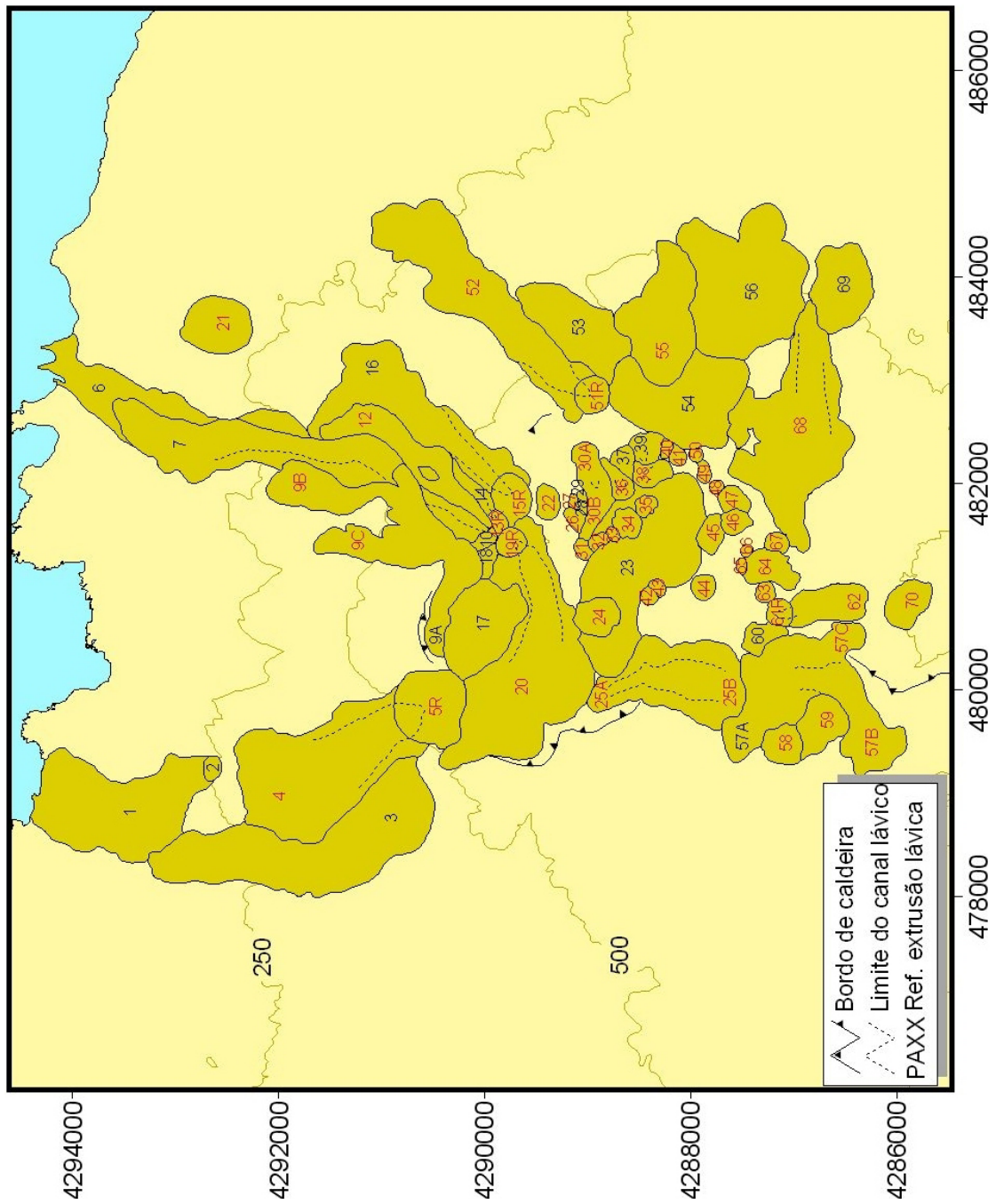
Referência	Sistema Vulcânico	M	P
C135	Pico Alto	482124	4288605
C136	Pico Alto	481695	4289123
C137	Pico Alto	480177	4288399
C138	Pico Alto	480937	4289977
C139	Pico Alto	481434	4289670
C140	Pico Alto	479239	4292623
C141	Pico Alto	480769	4288828
C142	Pico Alto	479790	4290610
C143	Pico Alto	482291	4287923
C144	Pico Alto	482243	4288123
C145	Pico Alto	482276	4288432
C146	Pico Alto	481363	4289907
C147	Pico Alto	484599	4288773
C148	Pico Alto	482732	4287968
C149	Pico Alto	482509	4288808
C150	Guilherme Moniz	480162	4284644
C151	Guilherme Moniz	480391	4280831

ANEXO III – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

III.1 – MAPA DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.) DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA



III.2 – MAPA DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.) DO VULCÃO DO PICO ALTO



III.3 – LISTAGEM DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DAS LAVAS TRAQUÍTICAS (S.L.)

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 m^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 m^3$)	α ($^\circ$)
SB1	Carneiro A	C75			214					626		84	183	7,2
SB2R	Pico do Carneiro	C75	6	Domo	27	610	305	17,5			100		13,5	13,1
SB3	Carneiro C	C75			14,2									
SB4	Mata da Serreta	C83			25									
SB5	Carneiro B	C75			77,4									
SB6	Carneiro Norte A	C77			4,7	235	117,5	10,8			74			10,1
SB7	Carneiro Norte B	C1			11,3	380	190	13,8			76			10,1
SB8	Farol da Serreta I A	C57			31,2									
SB9	Farol da Serreta I B	C57			23,2									
SB10	Farol da Serreta II	C81			19,4									
SB11	Rossa do Couto I	C56	20	Coulée	23,1				650	382		28	5,4	12,6
SB12	Rossa do Couto II	C55	9	Coulée	4,2				283	160		27	1,1	10,2
SB13	Negrão D	C54			0,3									
SB14	Negrão C	C53	15	Coulée	3,8				320	129		15	0,6	13,2
SB15	Negrão A	C52	30	Coulée	33,3				885	419		22	7,2	11,3
SB16	Negrão B	C51	24	Coulée	11,2				515	224		16	1,8	14,9
SB17	Serreta	C48			51,3					505		67	32,6	10,5
SB18	Mato I A	C49	13	Coulée	13,3				515	303		32	4,2	9,8
SB19	Mato I B	C50	26	Coulée	12,1				520	271		15	1,8	8,4

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 \text{m}^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 \text{m}^3$)	α ($^\circ$)
SB20	Mato C	C84			8,4									
SB21	Rocha da Lapa A	C74	11	Coulée	11				492	252		34	3,8	12,2
SB22	Rocha da Lapa B	C73	11	Coulée	9,1				465	220		32	3	11,6
SB23	Rocha da Lapa C	C72	7	Domo	6,7	290	145	12			43		1,4	18,4
SB24	Alto do Raminho A	C79	29	Coulée	87,2				1660	548		36	29	5,9
SB25	Alto do Raminho B	C78	6	Domo	4,7	250	125	11,2			43		1	6,1
SB26	Biscoito das Cales A	C63	19	Coulée	101,7				1935	543		60	60,6	6,7
SB27	Biscoito das Cales B	C80	4	Domo	3,4	212	106	10,3			51		0,9	7,6
SB28	Domo NW Ponta da Serra	C89	6	Domo	1	115	57,5	7,6			18		0,1	11,3
SB29	Ponta da Serra A	C71	4	Domo	7,4	325	162,5	12,7			71		2,6	7,4
SB30	Ponta da Serra B	C70			1,3									
SB31	Ponta da Serra C	C69	11	Coulée	6,1				445	140		25	1,5	10,1
SB32	Ponta da Serra D	C68	14	Coulée	19,1				800	249		35	6,3	8,5
SB33R	Ponta da Serra E	C67	7	Domo	4,8	258	129	11,4			35		0,8	9,4
SB34	Ponta da Serra F	C67			7,3				645	138		15	1,1	9,6
SB35	Ponta da Serra G	C85			1,9									
SB36	Ponta da Serra H	C66	22	Coulée	35,3				1190	355		30	9,3	11,7
SB37	Ponta da Serra I	C65	24	Coulée	50,2				1420	265		34	16,4	10,2
SB38R	Ponta da Serra J	C64	7	Domo	6,6	293	146,5	12,1			41		1,4	11,9

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4$ m ²)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6$ m ³)	α (°)
SB39	Ponta da Serra K	C64			15				915	186		10	2,1	13,2
SB40	Rachado A	C62			27				910	267		48		7,1
SB41	Rachado B	C61			17,2				620	302		36		7,5
SB42	Rachado C	C61	5	Domo	4,7	245	122,5	11,1			53		1,2	3,7
SB43	Rachado D	C60			2,2									
SB44	Pico Rachado	C59	4	Domo	46,2	745	372,5	19,3			183		42,2	13,8
SB45	Rachado E	C58	5	Domo	13,5	417	208,5	14,4			83		5,6	11,5
SB46	Rachado F	C58			4,6				330	142		24		16,8
SB47	Domo N Ponte Velha	C38	7	Domo	6,9	293	146,5	12,1			41		1,4	4
SB48	Caldeira Norte A	C39			80									
SB49	Caldeira Norte B	C40	6	Domo	2	159	79,5	8,9			29		0,3	1,5
SB50	Caldeira Norte C	C41	7	Domo	0,8	100	50	7,1			14		0,1	1,5
SB51	Morro Alto	C42	7	Domo	5,5	258	129	11,4			37		1	3,8
SB52	Caldeira Norte D	C44			0,6	92	46	6,8			20			23,4
SB53	Caldeira Norte E	C45	11	Coulée	4,9				335	157		23	1,1	7,8
SB54	Morro Grande A	C43	14	Coulée	19				600	343		36	6,2	1,8
SB55	Claireira da Lomba	C46			21,3									
SB56	Morro Grande B	C43			5									
SB57	Caldeira Sul	C47			50,5									

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A _p (x10 ⁴ m ²)	D _d (m)	R _d (m)	R _d ^{1/2} (m)	L _c (m)	W _c (m)	H _d (m)	T _c (m)	V _t (x10 ⁶ m ³)	α (°)
SB58	Lomba Rachada A	C17	7	Domo	3,9	225	112,5	10,6			34		0,7	20,7
SB59	Lomba Rachada B	C18	6	Domo	5,5	268	134	11,6			45		1,2	14,5
SB60	Lomba Rachada C	C19	6	Domo	4	235	117,5	10,8			41		0,8	8
SB61	Lombas Carecas A	C16			3				280	157		13		14,9
SB62	Lombas Carecas B	C15	20	Coulée	29,4				770	363		30	7,6	17,8
SB63	Lombas Carecas C	C14	12	Coulée	9,6				620	167		28	2,7	9,1
SB64	Lombas Carecas D	C13	5	Domo	4,7	245	122,5	11,1			46		1,1	8,5
SB65	Lomba Redonda	C12	6	Domo	8,7	323	161,5	12,7			52		2,3	7,9
SB66	Lomba Queimada	C11	5	Domo	5	250	125	11,2			51		1,3	10,9
SB67	Lombinhas A	C37	6	Domo	2,1	165	82,5	9,1			28		0,3	22,4
SB68	Lombinhas B	C36	6	Domo	4,4	235	117,5	10,8			39		0,9	31,1
SB69	Lombinhas C	C35	4	Domo	1,1	118	59	7,7			32		0,2	9,4
SB70	Lombinhas D	C34	7	Domo	2	163	81,5	9			24		0,2	7,4
SB71	Lombinhas E	C33			0,4	80	40	6,3			20			6,6
SB72	Lombinhas F	C32	5	Domo	2,1	155	77,5	8,8			32		0,3	6,7
SB73	Lombinhas G	C31			0,7	125	62,5	7,9			20			4,6
SB74	Lombinhas H	C30			1	93	46,5	6,8			30			4,6
SB75	Lombinhas I	C29	6	Domo	1,6	140	70	8,4			24		0,2	3,7
SB76	Domo SE Lomba Rachada C	C20			0,6	83	41,5	6,4			11			12,1

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 m^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 m^3$)	α ($^\circ$)
SB77	Domo NW da Lomba (A)	C21			0,8									
SB78	Domo NW Lomba do Dias	C26	7	Domo	3,4	213	106,5	10,3			31		0,6	8,5
SB79	Domo NW da Lomba (B)	C22			1,3									
SB80	Domo NW da Lomba (C)	C23			1,5									
SB81	Domo NW da Lomba (D)	C28			1,2									
SB82	Domo NW da Lomba (E)	C27			1									
SB83	Domo NW da Lomba (F)	C24			1,5									
SB84	Lomba do Dias	C25	4	Domo	4,1	235	117,5	10,8			61		1,2	5,4
SB85	Lomba da Rocha	C10	6	Domo	8,6	330	165	12,8			59		2,5	5,4
SB86R	Lomba	C76	5	Domo	23,6	545	272,5	16,5			109		12,9	6,7
SB87A	Lomba Sul	C76	12	Coulée	56,8				1430	503		70	35,6	6,2
SB87B	Lomba Norte	C76	9	Coulée	14,6				740	258		50	7,3	4,7
SB88	Domo SE da Lomba (A)	C87			1,5									
SB89	Domo SE da Lomba (B)	C2			14,2	423	211,5	14,5			48			6,9
SB90	Três Irmãs A	C9	4	Domo	1,1	125	62,5	7,9			28		0,2	7,2
SB91	Três Irmãs B	C8	5	Domo	0,7	93	46,5	6,8			20		0,1	7,2
SB92	Três Irmãs C	C7	7	Domo	3,4	203	101,5	10,1			30		0,5	7,2
SB93	Mistérios Negros A	C6	8	Domo	10,1	368	184	13,6			43		2,2	6,2
SB94	Mistérios Negros B	C5	6	Domo	1,8	153	76,5	8,7			25		0,2	2,7

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 m^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 m^3$)	α ($^\circ$)
SB95	Mistérios Negros C	C4	6	Domo	4	215	107,5	10,4			38		0,8	2,7
SB96	Mistérios Negros D	C3	5	Domo	5,7	263	131,5	11,5			51		1,4	2,7
PA1	Biscoito Bravo	C140			122,5					615		36		3,5
PA2	Santa Cruz	C140			3,5	213	106,5	10,3			42			18,4
PA3	Pardelas B	C142			165,4				2810	678		36		6,5
PA4	Pardelas A	C142	21	Coulée	162,4				2075	900		70	107,1	4,7
PA5R	Pico das Pardelas	C142	6	Domo	43,1	800	400	20			119		25,6	7,9
PA6	Lagoa A	C90			49,4									
PA7	Biscoito das Calmeiras A	C90			114,3									
PA8	Lagoa B	C90			10,4									
PA9A	Lavaçal I A	C112			28				1110	246		40		6,9
PA9B	Lavaçal I B	C112	44	Coulée	60,5				1895	331		20	9,6	11,2
PA9C	Lavaçal I C	C112	45	Coulée	36,6				1335	308		15	5,5	15,8
PA10	Pico Alto III A	C90			3,1									
PA11	Biscoito das Calmeiras B	C90			14,1									
PA12	Brejo	C90	48	Coulée	46,7				1920	240		16	7,5	11,2
PA13R	Pico Alto III B	C113	7	Domo	3	190	95	9,7			27		0,4	2,2
PA14	Pico Alto III C	C113			7,6									
PA15R	Pico Alto	C91	5	Domo	14,1	450	225	15			89		6,3	11,1

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 \text{m}^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 \text{m}^3$)	α ($^\circ$)
PA16	Assopre	C91			98,2				2175	556		53		8,2
PA17	Lavaçal II	C138			53,1				1070	593		20		
PA18	Pico Alto II A	C146			4,2				380	140				
PA19R	Azinhal A	C139	8	Domo	6,6	283	141,5	11,9			39		0,9	4,6
PA20	Azinhal B	C139	42	Coulée	170,9				2800	764		35	57,2	4,1
PA21	Pico dos Loiros	C116	7	Domo	30,4	630	315	17,7			89		13,5	7,6
PA22	Pico Alto II B	C92	4	Domo	6,7	285	142,5	11,9			65		2,2	11,3
PA23	Biscoito Rachado	C131			130,7				2140	766		60		2,4
PA24	Criação da Rocha	C141	7	Domo	13,5	425	212,5	14,6			59		3,9	9,1
PA25A	Coulée S do Juncal (A)	C137	14	Coulée	21,6				690	311		38	10,3	2,6
PA25B	Coulée S do Juncal (B)	C137	17	Coulée	65				1020	718		52	35,7	0,5
PA26	Biscoito Rachado II A	C136	6	Domo	3,4	193	96,5	9,8			35		0,6	16,1
PA27	Biscoito Rachado II B	C101	4	Domo	1,2	115	57,5	7,6			35		0,2	15,1
PA28	Biscoito Rachado II C	C102			0,9									
PA29	Biscoito Rachado II D	C103			0,9									
PA30A	Biscoito Rachado II E	C100	27	Coulée	13				510	268		15	2	12,3
PA30B	Biscoito Rachado II F	C100	22	Coulée	8,6				515	183		15	1,3	8,7
PA31	Biscoito Rachado I A	C94	5	Domo	2,8	178	89	9,4			41		0,6	19,1
PA32	Biscoito Rachado I B	C95	9	Coulée	2,4				214	110		20	0,5	18,4

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 m^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 m^3$)	α ($^\circ$)
PA33	Biscoito Rachado I C	C96	4	Domo	1,4	125	62,5	7,9			32		0,2	0,2
PA34	Biscoito Rachado I D	C97	4	Domo	6,5	278	139	11,8			66		2,2	0,2
PA35	Biscoito Rachado I E	C98	5	Domo	3,5	225	112,5	10,6			41		0,7	0,2
PA36	Biscoito Rachado II G	C99	17	Coulée	6,7				470	151		17	1,1	10,2
PA37	Biscoito Rachado II H	C135			5,2									
PA38	Biscoito Rachado II I	C115	10	Coulée	8				400	220		33	2,6	5,4
PA39	Biscoito Rachado II J	C145			8									
PA40	Biscoito Rachado II K	C114	10	Coulée	1,8				190	110		15	0,3	17,4
PA41	Biscoito Rachado II L	C144	6	Domo	2,5	185	92,5	9,6			32		0,4	16,8
PA42	Domo W Bis. Rachado (A)	C104	4	Domo	2,2	166	83	9,1			43		0,5	0,5
PA43	Domo W Bis. Rachado (B)	C105	4	Domo	1,9	148	74	8,6			40		0,4	0,5
PA44	Domo SW Bis. Rachado	C106	6	Domo	4,8	253	126,5	11,2			45		1,1	6,9
PA45	Domo S Bis. Rachado (A)	C107	7	Domo	7,4	323	161,5	12,7			45		1,7	3,8
PA46	Domo S Bis. Rachado (B)	C108	5	Domo	5,7	270	135	11,6			55		1,6	1,5
PA47	Domo S Bis. Rachado (C)	C109	8	Domo	6,1	289	144,5	12			35		1,1	1,6
PA48	Domo S Bis. Rachado (D)	C110	4	Domo	1,4	135	67,5	8,2			32		0,2	6,3
PA49	Coulée W Caldeira Este (A)	C111	12	Coulée	2,4				225	118		15	0,4	2
PA50	Domo W Caldeira Este (B)	C143	5	Domo	1,5	143	71,5	8,6			26		0,2	0,3
PA51R	Aguaiva A	C93	6	Domo	10,1	368	184	13,6			61		3,1	5,9

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 \text{m}^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 \text{m}^3$)	α ($^\circ$)
PA52	Agualva B	C93	26	Coulée	137				2815	526		50	64,8	9,8
PA53	Caldeira Este B	C148			55,6									
PA54	Caldeira Este A	C148			84,7									
PA55	Quinta da Madalena	C128	23	Coulée	70,4				1410	533		42	27,9	7,9
PA56	Boi	C129			132,9									
PA57A	Enxofre A	C122			41,3				900	498		40		2,1
PA57B	Enxofre B	C122	37	Coulée	55,6				1465	384		23	13,8	1,9
PA57C	Enxofre C	C122	22	Coulée	30,5				1050	305		28	9,2	3,1
PA58	Gaihardo B	C123	6	Domo	12,3	422	211	14,5			69		4,3	0,6
PA59	Gaihardo A	C124	7	Domo	20,6	510	255	16			73		7,5	0,4
PA60	Cavacas II	C134			8,7									
PA61R	Cavacas I A	C121	7	Domo	5,7	288	144	12			41		1,2	9,7
PA62	Cavacas I B	C121	39	Coulée	26,5				925	314		15	4	4,6
PA63	Domo NE de Cavacas I	C120	5	Domo	3,2	190	95	9,7			38		0,6	6
PA64	Coulée W da Terra Brava	C119	17	Coulée	14,9				585	282		25	4,9	7,4
PA65	Domo W Terra Brava (A)	C118	5	Domo	1,3	138	69	8,3			25		0,2	8,4
PA66	Domo W Terra Brava (B)	C117	5	Domo	1,1	125	62,5	7,9			25		0,1	8,6
PA67	Domo W Terra Brava (C)	C126	4	Domo	3,7	208	104	10,2			60		1,2	14,9
PA68	Terra Brava	C127	28	Coulée	146,8				2450	530		48	64,8	1,1

Listagem dos parâmetros morfométricos das lavas traquíticas (s.l.) (Continuação).

Ref.	Nome	CE	h/v	Tipo	A_p ($\times 10^4 \text{m}^2$)	D_d (m)	R_d (m)	$R_d^{1/2}$ (m)	L_c (m)	W_c (m)	H_d (m)	T_c (m)	V_t ($\times 10^6 \text{m}^3$)	α ($^\circ$)
PA69	Cravos	C130			40,4									
PA70	Pico do Alpanaque	C125	11	Coulée	15,9				560	350		41	6,4	1,6

Legenda:

Ref. - Referência da extrusão lávica;

CE - Referência do centro eruptivo associado;

h/v - Coeficiente de aspecto (Walker, 1973).

ANEXO IV – TESTE DE KOLMOGOROV-SMIRNOV

IV.1 – TESTE À NORMALIDADE (DOMOS)

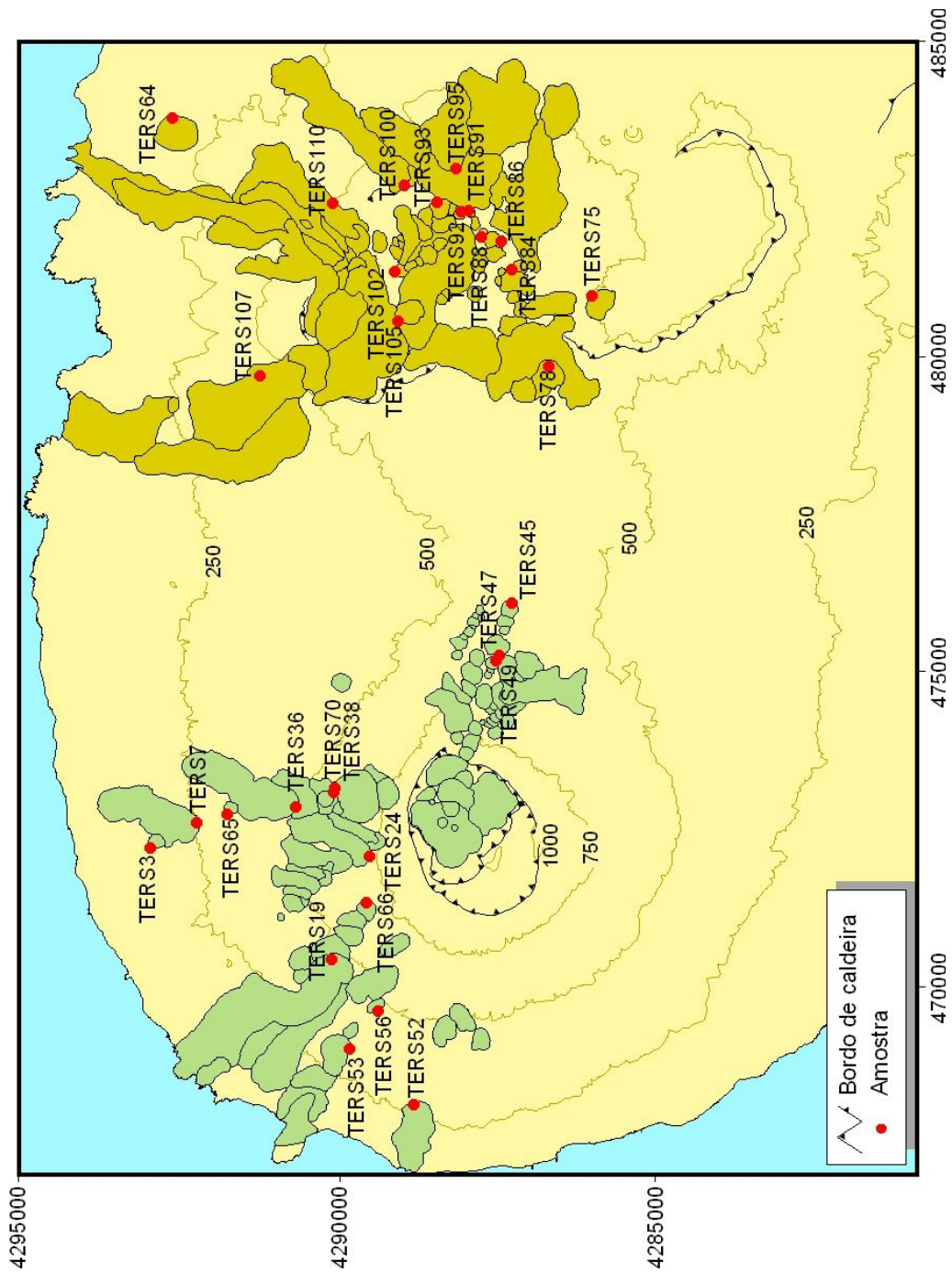
Teste à Normalidade				
		Kolmogorov-Smirnov(a)		
		Estatística	Graus Liberdade	Significância
R_d/H_d	Pico Alto	0,150	30	0,084
	Santa Bárbara	0,113	38	0,200(*)
(a) Correção de significância de Lilliefors				
(*) Limite inferior da verdadeira significância				

IV.2 – TESTE À NORMALIDADE (COULÉES)

Teste à Normalidade				
		Kolmogorov-Smirnov(a)		
		Estatística	Graus Liberdade	Significância
L_c/W_c	Pico Alto	0,153	22	0,200
	Santa Bárbara	0,243	21	0,002
(a) Correção de significância de Lilliefors				

ANEXO V – AMOSTRAGEM

V.1 – MAPA DE AMOSTRAGEM



V.2 – COORDENADAS DAS AMOSTRAS

Coordenadas U.T.M. (zona 26S).

Ref.	M	P	Sistema Vulcânico	Ref. Estrutura	Nome	Tipo
TERS3	472208	4292973	Santa Bárbara	SB25	Alto do Raminho B	Domo
TERS7	472604	4292241	Santa Bárbara	SB24	Alto do Raminho A	Coulée
TERS19	470445	4290111	Santa Bárbara	SB1	Carneiro A	Coulée
TERS24	472077	4289513	Santa Bárbara	SB37	Ponta da Serra I	Coulée
TERS36	472863	4290682	Santa Bárbara	SB26	Biscoito das Cales A	Coulée
TERS38	473156	4290070	Santa Bárbara	SB44	Pico Rachado	Domo
TERS45	476120	4287254	Santa Bárbara	SB96	Mistérios Negros D	Domo
TERS47	475262	4287463	Santa Bárbara	SB93	Mistérios Negros A	Domo
TERS49	475172	4287505	Santa Bárbara	SB92	Três Irmãs C	Domo
TERS52	468137	4288802	Santa Bárbara	SB17	Serreta	Coulée
TERS53	469023	4289826	Santa Bárbara	SB11	Rossa do Couto I	Coulée
TERS56	469616	4289370	Santa Bárbara	SB13	Negrão D	Domo
TERS64	483805	4292638	Pico Alto	PA21	Pico dos Loiros	Domo
TERS65	472751	4291769	Santa Bárbara	SB27	Biscoito das Cales B	Domo
TERS66	471341	4289561	Santa Bárbara	SB23	Rocha da Lapa C	Domo
TERS70	473088	4290079	Santa Bárbara	SB41	Rachado B	Coulée
TERS75	480979	4285997	Pico Alto	PA70	Pico do Alpanaque	Coulée
TERS78	479871	4286676	Pico Alto	PA59	Galhardo A	Domo
TERS84	481395	4287256	Pico Alto	PA67	Domo W Terra Brava (C)	Domo
TERS86	481852	4287434	Pico Alto	PA47	Domo S Bis. Rachado (C)	Domo
TERS88	481912	4287740	Pico Alto	PA48	Domo S Bis. Rachado (D)	Domo
TERS91	482331	4287935	Pico Alto	PA50	Domo W Caldeira Este (B)	Domo
TERS92	482314	4288054	Pico Alto	PA41	Biscoito Rachado II L	Domo
TERS93	482463	4288443	Pico Alto	PA39	Biscoito Rachado II J	Coulée
TERS95	482998	4288145	Pico Alto	PA55	Quinta da Madalena	Coulée
TERS100	482727	4288953	Pico Alto	PA51	Agualva A	Domo
TERS102	481373	4289115	Pico Alto	PA31	Biscoito Rachado I A	Domo
TERS105	480585	4289060	Pico Alto	PA24	Criação da Rocha	Domo
TERS107	479717	4291240	Pico Alto	PA04	Pardelas A	Coulée
TERS110	482453	4290097	Pico Alto	PA16	Assopre	Coulée

ANEXO VI – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO

VI.1 – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

Ref.	Fenocristais	Microfenocristais	Matriz	Textura	Classificação
TERS3	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena (rara) Óxidos	Feldspato Óxidos Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico
TERS7	Feldspato alcalino	Feldspato alcalino Piroxena (rara)	Feldspato Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico
TERS19	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena Óxidos	Feldspato Piroxena Óxidos Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico
TERS24	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Olivina Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena (rara) Olivina Óxidos	Feldspato Piroxena (rara) Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Traquito
TERS36	Feldspato alcalino Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena (rara)	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Traquítica	Comendito
TERS38	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Comendito
TERS45	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena (rara) Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico

**Descrição petrográfica e classificação de amostras do Vulcão de Santa Bárbara
(Continuação).**

Ref.	Fenocristais	Microfenocristais	Matriz	Textura	Classificação
TERS47	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico
TERS49	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Olivina Óxidos Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Comendítico
TERS52	Feldspato alcalino Plagioclase	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Comendito
TERS53	Feldspato alcalino	Feldspato alcalino	Feldspato alcalino Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Comendito
TERS56	Feldspato alcalino	Feldspato alcalino (raro)	Feldspato alcalino Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Comendito
TERS65	Feldspato alcalino Piroxena (rara) Olivina (rara)	Feldspato alcalino Piroxena Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS66	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena (rara) Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS70	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena (rara) Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Tridimite? Vidro	Tendência para traquítica	Comendito

Classificação das amostras de acordo com os critérios de Le Maitre *et al.* (1989).

VI.2 – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA E CLASSIFICAÇÃO DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO

Ref.	Fenocristais	Microfenocristais	Matriz	Textura	Classificação
TERS64	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Piroxena Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro	Tendência para glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS75	Feldspato alcalino Plagioclase (rara) Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Plagioclase Anfíbola Piroxena (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Comendítico
TERS78	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos (raros)	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos (raros)	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS84	Feldspato alcalino Piroxena Anfíbola Olivina (rara) Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena Anfíbola Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Anfíbola Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Pantelerítico
TERS86	Feldspato alcalino Piroxena	Feldspato alcalino Piroxena Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Pantelerítico
TERS88	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Piroxena	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Piroxena (rara) Apatite	Feldspato Anfíbola Piroxena (rara) Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Traquito Pantelerítico
TERS91	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Óxidos (raros)	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Piroxena (rara)	Feldspato Anfíbola Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Pantelerítico
TERS92	Feldspato alcalino Piroxena Anfíbola (rara) Olivina (rara)	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Pantelerítico

**Descrição petrográfica e classificação de amostras do Vulcão do Pico Alto
(Continuação).**

Ref.	Fenocristais	Microfenocristais	Matriz	Textura	Classificação
TERS93	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite	Feldspato Anfíbola Vidro Vacúolos	Tendência para glomeroporfírica	Traquito Pantelerítico
TERS95	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Olivina (rara)	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Piroxena Olivina (rara)	Feldspato alcalino Anfíbola Piroxena Vidro Vacúolos	Glomeroporfírica	Traquito Pantelerítico
TERS100	Feldspato alcalino Piroxena Aenigmatite (rara) Olivina Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena Olivina Anfíbola (rara)	Feldspato alcalino Anfíbola Piroxena Vidro Vacúolos	Glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS102	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Óxidos	Feldspato alcalino Anfíbola Piroxena (rara) Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Pantelerítico
TERS105	Feldspato alcalino Piroxena (rara) Olivina (rara) Óxidos (raros)	Feldspato alcalino Piroxena Olivina (rara) Óxidos	Feldspato Piroxena Vidro Vacúolos	Glomeroporfírica	Traquito Comendítico
TERS107	Feldspato alcalino Piroxena Olivina	Feldspato alcalino Piroxena Olivina Óxidos	Feldspato alcalino Piroxena Anfíbola Vidro Vacúolos	Traquítica	Traquito Comendítico
TERS110	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite	Feldspato alcalino Anfíbola Aenigmatite Piroxena	Feldspato alcalino Piroxena Anfíbola Vidro Vacúolos	Tendência para traquítica	Traquito Pantelerítico

Classificação das amostras de acordo com os critérios de Le Maitre *et al.* (1989).

ANEXO VII – CONTAGEM MODAL

VII.1 – CONTAGEM MODAL (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

Ref.	Matriz	Vacúolos	Fxtls FA	µFxtls FA	Plag	OI	Trid?	Fxtls Px	µFxtls Px	Ox
TERS3	64,0	15,9	11,2	6,2	2,2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2
TERS7	77,0	9,9	5,1	7,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
TERS19	75,6	8,2	7,2	2,3	5,2	0,0	0,0	0,4	0,5	0,6
TERS24	51,0	35,8	7,7	1,4	2,0	0,1	0,0	1,4	0,0	0,6
TERS36	65,9	23,1	5,5	5,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
TERS38	70,3	22,1	4,1	2,8	0,0	0,1	0,0	0,3	0,2	0,1
TERS45	53,4	32,7	2,8	10,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2
TERS47	48,0	30,2	5,6	9,6	6,3	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2
TERS49	72,8	21,1	2,6	2,5	0,3	0,0	0,0	0,3	0,1	0,3
TERS52	83,1	5,6	4,6	5,2	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4
TERS53	60,1	31,7	4,2	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TERS56	80,1	17,5	2,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
TERS65	48,4	32,7	5,5	12,4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	0,4
TERS66	77,8	8,6	7,4	3,2	2,1	0,0	0,0	0,6	0,0	0,3
TERS70	72,4	2,7	7,3	3,6	0,0	0,0	10,8	1,4	0,0	1,8

Legenda: Fxtls - Fenocristais; µFxtls - Microfenocristais; FA - Feldspato Alcalino; Plag - Plagioclase;

OI - Olivina; Trid? - Provavelmente Tridimite; Px - Piroxena; Ox - Óxidos.

VII.2 – CONTAGEM MODAL (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO

Ref.	Matriz	Vacúolos	Fxtls FA	μFxtls FA	Plag	Oi	Anf	Fxtls Px	μFxtls Px	Ox
TERS64	81,9	6,1	3,8	5,0	1,8	0,0	0,0	0,8	0,2	0,4
TERS75	59,9	25,6	10,1	2,7	0,6	0,0	0,0	0,9	0,0	0,2
TERS78	69,9	16,8	10,1	2,8	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,0
TERS84	74,2	13,9	8,8	2,1	0,0	0,0	0,5	0,4	0,0	0,1
TERS86	83,6	12,6	0,4	2,8	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
TERS88	74,1	13,8	9,4	1,3	0,0	0,0	0,9	0,2	0,0	0,3
TERS91	65,8	28,6	3,7	1,5	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0
TERS92	49,6	45,7	3,5	1,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
TERS93	74,5	18,2	5,1	1,7	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0
TERS95	81,2	8,1	7,8	1,8	0,0	0,0	0,9	0,0	0,2	0,0
TERS100	69,2	17,5	10,1	2,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,1	0,2
TERS102	76,5	14,3	5,1	3,2	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0
TERS105	61,4	19,4	16,8	1,8	0,0	0,2	0,0	0,1	0,2	0,1
TERS107	67,4	13,0	15,7	2,8	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,6
TERS110	69,8	21,8	6,8	1,1	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0

Legenda: Fxtls - Fenocristais; μFxtls - Microfenocristais; FA - Feldspato Alcalino; Plag - Plagioclase;

Oi - Olivina; Anf - Anfibolia; Px - Piroxena; Ox - Óxidos.

ANEXO VIII – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS MAIORES

VIII.1 – ELEMENTOS MAIORES (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

Ref.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
TERS3	64,62	0,59	14,59	6,13	0,28	0,28	1,09	6,99	3,77	0,10	1,15	99,58
TERS7	66,01	0,44	13,50	6,07	0,27	0,12	0,66	6,54	4,45	0,04	0,90	99,00
TERS19	67,84	0,37	13,79	5,11	0,20	0,12	0,66	6,74	4,47	0,03	0,17	99,50
TERS24	63,69	0,61	15,75	5,31	0,18	0,48	1,66	6,50	3,64	0,15	1,09	99,05
TERS36	67,99	0,33	12,81	5,43	0,20	0,07	0,48	6,78	4,54	0,03	0,01	98,67
TERS38	68,64	0,26	13,17	4,53	0,17	0,05	0,48	6,50	4,64	0,02	0,33	98,79
TERS45	65,53	0,52	14,76	5,36	0,22	0,31	0,99	6,86	3,80	0,08	0,39	98,82
TERS47	66,10	0,39	14,23	5,18	0,22	0,18	0,75	6,95	4,37	0,04	0,36	98,76
TERS49	66,68	0,38	14,17	5,05	0,22	0,17	0,70	6,79	4,24	0,05	0,78	99,23
TERS52	68,20	0,31	13,75	4,93	0,19	0,07	0,36	6,41	4,63	0,03	0,23	99,11
TERS53	67,91	0,33	12,82	5,50	0,21	0,07	0,47	6,75	4,55	0,02	0,23	98,86
TERS56	68,09	0,33	12,90	5,55	0,21	0,07	0,48	6,67	4,54	0,02	0,30	99,16
TERS65	67,06	0,33	13,19	5,44	0,21	0,08	0,47	6,38	4,53	0,03	1,35	99,07
TERS66	67,14	0,36	13,80	5,10	0,20	0,10	0,61	6,76	4,44	0,03	0,44	98,98
TERS70	68,68	0,33	12,91	5,37	0,20	0,08	0,47	6,32	4,59	0,03	0,29	99,26

Valores obtidos por ICP nos Activation Laboratories, Inc. (Canadá).

VIII.2 – ELEMENTOS MAIORES (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO

Ref.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
TERS64	64,95	0,57	15,34	5,37	0,20	0,13	0,35	6,83	4,75	0,08	0,24	98,81
TERS75	65,08	0,49	12,71	6,91	0,24	0,18	0,42	6,73	4,63	0,06	1,31	98,75
TERS78	65,45	0,52	13,79	6,45	0,24	0,20	0,51	6,40	4,78	0,04	1,16	99,55
TERS84	66,75	0,49	10,86	8,39	0,31	0,14	0,47	7,24	4,36	0,04	0,24	99,28
TERS86	66,21	0,51	10,39	8,79	0,32	0,15	0,53	7,52	4,40	0,04	-0,24	98,63
TERS88	66,92	0,42	9,76	8,79	0,32	0,08	0,38	7,53	4,47	0,03	-0,12	98,59
TERS91	67,26	0,43	10,03	8,64	0,32	0,10	0,41	6,94	4,50	0,03	0,50	99,15
TERS92	66,21	0,52	11,57	8,04	0,31	0,14	0,51	6,57	4,69	0,05	0,66	99,27
TERS93	66,10	0,50	10,24	8,83	0,32	0,21	0,45	7,04	4,44	0,03	0,59	98,74
TERS96	65,88	0,48	10,59	8,33	0,30	0,34	0,52	6,42	4,28	0,03	1,83	99,01
TERS100	65,21	0,49	12,70	6,83	0,25	0,15	0,51	7,19	4,76	0,04	0,68	98,82
TERS102	65,92	0,43	9,87	8,83	0,31	0,23	0,43	6,56	4,23	0,03	1,86	98,69
TERS105	65,20	0,50	13,72	6,54	0,24	0,18	0,56	6,37	4,91	0,05	1,09	99,34
TERS107	65,53	0,55	14,02	6,00	0,24	0,26	0,59	6,67	4,85	0,06	0,31	99,10
TERS110	66,64	0,50	10,46	8,84	0,31	0,15	0,44	7,17	4,39	0,04	0,09	99,01

Valores obtidos por ICP nos Activation Laboratories, Inc. (Canadá).

ANEXO IX – NORMA C.I.P.W.

IX.1 – NORMA C.I.P.W. (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

Ref.	Q	C	Or	Ab	An	Ne	Ac	Ns	Di	Hy	Oi	Mt	Il	Ap	I.P.
TERS3	6,46	-	22,76	55,22	-	-	2,16	0,64	4,28	7,11	-	-	1,15	0,24	1,07
TERS7	11,77	-	26,95	45,79	-	-	2,14	1,98	2,74	7,69	-	-	0,85	0,10	1,15
TERS19	13,16	-	26,72	46,57	-	-	1,78	2,12	2,76	6,12	-	-	0,72	0,07	1,15
TERS24	6,19	-	22,06	56,42	3,13	-	-	-	3,75	5,97	-	0,94	1,19	0,36	0,93
TERS36	16,24	-	27,33	41,37	-	-	1,90	3,47	1,98	7,01	-	-	0,63	0,07	1,25
TERS38	16,77	-	27,97	42,74	-	-	1,59	2,69	2,04	5,65	-	-	0,50	0,05	1,19
TERS45	7,64	-	22,93	55,91	-	-	1,88	0,28	3,93	6,24	-	-	1,00	0,19	1,04
TERS47	9,81	-	26,36	49,89	-	-	1,82	1,88	3,12	6,26	-	-	0,76	0,10	1,14
TERS49	11,00	-	25,57	50,29	-	-	1,77	1,47	2,84	6,21	-	-	0,73	0,12	1,11
TERS52	14,43	-	27,79	45,66	-	-	1,72	1,74	1,44	6,54	-	-	0,60	0,07	1,13
TERS53	16,09	-	27,40	41,38	-	-	1,93	3,40	2,00	7,12	-	-	0,64	0,05	1,25
TERS56	16,03	-	27,27	41,75	-	-	1,94	3,12	2,04	7,16	-	-	0,64	0,05	1,23
TERS65	14,68	-	27,53	43,83	-	-	1,92	2,21	1,95	7,15	-	-	0,65	0,07	1,17
TERS66	12,60	-	26,75	47,17	-	-	1,79	2,12	2,56	6,26	-	-	0,69	0,07	1,15
TERS70	17,06	-	27,54	41,48	-	-	1,87	2,49	1,93	6,93	-	-	0,64	0,07	1,19

Valores obtidos com o programa informático Rocalc, com base na razão $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ (Almeida, *com. pess.*).

IX.2 – NORMA C.I.P.W. (EM %) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO

Ref.	Q	C	Or	Ab	An	Ne	Ac	Ns	Di	Hy	Oi	Mt	Il	Ap	I.P.
TERS64	5,73	-	28,62	53,48	-	-	1,88	0,77	1,09	7,14	-	-	1,10	0,19	1,07
TERS75	12,56	-	28,25	40,90	-	-	2,46	3,52	1,55	9,67	-	-	0,95	0,15	1,27
TERS78	10,04	-	28,88	45,31	-	-	2,27	1,74	2,05	8,61	-	-	1,01	0,10	1,14
TERS84	18,01	-	26,21	32,13	-	-	2,94	6,25	1,87	11,55	-	-	0,95	0,10	1,53
TERS86	18,21	-	26,51	29,51	-	-	3,08	7,42	2,14	12,05	-	-	0,98	0,10	1,65
TERS88	20,99	-	26,98	25,85	-	-	3,09	8,31	1,53	12,37	-	-	0,81	0,07	1,77
TERS91	21,17	-	27,17	27,11	-	-	3,04	6,85	1,67	12,10	-	-	0,83	0,07	1,62
TERS92	16,12	-	28,31	34,11	-	-	2,83	4,53	2,00	10,97	-	-	1,01	0,12	1,37
TERS93	19,08	-	26,94	28,71	-	-	3,12	6,73	1,85	12,52	-	-	0,97	0,07	1,60
TERS95	18,83	-	26,23	31,78	-	-	2,97	4,93	2,18	12,08	-	-	0,94	0,07	1,43
TERS100	12,07	-	28,85	39,81	-	-	2,41	4,62	2,06	9,14	-	-	0,95	0,10	1,34
TERS102	20,85	-	26,02	28,34	-	-	3,16	6,02	1,79	12,90	-	-	0,85	0,07	1,56
TERS105	9,84	-	29,70	44,26	-	-	2,30	1,93	2,22	8,66	-	-	0,96	0,12	1,15
TERS107	9,31	-	29,18	45,92	-	-	2,10	2,13	2,28	7,89	-	-	1,06	0,14	1,16
TERS110	18,83	-	26,43	29,92	-	-	3,10	6,60	1,74	12,34	-	-	0,96	0,10	1,58

Valores obtidos com o programa informático Rocalc, com base na razão $Fe_2O_3/FeO = 0,15$ (Almeida, *com. pess.*).

ANEXO X – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO

X.1 – ELEMENTOS EM TRAÇO (EM PPM) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DE SANTA BÁRBARA

Ref.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb
TERS3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	138	29	2	n.d.	57	45	48	459	74	4	1,0	n.d.	4	n.d.
TERS7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	191	32	2	6	83	5	63	764	116	5	4,1	n.d.	5	n.d.
TERS19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	176	31	3	n.d.	110	9	71	919	155	3	6,0	n.d.	6	n.d.
TERS24	n.d.	n.d.	1	n.d.	15	143	29	2	7	81	196	65	810	134	7	5,5	n.d.	6	n.d.
TERS36	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	218	31	3	7	124	n.d.	100	1.290	177	11	8,8	n.d.	8	n.d.
TERS38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	216	32	3	9	144	n.d.	103	1.420	219	12	11,2	n.d.	10	n.d.
TERS45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	160	28	2	n.d.	75	27	63	689	143	7	3,8	n.d.	5	n.d.
TERS47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	191	30	2	7	97	12	77	897	167	9	6,9	n.d.	11	n.d.
TERS49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	182	30	2	n.d.	96	11	77	896	167	8	6,7	n.d.	6	n.d.
TERS52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	208	32	3	9	123	n.d.	33	1.180	190	n.d.	9,4	n.d.	8	n.d.
TERS53	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	242	33	3	10	132	n.d.	102	1.380	211	12	11,4	n.d.	9	n.d.
TERS56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	231	32	3	8	132	n.d.	101	1.330	212	11	10,9	n.d.	9	n.d.
TERS65	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	224	32	3	7	124	3	92	1.390	192	9	9,7	n.d.	9	n.d.
TERS66	n.d.	25	n.d.	64	n.d.	206	32	2	n.d.	111	7	89	1.110	189	9	7,9	n.d.	8	n.d.
TERS70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	255	33	3	n.d.	126	n.d.	81	1.370	220	4	10,0	n.d.	9	n.d.

Legenda: n.d. - não detectado.

Valores obtidos por ICP-MS nos *Activation Laboratories, Inc.* (Canadá).

ANEXO X – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO

DOMOS E COULÉES DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO

Elementos em traço (em ppm) de amostras do Vulcão de Santa Bárbara (Continuação).

Ref.	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
TERS3	n.d.	1.650	58,9	122	13,7	56,1	12,0	4,15	10,9	1,8	9,5	1,8	5,4	0,74	4,5	0,66	11,0	5,2	1	n.d.	n.d.	n.d.	7,5	2,6
TERS7	0,7	466	82,9	173	18,4	73,4	15,4	3,41	13,6	2,4	12,9	2,4	7,4	1,06	6,3	0,93	18,5	8,0	2	n.d.	6	n.d.	12,8	4,3
TERS19	n.d.	491	112	214	24,5	94,2	18,8	3,48	16,9	2,8	15,1	2,8	8,7	1,30	7,6	1,13	23,5	10,5	2	0,9	8	n.d.	16,6	4,5
TERS24	0,8	858	87,5	166	18,7	73,2	15,0	3,89	13,5	2,3	12,3	2,4	7,1	1,04	6,1	0,90	20,3	8,1	2	n.d.	6	n.d.	13,6	4,8
TERS36	1,3	173	129	249	27,6	105	21,7	3,26	20,2	3,5	19,1	3,7	11,3	1,68	9,8	1,40	30,4	12,3	3	0,2	8	n.d.	21,2	7,4
TERS38	1,6	97	143	273	29,5	111	22,7	2,36	20,3	3,7	19,8	3,8	11,9	1,80	10,5	1,51	33,6	14,0	4	0,3	10	n.d.	25,0	8,8
TERS45	0,7	1.430	82,7	163	18,2	71,1	14,6	4,09	13,5	2,3	12,2	2,3	7,1	1,01	6,0	0,87	17,4	7,8	5	0,1	n.d.	n.d.	11,8	4,3
TERS47	1,0	715	104	201	22,2	85,4	17,7	3,42	15,9	2,8	15,2	2,9	8,9	1,32	7,8	1,11	22,7	9,9	2	0,1	9	n.d.	15,8	5,5
TERS49	0,9	666	104	204	22,4	87,0	17,7	3,43	16,7	2,8	15,0	2,9	9,0	1,33	7,7	1,13	22,9	10,2	2	n.d.	9	n.d.	16,1	5,6
TERS52	n.d.	211	97,7	225	18,5	67,8	12,9	1,87	10,1	1,9	10,1	1,9	6,0	0,97	6,1	0,93	28,5	12,1	3	n.d.	10	n.d.	20,5	6,6
TERS53	1,4	167	136	259	28,5	109	22,8	3,35	21,1	3,7	20,1	3,9	11,8	1,76	10,5	1,48	33,1	13,0	4	0,3	10	n.d.	22,4	7,9
TERS56	1,4	166	135	258	28,3	108	22,2	3,32	20,9	3,6	19,6	3,8	11,7	1,75	10,1	1,45	31,8	12,9	3	0,1	9	n.d.	22,7	8,0
TERS65	1,3	181	125	255	27,1	102	21,4	3,15	19,3	3,4	18,6	3,5	11,2	1,66	9,6	1,38	31,5	12,6	3	0,1	9	n.d.	22,0	7,6
TERS66	1,1	439	116	225	24,8	96,4	19,7	3,46	18,3	3,2	17,1	3,3	10,2	1,50	8,8	1,25	26,8	11,4	3	n.d.	6	n.d.	18,3	6,6
TERS70	n.d.	175	126	248	27,6	106	22,0	3,19	19,5	3,4	17,7	3,3	10,3	1,56	9,1	1,33	30,8	12,3	2	n.d.	10	n.d.	22,2	7,5

Legenda: n.d. - não detectado.

Valores obtidos por ICP-MS nos Activation Laboratories, Inc. (Canadá).

ANEXO X – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO

DOMOS E COULÉES DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO

X.2 – ELEMENTOS EM TRAÇO (EM PPM) DE AMOSTRAS DO VULCÃO DO PICO ALTO

Ref.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb
TERS64	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	203	30	2	n.d.	88	25	30	649	148	3	2,8	n.d.	5	n.d.
TERS75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	238	36	3	7	146	2	88	1.230	208	9	9,3	n.d.	9	n.d.
TERS78	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	128	35	2	n.d.	84	3	24	1.040	189	4	7,8	n.d.	7	n.d.
TERS84	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	390	41	3	6	190	3	134	1.540	296	13	13,8	n.d.	11	n.d.
TERS86	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	400	39	3	8	195	5	143	1.610	302	14	14,2	n.d.	11	n.d.
TERS88	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	443	39	3	9	218	4	161	1.840	362	16	16,4	n.d.	13	n.d.
TERS91	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	454	40	4	12	223	5	159	1.800	390	15	16,3	n.d.	13	12,2
TERS92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	349	41	3	6	175	2	120	1.310	323	11	11,9	n.d.	10	0,6
TERS93	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	419	38	3	8	187	12	153	1.610	308	13	14,0	n.d.	12	n.d.
TERS95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	409	40	3	7	185	17	144	1.550	325	11	13,7	n.d.	11	n.d.
TERS100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	271	39	3	n.d.	148	4	97	974	245	9	9,1	n.d.	8	n.d.
TERS102	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	523	40	3	7	200	11	195	1.870	352	11	15,7	n.d.	14	n.d.
TERS105	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	251	39	3	n.d.	127	3	81	938	222	7	8,0	n.d.	8	n.d.
TERS107	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	239	36	3	n.d.	96	8	86	720	183	n.d.	6,1	n.d.	5	n.d.
TERS110	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	428	41	3	6	194	5	145	1.730	305	11	13,7	n.d.	12	n.d.

Legenda: n.d. - não detectado.

Valores obtidos por ICP-MS nos *Activation Laboratories, Inc.* (Canadá).

ANEXO X – RESULTADOS ANALÍTICOS: ELEMENTOS EM TRAÇO

DOMOS E COULÉES DA ILHA TERCEIRA (AÇORES): CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DOS MECANISMOS DE INSTALAÇÃO

Elementos em traço (em ppm) de amostras do Vulcão do Pico Alto (Continuação).

Ref.	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U
TERS64	0,7	691	70,1	159	13,5	48,2	9,1	2,32	7,4	1,3	7,1	1,4	4,1	0,60	3,5	0,49	16,3	8,0	2	n.d.	20	n.d.	11,5	3,0
TERS75	1,4	52	117	233	24,7	91,8	18,5	2,71	17,0	3,1	17,0	3,3	10,6	1,61	9,4	1,39	29,3	13,5	3	0,1	10	n.d.	21,3	6,6
TERS78	n.d.	91	33,6	185	9,36	37,5	8,1	1,30	5,6	1,1	6,1	1,2	4,1	0,70	4,6	0,76	26,4	11,3	2	n.d.	6	n.d.	20,4	4,1
TERS84	1,6	38	179	338	37,3	137	27,9	3,50	26,0	4,5	25,4	4,8	15,0	2,21	13,2	1,89	35,3	16,9	29	0,2	10	n.d.	24,1	7,7
TERS86	1,7	85	188	354	39,0	142	29,2	3,74	26,8	4,7	26,1	5,1	15,8	2,35	14,0	1,99	37,7	17,6	4	0,2	12	n.d.	25,9	8,3
TERS88	2,0	52	210	436	43,4	159	33,0	4,17	30,0	5,4	30,0	5,8	17,8	2,73	16,0	2,27	44,2	20,2	5	0,3	14	n.d.	30,0	9,7
TERS91	2,0	59	208	384	42,5	158	32,2	4,07	29,5	5,3	29,7	5,7	17,4	2,64	15,4	2,21	41,0	19,1	4	0,4	13	n.d.	28,3	9,4
TERS92	1,5	42	155	294	32,9	120	24,6	3,12	22,7	3,9	21,7	4,2	13,0	1,96	11,4	1,65	29,9	14,4	3	0,3	9	n.d.	20,9	6,8
TERS93	1,7	79	196	359	39,7	147	29,7	3,81	27,8	4,9	27,2	5,3	16,3	2,48	14,4	2,04	38,7	18,1	4	0,4	12	n.d.	26,8	8,7
TERS95	1,8	69	187	340	38,3	140	28,3	3,59	26,6	4,7	25,9	5,0	15,5	2,33	13,7	1,92	36,1	17,0	3	0,4	12	n.d.	24,9	8,2
TERS100	1,2	68	128	249	26,6	98,9	20,0	2,80	18,3	3,3	18,0	3,5	10,9	1,66	9,6	1,39	25,7	12,4	3	n.d.	8	n.d.	17,6	5,7
TERS102	2,0	30	259	450	50,4	183	36,8	4,76	34,8	6,1	34,1	6,7	20,4	3,09	17,7	2,50	44,7	20,1	4	0,3	15	n.d.	31,0	10,0
TERS105	1,0	76	107	220	22,7	85,1	17,6	2,48	15,7	2,8	15,6	3,0	9,3	1,39	8,2	1,20	23,4	10,6	2	0,2	8	n.d.	16,3	5,2
TERS107	n.d.	220	116	184	23,5	86,5	17,6	2,91	16,5	2,8	15,5	3,0	9,4	1,39	8,0	1,12	18,1	8,8	1	n.d.	8	n.d.	13,5	4,9
TERS110	1,7	71	186	374	40,0	146	30,4	3,94	27,8	5,0	28,1	5,4	16,9	2,52	14,8	2,10	39,9	18,4	4	0,3	12	n.d.	27,3	8,7

Legenda: n.d. - não detectado.

Valores obtidos por ICP-MS nos Activation Laboratories, Inc. (Canadá).