

RITA LÚCIO CARMO

**ESTUDOS DE NEOTECTÓNICA NA ILHA DE S. MIGUEL,
UMA CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DO RISCO SÍSMICO NO
ARQUIPÉLAGO DOS AÇORES**



DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES
2013

RITA LÚCIO CARMO

**ESTUDOS DE NEOTECTÓNICA NA ILHA DE S. MIGUEL,
UMA CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DO RISCO SÍSMICO NO
ARQUIPÉLAGO DOS AÇORES**

**DISSERTAÇÃO DE DOUTORAMENTO NO RAMO DE GEOLOGIA
ESPECIALIDADE DE VULCANOLOGIA**

**ORIENTADOR:
PROFESSOR DOUTOR JOSÉ MADEIRA
UNIVERSIDADE DE LISBOA**

**ORIENTADORA:
PROFESSORA DOUTORA TERESA FERREIRA
UNIVERSIDADE DOS AÇORES**



**DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES**

2013

Perhaps some kinds of field evidence are destined to remain ambiguous.

(Vita-Finzi, 1986)

Ao Luís e à Clara

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS	XXIII
AGRADECIMENTOS.....	XXV
RESUMO	XXVII
ABSTRACT	XXXI
1 – Introdução.....	1
1.1 – Objectivos do trabalho	2
1.2 – Fundamentos teóricos	2
1.2.1 – Neotectónica e falhas activas	2
1.2.1.1 – Conceito de período neotectónico utilizado no trabalho	3
1.2.1.2 – Deformação neotectónica na região dos Açores.....	3
1.2.1.3 – Noção de falha activa	4
1.2.1.4 – Paleossismologia	4
1.2.1.5 – Grau de actividade das falhas	6
1.2.1.6 – Constrainimentos inerentes à actividade neotectónica em regiões vulcânicas	8
1.3 – Estudos anteriores.....	13
1.4 – Métodos e técnicas de estudo	18
2 – Enquadramento geodinâmico do arquipélago dos Açores.....	23
2.1 – Localização geográfica	23
2.2 – Enquadramento geotectónico.....	23
2.2.1 – Plataforma dos Açores	24
2.2.2 – Crista Média Atlântica	25
2.2.3 – Zona de Fractura Açores-Gibraltar	26
2.3 – Modelos geodinâmicos	28
2.4 – Sismicidade e vulcanismo.....	37
2.4.1 – Actividade sísmica	37
2.4.1.1 – Sismos destruidores	37
2.4.1.2 – Sismicidade instrumental.....	39
2.4.1.2.1 – Cartas de sismicidade.....	39
2.4.1.2.2 – Mecanismos focais.....	41
2.4.2 – Actividade vulcânica.....	46
3 – Geomorfologia dos sistemas vulcânicos da ilha de S. Miguel	51
3.1 – Vulcão das Sete Cidades.....	51
3.2 – Sistema Vulcânico Fissural dos Picos	56
3.3 – Vulcão do Fogo	58
3.4 – Sistema Vulcânico Fissural do Congro.....	61
3.5 – Vulcão das Furnas	63
3.6 – Vulcão da Povoação	65
3.7 – Sistema Vulcânico do Nordeste	66
4 – Tectónica do Vulcão das Sete Cidades.....	69
4.1 – Enquadramento vulcanológico	69
4.2 – Falhas.....	70
4.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas	70
4.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE.....	73
4.2.1.1.1 – Graben dos Mosteiros.....	73
4.2.1.1.1.1 – Falha da Lomba do Vasco.....	73
4.2.1.1.1.2 – Falha da Lombinha.....	77
4.2.1.1.1.3 – Falha da Lomba dos Homens	79
4.2.1.1.1.4 – Falha do Escalvado	84
4.2.1.1.1.5 – Falha da Grota do Loural	87
4.2.1.1.2 – Lineamentos.....	88
4.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE a N-S.....	88
4.2.1.2.1 – Falha Feteiras 1.....	89

4.2.1.2.2 – Falhas prováveis.....	92
4.2.1.2.3 – Lineamentos.....	92
4.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW a ENE-WSW.....	92
4.2.1.3.1 – Falha provável da Lomba das Chaves.....	93
4.2.1.3.2 – Falhas prováveis.....	93
4.2.1.3.3 – Lineamentos.....	94
4.2.1.4 – Estruturas vulcânicas.....	94
4.2.2 – Falhas observadas em afloramento.....	94
4.2.2.1 – Estações 87 a 95.....	97
4.2.2.2 – Estações 105 a 108.....	98
4.2.2.3 – Estações 99 e 100.....	100
4.2.2.4 – Estação 114.....	101
4.2.2.5 – Estação 103.....	102
4.2.2.6 – Estação 221.....	103
4.2.2.7 – Estação 132.....	103
4.2.2.8 – Estação 183.....	104
4.2.2.9 – Estações 222 e 194.....	105
4.3 – Filões.....	106
4.4 – Discussão.....	109
4.4.1 – Análise geométrica.....	109
4.4.2 – Análise cinemática.....	110
4.4.3 – Taxas de deslizamento.....	110
4.4.4 – Deslocamentos por evento sísmico.....	111
4.4.5 – Avaliação da magnitude máxima expectável.....	113
4.4.6 – Grau de actividade.....	115
5 – Tectónica do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos.....	117
5.1 – Enquadramento vulcanológico.....	117
5.2 – Falhas.....	118
5.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas.....	118
5.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE.....	118
5.2.1.1.1 – Alinhamento Vulcânico Sul.....	118
5.2.1.1.2 – Alinhamento Vulcânico Norte.....	123
5.2.1.1.3 – Falhas prováveis.....	123
5.2.1.2 – Estruturas de direcção N-S.....	123
5.2.1.2.1 – Falha Picos 1.....	124
5.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW.....	125
5.2.2 – Falhas observadas em afloramento.....	125
5.3 – Discussão.....	127
5.3.1 – Análise geométrica.....	127
5.3.2 – Análise cinemática.....	128
5.3.3 – Taxas de deslizamento.....	128
5.3.4 – Deslocamentos por evento sísmico.....	129
5.3.5 – Avaliação da magnitude máxima expectável.....	129
5.3.6 – Grau de actividade.....	130
6 – Tectónica do Vulcão do Fogo.....	131
6.1 – Enquadramento vulcanológico.....	131
6.2 – Falhas.....	132
6.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas.....	132
6.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE a NNW-SSE.....	135
6.2.1.1.1 – <i>Graben</i> da Ribeira Grande.....	135
6.2.1.1.1.1 – Zona de Falha W da Ribeira Grande.....	136
6.2.1.1.1.2 – Zona de Falha da Falca.....	139
6.2.1.1.2 – Alinhamentos vulcânicos.....	141
6.2.1.1.3 – Lineamentos.....	141
6.2.1.2 – Estruturas de direcção N-S.....	142
6.2.1.2.1 – Falhas prováveis.....	142
6.2.1.2.2 – Lineamentos.....	143
6.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW.....	143
6.2.1.3.1 – Falhas prováveis.....	143

6.2.1.3.2 – Lineamentos.....	143
6.2.1.4 – Estruturas de direcção E-W	143
6.2.1.4.1 – Falha Lombadas 19	143
6.2.1.4.2 – Lineamentos.....	144
6.2.1.5 – Outras estruturas.....	145
6.2.2 – Falhas observadas em afloramento	146
6.2.2.1 – Estação 167	147
6.2.2.2 – Estações 133 a 135	149
6.2.2.3 – Estação 219	152
6.2.2.4 – Estação 155	153
6.2.2.5 – Estação 153	154
6.2.2.6 – Estação 154	154
6.2.2.7 – Estações 126 e 227	156
6.2.2.8 – Estação 214	157
6.2.2.9 – Estação 166	158
6.2.2.10 – Estação 215	160
6.3 – Filões	161
6.4 – Discussão	161
6.4.1 – Análise geométrica.....	161
6.4.2 – Análise cinemática	163
6.4.3 – Taxas de deslizamento	163
6.4.4 – Deslocamentos por evento sísmico	164
6.4.5 – Avaliação da magnitude máxima expectável	165
6.4.6 – Grau de actividade	166
7 – Tectónica do Sistema Vulcânico Fissural do Congro	169
7.1 – Enquadramento vulcanológico	169
7.2 – Falhas.....	169
7.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas	169
7.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE.....	169
7.2.1.1.1 – Alinhamentos vulcânicos	169
7.2.1.1.2 – Falhas prováveis	172
7.2.1.1.3 – Lineamentos.....	172
7.2.1.2 – Estruturas de direcção E-W	172
7.2.1.2.1 – Falha Altiprado 1	172
7.2.1.2.2 – Falha Altiprado 2	174
7.2.1.2.3 – Alinhamentos vulcânicos	175
7.2.1.3 – Estruturas de direcção NNW-SSE	175
7.2.1.3.1 – Alinhamentos vulcânicos	175
7.2.1.3.2 – Lineamentos.....	175
7.2.1.4 – Estruturas de direcção NNE-SSW a NE-SW.....	175
7.2.1.4.1 – Falhas prováveis	176
7.2.1.4.2 – Alinhamentos vulcânicos	176
7.2.1.4.3 – Lineamentos.....	176
7.2.2 – Falhas observadas em afloramento	176
7.2.2.1 – Estação 165	176
7.2.2.2 – Estação 218	178
7.3 – Filões	178
7.4 – Discussão	179
7.4.1 – Análise geométrica.....	179
7.4.2 – Análise cinemática	181
7.4.3 – Taxas de deslizamento	181
7.4.4 – Deslocamentos por evento sísmico	181
7.4.5 – Avaliação da magnitude máxima expectável	181
7.4.6 – Grau de actividade	182
8 – Tectónica do Vulcão das Furnas	183
8.1 – Enquadramento vulcanológico	183
8.2 – Falhas.....	183
8.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas	183
8.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE.....	187

8.2.1.1.1 – Falhas Furnas 8, 9 e 24	187
8.2.1.1.2 – Falha Furnas 2.....	188
8.2.1.1.3 – Falhas prováveis.....	190
8.2.1.1.4 – Alinhamentos vulcânicos	191
8.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE.....	191
8.2.1.3 – Estruturas de direcção N-S	192
8.2.1.3.1 – Falha das Amoras.....	192
8.2.1.3.2 – Falha da Senhora das Mercês.....	197
8.2.1.3.3 – Falhas prováveis.....	198
8.2.1.4 – Estruturas de direcção NE-SW	198
8.2.1.4.1 – Falha Ribeira Quente 4	198
8.2.1.4.2 – Falhas prováveis.....	198
8.2.1.4.3 – Alinhamentos vulcânicos	200
8.2.1.5 – Outras estruturas.....	201
8.2.2 – Falhas observadas em afloramento	201
8.2.2.1 – Estações 118 e 119	204
8.2.2.2 – Estações 136 a 144	205
8.2.2.3 – Estação 205.....	206
8.2.2.4 – Estação 145.....	206
8.2.2.5 – Estações 162 a 164	208
8.2.2.6 – Estação 159.....	209
8.2.2.7 – Estação 160.....	210
8.2.2.8 – Estação 156.....	211
8.2.2.9 – Estação 228.....	211
8.2.2.10 – Estação 217.....	212
8.3 – Filões	214
8.4 – Discussão	214
8.4.1 – Análise geométrica.....	214
8.4.2 – Análise cinemática	216
8.4.3 – Taxas de deslizamento	216
8.4.4 – Deslocamentos por evento sísmico	217
8.4.5 – Avaliação da magnitude máxima expectável	217
8.4.6 – Grau de actividade.....	218
9 – Tectónica da região Povoação-Nordeste.....	219
9.1 – Enquadramento vulcanológico	219
9.2 – Falhas.....	219
9.2.1 – Estruturas tectónicas cartografadas	219
9.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE a NW-SE.....	220
9.2.1.1.1 – <i>Graben</i> de Água Retorta	220
9.2.1.1.1.1 – Falha de Água Retorta.....	220
9.2.1.1.1.2 – Falha do Vale Grande.....	224
9.2.1.1.1.3 – Falhas da Tronqueira e do Cú de Judas	226
9.2.1.1.2 – Falhas prováveis.....	228
9.2.1.1.3 – Lineamentos	228
9.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE.....	228
9.2.1.2.1 – Falhas prováveis.....	229
9.2.1.2.2 – Alinhamentos vulcânicos	229
9.2.1.2.3 – Lineamentos.....	229
9.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW	229
9.2.1.3.1 – Falhas prováveis.....	229
9.2.1.3.2 – Lineamentos.....	229
9.2.2 – Falhas observadas em afloramento	230
9.2.2.1 – Estações 190 e 191	232
9.3 – Filões	233
9.4 – Discussão	234
9.4.1 – Análise geométrica.....	234
9.4.2 – Análise cinemática	234
9.4.3 – Taxas de deslizamento	238
9.4.4 – Avaliação da magnitude máxima expectável	238
9.4.5 – Grau de actividade.....	240

10 – Paleossismologia – as falhas Altiprado 1 e 2	241
10.1 – Metodologia.....	241
10.2 – Falha Altiprado 1	241
10.3 – Falha Altiprado 2	248
10.4 – Análise paleossismológica das falhas Altiprado 1 e 2	253
10.5 – Discussão	256
10.5.1 – Taxas de deslizamento	256
10.5.2 – Deslocamentos por evento sísmico	257
10.5.2.1 – Deslocamento 1 – FA2	257
10.5.2.2 – Deslocamento 2 – FA1	257
10.5.2.3 – Deslocamento 3 – FA2	260
10.5.2.4 – Deslocamento 4 – FA1	261
10.5.3 – Períodos de retorno	272
10.5.4 – Avaliação da magnitude máxima expectável	272
10.5.5 – Grau de actividade	274
Considerações finais.....	275
Bibliografia	285
Webgrafia	307
ANEXOS	
ANEXO I – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ESTAÇÕES.....	A-1
ANEXO II – DATAÇÕES POR RADIOCARBONO	A-6
II.1 – Tabela síntese.....	A-7
II.2 – Certificados.....	A-8
ANEXO III – BASE DE DADOS (NOTA EXPLICATIVA).....	A-25
III.1 – Estações	A-27
III.2 – Falhas.....	A-28
III.3 – Filões	A-33
APÊNDICES	
APÊNDICE – CARTA TECTONO-VULCÂNICA DA ILHA DE S. MIGUEL (AÇORES)	

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Figura 1.1 – Gráfico que relaciona os parâmetros tectónicos intervalo de recorrência (em anos), taxa de deslizamento das falhas (em cm/ano) e a magnitude dos sismos; à direita está a classificação de Matsuda (1975) para a actividade das falhas (Slemmons, 1977)..... 8

Figura 1.2 – Esquemas ilustrativos da relação entre a deposição de produtos vulcânicos de projecção e rotura ao longo de uma falha segundo Villamor *et al.* (2011). A e B – a rotura ocorre durante a deposição do depósito de queda B, após o leito Bb, mas anteriormente ao leito Bc que apenas cobre a escarpa; em A, o leito Bc cobre uma coluvião no seio do depósito B. C – a rotura dá-se imediatamente antes da deposição do material de projecção B, preservando a geometria tectónica. D – a rotura ocorre imediatamente após a deposição do depósito B; neste caso não se desenvolverá um solo entre o depósito B e a coluvião. E – a rotura não está relacionada com fenómenos vulcânicos, desenvolvendo-se um paleossolo entre o depósito B e a coluvião, indicando, deste modo, que houve tempo suficiente para se formar um solo antes da rotura. 11

Figura 1.3 – Principais estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel segundo Zbyszewski *et al.* (1958a, 1959a) e Zbyszewski (1961). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 14

Figura 1.4 – Estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel segundo Moore (1991a). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 15

Figura 1.5 – Carta tectónica da ilha de S. Miguel segundo Forjaz (1993). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 16

Figura 1.6 – Principais estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel: Vulcão das Sete Cidades segundo Queiroz (1997); Sistema Vulcânico da Região dos Picos de acordo com Ferreira (2000); Vulcão do Fogo segundo Wallenstein (1999) e Wallenstein *et al.* (2007); sistema vulcânico fissural da Achada das Furnas conforme Wallenstein e Silva (2004); Vulcão das Furnas de acordo com Guest *et al.* (1994, 1999) e Gaspar *et al.* (1995); região Povoação-Nordeste segundo Carmo (2004). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 17

Figura 1.7 – Alinhamentos estruturais definidos a partir da distribuição de anomalias de Bouguer negativas (Montesinos *et al.*, 1999)..... 18

Capítulo 2

Figura 2.1 – Localização geográfica do arquipélago dos Açores. Legenda: SMA – Sta. Maria; SMG – S. Miguel; P – Pico; FA – Faial; SJ – S. Jorge; T – Terceira; G – Graciosa; FL – Flores; C – Corvo. 23

Figura 2.2 – Enquadramento tectónico do arquipélago dos Açores, encontrando-se representadas as principais estruturas morfotectónicas (adaptado de Hipólito *et al.*, 2010). Legenda: NA – placa Norte-Americana; EU – placa Eurasiática; NU – placa Núbica; CMA – Crista Média Atlântica; ZFK – Zona de Fractura Kurchatov; ZFNA – Zona de Fractura Norte dos Açores; ZFF – Zona de Fractura do Faial; ZFA – Zona de Fractura Açor; ZFPA – Zona de Fractura Princesa Alice; ZFP – Zona de Fractura do Pico; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira; FG – Falha Gloria; Fl – Flores; C – Corvo; G – Graciosa; T – Terceira; SJ – S. Jorge; FA – Faial; P – Pico; SMG – S. Miguel; SMA – Sta. Maria; FO – Ilhéus das Formigas; BPA – Banco Princesa Alice, BA – Banco Açor; BJC – Banco D. João de Castro; BM – Banco do Mónaco; BWG – Bacia Oeste da Graciosa; BEG – Bacia Este da Graciosa; FH – Fossa Hirondele; BSM – Bacia de S. Miguel; DF – Desfiladeiro das Formigas. A área correspondente à PA está delimitada pela isóbata dos 2000 m. O RT (s.l.) compreende toda a faixa da região dos Açores. O RT (s.s.) corresponde ao alinhamento composto por BWG, G, BEG, T, BJC, FH, SMG, BSM, FO e DF. Batimetria do arquipélago adaptada de Lourenço *et al.* (1997) e dados da topografia e batimetria mundial de GEBCO_08 (2010)..... 24

- Figura 2.3** – Modelo esquemático para a evolução da JTA para os últimos 10 Ma segundo Luis *et al.* (1994). O eixo do *rift* está marcado pela linha mais grossa, para a época indicada no canto superior esquerdo. As setas representam a velocidade das placas dos Açores e Africana (Núbia) relativamente à placa Norte-Americana. AF – placa Africana; Ac – Açores; AM – placa Norte-Americana; EU – placa Eurasiática; PFZ – Zona de Fractura do Pico; PAFZ – Zona de Fractura Princesa Alice; AFZ – Zona de Fractura Açor; NAFZ – Zona de Fractura Norte dos Açores. 29
- Figura 2.4** – Fronteira de placas EU-NU na área dos Açores e orientação das tensões principais na região segundo Madeira (1998): o campo de tensões distensivo na proximidade da CMA (Região 1) passa a compressivo por volta da isócrona dos 20 Ma (Região 2); no *Centro de Expansão Oblíqua dos Açores* o campo distensivo sofre permutação entre σ_1 e σ_2 e ocorre um desvio das trajectórias das tensões principais (Região 3). 30
- Figura 2.5** – Interpretação morfo-estrutural da batimetria da PA de Lourenço *et al.* (1998). PA – Banco Princesa Alice; AC – Banco Açor; BN – Banco Grande Norte; MB – Banco do Mónaco; DJC – Banco D. João de Castro; WGB – Bacia Oeste da Graciosa; EGB – Bacia Este da Graciosa; NHB – Fossa Hírodelle do Norte; SHB – Fossa Hírodelle do Sul; PB – Bacia de S. Miguel (ou Fossa da Povoação); RF – Falha da Ribeira Seca; LF – Falha das Lajes; CG – *Graben* do Congro; LVR – Cristas Vulcânicas Lineares. A orientação das principais estruturas deduzidas mostra uma rotação dextrógira de W para E. 31
- Figura 2.6** – Modelo proposto por Lourenço *et al.* (1998) com base nas características morfológicas, tectónicas e sísmicas da PA. Os autores reconhecem três domínios diferentes (1 a 3) ao longo da fronteira EU-NU na região da PA, a partir da direcção das estruturas inferidas. No canto superior direito encontra-se representado a orientação do eixo da tensão calculado a partir de eventos sísmicos, respectivo desvio e direcções de expansão, de acordo com o modelo de movimentação de placas Nuvel-1 (DeMets *et al.*, 1990). No canto inferior esquerdo figura o esquema de modelo tectónico regional proposto para o domínio dos Açores. 32
- Figura 2.7** – Modelo evolutivo de Vogt e Jung (2003) para o RT. As linhas pretas a cheio correspondem a centros de expansão; as linhas a tracejado indicam falhas transformantes; as linhas a pontado representam fronteiras não exactas; as linhas finas a cheio e a tracejado representam as possíveis fronteiras de placas anteriores ao RT. Os pontos a cor-de-rosa correspondem a sismos localizados pelo *National Geophysical Data Center*; os triângulos a cor-de-rosa representam edifícios vulcânicos activos e adormecidos. No canto superior direito encontram-se representados os principais centros de expansão do mundo, com taxas de expansão (mm/ano) para os *rifts* lentos. 32
- Figura 2.8** – Velocidades residuais, com base no modelo DEOS2K (Fernandes *et al.*, 2004), considerando (a) a placa EU (EURA) fixa, projectando-se a movimentação relativa prevista da placa NU (AFRC) relativamente à placa EU com base nos modelos DEOS2K e NUVEL-1A, e (b) considerando a placa NU (AFRC) fixa, projectado-se a movimentação relativa prevista da placa EU (EURA) relativamente à placa NU segundo os modelos DEOS2K e NUVEL-1A. 33
- Figura 2.9** – Modelo tectono-magmático para a JTA na actualidade segundo Lourenço (2007). O sector 1 é caracterizado por deformação distribuída não coaxial em regime de transtensão direita, onde ocorre partição da deformação entre fases tectónicas, com movimentações em falhas, e fases magmáticas em riftes activos com tracção pura. O sector 2 é representado por uma zona interplacas estreita com extensão oblíqua direita, deformação coaxial e por um domínio de falhas normais. 34
- Figura 2.10** – Fronteira de placas sugerida por Trota (2008) denominada *Zona de Cisalhamento dos Açores*. 35
- Figura 2.11** – Reconstituição da área da JTA na actualidade (isócrona 0) (Luis e Miranda, 2008). A S dos Açores apresenta-se uma definição aproximada das isócronas aí identificadas. AD – Domínio dos Açores; SAD – Domínio Sul dos Açores; PFZ – Zona de Fractura do Pico; EAFZ – Zona de Fractura Este dos Açores; TJ – Junção Tripla dos Açores; GF – Falha Gloria. 35
- Figura 2.12** – Orientação aproximada das tensões principais dos campos de tensão no extremo W da fronteira de placas EU-NU (Hipólito, 2009). Hipótese 1: O campo de tensões distensivo (a) na proximidade da CMA passa lateralmente a transtensivo (b) com o estabelecimento de um campo de tensões de transição. Para E ocorre nova permuta de tensões, entre σ_3 e σ_2 , com o afastamento à CMA e entrada numa região em compressão (c) (Madeira, 1998). Dentro da faixa de cisalhamento interplacas (d) ocorre permuta de tensões e desvio na trajectória das tensões principais. I) Fases de alargamento da zona de influência do campo de tensões interplacas (faixa cisalhada); II) Fases de estreitamento da faixa cisalhada: as ilhas situadas nas proximidades do bordo da faixa cisalhada interplaca ficam sujeitas ao campo de tensões b. Hipótese 2: o campo de tensões distensivo (a) na proximidade da CMA passa

lateralmente a compressivo (c) com o afastamento àquela estrutura (Madeira, 1998). Dentro da faixa de cisalhamento interplacas (d) ocorre nova permuta de tensões, entre σ_1 e σ_3 e um desvio na trajectória das tensões principais. Em fases de estreitamento da faixa cisalhada, nas proximidades desta, o campo compressivo (c) sofre permutação entre σ_2 e σ_3 , estabelecendo-se um campo de tensões intermédio (b). I) Em fases de alargamento da faixa cisalhada; II) Em fases de estreitamento da faixa cisalhada: as ilhas próximas do bordo da faixa cisalhada interplacas ficam sujeitas ao campo de tensões b. O tracejado cinzento separa o domínio de cada campo de tensões exterior; o sombreado representa a zona de deformação interplacas (faixa cisalhada). 36

Figura 2.13 – Localização epicentral dos sismos de natureza tectónica mais destrutivos, e com localização epicentral atribuída, registados nos Açores desde o seu povoamento no século XV (CVARG/CIVISA, 2013). Batimetria de GEBCO_08 (2010). 37

Figura 2.14 – Carta de sismicidade dos Açores, no período compreendido entre 1 de Janeiro de 1980 e 31 de Dezembro de 2011 (CVARG/CIVISA, 2013), onde estão representados todos os epicentros localizados, independentemente da magnitude. Legenda: CMA – Crista Média Atlântica; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira. 40

Figura 2.15 – Distribuição epicentral dos eventos com magnitude superior a 4.0 para a região dos Açores, no período compreendido entre 1 de Janeiro de 1980 e 31 de Dezembro de 2011 (CVARG/CIVISA, 2013). Legenda: CMA – Crista Média Atlântica; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira. 40

Figura 2.16 – Mapa dos sismos instrumentais com mecanismo focal, publicados na bibliografia: a preto – soluções obtidas por inversão das ondas volúmicas; a cinzento – soluções obtidas pelo tensor momento do centróide (CMT). Legenda na Tabela 2.2. 41

Figura 2.17 – Mecanismos focais calculados para a zona sismogénica Fogo-Congo (Silva, 2011). 45

Figura 2.18 – a) Esquema ilustrativo dos campos de tensões actuates nas áreas do Vulcão do Fogo e do Congo: a preto – campo de tensões regional; a verde – campo de tensões actuante no Vulcão do Fogo (determinado com base no enxame sísmico de Outubro de 2004); a vermelho – campo de tensões actuante na área do Congo (estimado a partir do enxame sísmico de 2005). b) Esquema interpretativo da variação do campo de tensões de acordo com a profundidade (Silva, 2011)..... 46

Figura 2.19 – Localização das erupções vulcânicas históricas de que se tem conhecimento na região da PA desde o século XV (CVARG/CIVISA, 2013). Batimetria de GEBCO_08 (2010). 46

Capítulo 3

Figura 3.1 – Perfil longitudinal ondulado da ilha de S. Miguel entre o Vulcão das Sete Cidades, a W, e o Sistema Vulcânico do Nordeste, a E. Sobrelevação 2×..... 52

Figura 3.2 – Unidades geomorfológicas definidas por Zbyszewsky *et al.* (1958b, 1959b) e Zbyszewsky (1961) para a ilha de S. Miguel. Legenda: 1 – Maciço Vulcânico das Sete Cidades; 2 – Região dos Picos; 3 – Maciço Vulcânico de Água de Pau; 4 – Planalto da Achada das Furnas; 5 – Vulcão das Furnas; 6 – Vulcão da Povoação; 7 – Região da Tronqueira e do Nordeste; 8 – Plataforma Litoral do Norte. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 53

Figura 3.3 – Esboço morfológico de Soeiro de Brito (2004). Legenda: 1 – Maciço das Sete Cidades; 2 – Plataforma de Ponta Delgada; 3 – Maciço do Fogo; 4 – Achada das Furnas; 5 – Maciço das Furnas; 6 – Chã dos Boiões; 7 – Maciço da Povoação. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 53

Figura 3.4 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do Vulcão das Sete Cidades. 54

Figura 3.5 – Perfis transversais rectilíneos transversais às escarpas de falha no flanco NW do maciço das Sete Cidades. Note-se a continuidade das escarpas das falhas da Lomba do Vasco, da Lombinha e da Lomba dos Homens, que constituem o *Graben* dos Mosteiros, ao longo de toda a vertente NW do vulcão central até próximo do bordo da caldeira. Sobrelevação 2×..... 56

Figura 3.6 – Perfis longitudinais rectilíneos do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, segundo os alinhamentos vulcânicos principais, meridional (a) e setentrional (b). Sobrelevação 2×..... 57

Figura 3.7 – Perfis transversal (a) e longitudinal (b) rectilíneos do maciço do Fogo. Perfis não sobreelevados. 59

Figura 3.8 – Perfis transversais rectilíneos do <i>Graben</i> da Ribeira Grande. É notória, ao longo do flanco NW do Vulcão do Fogo, mesmo na zona mais elevada, a presença de uma zona mais abatida limitada pelas formas vulcânicas referidas no texto. Sobrelevação 2×.....	60
Figura 3.9 – Perfis transversal (a) e longitudinal (b) rectilíneos do Sistema Vulcânico Fissural do Congro. Perfis não sobreelevados.	62
Figura 3.10 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do Vulcão das Furnas.	64
Figura 3.11 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do Vulcão da Povoação.	66
Figura 3.12 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do maciço vulcânico do Nordeste. No perfil a) é clara a forma de um edifício vulcânico com flancos bem definidos.	67
Figura 3.13 – Perfis transversais rectilíneos do sector SE do maciço vulcânico do Nordeste, focando o <i>Graben</i> de Água Retorta constituído pelas falhas de Água Retorta, do Vale Grande, do Cú de Judas e da Tronqueira. Perfis não sobreelevados.....	68

Capítulo 4

Figura 4.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão das Sete Cidades sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa <i>TectonicsFP</i> ; Ortner <i>et al.</i> , 2002). Os lineamentos e as falhas circulares no interior da caldeira não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 4.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	71
Figura 4.2 – Expressão morfológica da Falha da Lomba do Vasco, com o Pico do Escalvado no bloco elevado.	74
Figura 4.3 – Cartografia da Falha da Lomba do Vasco sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD, EF, GH) e rectilíneo quebrado (AB), e localização da estação 192. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	74
Figura 4.4 – Corte esquemático do afloramento observado na estação 192, com a localização aproximada na Falha da Lomba do Vasco. Os traços verticais sob os limites dos depósitos representam paleossolos.	75
Figura 4.5 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 192: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	76
Figura 4.6 – Escarpa de falha da Lombinha, estendendo-se desde a zona da Seara, a SE, até à arriba fóssil dos Mosteiros, a NW.	77
Figura 4.7 – Cartografia da Falha da Lombinha sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD, EF, GH) e rectilíneo quebrado (AB), e localização da estação 104. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	78
Figura 4.8 – Localização da igreja dos Mosteiros no enfiamento a NW da Falha da Lombinha, na fajã lávica dos Mosteiros.	79
Figura 4.9 – Escarpa de falha da Lomba dos Homens, com expressão morfológica desde a arriba fóssil dos Mosteiros, a NW, e o bordo da caldeira, a SE.	80
Figura 4.10 – Cartografia da Falha da Lomba dos Homens sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD, EF, GH e KL) e rectilíneo quebrado (IJ), e localização das estações 128, 129 e 130. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	81
Figura 4.11 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 128 a 130: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	82
Figura 4.12 – Projecção estereográfica do plano da Falha Sete Cidades 2 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	82

Figura 4.13 – Corte esquemático da Falha Sete Cidades 25 a afectar a unidade Sete-P2 e com formação de uma cunha de coluvião (estação 129).....	83
Figura 4.14 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica da Falha Sete Cidades 25 (estação 129). Descrição no texto. Legenda: C – coluvião; DF – depósito freatomagmático.	83
Figura 4.15 – Cartografia da Falha do Escalvado sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD e EF) e rectilíneo quebrado (AB), e localização das estações 113 e 186. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	84
Figura 4.16 – Falha do Escalvado exposta no litoral, estação 113.....	85
Figura 4.17 – Corte esquemático do afloramento da estação 186, indicando a localização das falhas (F) interpretadas com base nas descontinuidades estratigráficas.	86
Figura 4.18 – Falha da Grota do Loural, exposta na estação 117.....	87
Figura 4.19 – Cartografia da Falha da Grota do Loural sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização da estação 117. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	88
Figura 4.20 – Falha Feteiras 1 observada na estação 79; o derrame traquítico, à esquerda, contacta por falha com um depósito de fluxo piroclástico (à direita).	89
Figura 4.21 – Projecção estereográfica do plano da Falha Feteiras 1 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	90
Figura 4.22 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 79: a) representação estereográfica dos planos de falha no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	90
Figura 4.23 – Traçado aproximado da Falha Feteiras 1, observada na estação 79, e seu prolongamento provável para N, passando pela estação 181, sobre o Modelo Digital de Terreno do Vulcão das Sete Cidades. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	91
Figura 4.24 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 181: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	92
Figura 4.25 – Falha provável da Lomba das Chaves observada na estação 199. A geometria exposta sugere a presença de uma coluvião encostada ao plano de falha (seta vermelha), posteriormente coberta por derrames lávicos.	93
Figura 4.26 – Cartografia da falha provável da Lomba das Chaves sobre o Modelo Digital de Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo, e localização da estação 199. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	94
Figura 4.27 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no maciço vulcânico das Sete Cidades: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	95
Figura 4.28 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas diferentes estações do Vulcão das Sete Cidades, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26, 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	96
Figura 4.29 – Aspecto geral da sequência estratigráfica de natureza traquítica (s.l.) observada na arriba litoral SE do Vulcão das Sete Cidades. A sequência encontra-se cortada por várias falhas.	97

Figura 4.30 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 87 a 95: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	98
Figura 4.31 – Projecção estereográfica do plano da Falha Rocha do Cascalho 37 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).....	98
Figura 4.32 – Aspecto geral da sequência estratigráfica afectada pelas falhas observadas nas estações 105 a 108. O local corresponde à estação 107, onde é evidente a presença de uma falha importante (seta vermelha).....	99
Figura 4.33 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 105 a 108: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	99
Figura 4.34 – Projecção estereográfica do plano da Falha Feteiras 93 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	99
Figura 4.35 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 99 e 100: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	100
Figura 4.36 – Projecção estereográfica do plano da Falha Feteiras 36 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	101
Figura 4.37 – Falhas inversas observadas na estação 100, a afectar depósitos freatomagmáticos. Em primeiro plano observa-se a intrusão traquítica.	101
Figura 4.38 – Falha Mosteiros 6, exposta na estação 114.	102
Figura 4.39 – Aspecto geral da estação 103, com depósitos piroclásticos de natureza basáltica (<i>s.l.</i>) cortados por falhas. A escala mede 2.0 m.	102
Figura 4.40 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 221: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	103
Figura 4.41 – Aspecto geral da estação 132 onde se observam várias falhas a afectar o depósito Sete-P13. A escala mede 1.6 m.	104
Figura 4.42 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 132: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	104
Figura 4.43 – Aspecto geral do corte da estação 183 onde se observa a Falha Sete Cidades 27 a afectar depósitos que parecem corresponder às unidades Sete-P9 e Sete-P11 definidas por Queiroz (1997). A escala mede 27 cm.	105
Figura 4.44 – Falha Sete Cidades 44 a afectar a unidade Sete-P14 (estação 222). A escala mede 2.0 m.	106
Figura 4.45 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 194: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	106
Figura 4.46 – Aspecto geral da caixa de falha observada na estação 194, onde é possível observar vários planos escalonados. A escala mede 22 cm.	107
Figura 4.47 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados no Vulcão das Sete Cidades: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	107

Figura 4.48 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações do maciço vulcânico das Sete Cidades, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26, 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 108

Capítulo 5

Figura 5.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Legenda na Tabela 5.1; AVS – Alinhamento Vulcânico Sul; AVN – Alinhamento Vulcânico Norte. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 119

Figura 5.2 – Exemplo de morfologias formadas por fissuras eruptivas ou falhas no alinhamento vulcânico Pico da Pintona – Serra Gorda (imagem aérea Google Earth). 123

Figura 5.3 – Projecção estereográfica dos planos da Falha Picos 1, observados na estação 76. Representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt*. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 124

Figura 5.4 – Zona de fractura com cinemática normal observada na estação 76, correspondente ao cone de escórias do Charco do Ferreira. Sobre o depósito do cone (c1 a c3) encontra-se a unidade Fogo A. A escala mede 1.6 m. 124

Figura 5.5 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 125

Figura 5.6 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas estações do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 126

Figura 5.7 – Estruturas com planos lítricos observadas na estação 82. 127

Figura 5.8 – Diagrama ilustrando a resposta de um filão sujeito a um campo de tensões em que a direcção de tracção máxima roda em profundidade, em torno de um eixo vertical, à medida que a intrusão magmática se propaga para a superfície (*in* Ferreira, 2000). 128

Capítulo 6

Figura 6.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão do Fogo sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Os lineamentos não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 6.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 133

Figura 6.2 – Cartografia das falhas W da Ribeira Grande (WRG) sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização das estações 77 e 78. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 136

Figura 6.3 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 77 e 78: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 137

Figura 6.4 – Corte esquemático do afloramento das estações 77 e 78. O depósito de *lapilli* pomítico presente no topo (5) corresponde ao depósito de *lapilli* pomítico inferior da Formação dos Fenais da Luz, que está afectado por algumas das falhas (falhas Ribeira Grande 1 e 3). Descrição da estratigrafia no texto. 138

Figura 6.5 – Escoadas lávicas da erupção de 1563 no Pico Queimado segundo Wallenstein <i>et al.</i> (1999 in Silveira, 2002).	139
Figura 6.6 – Cartografia da Zona de Falha da Falca sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização das estações 149 a 152 e 187 a 189. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	140
Figura 6.7 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 149 a 152 e 187 a 189: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	141
Figura 6.8 – Falhas sintéticas e antitéticas da Zona de Falha da Falca, expostas no bloco elevado, na zona de Sta. Iria: a) estação 152 (escala – 1.67 m); b) estação 188 (escala – 2.0 m).	141
Figura 6.9 – Cartografia das estruturas tectónicas do Vulcão do Fogo sobre o Modelo Digital de Terreno e mapa de desgaseificação difusa de CO ₂ de Viveiros <i>et al.</i> (2008). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	142
Figura 6.10 – Cartografia da Falha Lombadas 19 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo e das várias estações observadas (estações 170 a 177). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	144
Figura 6.11 – Falha Lombadas 19, exposta em ambos os lados do vale da Ribeira Grande: a) talude W; b) talude E. Note-se na fotografia a) o plano bem definido no depósito de ribeira, na base do afloramento. A escala mede 1.6 m.	145
Figura 6.12 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 170 a 177: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	145
Figura 6.13 – Lineamentos deduzidos da cartografia de anomalias de fluxo de CO ₂ para a zona central do Graben da Ribeira Grande (Hipólito <i>et al.</i> , 2011). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	146
Figura 6.14 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Vulcão do Fogo: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	147
Figura 6.15 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas diferentes estações do Vulcão do Fogo, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	148
Figura 6.16 – Falha Ribeira Grande 8, exposta na estação 167, a afectar o depósito ignimbrítico da Formação do Fogo A, datada de 4520±90 anos BP. A escala mede 2.0 m.	149
Figura 6.17 – Corte esquemático da Falha Porto Formoso 1 exposta na barreira do caminho de acesso à Praia dos Moinhos, Porto Formoso (estação 133). Descrição da estratigrafia no texto.	150
Figura 6.18 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica da Falha Porto Formoso 1 (estação 133). Descrição no texto.	151
Figura 6.19 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 134 e 135: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	152
Figura 6.20 – Corte esquemático da Falha Lombadas 30, exposta no caminho que liga as Lombadas ao Monte Escuro, junto ao vértice geodésico da Vereda do Mulato (estação 219).	152

Figura 6.21 – Corte esquemático da geometria exposta na barreira das novas estradas SCUT, a N de Vila Franca do Campo (estação 155), possivelmente relacionada com a presença de uma falha (Falha Vila Franca 15). Os níveis castanhos correspondem a solos, enquanto os níveis amarelados, acinzentados e brancos simbolizam depósitos de <i>lapilli</i> pomítico.	153
Figura 6.22 – Corte do afloramento da Falha Vila Franca 8, observado numa das barreiras das estradas SCUT, durante as escavações (estação 153).	154
Figura 6.23 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 154: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	155
Figura 6.24 – Corte esquemático da barreira das estradas SCUT, onde se observaram vários acidentes durante as escavações (estação 154). Os níveis castanhos e alaranjados correspondem a solos, enquanto os níveis amarelados, acinzentados e brancos simbolizam depósitos de <i>lapilli</i> pomítico. Devido à altura da barreira da estrada, apenas foi possível medir a atitude dos acidentes indicados com setas vermelhas, pelo que as inclinações apresentadas na projecção estereográfica da figura 6.23 não são representativas do conjunto total.	155
Figura 6.25 – Sequência estratigráfica exposta na arriba litoral W da Praia da Pedreira (estação 126).	156
Figura 6.26 – Falhas Roída Praia 1 e 2 expostas na arriba litoral W da Praia da Pedreira (estação 126). O depósito da base corresponde às cinzas ignimbríticas do Membro Inferior da Formação da Roída da Praia (Wallenstein, 1999), datadas de 34200 anos BP. A escala mede 1.6 m.	157
Figura 6.27 – Sequência estratigráfica e falhas Roída Praia 3 e 4 expostas na arriba litoral da Roída da Praia (estação 214). Note-se que as falhas cortam toda a sequência. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.	158
Figura 6.28 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 166: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	159
Figura 6.29 – Exemplo de algumas das falhas observadas na estação 166 a cortar a Formação da Roída da Praia (1). Para o topo afloram os depósitos de <i>lapilli</i> pomítico de queda das formações da Ribeira Chã (2), do Pisão (3) e do Fogo A (4). A escala mede 22 cm.	159
Figura 6.30 – Corte esquemático da Falha Ribeira Chã 10 e sequência estratigráfica afectada, observada na estação 215, durante as escavações das estradas SCUT. Indicam-se, ainda, os vários patamares do talude da estrada. A escala mede 1.6 m.	160
Figura 6.31 – Análise geométrica dos filões observados no Vulcão do Fogo: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	161
Figura 6.32 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações do Vulcão do Fogo, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	162

Capítulo 7

Figura 7.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Sistema Vulcânico Fissural do Congro sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa <i>TectonicsFP</i> ; Ortner <i>et al.</i> , 2002). Os lineamentos não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 7.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	170
Figura 7.2 – Extracto da fotografia aérea de 1974, fiada 6E, à escala 1/15000, da zona do Altiprado, onde é possível observar as escarpas das falhas Altiprado 1 (FA1) e Altiprado 2 (FA2) (fotografia aérea da Direcção Geral de Planeamento Urbanístico).	173
Figura 7.3 – Cartografia da Falha Altiprado 1 sobre o Modelo Digital do Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo. Adicionalmente representa-se a rede de drenagem. A seta branca indica o troço de	

linha de água que aparenta estar desviado por falha com movimentação em desligamento direito. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	173
Figura 7.4 – Panorâmica da Falha Altiprado 1 onde, por detrás do arvoredado, é possível observar o ressalto topográfico.	174
Figura 7.5 – Cartografia da Falha Altiprado 2 sobre o Modelo Digital do Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo. Adicionalmente representa-se a rede de drenagem. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	174
Figura 7.6 – Panorâmica da Falha Altiprado 2 onde é possível verificar um ligeiro ressalto na topografia.	175
Figura 7.7 – Variação espacial das direcções das falhas observadas no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	177
Figura 7.8 – Falha Ponta Garça 1, observada na estação 165, a cortar um derrame lávico de natureza basáltica (s.l.) (na base) e depósitos piroclásticos de natureza traquítica (s.l.), provenientes dos vulcões das Furnas e Fogo. A escala mede 2.0 m.	178
Figura 7.9 – Esquema representativo da geometria e cinemática da Falha Achada das Furnas 25, observada na estação 218. Note-se que esta só afecta a base do depósito da erupção histórica de 1563. A escala mede 27 cm.....	179
Figura 7.10 – Variação espacial das direcções dos filões observados na costa S do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	180
Figura 7.11 – Carta de intensidades locais correspondentes aos efeitos cumulativos da actividade sísmica ocorrida entre 22 de Junho e 4 de Julho de 1563 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002). O triângulo verde escuro indica o foco eruptivo no Vulcão do Fogo e a verde claro o foco eruptivo do Pico do Sapateiro [Queimado].	182
Capítulo 8	
Figura 8.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão das Furnas sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa <i>TectonicsFP</i> ; Ortner <i>et al.</i> , 2002). Legenda na Tabela 8.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	184
Figura 8.2 – Extracto da fotografia aérea 3121 da fiada 7E de 1974, à escala 1:15000, onde é possível observar a expressão morfológica das falhas Furnas 8, 9 e 24 sob a forma de escarpas viradas a S, cruzando o relevo vulcânico dos Cedros. A tracejado encontra-se o arco de cratera que parece ser truncado pela Falha Furnas 9.....	188
Figura 8.3 – Cartografia da Falha Furnas 2 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas, com a localização da estação 157 e do perfil rectilíneo quebrado (AB) do bordo da caldeira no sector adjacente à falha. Adicionalmente apresenta-se a distribuição espacial de anomalias de fluxo de CO ₂ para a vila das Furnas de Viveiros (2010) e Viveiros <i>et al.</i> (2010). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	189
Figura 8.4 – Falha Furnas 2, identificada na estação 157, a afectar um depósito de natureza traquítica (s.l.) muito alterado e de aspecto homogéneo. O plano de falha aflora em ambos os taludes da estrada: a) talude W; b) talude E. A escala mede 2.0 m.....	190
Figura 8.5 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 157: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).....	190
Figura 8.6 – Cicatriz do movimento de vertente ocorrido em 1630. A seta vermelha indica o possível controlo estrutural do bordo leste do escorregamento.....	192

Figura 8.7 – Cartografia da Falha das Amoras sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas, com a localização dos perfis transversais rectilíneos AB e CD e das estações 121 a 124. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.....	193
Figura 8.8 – Esquema das arribas litorais S do Vulcão das Furnas, mostrando as principais unidades estratigráficas e o vale tectónico da Falha das Amoras (modificado de Guest <i>et al.</i> , 1999).	194
Figura 8.9 – Arribas litorais na foz da Ribeira das Amoras, flanco S do Vulcão das Furnas.....	194
Figura 8.10 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 121 a 124: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	195
Figura 8.11 – Corte esquemático da arriba litoral a W da foz da Ribeira das Amoras (estação 122), onde se observaram as falhas Areias 7 a 12 deslocando depósitos da Formação Superior das Amoras.	195
Figura 8.12 – Projecção estereográfica do plano da Falha Areias 12 e respectivas estrias, observadas na estação 122 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	196
Figura 8.13 – Corte esquemático da arriba litoral a E da foz da Ribeira das Amoras (estação 124), onde se observaram dezenas de falhas (falhas Areias 34 a 72) afectando depósitos da Formação Inferior das Amoras.	196
Figura 8.14 – Projecções estereográficas dos planos das falhas Areias 32 (a) e Areias 40 (b) e respectivas estrias, observadas na estação 123 e 124, respectivamente (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	197
Figura 8.15 – Falha da Senhora das Mercês e intrusão basáltica (s.l.) observadas na estação 209.	197
Figura 8.16 – Plano da Falha Ribeira Quente 4, observado na estrada da Ribeira Quente (estação 58 de Carmo, 2004).	199
Figura 8.17 – Projecção estereográfica do plano da Falha Ribeira Quente 4 e respectivas estrias, observadas na estação 58 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	199
Figura 8.18 – Cartografia da Falha Ribeira Quente 4 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 34, Instituto Geográfico do Exército (2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	200
Figura 8.19 – Lineamentos deduzidos da cartografia de anomalias de fluxo de CO ₂ de Viveiros (2010) e Viveiros <i>et al.</i> (2010). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	201
Figura 8.20 – Lineamentos deduzidos da cartografia de concentração de ²²² Rn no solo de Silva (2006). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	202
Figura 8.21 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Vulcão das Furnas: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	202
Figura 8.22 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas estações do Vulcão das Furnas, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	203
Figura 8.23 – Corte esquemático de um dos afloramentos da arriba litoral da Praia das Amoras (estação 118), onde se observam três falhas a afectar os depósitos da base. Apenas se mediu o plano da Falha Amora 1. A sequência é composta por alternância de níveis de fluxo e de queda, compostos por <i>lapilli</i> e cinzas pomíticos, muito estratificados, separados por duas discordâncias.	204
Figura 8.24 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 118 e 119: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos	

pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	204
Figura 8.25 – Arribas do flanco S do Vulcão das Furnas, no sector da Praia das Amoras (estações 118 e 119). Observam-se várias intrusões em depósitos piroclásticos que, em alguns casos, produziram intensa deformação.	205
Figura 8.26 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 136 a 144: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	205
Figura 8.27 – Projecções estereográficas dos planos das falhas Areias 79 (a) e Areias 83 (b) e respectivas estrias, observadas na estação 139 e 142, respectivamente (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	206
Figura 8.28 – Arribas do flanco S do Vulcão das Furnas, a W da Ponta da Lobeira (estação 205). Observam-se várias falhas deslocando derrames lávicos basálticos (<i>s.l.</i>). Alguns dos planos parecem igualmente afectar os depósitos piroclásticos que se encontram no topo da arriba (Formação do Tufo).	207
Figura 8.29 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 205: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	207
Figura 8.30 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 145: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	207
Figura 8.31 – Projecção estereográfica do plano da Falha Ribeira Quente 12 e respectivas estrias, observadas na estação 145 (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	208
Figura 8.32 – Esquema das arribas litorais S do Vulcão das Furnas, no sector compreendido entre a Ponta da Lobeira e a Ponta do Garajau, mostrando as principais unidades estratigráficas (modificado de Guest <i>et al.</i> , 1999).	208
Figura 8.33 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 162 a 164: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	209
Figura 8.34 – Corte esquemático do afloramento observado na estação 159. As falhas cortam um depósito muito estratificado constituído por uma alternância de níveis espessos de cinzas e níveis finos de <i>lapilli</i> pomítico, com granulometria fina a média.	209
Figura 8.35 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 159: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	210
Figura 8.36 – Falha Ribeira Quente 20, observada no talude SE do afluente rectilíneo de direcção N-S da Ribeira Quente (estação 160). A escala mede 22 cm.	210
Figura 8.37 – Corte esquemático do afloramento da estação 156 onde se observa a Falha Furnas 1 a afectar o depósito Furnas C (≈ 1900 anos BP), constituído por uma alternância de níveis de cinza e de <i>lapilli</i> pomítico.	211
Figura 8.38 – Falha Furnas 26 exposta no talude da estrada da Ribeira Quente (estação 228). A escala mede 2.0 m.	212
Figura 8.39 – Corte esquemático do afloramento da estação 217 onde se observa um conjunto de falhas a afectar depósitos piroclásticos provenientes do Vulcão das Furnas e/ou Vulcão do Fogo.	213
Figura 8.40 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 217: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos	

planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002)..... 213

Figura 8.41 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados no Vulcão das Furnas: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 214

Figura 8.42 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações do Vulcão das Furnas, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 215

Capítulo 9

Figura 9.1 – Cartografia das estruturas consideradas na região da Povoação-Nordeste sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Os lineamentos não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 9.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84. 221

Figura 9.2 – Cartografia das falhas de Água Retorta e dos Graminhais sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivos perfis transversais rectilíneos, e localização das estações 5, 53, 179 e 180. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 30 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 223

Figura 9.3 – Falha de Água Retorta, exposta na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste, estação 53 (a) e numa antiga saibreira, estação 5 (b). 223

Figura 9.4 – Projecção estereográfica do plano da Falha de Água Retorta e respectivas estrias, medidas na estação 5 (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 224

Figura 9.5 – Falha do Vale Grande exposta na estação 55, na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste. 225

Figura 9.6 – Cartografia da Falha do Vale Grande sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivo perfil transversal rectilíneo, e localização da estação 55. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 34, Instituto Geográfico do Exército (2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 225

Figura 9.7 – Projecção estereográfica do plano da Falha do Vale Grande e respectivas estrias, medidas na estação 55 (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 226

Figura 9.8 – Falha da Tronqueira, exposta na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste (estação 70). 227

Figura 9.9 – Cartografia das falhas da Tronqueira e do Cú de Judas sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivos perfis transversais rectilíneos, e localização das estações 3 e 70. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 30 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 227

Figura 9.10 – Falha do Cú de Judas exposta no talude da estrada regional em Água Retorta (estação 3). A escala mede 1.6 m. 228

Figura 9.11 – Projecção estereográfica da totalidade das falhas medidas na região Povoação-Nordeste: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002). 230

Figura 9.12 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas diferentes estações da região Povoação-Nordeste, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84..... 231

Figura 9.13 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 190 e 191: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	232
Figura 9.14 – Aspecto geral dos depósitos expostos na estação 190: níveis de cinzas traquíticas com algum <i>lapilli</i> pomítico, que encimam um derrame lávico basáltico, deslocados por falhas. A escala mede 22 cm.	232
Figura 9.15 – Projecção estereográfica dos planos das falhas Santana 6 a 9 e respectivas estrias, medidos na estação 190 (hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	233
Figura 9.16 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados nas diferentes estações dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	234
Figura 9.17 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	235
Figura 9.18 – Duas populações de falhas conjugadas incompatíveis com um único campo de tensões: a) estruturas WNW-ESE direitas normais conjugadas de estruturas NNW-SSE esquerdas normais; b) falhas WNW-ESE a NW-SE esquerdas normais conjugadas de falhas NE-SW normais com provável componente de desligamento direito (modificado de Carmo, 2004).	237
Figura 9.19 – Campo de tensões deduzido para o primeiro conjunto de falhas: a) desligamentos – σ_1 horizontal e NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 horizontal e NE-SW; b) falhas normais – σ_1 vertical, σ_2 horizontal, NW-SE, e σ_3 horizontal, NE-SW (modificado de Carmo, 2004).	237
Figura 9.20 – Campo de tensões deduzido para o segundo conjunto de falhas: a) desligamentos – σ_1 horizontal e orientada E-W, σ_2 vertical e σ_3 horizontal segundo a direcção N-S; b) falhas normais – σ_1 vertical, σ_2 horizontal e E-W, e σ_3 horizontal, N-S (modificado de Carmo, 2004).	238
Capítulo 10	
Figura 10.1 – Localização da trincheira “Altiprado Sul – TR1” (estação 184) na FA1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	242
Figura 10.2 – Vista geral da trincheira “Altiprado Sul – TR1” observada de S. A escada tem 4 m.	242
Figura 10.3 – Coluna litostratigráfica da sequência exposta na trincheira “Altiprado Sul – TR1” e que está afectada pela FA1. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.	244
Figura 10.4 – Representação do levantamento da parede leste da trincheira “Altiprado Sul – TR1” efectuado na escala 1:20. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.	247
Figura 10.5 – Projecção estereográfica dos planos medidos na trincheira “Altiprado Sul – TR1”, observados na estação 184: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i> (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	248
Figura 10.6 – Localização das trincheiras “Altiprado Norte – TR2” e “Altiprado Norte – TR2a” (estação 185) na FA2. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 29, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.	249
Figura 10.7 – Vista geral da trincheira “Altiprado Norte – TR2a”, olhando para S.	249
Figura 10.8 – Representação do levantamento da parede W da sanja “Altiprado Norte – TR2a” efectuada na escala 1/20. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.	251
Figura 10.9 – Projecção estereográfica dos planos medidos na trincheira “Altiprado Norte – TR2a”, observados na estação 185: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de <i>Schmidt</i>	

(diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	252
Figura 10.10 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica das falhas Altiprado 1 e Altiprado 2. Descrição no texto.....	255
Figura 10.11 – Carta de intensidades do sismo de 22 de Outubro de 1522 (<i>in</i> Silveira, 2002) apresentada por Mendonça Dias (1945), na Escala Mercalli-Sieberg (MCS-17), com base nos relatos de Frutuoso (1522-1591). A zona mais afectada por movimentos de vertente localiza-se na área limitada pelas linhas a tracejado.	259
Figura 10.12 – Carta de isossistas do sismo de 22 de Outubro de 1522 (intensidades EMS-98). O círculo verde corresponde à localização epicentral deduzida por Silveira (2002) a partir da reinterpretação dos dados de macrossísmica.	259
Figura 10.13 – Carta de isossistas do sismo de 26 de Julho de 1591 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002).	263
Figura 10.14 – Carta de intensidades locais relativas aos efeitos cumulativos da actividade sísmica ocorrida entre 2 e 8 de Setembro de 1630 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002). O triângulo verde assinala o foco eruptivo.	264
Figura 10.15 – Carta de isossistas do sismo de 10 de Agosto de 1967 (intensidades em MM-31; modificado da carta de isossistas de Anuário Sismológico de Portugal – 1967).....	267
Figura 10.16 – Carta de epicentros referentes à crise sísmica na área compreendida entre o Vulcão do Fogo, Monte Escuro e Congro, no período compreendido entre Maio e Dezembro de 2005 (CVARG/CIVISA, 2013).	268
Figura 10.17 – Distribuição dos movimentos de vertente e dos epicentros dos sismos dos dias 20 e 21 de Setembro de 2005 (modificado de Marques <i>et al.</i> , 2007).	269
Figura 10.18 – Fenda no solo formada durante a fase mais energética da crise sísmica da zona sismogénica do Fogo-Congro, em Setembro de 2005. A fenda apresentava cerca de 1 km de comprimento e uma largura máxima de 15 cm. Legenda: a) aspecto geral; b) pormenor (fotografias gentilmente cedidas por Paulo Amaral).	269
Figura 10.19 – Histograma circular de frequências não ponderadas das direcções das fendas abertas durante a fase mais energética da crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro (dados gentilmente cedidos por Rui Marques em Maio de 2011). Programa <i>TectonicsFP</i> (Ortner <i>et al.</i> , 2002).	269
Figura 10.20 – Pormenor (a,b) dos danos observados nos edifícios localizados na zona epicentral, provocados durante a fase mais energética da crise sísmica da zona sismogénica do Fogo-Congro, em Setembro de 2005 (fotografias gentilmente cedidas por Paulo Amaral).	270
Figura 10.21 – Componente de velocidade de deformação vertical associada à crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro, considerando todas as fases de deformação. A estrela magenta indica o centro de deformação (Trota, 2008).	270
Figura 10.22 – Localização dos centros de deformação associados à crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro, consoante as várias fases de deformação. A estrela azul a W corresponde ao centro de deformação da fase I, enquanto que a estrela a E corresponde ao centro de deformação das fases II e III. A seta azul indica o sentido de migração para leste e a linha vermelha, alinhada com os centros de deformação, representa a fenda aberta no solo (Trota, 2008).	271

LISTA DE TABELAS

Capítulo 1

Tabela 1.1 – Grau de actividade das falhas segundo Cluff, Coppersmith e Knuepfer (1982 <i>in</i> Madeira, 1998)	9
--	---

Capítulo 2

Tabela 2.1 – Principais sismos históricos que afectaram a ilha de S. Miguel (dados de Madeira, 1998; Silveira, 2002; Medeiros, 2009; CVARG/CIVISA, 2013).....	38
--	----

Tabela 2.2 – Parâmetros dos mecanismos focais dos Açores. CMT – Tensor momento do centróide (Harvard CMT Project, <i>online</i>); GRI – Grimison e Chen (1986); BUF – Bufo <i>et al.</i> (1988); NUN – Nunes (1991); MIR – Miranda <i>et al.</i> (1998); BOR – Borges <i>et al.</i> (2007). As magnitudes referenciadas por w , s e b indicam respectivamente M_w , M_s e m_b . Adaptado de Madeira (1998) e Borges <i>et al.</i> (2008).	42
---	----

Tabela 2.3 – Erupções vulcânicas históricas ocorridas na região de S. Miguel (dados de Chaves, 1960; Weston, 1964; Queiroz <i>et al.</i> , 1995; Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999; Ferreira, 2000; Madeira, 2005, 2006, 2007; Medeiros, 2009; CVARG/CIVISA, 2013).	47
---	----

Capítulo 4

Tabela 4.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão das Sete Cidades, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.....	72
--	----

Tabela 4.2 – Medições efectuadas no plano da Falha Sete Cidades 2 da estação 129.....	82
--	----

Tabela 4.3 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 1 da estação 79.....	90
---	----

Tabela 4.4 – Medições efectuadas no plano da Falha Rocha do Cascalho 13 da estação 89.....	98
---	----

Tabela 4.5 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 93 da estação 108.....	99
---	----

Tabela 4.6 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 36 da estação 99.....	100
--	-----

Tabela 4.7 – Taxas de deslizamento para as falhas do maciço vulcânico das Sete Cidades.	112
---	-----

Tabela 4.8 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Vulcão das Sete Cidades, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).	114
--	-----

Tabela 4.9 – Grau de actividade das falhas do Vulcão das Sete Cidades com base na classificação de Matsuda (1975 <i>in</i> Slemmons, 1977).....	115
--	-----

Capítulo 5

Tabela 5.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.....	120
---	-----

Tabela 5.2 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).	130
--	-----

Capítulo 6

Tabela 6.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão do Fogo, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.	134
--	-----

Tabela 6.2 – Taxas de deslizamento para a componente normal da movimentação para as falhas do maciço vulcânico do Fogo.....	164
--	-----

Tabela 6.3 – Magnitudes do sismo máximo registado nas falhas cartografadas no Vulcão do Fogo, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).	166
---	-----

Tabela 6.4 – Grau de actividade das falhas do Vulcão do Fogo com base na classificação de Matsuda (1975 <i>in</i> Slemmons, 1977).	167
--	-----

Capítulo 7

Tabela 7.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Sistema Vulcânico Fissural do Congo, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável. 171

Capítulo 8

Tabela 8.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão das Furnas, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável..... 185

Tabela 8.2 – Medições efectuadas no plano da Falha Areias 12 identificada na estação 122. 196

Tabela 8.3 – Medições efectuadas nos planos das falhas Areias 32 e Areias 40, identificados nas estações 123 e 124, respectivamente. 197

Tabela 8.4 – Medições efectuadas no plano da Falha Ribeira Quente 4, identificada na estação 58 de Carmo (2004). 199

Tabela 8.5 – Medições efectuadas nos planos das falhas Areias 79 e 83, identificados nas estações 139 e 142, respectivamente. 206

Tabela 8.6 – Medições efectuadas no plano da Falha Ribeira Quente 12, identificada na estação 145. 208

Tabela 8.7 – Taxas de deslizamento referentes à componente normal da movimentação para as falhas do Vulcão das Furnas. 217

Tabela 8.8 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Vulcão das Furnas, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD). 218

Tabela 8.9 – Grau de actividade das falhas do Vulcão das Furnas com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977). 218

Capítulo 9

Tabela 9.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica da região da Povoação-Nordeste, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável. 222

Tabela 9.2 – Medições efectuadas no plano da Falha de Água Retorta, na estação 5. 224

Tabela 9.3 – Medições efectuadas no plano da Falha do Vale Grande, na estação 55. 226

Tabela 9.4 – Medições efectuadas nas falhas da estação 190, em Santana. 233

Tabela 9.5 – Taxas de deslizamento para as falhas dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste..... 239

Tabela 9.6 – Magnitude do sismo máximo provável, estimada a partir do comprimento (SRL) e da área de rotura (RA). 240

Tabela 9.7 – Grau de actividade das falhas da região Povoação-Nordeste com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977)..... 240

Capítulo 10

Tabela 10.1 – Taxas de deslizamento para as falhas do Altiprado. 256

Tabela 10.2 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Altiprado, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD). 273

Tabela 10.3 – Grau de actividade das falhas Altiprado 1 e 2 com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977)..... 274

AGRADECIMENTOS

Ao longo da elaboração deste trabalho foram várias as pessoas e/ou entidades que de uma forma mais ou menos envolvida contribuíram para a sua conclusão. De uma forma especial quero agradecer:

- à Universidade dos Açores e ao Departamento de Geociências pelas facilidades concedidas;
- ao Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos (CVARG), na pessoa da Directora Doutora Gabriela Queiroz, pelos apoios técnicos e financeiros disponibilizados;
- ao Professor Doutor José Madeira, Orientador Científico, pelo ensinamento e amizade transmitidos ao longo de mais de dez anos, desde o tempo da Licenciatura, pela ajuda e boa disposição contagiante durante as campanhas de campo e pela revisão científica dos textos;
- à Professora Doutora Teresa Ferreira, Orientadora Científica, pela amizade com que me acolheu, pela paciência e incentivo nos períodos mais difíceis, e pela revisão científica dos textos;
- à Ana Rita Hipólito, colega, amiga e “mana” nas áreas da Neotectónica e Paleossismologia, pelo acompanhamento incansável e alegre do trabalho de campo (nem sempre sob as melhores condições climáticas), pelas inúmeras aventuras e perigos vividos, pelas sugestões apresentadas ao longo deste trabalho e pela revisão de alguns textos científicos;
- à colega Ana Gomes, por ter acompanhado alguns dos trabalhos de campo da Região dos Picos, e pelos seus ensinamentos na área da Vulcanoestratigrafia;
- aos docentes do Departamento de Geociências, pelos conhecimentos transmitidos;
- à Euroscut Açores, por ter consentido o acompanhamento das várias frentes de escavação das novas estradas SCUT, possibilitando a observação e o registo, talvez únicos, de afloramentos anteriormente desconhecidos;
- ao Conselho de Administração do Altiprado, Empresa Agro-Pecuária de Achada das Furnas S.A., nas pessoas do Eng. José Manuel Brás e Dr. Romão Brás, por terem permitido a abertura de sanjas para a aplicação de estudos de Paleossismologia;
- ao Sr. João Furtado, funcionário da Altiprado, Empresa Agro-Pecuária de Achada das Furnas S.A., pela disponibilidade demonstrada no planeamento e selecção do local para abertura de sanjas;
- ao Professor Doutor Rui Coutinho, por ter acelerado o processo de abertura de valas nos terrenos do Altiprado e por ter acompanhado algumas visitas às frentes de escavação das estradas SCUT;
- ao Dr. Fernando Sousa, vereador da Câmara Municipal da Ribeira Grande, por ter disponibilizado uma retro-escavadora para a abertura de sanjas na zona do Altiprado;
- ao Sr. Luís, funcionário da Câmara Municipal da Ribeira Grande, por ter aberto as sanjas;
- aos colegas Sr. Ernesto e Vitinha, bem como ao seu amigo João Andrade (“Jesús”), pela disponibilidade e determinação com que se aprontaram a ajudar-nos na limpeza do fundo da sanja TR2a;
- aos colegas e funcionários do CVARG e do Departamento de Geociências, pela solidariedade, amizade e carinho demonstrados ao longo de todo este percurso;

- às colegas Patrícia Raposo e Crisálida Fernandes, pela sua amizade e por tratarem de todos os assuntos burocráticos relacionados com este trabalho;
- às colegas Fátima Viveiros e Catarina Silva, por terem cedido os dados relativos às anomalias geoquímicas de desgaseificação difusa de CO₂ e de ²²²Rn da área central da ilha de S. Miguel;
- ao colega Jeremias Cabral, por ter colaborado na limpeza e no levantamento geológico da sanja TR2a;
- aos colegas Catarina Goulart e José Medeiros, pelo apoio prestado em questões relacionadas com Sistemas de Informação Geográfica (SIG);
- aos colegas Rogério Sousa e Ana Rosa Medeiros, pela amizade e tempo dispensado no esclarecimento de questões relacionadas com a sismicidade;
- ao colega Jun Okada, por ter disponibilizado bibliografia relacionada com o Vulcão Usu, Japão;
- ao colega Vittorio Zanon, por ter sugerido a visita de alguns afloramentos;
- ao Professor Doutor Alessandro Michetti, da Università degli Studi dell'Insubria, pela disponibilização de bibliografia relacionada com processos de rotura superficial no Vulcão Etna, Itália, e sobre a Escala Ambiental de Intensidade Sísmica (*Environmental Seismic Intensity Scale* (ESI 2007), da INQUA (*International Union for Quaternary Research*));
- à Matilde Silva e à Maria Escuer, funcionárias do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA), do polo Observatório Afonso Chaves, pelo fornecimento de bibliografia e de dados relativos a crises sísmicas ocorridas no passado;
- ao Andrea Castelli, por ter cooperado na limpeza do fundo da efémera sanja TR2;
- ao Joca, ao Sr. Alvarinho, ao Sr. Daniel, ao Sr. José Massa e ao Sr. Pedro, por nos terem facultado as voltas de barco que permitiram a observação das arribas da ilha de S. Miguel;
- ao Bruno Duarte, pela colaboração na impressão e na encadernação deste documento;
- aos amigos, e agora compadres, Rita Andrade e Mário Sousa, pela amizade, apoio e companhia;
- à minha família e, de modo muito especial, aos meus pais, por pacientemente me apoiarem ao longo da vida, transmitindo força e carinho, e à minha irmã Inês, pela revisão não científica dos textos;
- ao meu marido Luís e à minha filhota Clara, simplesmente por completarem a minha vida.

O presente estudo foi financiado pelo Governo Regional dos Açores através da atribuição de uma Bolsa de Doutoramento pelo Fundo Regional da Ciência e Tecnologia (M3.1.2/F/016/2007), no âmbito da Medida 3.1.2/FRCT – Bolsas individuais de investigação científica e tecnológica, do Plano Integrado para a Ciência e Tecnologia (PICT), e do apoio ao projecto de investigação através do Serviço Regional de Protecção Civil e Bombeiros dos Açores (SRPCBA), no âmbito do Protocolo para Garantir a Vigilância Sismovulcânica Permanente da Região Autónoma dos Açores e para o Reequipamento Tecnológico e o Planeamento de Emergência, do CIVISA.

RESUMO

Dada a sua localização no extremo SE do *Rift* da Terceira (s.l.), uma estrutura difusa em regime transtensivo direito que marca o sector ocidental da fronteira de placas Eurásia-Núbia, a deformação a que a ilha de S. Miguel está sujeita encontra-se bem representada por numerosas falhas activas, ao longo das quais se regista sismicidade e vulcanismo frequente. A ilha de S. Miguel resulta da edificação de vários sistemas vulcânicos, compreendendo três vulcões centrais activos (Sete Cidades, Fogo e Furnas) interligados por zonas de vulcanismo fissural (Picos e Congro) e um sector mais antigo correspondente ao Vulcão da Povoação e ao Sistema Vulcânico do Nordeste.

As estruturas tectónicas mais desenvolvidas têm direcção NW-SE (300-330°) a WNW-ESE (280-300°) e apresentam movimentação normal por vezes associada a desligamento direito. Estão expressas morfológicamente por escarpas de falha, que constituem importantes estruturas distensivas, e por alinhamentos vulcânicos. Embora menos frequentes, ocorrem também acidentes N-S a NNW-SSE (330-350°) com cinemática normal associada a desligamento esquerdo. Estes estão materializados por alinhamentos vulcânicos menos extensos e por troços rectilíneos de linhas de água e de arribas litorais. Ambas as famílias apresentam inclinações em sentidos opostos, padrão característico de deformação tridimensional.

A distribuição espacial das direcções estruturais à escala de ilha não é homogénea, mostrando antes que, de W para E, ocorre uma rotação na orientação das estruturas de NW-SE para WNW-ESE, e de N-S para NNW-SSE. No Vulcão das Sete Cidades, as falhas exibem direcção preferencial NW-SE, sendo particularmente evidente no flanco NW através das escarpas de falha que formam o *Graben* dos Mosteiros, e o sistema conjugado apresenta direcção N-S. Aquela importante estrutura distensiva cruza todo o edifício vulcânico das Sete Cidades e prolonga-se para SE para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, onde está expressa por numerosos alinhamentos vulcânicos e fissuras eruptivas dispostos *en échelon* direito, definindo duas cristas vulcânicas principais. Ainda que estas duas zonas de fractura exibam direcção geral NW-SE, verifica-se que para leste, à medida que se aproximam do Vulcão do Fogo, os centros eruptivos monogenéticos tornam-se mais dispersos parecendo reflectir a presença de um acidente profundo orientado E-W. No Vulcão do Fogo, a situação torna-se mais complexa. No flanco N, as estruturas dominantes apresentam direcção NW-SE a NNW-SSE e estão materializadas pelos alinhamentos vulcânicos que limitam o *Graben* da Ribeira Grande e por lineamentos deduzidos do padrão da rede de drenagem. Na zona da caldeira, ocorrem estruturas com direcção aproximada E-W, enquanto que no flanco S, as falhas orientam-se preferencialmente segundo as direcções N-S e NE-SW. Para leste, o sistema tectónico principal exhibe direcção WNW-ESE, estando evidenciado pelos alinhamentos vulcânicos do Sistema Vulcânico Fissural do

Congro, atravessando o Vulcão das Furnas. No Sistema Vulcânico do Nordeste está expresso pelas escarpas de falha que constituem o *Graben* de Água Retorta.

Esta rotação parece reflectir a influência de uma importante estrutura de direcção E-W em profundidade, provavelmente relacionada com falhas que cortam o soco oceânico, paralelas às falhas transformantes. Esta hipótese é suportada pelo alinhamento E-W definido pelos vulcões do Fogo, das Furnas, da Povoação e do Nordeste, e pela presença de falhas com esta direcção na área da caldeira do Vulcão do Fogo e no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, como as falhas do Altiplado.

Ao longo de toda a ilha é possível reconhecer, ainda, falhas de direcção NE-SW (30-60°), com mergulhos para NW e SE, a afectar unidades de idades diferentes. No entanto, o seu significado ao nível da tectónica regional continua por esclarecer. Estas estruturas são particularmente evidentes no Vulcão das Furnas onde, a par com as estruturas WNW-ESE, parecem controlar a forma das caldeiras. A presença de estrias em planos de falhas do Vulcão das Furnas e da região Povoação-Nordeste permitiu verificar que este sector é caracterizado pela existência de quatro famílias de falhas principais: falhas NW-SE a WNW-ESE com movimentação oblíqua normal direita conjugadas de estruturas tectónicas NNW-SSE com cinemática oblíqua normal esquerda, e falhas NW-SE a WNW-ESE com movimentação oblíqua normal esquerda conjugadas de acidentes NE-SW com cinemática oblíqua normal direita. Cada uma destas famílias é composta por dois conjuntos de falhas inclinando em sentidos opostos, situações típicas de deformação tridimensional, e indicativas de dois campos de tensões distintos que devem alternar no tempo. O primeiro conjunto de falhas conjugadas é compatível com o campo de tensões actual transtensivo definido para a região dos Açores, com σ_1 horizontal e orientado NW-SE, σ_3 horizontal e orientado NE-SW, e σ_2 vertical. O segundo conjunto de estruturas conjugadas indica um campo de tensões com σ_1 horizontal e orientado E-W, σ_3 horizontal e orientado N-S, e σ_2 vertical.

No Vulcão das Furnas foi também possível constatar a ocorrência de falhas N-S com estrias a indicar movimentações normal e oblíqua normal direita, sendo interpretadas como resultantes de um campo de tensões local relacionado com o edifício vulcânico.

O controlo tectónico sobre o vulcanismo está bem evidenciado pelo sistema regional no caso das zonas de vulcanismo fissural, enquanto que ao nível dos vulcões poligenéticos, a este sistema se adicionam outras direcções tectónicas, quer resultantes de campos de tensões relacionados com processos vulcânicos, quer associadas a estruturas mais antigas (*i.e.* E-W).

A recolha da informação neotectónica disponível permitiu estimar taxas de deslizamento, deslocamentos por evento e comprimentos de rotura para algumas estruturas tectónicas, parâmetros fundamentais para avaliar a magnitude do sismo máximo expectável e o grau de actividade das falhas, usando as correlações empíricas

de Wells e Comppermith (1994) e a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), respectivamente. As taxas de deslizamento variam entre 0.003 e 3.37 mm/ano, mostrando que as falhas identificadas podem classificar-se desde acidentes com baixa actividade a muito activos. No que respeita ao potencial sismogénico, as falhas presentes na ilha de S. Miguel têm potencial para causar rotura superficial durante sismos puramente tectónicos e de magnitude elevada, e/ou durante a actividade sísmica associada a episódios de reactivação vulcânica, e com magnitude baixa a moderada. O comprimento e a área de rotura, considerando uma espessura da crosta sismogénica de 8 e 14 km, indicam magnitudes de momento variáveis entre 4.9 e 6.6, enquanto que o deslocamento por evento sugere magnitudes mais elevadas (M_w 5.7-6.9).

A abertura de trincheiras com vista a estudos de paleossismologia em duas estruturas tectónicas do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, as Falhas Altiprado 1 e 2, permitiu confirmar a sua natureza tectónica, datar episódios de rotura superficial e respectivos deslocamentos. Os dados obtidos mostram que estas estruturas sofreram vários episódios de rotura superficial em período histórico, relacionados com sismos de natureza tectónica de magnitude mais elevada ou durante períodos de incremento de actividade sísmica, de magnitude baixa a moderada, associados a fenómenos vulcânicos. Na Falha Altiprado 1, foi possível, ainda, associar um deslocamento de 1 m ao sismo histórico de 1522, um dos mais destrutivos do arquipélago dos Açores, equivalendo a uma magnitude de momento de 6.7. Por outro lado, na Falha Altiprado 2 deduziu-se um deslocamento acumulado de 11 cm contemporâneo da erupção de 1563 no Vulcão do Fogo.

ABSTRACT

S. Miguel island is located at the SE end of the Terceira Rift (*s.l.*), a complex and diffuse deformation zone sheared by a dextral transtensive regime, corresponding to the western sector of the Eurasia-Nubia boundary. Deformation is accommodated by a large number of active faults along which seismic and volcanic activity occur. S. Miguel island results from the edification of several volcanic systems, comprising three currently active central volcanoes (Sete Cidades, Fogo and Furnas) linked by volcanic fissure zones (Picos and Congro), and an older sector formed by the inactive Povoação Volcano and Nordeste Volcanic System.

Despite the limited data on the existence of a strike-slip component, it may be assumed that the kinematic of the faults are in agreement with those observed in other parts of the archipelago. The dominant tectonic structures trend NW-SE (300-330°) to WNW-ESE (280-300°) and present normal dextral displacements. Morphologically the faults typically are represented by faults scarps that constitute important extensional structures and volcanic alignments in rift zones. Less frequent and shorter, the NNW-SSE (330-350°) to N-S faults present normal left-lateral displacements and is expressed in the morphology as volcanic alignments and lineaments. Both families are composed by faults dipping to opposite senses, indicating three-dimensional strain.

These orientations are not however homogeneous in the island, occurring, from W to E, a rotation of the trend of main structures from NW-SE to WNW-ESE and, consequently, of the conjugated ones, from N-S to NNW-SSE. At Sete Cidades Volcano, the faults have a dominant NW-SE trend, displayed on the northwest flank of the volcano by the Mosteiros Graben, and the conjugated system has a N-S trend. The important NW-SE fracture zone crosses the volcanic edifice and extends southeast to Picos Fissural Volcanic System where it is manifested by dextral *en échelon* alignments of hawaiian/strombolian and surtseyan cones, defining two main volcanic ridges. From the eastern sector of the Picos rift zone, near Fogo Volcano, the distribution of the eruptive centres becomes scattered in an E-W trend. At Fogo Volcano north flank, the dominant direction trends NW-SE to NNW-SSE, exemplified by the volcanic alignments that define Ribeira Grande Graben and by lineaments deduced from drainage pattern. It is also possible to recognise WNW-ESE to E-W structures at the summit area of Fogo Volcano, while at the south flank faults trend N-S and NE-SW. At the eastern part of S. Miguel island, the main tectonic structures trend WNW-ESE and are represented by volcanic alignments at Congro Volcanic Fissural System, crossing Furnas Volcano. At Nordeste Volcanic System is represented by Água Retorta Graben fault scarps.

This rotation could be the result of the influence of an important E-W trending structure at higher depths, which could witness former faults that cut the ocean floor, parallel to transform faults, to which NW-SE tectonic system would try to adapt. The E-W alignment of Fogo, Furnas, Povoação and Nordeste volcanoes,

as well the existence of E-W faults at Fogo Volcano summit area and Congro Volcanic Fissural System (*e.g.* the Altiprado faults) supports this hypothesis.

Faults striking NE-SW (30-60°), dipping to NW and SE, were also recognised, affecting the entire island, as well units of different ages. This trend is particularly evident at Furnas Volcano, controlling the shape of the calderas. Nevertheless, at Furnas Volcano and Povoação and Nordeste volcanic complexes it was possible to conclude about the kinematics of these structures. In effect, striated fault surfaces show the existence of four main fault families: NW-SE to WNW-ESE normal dextral structures conjugated with NNW-SSE to normal left-lateral structures, and NW-SE to WNW-ESE normal left-lateral faults conjugated with NE-SW normal dextral faults. Each of these families is composed by two sets of faults dipping strongly in opposite senses, indicating three-dimensional strain, though they are incompatible with a single stress field. The first set of conjugated faults is comparable with the present transtensive stress field in the Azores region, with horizontal σ_1 trending NW-SE, horizontal σ_3 in the NE-SW direction and a compressive vertical σ_2 , generating strike-slip events which may alternate, by permutation between σ_1 and σ_2 , with normal faulting. The second fault population is apparently incompatible, indicating a horizontal σ_1 in the E-W direction, a horizontal σ_3 trending N-S and a compressive vertical σ_2 . This suggests that the region is affected by two different stress fields that may alternate in time.

At Furnas Volcano, striations in N-S trending faults indicate pure dip-slip or oblique normal dextral displacements. These data are inconsistent with the present transtensive stress field in the Azores region, and may result from local perturbations.

The tectonic control of volcanism is well evidenced by the regional system for volcanic fissure zones, whereas at polygenetic volcanoes, there are also contributions from other tectonic directions, resulting from stress fields related to volcanic processes, or associated to older structures (*i.e.* E-W).

Neotectonic data allowed to estimate slip rates, slips per event e surface rupture lengths for some of identified tectonic structures, basic parameters to assess maximum expected magnitudes and activity degree, using Wells e Comppermith (1994) correlations and Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977) classification. Slip rates vary between 0.003 e 3.37 mm/year, showing low to high activity. Faults have potential to rupture during purely tectonic earthquakes or during low to moderate seismic activity associated to volcanic reactivation. Surface rupture lengths and surface rupture areas, considering 8 and 14 km thickness for seismogenic crust, indicate moment magnitudes of 4.9-6.6, while maximum displacement suggests higher values (M_w 5.7-6.9).

Paleoseismological studies were only undertaken on trenches excavated across two tectonic structures of Congro Volcanic Fissural System, the Altiprado faults, allowing to determine surface rupture ages and

displacements. These faults experiment several surface rupture episodes in historical time, during higher magnitude tectonic earthquakes or in low to moderate magnitude seismic activity related to volcanic phenomena. In Altiprado Fault 1, it was possible to associate a displacement of 1 m to 1522 historical earthquake, the deadliest in the archipelago, equivalent to a magnitude of 6.7. On the other hand, in Altiprado Fault 2 an accumulated displacement of 11 cm contemporary of 1563 Fogo Volcano eruption was deduced.

1 – INTRODUÇÃO

O arquipélago dos Açores localiza-se na junção tripla entre as placas litosféricas Eurasiática, Norte-Americana e Núbica, cujas fronteiras são a Crista Média Atlântica e a Zona de Fractura Açores-Gibraltar. Enquanto que o grupo Ocidental se encontra edificado sobre a placa Norte-Americana, as ilhas dos grupos Central e Oriental localizam-se no sector ocidental da Zona de Fractura Açores-Gibraltar, uma larga faixa litosférica cisalhada em regime transtensional direito. Esta estrutura, oblíqua relativamente à direcção de expansão na Crista Média Atlântica, actua simultaneamente como um centro de expansão ultra-lento e uma zona de transferência que acomoda a deformação imposta pelo movimento diferencial entre as placas Eurasiática e Núbica através de uma elevada quantidade de falhas activas, ao longo das quais se regista frequente sismicidade e vulcanismo. A actividade vulcânica é controlada tectonicamente, ocorrendo ao longo de falhas e fracturas, nas zonas de vulcanismo fissural, ou na intersecção dos principais sistemas de falha, no caso dos vulcões poligenéticos. A tectónica activa tem expressão morfológica através de escarpas de falha, que constituem importantes estruturas distensivas, e alinhamentos vulcânicos.

A história açoriana, com início a meados do século XV, tem sido marcada por importantes crises sísmicas caracterizadas por sismos, em geral de magnitude intermédia a baixa, de natureza tectónica ou, por vezes, associadas a fenómenos vulcânicos. Pontualmente ocorrem, também, terremotos isolados de origem tectónica com magnitude elevada, responsáveis por danos significativos e vítimas mortais, de que são exemplo os sismos de 22 de Outubro de 1522, 9 de Julho de 1757, 1 de Janeiro de 1980 e mais recentemente o sismo de 9 de Julho de 1998. No que respeita ao vulcanismo, registaram-se pelo menos 28 erupções que afectaram as ilhas dos grupos Central e Oriental e as regiões imersas adjacentes. Estes períodos vulcânicos foram precedidos e/ou acompanhados por sismicidade importante e muitas vezes responsável por danos consideráveis.

De forma a avaliar a perigosidade sísmica, ou seja, quantificar taxas de actividade, dimensão dos sismos que cada falha pode gerar, caracterizar a distribuição temporal dos mesmos, e mitigar o risco numa determinada região, torna-se imperativo identificar e caracterizar as fontes sismogénicas (falhas activas).

Em regiões vulcânicas activas este procedimento nem sempre é fácil, pois para além da actividade sísmica puramente tectónica, em que o sismo principal é seguido por réplicas, há a considerar a decorrente de fenómenos vulcânicos (*e.g.* erupções vulcânicas, intrusões magmáticas, migração de fluidos hidrotermais) e que se manifesta sob a forma de enxames sísmicos. Embora este tipo de eventos apresente magnitude geralmente fraca a moderada, podem também ocorrer sismos com magnitude moderada a elevada quando associados a erupções em vulcões poligenéticos. Independentemente da sua magnitude, estes eventos podem gerar estruturas distensivas (*e.g.* falhas, fendas de tracção) semelhantes às formadas por um sismo tectónico.

Deste modo, o seu estudo é igualmente importante, pois para avaliar e compreender o significado de sismos vulcanicamente induzidos é necessário conhecer o papel da intrusão de magma na acomodação à distensão associada à tectónica regional ou no desencadear de deslocamentos em estruturas tectónicas pré-existentes. Da mesma forma, embora a energia associada seja geralmente baixa a moderada, este tipo de sismicidade pode causar impactos significativos nas zonas epicentrais.

1.1 – OBJECTIVOS DO TRABALHO

Este trabalho pretende dar continuidade ao tema de dissertação de Mestrado da autora (Carmo, 2004), onde a identificação, a cartografia e a caracterização geométrica e cinemática das falhas observadas na região Povoação-Nordeste permitiram concluir da existência de dois campos de tensões distintos no sector oriental da ilha de S. Miguel, um compatível com o regime transtensivo direito estabelecido para a Plataforma dos Açores e um outro que não se enquadra nos modelos propostos. Estes diferentes regimes de tensão actuam ou actuaram separadamente no tempo.

Neste sentido, pretendeu-se estender o estudo neotectónico à ilha de S. Miguel, tendo como ponto de partida a cartografia estrutural, a caracterização geométrica e cinemática e a determinação de taxas de deslizamento, de deslocamentos por evento e da magnitude do sismo máximo das falhas consideradas, de modo a determinar a orientação do(s) campo(s) de tensão(ões) dominante(s) na região onde se insere esta ilha e estabelecer o grau de actividade sísmica dos acidentes tectónicos. Duas falhas com expressão morfológica recente foram especificamente seleccionadas para a realização de estudos de paleossismologia, de modo a poder identificar eventos sísmicos recentes (anteriores e posteriores ao povoamento da ilha). A informação tectónica recolhida foi organizada numa base de dados em formato digital (*Excel*[®] e *ArcGIS*[®]), tendo em vista a sua integração na base de dados AZORIS, do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos (CVARG). Pretende-se com este estudo contribuir para o conhecimento e compreensão da geodinâmica da região dos Açores e para a avaliação do perigo e do risco sísmico.

1.2 – FUNDAMENTOS TEÓRICOS

1.2.1 – NEOTECTÓNICA E FALHAS ACTIVAS

Em 1948, Obruchev (*in* Cabral, 1995) introduziu o conceito de neotectónica (tectónica nova) no glossário geológico para designar um ramo das Ciências da Terra dedicado ao estudo dos movimentos da crosta terrestre que ocorreram durante os períodos Neogénico e Quaternário e que contribuíram para a formação da topografia actual. Contudo, nem todos os autores partilham a mesma definição de período neotectónico. Para alguns autores, este período é decretado por critérios cronoestratigráficos, considerando um intervalo de tempo baseado na cronologia geológica independentemente do contexto tectónico da região em causa. O seu

início é fixado ou na base do Neogénico (Obruchev, 1948), ou no Pliocénico (Mescherikov, 1968), ou ainda no Quaternário (Vita-Finzi, 1986) (*in* Cabral, 1995). Outros autores (*e.g.* Hancock, 1986; Morner, 1989a,b; Pavlides, 1989 *in* Cabral, 1995) definem o período neotectónico como aquele a partir do qual se estabeleceu o regime tectónico actual numa dada região, sendo, portanto, o seu início variável de região para região. É este o conceito adoptado neste estudo.

1.2.1.1 – Conceito de período neotectónico utilizado no trabalho

Na região dos Açores, a última reorganização tectónica ocorreu com a migração sucessiva para N da fronteira de placas Eurasiática-Núbia, da Zona de Fractura Este dos Açores para a estrutura oblíqua com a qual está relacionada a edificação das ilhas que constituem o arquipélago (Madeira, 1998). Luis *et al.* (1994) propõem que aquele processo se iniciou há pouco mais de 10 Ma e que desde os 2.45 Ma se situa na posição actual, a W da ilha do Faial. Deste modo, o período neotectónico nesta região corresponderá pelo menos ao Pliocénico Superior e Quaternário. Projectando aquele limite temporal à ilha de S. Miguel, e comparando com a idade das formações geológicas mais antigas expostas, verifica-se que o maciço vulcânico do Nordeste, com idade compreendida entre 4 Ma e 0.95 Ma (Abdel-Monem *et al.*, 1975), para além de integrar a deformação neotectónica (mais recente), deverá ter estado sujeito a mais do que um campo de tensões. As idades das formações geológicas dos restantes sistemas vulcânicos da ilha são inferiores a 210000 anos, pelo que qualquer deformação está claramente incluída no período neotectónico.

1.2.1.2 – Deformação neotectónica na região dos Açores

Nos Açores, a actividade neotectónica está representada essencialmente por deformação associada a falhamento (Madeira, 1998), registada por estruturas tectónicas com expressão topográfica evidente (escarpas de falha), pelo deslocamento de marcadores estratigráficos de idade conhecida e pela constante actividade sísmica que assola o arquipélago, documentada quer pelas descrições históricas quer pelo registo instrumental. Por outro lado, conhecem-se também evidências de movimentações verticais significativas nas ilhas do grupo Oriental. Em Sta. Maria, a existência de sedimentos e rochas vulcânicas de fácies submarinas, datadas desde o Miocénico superior até ao Quaternário e de plataformas de abrasão e paleo-arribas do final do Pliocénico e do Quaternário a cotas que podem atingir 250 m de altitude indica a ocorrência de importantes levantamentos (Madeira, 1986). Contrariamente, em S. Miguel, a presença de produtos vulcânicos subaéreos a cotas de 786 m abaixo do nível do mar, detectados numa sondagem realizada no flanco N do Vulcão do Fogo (Muecke *et al.*, 1974), sugere a ocorrência de subsidência. Em qualquer dos casos, não é possível dissociar a movimentação de natureza tectónica que lhes poderá estar associada, das movimentações verticais relacionadas com oscilações globais do nível do mar ou compensações isostáticas (Madeira, 1998).

1.2.1.3 – Noção de falha activa

O conceito de falha activa não tem uma definição universalmente aceite. Originalmente proposto por Wood (1916) e Willis (1923) (*in* Slemmons e McKinney, 1977), este conceito vem sofrendo algumas alterações consoante as aplicações geológicas a que se destina. Contudo, de um modo geral, pode definir-se uma falha activa como aquela que sofreu deslocamento durante o regime neotectónico definido e que é susceptível de ser reactivada no futuro (Slemmons e McKinney, 1977; Cabral, 1995; Madeira, 1998). Outro conceito que importa também introduzir e que é frequentemente utilizado para fins específicos no planeamento de centrais nucleares é o de falha capaz (*capable fault*). Este engloba acidentes tectónicos que tenham sofrido movimentação pelo menos uma vez nos últimos 35000 anos, ou mais do que uma vez nos últimos 500000 anos (U.S. Atomic Energy Commission, 1973; U.S. Nuclear Regulatory Commission, 1975 *in* Slemmons e McKinney, 1977). Azzaro *et al.* (1998) sugerem que o termo falha capaz deve ser mais generalizado e utilizado para definir falhas activas com evidências nítidas de deslocamento superficial.

A movimentação numa falha pode ser lenta e assísmica (*creep*), ocorrendo de modo contínuo ou intervaladamente à superfície ou em profundidade, ou, por outro lado, pode ser brusca e periódica, acompanhada da libertação de grandes quantidades de energia, que constituem os sismos (Cabral, 1995).

A actividade numa falha pode ser detectada através de critérios geológicos, históricos, sismológicos, geodésicos, ou outras evidências geofísicas (Slemmons e McKinney, 1977). No entanto, dado que os registos históricos ou instrumentais são limitados, o registo geológico torna-se fulcral ao permitir alargar a janela temporal de observação para avaliar a actividade sísmica de uma determinada estrutura. O período de tempo analisado deve ser suficientemente longo para poder amostrar adequadamente o comportamento de uma estrutura activa, de modo a identificar o máximo de eventos ocorridos, possíveis variações nas taxas de actividade ou até mesmo no padrão da deformação.

1.2.1.4 – Paleossismologia

A Paleossismologia é um ramo da Sismologia que permite a identificação e caracterização de paleossismos (históricos ou pré-históricos) através do registo geológico e geomorfológico. Constitui, assim, um complemento fundamental aos registos históricos e instrumentais (McCalpin e Nelson, 2009).

Os paleossismos podem ser reconhecidos através de evidências primárias e/ou secundárias (McCalpin e Nelson, 2009; Michetti *et al.*, 2004, 2007). As primeiras, tal como o nome indica, são formadas pela deformação tectónica, resultando em deslocamento co-sísmico ao longo do plano de falha. Quando um sismo de magnitude geralmente elevada ($M > 6.0$) ocorre a baixas profundidades focais (menos de 15-20 km), a dimensão da rotura co-sísmica é de tal forma elevada que se propaga pelo plano de falha até à superfície, deslocando-a; dá-se então rotura superficial, ficando registada ao nível das formações geológicas recentes

(Cabral, 2003). As evidências primárias são facilmente reconhecidas por critérios geomorfológicos (escarpas de falha, fissuras e dobramentos ao longo do traço de falha) e/ou por critérios estratigráficos (deslocamento ou dobramento de estratos, zonas de material deformado e fissuras). As evidências secundárias resultam da vibração associada à passagem das ondas sísmicas e podem incluir entre outros movimentos de vertente, fenómenos de liquefacção, formação de fissuras no solo e ainda a formação de turbiditos.

Como nem sempre existem afloramentos ideais, recorre-se frequentemente à abertura de trincheiras em locais seleccionados com base em vários critérios, nomeadamente acidentes topográficos suspeitos, roturas superficiais reconhecidas, e/ou rochas de idade quaternária junto a acidentes tectónicos activos ou que se suspeite serem activos (Cabral, 2003). Este procedimento permite analisar as relações temporais entre a deposição dos materiais e movimentações provocadas por paleossismos numa determinada estrutura tectónica, possibilitando a reconstituição da sua história geológica.

Identificando e datando as unidades expostas, e conhecendo a quantidade de deslocamento associada a cada evento, é possível determinar taxas de deslizamento (*slip rates*), constranger o período em que os paleossismos ocorreram e identificar deslocamentos recorrentes (intervalo de recorrência), parâmetros essenciais para uma avaliação mais precisa da perigosidade sísmica de uma determinada região. A taxa de deslizamento, geralmente expressa em cm/ano ou mm/ano, corresponde à razão entre a separação (vertical, horizontal ou total) entre referências lineares ou planares, geológicas ou geomorfológicas, deslocadas pela falha e a idade dessas referências (Cabral, 1995). Por sua vez, o intervalo de recorrência ou período de retorno é definido como o período de tempo entre dois eventos sísmicos, podendo ser determinado através das taxas de deslizamento, do registo geológico e da sismicidade (Keller e Pinter, 2002). A razão entre a taxa de deslizamento média e o deslocamento por evento dá-nos um período de retorno médio (Wallace, 1970 *in* McCalpin, 2009). A partir de 1970, a introdução das técnicas de paleossismologia no estudo de falhas activas permitiu identificar e datar sismos individuais e, deste modo, constranger o intervalo entre eventos (McCalpin, 2009).

O potencial sismogénico de uma falha pode ser quantificado através de correlações empíricas entre a magnitude de momento sísmico e alguns parâmetros neotectónicos específicos, estabelecidas a partir de análise estatística de bases de dados de sismos instrumentais à escala global, sendo as mais utilizadas as de Wells e Coppersmith (1994). Relativamente aos parâmetros, os mais usados são:

- o **comprimento de rotura** (SRL, *surface rupture length*),

$$M_w = 5.08 + 1.16 \times \log(SRL);$$

- a **área de rotura** (RA, *rupture area*),

$$M_w = 4.07 + 0.98 \times \log(RA);$$

- o **deslocamento máximo** (MD, *maximum displacement*),

$$M_w = 6.69 + 0.74 \times \log(MD).$$

No entanto, se estes parâmetros não forem bem determinados, a sua utilização pode conduzir a valores de magnitude quer sobreavaliados quer subestimados. As dificuldades na determinação do comprimento de rotura prendem-se com o facto deste parâmetro nem sempre ser facilmente deduzido a partir de relatos históricos ou de sismos pré-históricos. Isto porque a sua preservação depende essencialmente do deslocamento e do intervalo de tempo decorrido desde a rotura superficial, e das taxas dos processos geomorfológicos locais (McCalpin, 2009). Outro tipo de problema consiste em diferenciar roturas superficiais originadas por eventos distintos; por exemplo, uma escarpa de falha pode resultar de vários episódios de rotura ao longo do comprimento de uma falha e ser erroneamente atribuída a apenas um evento.

A área de rotura é calculada através do produto entre o comprimento de rotura e a largura do plano de falha. O seu uso implica um bom conhecimento da estrutura da crosta sismogénica, bem como de dados geológicos e geofísicos fiáveis que permitam determinar a geometria subsuperficial da falha (McCalpin, 2009).

Quanto ao deslocamento máximo, as incertezas advêm de vários factores. Ao deduzir-se o deslocamento apenas com base no comando de uma escarpa de falha, deve ter-se em consideração que o relevo pode estar substancialmente modificado por processos erosivos e deposicionais. Em estruturas tectónicas recorrentes, o somatório de dois ou mais deslocamentos pode ser erradamente interpretado como sendo derivado de apenas uma única rotura (McCalpin, 2009).

Deve-se, no entanto, ter em atenção que a magnitude limiar para a ocorrência de rotura superficial depende de vários factores, nomeadamente do ambiente tectónico em que se insere, do tipo de estrutura tectónica, da profundidade focal, da litologia afectada, de condições inerentes à sua localização e do campo de tensões associado (McCalpin e Nelson, 2009).

1.2.1.5 – Grau de actividade das falhas

Na classificação da actividade de uma falha, para além de se considerar se a mesma é activa ou inactiva com base nas últimas movimentações, é necessário, também, especificar o seu grau de actividade (Cabral, 1995; Madeira, 1998). A partir da década de 70, foram vários os autores e as entidades que propuseram classificações, quer qualitativas quer quantitativas, de modo a especificar o grau de actividade das falhas (Madeira, 1998). Aquelas classificações tornam-se mais completas, mas ao mesmo tempo mais complexas, ao cruzar vários parâmetros tais como a taxa de deslizamento, o comprimento de rotura, o deslocamento por evento, o momento sísmico, a magnitude do sismo máximo e o intervalo de recorrência.

Cluff *et al.* (1972) propõem uma classificação de natureza qualitativa com base em critérios geológicos, sismológicos e históricos, dirigida para uma utilização em engenharia. Estes autores definem 4 graus de actividade das falhas em função do risco para a construção de estruturas críticas. Uma falha é classificada

como activa quando possui um historial de sismos fortes ou de roturas superficiais, ou um intervalo de recorrência curto relativamente ao tempo de vida da infraestrutura em causa. Uma falha que não exiba sismicidade ou rotura superficial histórica, mas que demonstre indícios de ter sofrido rotura no passado e um intervalo de recorrência suficientemente curto para constituir risco significativo a um dado projecto é considerada potencialmente activa. As falhas com actividade incerta englobam todos os acidentes sem evidências suficientes para definir a actividade passada ou intervalos de recorrência e subdividem-se em tentativamente activa e tentativamente inactiva, dependendo das evidências que apresentem. As falhas inactivas são aquelas para as quais se demonstra que não tenha ocorrido rotura superficial num passado recente e que o intervalo de recorrência seja razoavelmente longo para não colocar em risco um determinado projecto.

Com base nas taxas de deslizamento e na expressão geomorfológica dos acidentes tectónicos, Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977) considera quatro classes de grau de actividade. As falhas do tipo A são as que apresentam taxas de deslizamento superiores a 0.1 cm/ano, dividindo-se em três sub-classes: o tipo AAA, com actividade extrema, inclui invulgares estruturas com taxas de deslizamento superiores a 10 cm/ano; no tipo AA, com actividade muito alta, inserem-se as falhas com *slip rates* entre 1 e 10 cm/ano e com excelentes evidências geomorfológicas; e o tipo A, falhas muito activas, engloba aquelas com taxas de deslizamento entre 0.1 e 1 cm/ano e com expressão geomorfológica bem marcada, embora por vezes, descontínua. O tipo B compreende falhas moderadamente activas com evidências geomorfológicas moderadamente a bem desenvolvidas e com *slip rates* de 0.01 a 0.1 cm/ano. As falhas com baixa actividade do tipo C caracterizam-se por taxas de deslizamento da ordem de 0.001 a 0.01 cm/ano e rara expressão geomorfológica. Falhas com taxas de deslizamento inferiores a 0.001 cm/ano são consideradas como inactivas ou com actividade extremamente baixa (tipo D).

Slemmons (1977) relaciona as classes de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977) com os intervalos de recorrência e a magnitude dos sismos, para que conhecendo dois dos parâmetros se possa estimar o outro (Fig.1.1). Para sismos de magnitude 7.0, as falhas do tipo A apresentam intervalos de recorrência da ordem das centenas a poucos milhares de anos, os acidentes do tipo B de alguns milhares a dezenas de milhar de anos, e as falhas do tipo C das dezenas de milhar a centenas de milhar de anos.

Cluff, Coppersmith e Knuepfer (1982 *in* Madeira, 1998) desenvolveram uma classificação mais completa dado integrar vários parâmetros tais como taxas de deslizamento, comprimento de rotura, deslocamento por evento, momento sísmico, magnitude do sismo máximo e intervalo de recorrência. Os autores definem seis classes, algumas das quais com subdivisões (Tabela 1.1). No entanto, nem sempre é possível estimar alguns destes parâmetros.

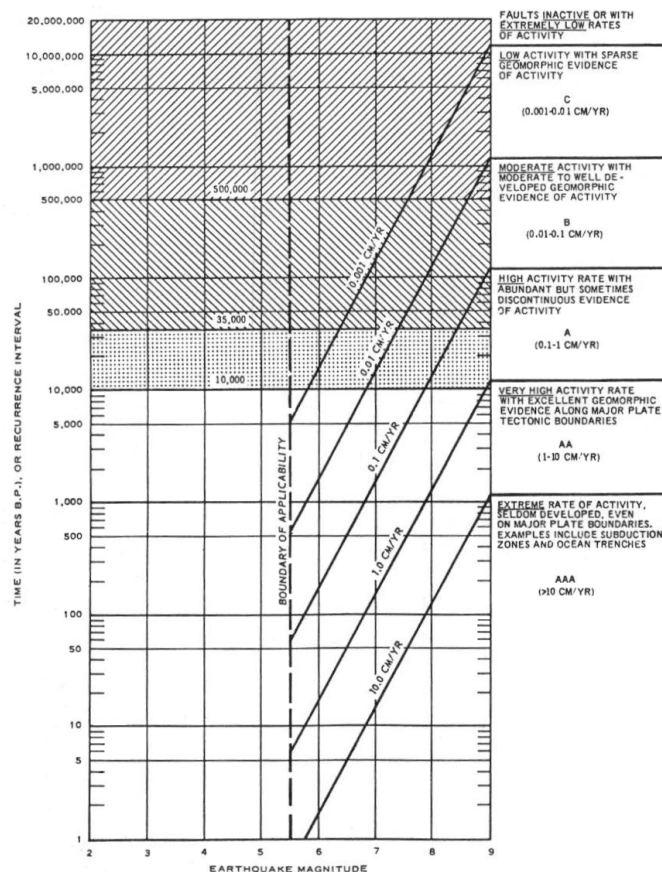


Figura 1.1 – Gráfico que relaciona os parâmetros tectónicos intervalo de recorrência (em anos), taxa de deslizamento das falhas (em cm/ano) e a magnitude dos sismos; à direita está a classificação de Matsuda (1975) para a actividade das falhas (Slemmons, 1977).

1.2.1.6 – Constrangimentos inerentes à actividade neotectónica em regiões vulcânicas

A expressão geomorfológica da actividade das falhas depende fortemente das taxas relativas de actividade tectónica, de erosão e de deposição (Madeira, 1998; Burbank e Anderson, 2009). Os processos deposicionais tendem a colmatar os desníveis produzidos pela actividade tectónica através do enchimento de zonas deprimidas, enquanto que a erosão pode provocar o recuo ou a eliminação de formas tectónicas. As formas mais desenvolvidas encontram-se frequentemente em regiões onde a deposição e a erosão se processam a taxas muito mais baixas que as da componente vertical da deformação tectónica (Madeira, 1998; Burbank e Anderson, 2009). O tipo de materiais expostos nas escarpas de falha determina também a sua preservação; depósitos pouco coesos são erodidos mais fácil e rapidamente (Madeira, 1998; McCalpin, 2009).

Em regiões em que a actividade tectónica e o vulcanismo mostram um carácter activo, como nos Açores, a manutenção da expressão superficial das falhas é fortemente controlada pela frequência, localização e características dos processos eruptivos, temática exaustivamente discutida por Madeira (1998). O regime tectónico transtensivo a que a região dos Açores está sujeita reflecte-se claramente na expressão morfológica dos principais acidentes tectónicos. O traçado das falhas é frequentemente marcado por alinhamentos de cones vulcânicos e respectivas crateras edificadas sobre falhas e, nos locais em que ocorreram roturas muito

Tabela 1.1 – Grau de actividade das falhas segundo Cluff, Coppersmith e Knuepfer (1982 in Madeira, 1998).

Classe	1	1A	1B	2	2A	2B	3	4	4A	5	6
Taxa de deslizamento (mm/ano)	≥10	≥5	≥10	1-10	<1	1-10	0.5-5	0.1-1	0.1-1	<1	<0.1
Deslocamento por evento (m)	≥1	≥1	<1	≥1	≥1	≥5	0.1-3	0.01-1	≥0.5	-	-
Comprimento de rotura (km)	≥100	≥100	≥100	50-200	50-200	≥100	10-100	1-50	≥10	-	-
Momento sísmico (dyne.cm)	10^{26}	10^{26}	10^{26}	10^{25}	10^{25}	10^{25}	10^{25}	10^{24}	≥ 10^{25}	-	-
Magnitude do sismo máximo (Ms)	≥7.5	≥7.5	<7.0	≥7.0	<7.0	≥7.0	≥6.5	≥5.5	≥6.5	-	-
Intervalo de recorrência (anos)	≤500	≤1000	≤100	100-1000	<100	≥1000	500-5000	1000-10000	1000-10000	≥10000	≥100000

recentes ou em que a actividade eruptiva não se manifesta há algumas centenas ou milhares de anos, observam-se morfologias tectónicas sobreimpostas ao modelado vulcânico (*e.g.* escarpas de falha).

Os tipos de erupção (efusiva ou explosiva) e o volume de material extruído têm influência na conservação ou obliteração das formas tectónicas. A deposição de piroclastos de queda sobre uma escarpa de falha pode fossilizá-la parcial ou completamente. No caso de uma escarpa com comandos importantes, da ordem das dezenas ou centenas de metros, a fossilização é normalmente parcial e o relevo pode manter-se constante devido à acumulação de igual espessura de piroclastos sobre ambos os blocos tectónicos; neste caso, apenas é possível verificar se o depósito piroclástico é anterior ou posterior à última movimentação da falha recorrendo à abertura de sanjas. As escarpas com comandos mais reduzidos, inferiores a uma dezena de metros, podem ser totalmente cobertas por um episódio piroclástico de queda, embora possa permanecer um ressalto morfológico indicador da presença de uma escarpa fossilizada.

Em erupções explosivas, a topografia pré-existente é mais facilmente modificada quando os produtos resultantes são depósitos piroclásticos de fluxo. A interposição de uma escarpa de falha no seu trajecto pode ocasionar o represamento, o desvio dos produtos vulcânicos, ou o galgamento/recobrimento do relevo tectónico; as diferentes situações dependem de vários factores, como o valor do comando da escarpa e a sua orientação, o momento da escoada piroclástica e o seu volume. Assim, pode dar-se a anulação do relevo tectónico por fossilização total da escarpa de falha ou a redução do seu comando por fossilização parcial; nas situações de recobrimento e de galgamento, a espessura de material depositado é inferior no bloco elevado, enquanto que, quando ocorre represamento ou desvio, apenas existe deposição no bloco abatido.

Em erupções efusivas, as escoadas podem ser desviadas ou represadas por escarpas de falha viradas a montante; se o volume dos derrames for elevado e/ou a escarpa apresentar comando reduzido, aqueles podem transpor o relevo tectónico, fossilizando completamente a escarpa. Se a escarpa se encontrar virada no sentido da inclinação do terreno, é facilmente galgada pelos derrames lávicos, podendo manter-se um ressalto morfológico indicador do desnível tectónico inicial.

Se à especificidade dos processos vulcânicos, incluindo materiais produzidos e processos deposicionais, se aliarem episódios de erosão e episódios múltiplos de rotura superficial, quer tectónicos quer associados a fenómenos vulcânicos, a análise neotectónica de uma região vulcânica activa torna-se bastante complexa. Recentemente, em resultado do estudo de um conjunto de estruturas tectónicas da zona do *Rift* de Taupo (Nova Zelândia), Villamor *et al.* (2011) definem uma série de critérios, com base em relações estratigráficas, para estabelecer a relação temporal entre actividade tectónica e episódios eruptivos explosivos com produtos de queda (Fig. 1.2). Assim, os critérios estabelecidos são:

- ruptura superficial contemporânea da actividade vulcânica – quando a ruptura desloca apenas os leitos de base de um depósito de queda, isto é, a falha perde expressão no interior do depósito, ou quando existe uma coluvião no seio do mesmo (Fig. 1.2A,B);
- ruptura superficial imediatamente antes da deposição – a deformação superficial está preservada pelo recobrimento por parte dos materiais de projecção (Fig. 1.2C);
- ruptura superficial imediatamente após da deposição – quando há formação de coluvião sobre o depósito afectado sem que haja o desenvolvimento de um paleossolo entre ambos (Fig. 1.2D);
- ruptura superficial não relacionada com fenómenos vulcânicos – quando há formação de coluvião e se observa um paleossolo entre o depósito afectado e a coluvião; a formação de um solo significa que ocorreu tempo suficiente para ocorrer pedogénese (Fig. 1.2E).

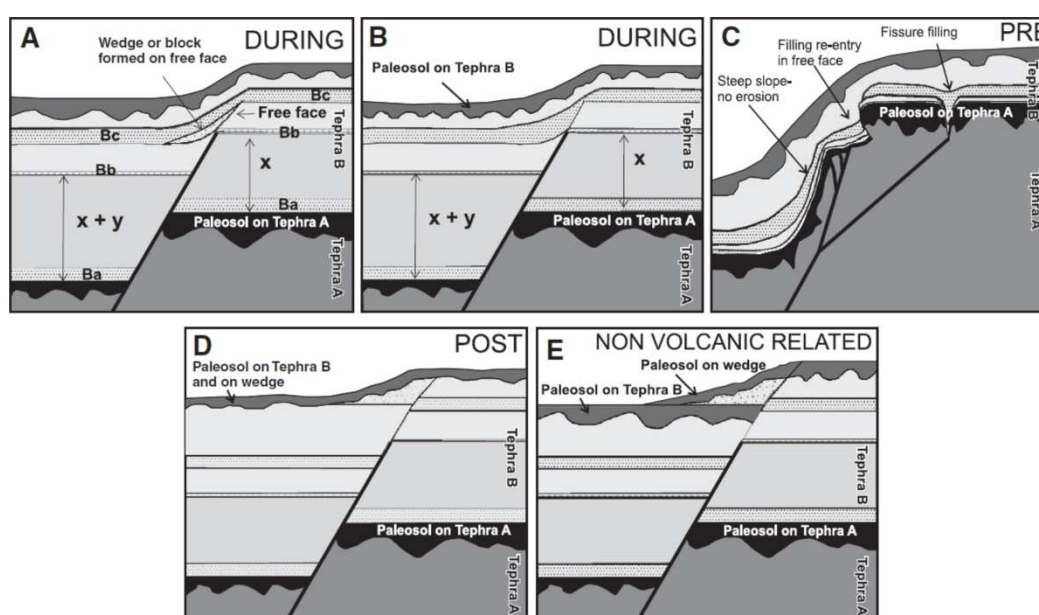


Figura 1.2 – Esquemas ilustrativos da relação entre a deposição de produtos vulcânicos de projecção e ruptura ao longo de uma falha segundo Villamor *et al.* (2011). A e B – a ruptura ocorre durante a deposição do depósito de queda B, após o leito Bb, mas anteriormente ao leito Bc que apenas cobre a escarpa; em A, o leito Bc cobre uma coluvião no seio do depósito B. C – a ruptura dá-se imediatamente antes da deposição do material de projecção B, preservando a geometria tectónica. D – a ruptura ocorre imediatamente após a deposição do depósito B; neste caso não se desenvolverá um solo entre o depósito B e a coluvião. E – a ruptura não está relacionada com fenómenos vulcânicos, desenvolvendo-se um paleossolo entre o depósito B e a coluvião, indicando, deste modo, que houve tempo suficiente para se formar um solo antes da ruptura.

Para além das questões relacionadas com a expressão geomorfológica dos acidentes ou com a geometria resultante de um evento sísmico, deve-se considerar que em regiões vulcânicas activas, caracterizadas por fontes sismogénicas superficiais e quedas de tensão baixas, os parâmetros tectónicos podem ser bastante diferentes (comprimentos e áreas de ruptura mais reduzidos) daqueles obtidos em ambientes em que dominam unicamente processos tectónicos. A magnitude limiar para se dar ruptura superficial pode ser significativamente mais baixa, até mesmo inferior a 4.0 (Azzaro, 1999). Fenómenos magmáticos, tais como a ascensão de magma sob um vulcão central, a intrusão de filões/soleiras em regiões de vulcanismo fissural ou a movimentação de fluidos hidrotermais, podem alterar o campo de tensões na crosta (*e.g.* Rubin, 1992;

Payne *et al.*, 2009). Como resposta, as camadas superficiais da crosta tendem a acomodar-se à deformação, podendo mesmo ocorrer fracturação e rotura superficial, com deslocamentos importantes em falhas pré-existentes ou ao longo de estruturas recém-formadas. Estes deslocamentos podem ser assísmicos ou associados a sismicidade de magnitude moderada a baixa ($M_w < 5.0$) e com profundidades focais relativamente superficiais (1-4 km) (Rubin e Pollard, 1988; Smith *et al.*, 1996; Azzaro *et al.*, 1998, 2000; Payne *et al.*, 2009; Villamor *et al.*, 2011).

Estudos de vários casos mundiais mostram que a magnitude da sismicidade induzida por intrusões magmáticas em sistemas vulcânicos fissurais raramente excede os 5.5 e que geralmente é inferior a 4.5 (Payne *et al.*, 2009). A magnitude depende da profundidade a que se encontra a intrusão. Como geralmente a instalação de filões se faz a níveis crustais superficiais (< 5 km), as dimensões de rotura são mais reduzidas (Smith *et al.*, 1996; Payne *et al.*, 2009). Durante este processo podem mesmo formar-se escarpas de falha que apresentam comandos geralmente baixos (< 1 m); contudo, por vezes, podem atingir comandos mais elevados (> 10 m) se os filões apresentarem espessuras consideráveis (*e.g.* filões ácidos) ou por reactivação das estruturas pré-formadas devido a múltiplos episódios intrusivos. No caso de sismos associados a caldeiras e vulcões poligenéticos, as magnitudes máximas atingidas são sensivelmente mais elevadas ($M_w = 6.5-7.0$), quer devido às fontes sismogénicas serem mais profundas, como pela energia envolvida na fracturação de maiores volumes de rocha (Payne *et al.*, 2009). Importa também chamar a atenção para a possibilidade de ocorrência de sismos tectónicos de magnitude elevada ($M_w \geq 7.0$) em falhas adjacentes aos edifícios vulcânicos, induzidos ou não por processos magmáticos.

Ao avaliar o potencial sismogénico de determinadas estruturas em ambientes vulcânicos, a correlação entre magnitude e deslocamento máximo não deve ser utilizada, dado que a deformação associada pode corresponder a um fenómeno secundário associado à vibração do solo ou, por outro lado, corresponder a um valor acumulado de vários deslocamentos durante uma intrusão ou devido a múltiplos episódios intrusivos (Wells & Coppersmith, 1994; Smith *et al.*, 1996; Payne *et al.*, 2009). Também o comprimento de rotura envolve algumas especificações. Conforme foi discutido anteriormente, a grande variedade de produtos vulcânicos pode facilmente adulterar a topografia original e camuflar escarpas de falha com comandos reduzidos. Assim, o potencial sismogénico de uma falha pode ser sobrestimado ou subavaliado ao utilizar os métodos tradicionais (*e.g.* correlações empíricas de Wells e Coppersmith, 1994), pelo que os resultados devem ser também comparados com exemplos a nível mundial (Smith *et al.*, 1996; Payne *et al.*, 2009).

A determinação de períodos de retorno também carece de alguns cuidados. Primeiro, porque o deslocamento induzido por intrusões magmáticas pode não ser suficiente ou envolver materiais apropriados para o desenvolvimento de coluviões, depósitos muitas vezes determinantes para quantificar eventos. Por outro lado, o deslocamento pode advir de processos monogenéticos e, como tal, não ser recorrente. Assim, e dado que a sismicidade (de origem vulcânica) ocorre como consequência de intrusões magmáticas durante ciclos

magmáticos, um método alternativo consiste em cartografar e datar os depósitos vulcânicos associados a determinados eventos eruptivos (Smith *et al.*, 1996; Payne *et al.*, 2009).

1.3 – ESTUDOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos que referem alguns aspectos tectónicos de certas áreas da ilha de S. Miguel surgem em meados do século XX. Em 1929, Friedlaender refere que os numerosos cones basálticos que constituem o sistema vulcânico dos Picos definem duas linhas de fractura com direcção geral NW-SE. A localizada mais a N estende-se desde as proximidades do Pico Grande até junto do Pico do Fogo. Cerca de 3 km mais a S reconhece-se outra cadeia de cones prolongando-se desde o Pico das Éguas até ao mar junto no cone do Rosto de Cão. Agostinho (1935) indica que o Vulcão das Sete Cidades se encontra na convergência de três importantes linhas de fractura, marcadas por alinhamentos de fossas submarinas e ilhas. Com base na fisiografia de Vila Franca do Campo, Mendonça Dias (1947) indica a presença de duas fracturas localizadas a ocidente e a leste da vila: uma de direcção NNW-SSE correspondente ao alinhamento Pico dos Frades – ilhéu de Vila Franca e outro, de direcção NW-SE, relativo ao relevo vulcânico que passa pela Senhora da Paz. Posteriormente, e no seguimento de campanhas de campo relacionadas com a preparação da Carta Geológica da ilha de S. Miguel à escala 1:50000, Castello Branco *et al.* (1957) publicaram o estudo geológico da região das Furnas, referindo importantes fracturas observáveis nas arribas entre Povoação e Ponta Garça e outras inferidas pelos diversos alinhamentos de cones vulcânicos no Planalto da Achada das Furnas, com orientações que variam desde NW-SE a NNW-SSE.

No âmbito da Carta Geológica de S. Miguel, à escala 1:50000, Zbyszewski *et al.* (1958a, b, 1959a, b) publicaram as folhas A e B da Carta Geológica da ilha de S. Miguel. Os autores propõem a primeira divisão geomorfológica da ilha, considerando a existência de oito regiões distintas: o Maciço Vulcânico das Sete Cidades, a Região dos Picos, o Maciço Vulcânico de Água de Pau (Vulcão do Fogo), o Planalto da Achada das Furnas, o Vulcão das Furnas, o Vulcão da Povoação, a Região da Tronqueira e do Nordeste e o Planalto Setentrional ou Plataforma Litoral do Norte. Na cartografia geológica, para além da geologia superficial, incorporam também a cartografia de estruturas tectónicas (Fig. 1.3). Dos estudos realizados, os autores concluíram que no Vulcão das Sete Cidades as fracturas e filões se dispõem radialmente a este, verificando-se uma variação na orientação de NNW-SSE na zona compreendida entre Mosteiros e Bretanha (flanco NW), NNE-SSW entre a Ponta da Bretanha e Remédios (flanco NE), NW-SE no flanco SE do aparelho vulcânico e NE-SW no flanco SW, entre Candelária e a Ponta da Ferraria. Na Região dos Picos, à semelhança do constatado por Friedlaender (1929), verificaram que os diversos alinhamentos de formas vulcânicas materializam dois alinhamentos principais: um mais antigo, de direcção NW-SE, que se prolonga desde a vertente oriental do maciço das Sete Cidades, na zona da Lagoa do Canário, até às proximidades de Ponta Delgada, e outro mais recente, com direcção WNW-ESE, que se inicia a SW de S. Vicente e termina

na área do Cabouco e do Rego de Água. No que respeita à tectónica do Vulcão do Fogo, os poucos alinhamentos vulcânicos que reconheceram apresentam direcção geral NW-SE no flanco NW, destacando-se o alinhamento de domos traquíticos (s.l.) que limita a W o *Graben* da Ribeira Grande, e dois alinhamentos de direcção WNW-ESE e ENE-WSW no flanco SW. Com base na disposição das formas vulcânicas presentes na Achada das Furnas, admitiram a presença de alinhamentos de direcção WNW-ESE a E-W, NW-SE e NE-SW. Segundo os autores, os filões e fracturas reconhecidas no Vulcão das Furnas exibem um padrão radial, sendo que no sector N, próximo do Pico do Gafanhoto, encontram-se direcções NW-SE e NE-SW, na arriba litoral a S, na zona das Amoras, observam-se direcções dominantes NNW-SSE, passando para a zona da Ribeira Quente a N-S, e no vale da Ribeira dos Tambores a NE-SW. Também no vulcão da Povoação identificaram fracturas e filões dispostos radialmente ao edifício vulcânico, referindo direcções NW-SE e NNW-SSE nas vertentes N e NW, WNW-ESE e NW-SE nas vertentes E e SE. No maciço vulcânico do Nordeste verificaram, uma vez mais, que os filões se distribuem radialmente, variando de NW-SE no Faial da Terra e na Fajã do Calhau, passando progressivamente a WNW-ESE a leste, a E-W na Zona do Lombo Gordo e ENE-WSW entre a Ponta da Marquesa e o Nordeste. Referem ainda a existência de filões com direcção NE-SW e NW-SE nos vales das ribeiras Tosquiada e do Guilherme, respectivamente.

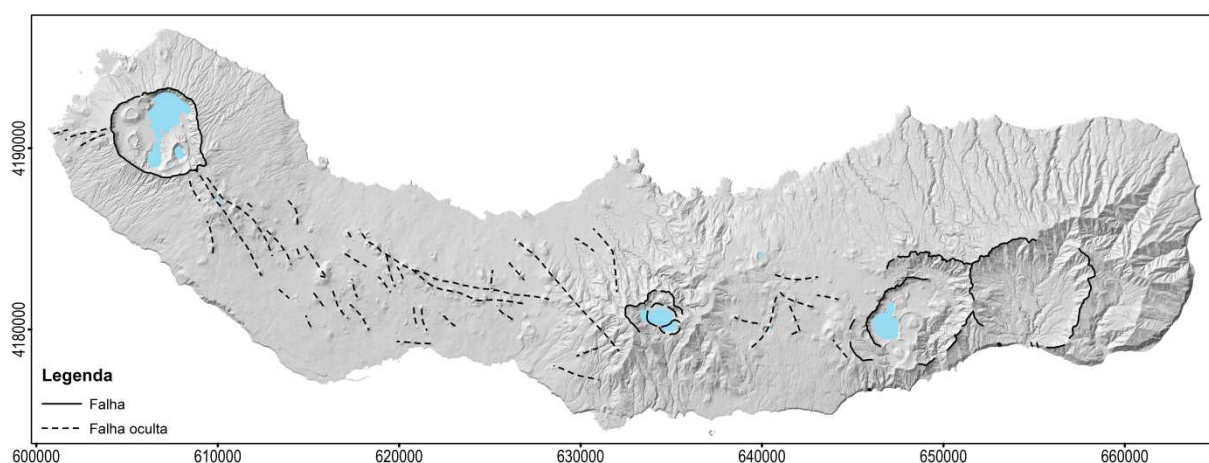


Figura 1.3 – Principais estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel segundo Zbyszewski *et al.* (1958a, 1959a) e Zbyszewski (1961). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Em 1961, Zbyszewski publicou uma sinopse de todas as observações realizadas nos trabalhos anteriores, onde dedica um breve capítulo à tectónica de cada região geomorfológica.

Moore (1991a) publicou um novo Mapa Geológico da ilha de S. Miguel, à escala 1:50000, onde considerou uma nova divisão geológica e identificou alguns dos acidentes tectónicos da ilha (Fig. 1.4). O autor aponta para a existência de várias falhas de direcção geral NW-SE no flanco NW do Vulcão das Sete Cidades, incluindo as que constituem o *Graben* dos Mosteiros e outras, de menor expressão, com direcção WNW-ESE e NNW-SSE. O autor indica ainda que o *Graben* dos Mosteiros é responsável por um dos maiores deslocamentos observados na ilha de S. Miguel (60 m). Relativamente à parte central da ilha, no Vulcão do

Fogo, o autor identificou estruturas de direcção E-W no interior da caldeira, N-S no flanco S, WNW-ESE na vertente NE e todas as direcções possíveis no flanco NW. No sector oriental, cartografou falhas com direcção dominante E-W e, menos frequentemente, NE-SW e NW-SE na vertente N da Achada das Furnas, no Vulcão das Furnas identificou as direcções WNW-ESE, N-S, NE-SW e E-W, e no maciço do Nordeste reconheceu estruturas com orientações WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW.

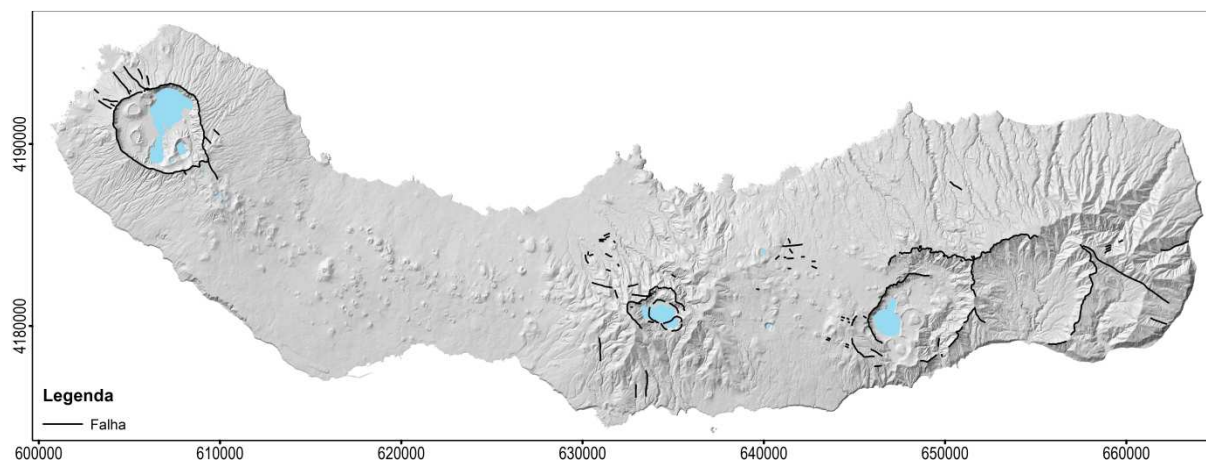


Figura 1.4 – Estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel segundo Moore (1991a). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Em 1993, Forjaz apresentou uma nova carta tectónica de S. Miguel (Fig. 1.5), na escala 1:50000, em que classificou as falhas identificadas de acordo com o grau de actividade em três classes: activas, potencialmente activas e provavelmente inactivas. Esta classificação teve como critérios a idade dos depósitos afectados, a expressão geomorfológica dos acidentes e a existência de actividade fumarólica ou de desgaseificação (Forjaz, 1994). No flanco NW do maciço das Sete Cidades, o autor indica a presença de estruturas tectónicas com direcção NW-SE, correspondentes aos acidentes do *Graben* dos Mosteiros, que classifica como activos e potencialmente activos. O autor prolongou o traçado desta estrutura distensiva para a Região dos Picos, onde reconheceu inúmeros alinhamentos de direcção geral NW-SE edificados sobre acidentes que classificou como activos, potencialmente activos e provavelmente inactivos. Para a parte central da ilha, o autor apresenta uma tectónica complexa. Neste sentido, o flanco NW do Vulcão do Fogo está controlado por várias falhas de direcção NE-SW e com inclinações para NW, que provocam uma sequência de abatimentos para NW, classificando-as de potencialmente activas. Forjaz (1993) cartografa o *Graben* da Ribeira Grande, com direcção NW-SE, assim como várias falhas paralelas a este, prolongando o seu traçado para a vertente S. Estas estruturas foram classificadas de activas e potencialmente activas. No flanco S marca, ainda, falhas prováveis com direcção ENE-WSW e N-S. A partir da disposição das formas vulcânicas da região da Achada das Furnas, o autor infere diversos alinhamentos de direcção WNW-ESE, que classifica como activos e potencialmente activos. Na parte oriental da ilha, cartografou acidentes com direcção WNW-ESE no flanco W do Vulcão das Furnas, NE-SW no sector leste, e outras de direcção NNW-SSE no flanco S e N. Quanto à região da Povoação e do Nordeste identificou acidentes com

orientação dominante WNW-ESE a NW-SE e, menos representativos, W-E e NE-SW. Segundo o autor as estruturas tectónicas presentes são provavelmente inactivas, existindo, contudo, algumas potencialmente activas e muito poucas activas.

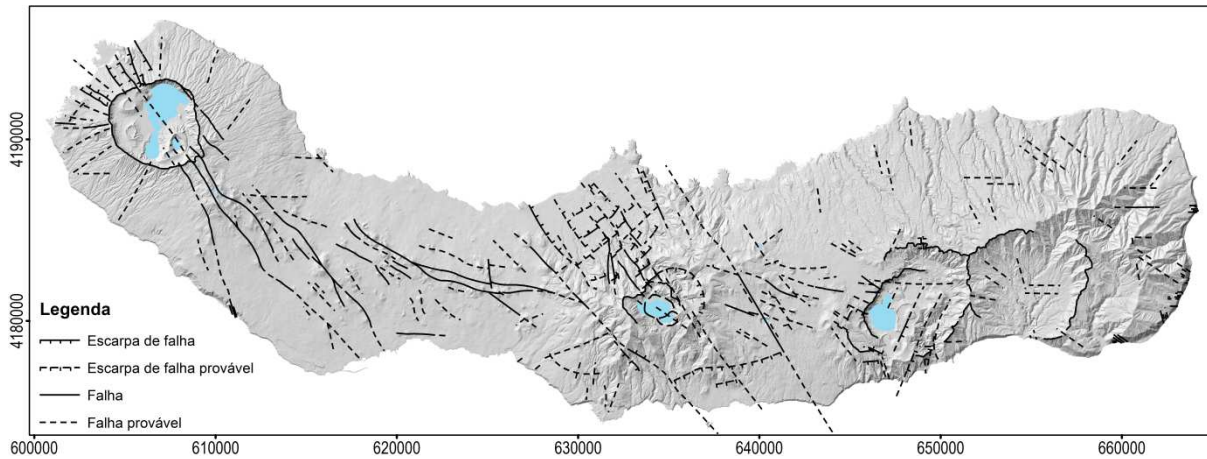


Figura 1.5 – Carta tectónica da ilha de S. Miguel segundo Forjaz (1993). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Em 2004, Forjaz *et al.* apresentam uma nova carta tectónica da ilha de S. Miguel, onde acrescentam mais alguns acidentes aos mencionados anteriormente, mas mantendo de uma forma geral as direcções atrás descritas.

Estudos pormenorizados de cada sistema vulcânico da ilha de S. Miguel, quer de índole estratigráfica quer de natureza tectónica, permitiram elaborar cartas morfoestruturais ou mapas tectónicos preliminares para sectores particulares da ilha (*e.g.* Guest *et al.*, 1994, 1999; Gaspar *et al.*, 1995; Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999; Ferreira, 2000; Wallenstein e Silva, 2004; Carmo, 2004; Wallenstein *et al.*, 2007). Nestes figuram as principais estruturas vulcano-tectónicas (Fig. 1.6), cuja interpretação difere significativamente das dos estudos anteriores.

No seguimento do estudo da história eruptiva do Vulcão das Sete Cidades, Queiroz (1997) apresentou um mapa morfoestrutural à escala 1:15000 onde figuram praticamente todos os acidentes tectónicos observáveis, tais como escarpas de falha e alinhamentos vulcânicos.

Na carta morfoestrutural do Sistema Vulcânico da Região dos Picos, Ferreira (2000) cartografou vários alinhamentos vulcano-tectónicos com base na disposição e morfologia dos cones vulcânicos, definindo um sistema de fracturas dominante de direcção geral NW-SE dispostos *en échelon* direito.

Na análise morfoestrutural do Vulcão do Fogo, Wallenstein (1999) e Wallenstein *et al.* (2007) deduziram estruturas com direcção NW-SE a NNW-SSE no flanco N, através do alinhamento de cones de piroclastos

basálticos e domos (incluindo os possíveis limites do designado *Graben* da Ribeira Grande), e do traçado de algumas linhas de água. Os autores cartografaram, ainda, estruturas de direcção N-S, no flanco S, e lineamentos menos frequentes com orientação NE-SW e E-W. As direcções estruturais NW-SE e NE-SW são corroboradas por descontinuidades de resistividade eléctrica (Gandino *et al.*, 1985).

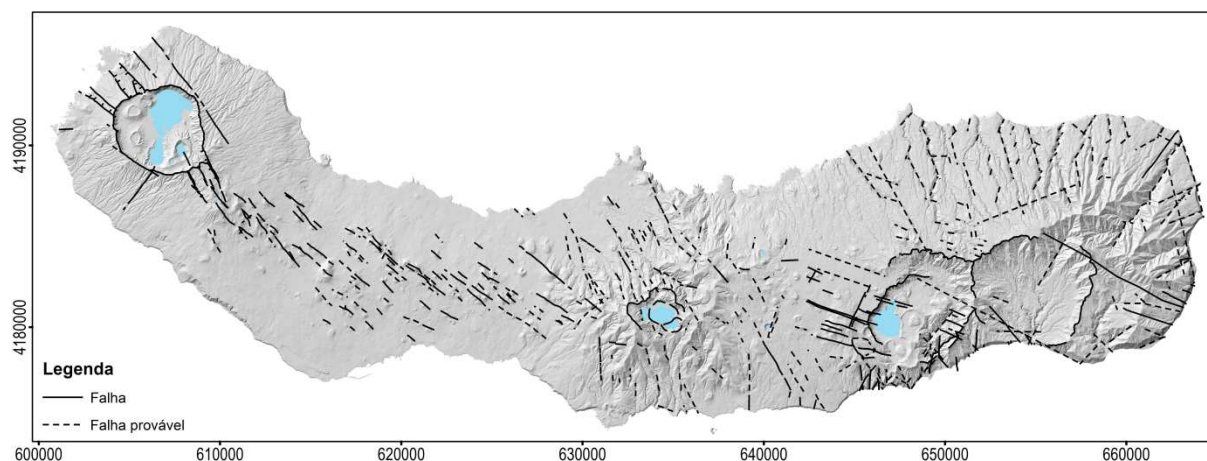


Figura 1.6 – Principais estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel: Vulcão das Sete Cidades segundo Queiroz (1997); Sistema Vulcânico da Região dos Picos de acordo com Ferreira (2000); Vulcão do Fogo segundo Wallenstein (1999) e Wallenstein *et al.* (2007); sistema vulcânico fissural da Achada das Furnas conforme Wallenstein e Silva (2004); Vulcão das Furnas de acordo com Guest *et al.* (1994, 1999) e Gaspar *et al.* (1995); região Povoação-Nordeste segundo Carmo (2004). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Na carta preliminar para o sistema vulcânico fissural da Achada das Furnas, Wallenstein e Silva (2004) inferem, a partir do padrão da rede de drenagem, a presença de fracturas prováveis com direcção NNW-SSE a NW-SE, N-S e NE-SW.

A tectónica do Vulcão das Furnas foi estudada por Guest *et al.* (1994, 1999) e Gaspar *et al.* (1995) que elaboraram um mapa morfoestrutural dessa área. Segundo os autores, o sistema de fracturas dominante, que corta o maciço e se prolonga para a caldeira da Povoação, tem direcção WNW-ESE e apresenta componente normal, provavelmente associada a uma componente de desligamento direito. Para além desta direcção, identificaram a presença de um outro sistema distensivo conjugado, com orientação N-S a NNE-SSW, bem representado nas vertentes S e W do vulcão, enquanto que a orientação de alguns vales sugere controlo estrutural por falhas com direcção E-W. Estas direcções estruturais são corroboradas também por alinhamentos de anomalias de Bouguer negativas (Montesinos *et al.*, 1999) (Fig. 1.7). O estudo de anomalias gravimétricas permite ainda verificar uma relação nítida entre a estrutura das caldeiras e as direcções WNW-ESE e NE-SW a várias profundidades, comprovando o forte controlo estrutural destas direcções na evolução deste aparelho vulcânico (Montesinos *et al.*, 1999).

No seguimento do estudo tectónico da região Povoação-Nordeste, Carmo (2004) verificou através de campanhas de campo, que nesta região ocorrem falhas com direcção dominante NW-SE a WNW-ESE e,

menos frequentemente, NNW-SSE e NE-SW. A autora inferiu, ainda, lineamentos com direcções NNW-SSE, NNE-SSW e NE-SW na vertente N dos maciços da Povoação e do Nordeste, e com direcções WNW-ESE e, menos frequentemente, E-W e N-S no sector S (Furnas, Povoação e Água Retorta). Por sua vez, os dados cinemáticos revelam a existência de dois grupos distintos de falhas conjugadas com movimentação oblíqua resultantes de deformação tridimensional, indicando a presença de dois campos de tensões distintos separados no tempo, que serão referidos mais adiante. Para além das falhas, o sector mais antigo da ilha é cortado por uma densa rede de filões que se dispõe radialmente em torno do maciço do Nordeste, com direcções variando desde NNW-SSE no sector do Faial da Terra, passando a NW-SE em Água Retorta e aproximando-se de E-W no Nordeste. Na região da Povoação, a rede filoniana apresenta direcção dominante NW-SE.

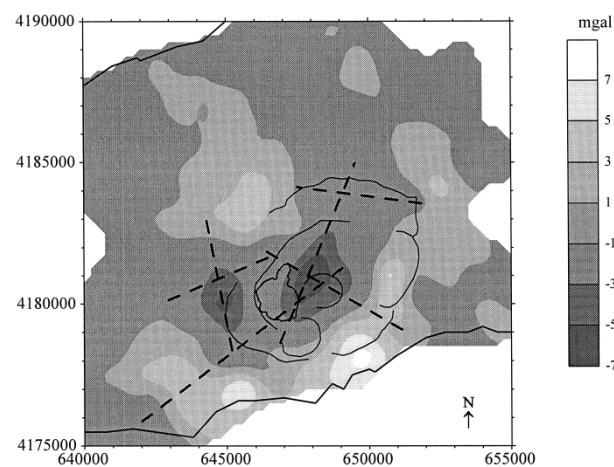


Figura 1.7 – Alinhamentos estruturais definidos a partir da distribuição de anomalias de Bouguer negativas (Montesinos *et al.*, 1999).

1.4 – MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

A deformação tectónica presente na ilha de S. Miguel reflecte-se na presença de inúmeras falhas activas com expressão morfológica através de escarpas de falha que truncam os principais edifícios vulcânicos e de alinhamentos vulcânicos principalmente nas zonas de vulcanismo fissural. A actividade numa falha pode ser detectada através de critérios geológicos (geomorfológicos e estratigráficos), históricos, geofísicos, geodésicos (Slemmons e McKinney, 1977) e geoquímicos (*e.g.* Giammanco *et al.*, 1997; Baubron *et al.*, 2002; Faria, 2002; Sousa, 2003; Marcos, 2006; Silva, 2006; Viveiros, 2010; Viveiros *et al.*, 2010). Neste estudo, a investigação foi predominantemente direccionada para uma análise da actividade tectónica com base em critérios geológicos, sempre que possível, corroborados por outro tipo de critérios.

Para estudar a neotectónica da ilha de S. Miguel, é imprescindível compreender o enquadramento tectónico regional do arquipélago. Este tema tem sido alvo de debate por vários autores que tentam dar o seu contributo à compreensão da dinâmica da Junção Tripla dos Açores, com base em dados batimétricos,

sismológicos, paleomagnéticos, gravimétricos, neotectónicos e geodésicos. Assim, numa primeira fase pesquisaram-se e analisaram-se diversas referências bibliográficas sobre esta temática, de modo a estabelecer o *state-of-the-art* do conhecimento científico sobre a geodinâmica actuante nesta região do Atlântico Norte.

A ilha de S. Miguel é constituída por três vulcões centrais activos (Sete Cidades, Fogo e Furnas) interligados por zonas de vulcanismo fissural (sistemas vulcânicos fissurais dos Picos e do Congro [Achada das Furnas]), e por dois complexos vulcânicos inactivos (Povoação e Nordeste), pelo que a estratigrafia da ilha é algo complexa e nem sempre é fácil estabelecer a correlação entre os vários sistemas vulcânicos. Deste modo, procedeu-se a uma pesquisa bibliográfica sobre esta ilha, quer de trabalhos de índole estratigráfica, para identificação de níveis de referência que pudessem ser utilizados na caracterização das estruturas tectónicas activas e do seu grau de actividade, quer de documentos antigos que relatam a sismicidade e vulcanismo ocorridos no período histórico. É de salientar que, nas designações dos vários sistemas vulcânicos constituintes da ilha de S. Miguel, se adoptou a nomenclatura estabelecida pelo Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Gológicos (CVARG).

O estudo morfoestrutural da ilha baseou-se na análise de bases topográficas à escala 1:25000 (folhas 26 e 27 de 2001, folhas 28, 29, 30, 31, 32 e 33 de 2002, e Folha 34 de 2003 da Carta Militar de Portugal editada pelo Instituto Geográfico do Exército), em formato de papel e em formato digital, modelos tridimensionais do terreno a várias escalas, de ortofotomapas à escala 1:5000 de 2004 e 2005 (fornecidos pela Direcção de Serviços de Cartografia e Informação Geográfica – Secretaria Regional da Ciência, Tecnologia e Equipamentos) e na observação e interpretação estereoscópica de fotografia aérea vertical a preto e branco, nas escalas aproximadas 1:40000 (voo da U.S. Navy de 1959, fornecida pelo Serviço Cartográfico do Exército), 1:15000 e 1:8000 (voos realizados pela Força Aérea Portuguesa em 1974, 1977, 1982, 1994, 1995, 1998, 2000 e 2001). Este procedimento permitiu uma análise da geomorfologia da ilha e reconhecer formas topográficas originadas por actividade tectónica, tais como escarpas de falha, vales fluviais de traçado rectilíneo (eventuais vales de falha) e arribas com traçado rectilíneo, bem como outros lineamentos e estruturas importantes associadas a vulcanismo fissural (alinhamentos de crateras e centros eruptivos monogenéticos). Possibilitou, ainda, efectuar a comparação com as cartografias morfo-tectónicas de Guest *et al.* (1994, 1999), Gaspar *et al.* (1995), Queiroz (1997), Wallenstein (1999), Ferreira (2000), Carmo (2004), Wallenstein e Silva (2004) e Wallenstein *et al.* (2007).

Os estudos geológicos no terreno desenvolveram-se ao longo de várias campanhas de campo entre Abril de 2008 e Maio de 2012, sempre que as condições meteorológicas o permitiram. Numa primeira fase, procedeu-se ao reconhecimento das várias unidades vulcanoestratigráficas definidas para os sistemas vulcânicos presentes na ilha de S. Miguel, e à validação de todas as eventuais estruturas tectónicas cartografadas através da análise geomorfológica. Numa segunda fase, efectuou-se o estudo pormenorizado de afloramentos (*e.g.* taludes, arribas litorais, antigas pedreiras) contendo falhas (Anexo I) que permitissem a

aplicação de técnicas de paleossismologia e da datação por radiocarbono (Anexo II). Este procedimento foi principalmente realizado em duas falhas presentes no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, onde se abriram duas trincheiras. Realizaram-se, ainda, três campanhas de barco, de modo a verificar a eventual presença de estruturas tectónicas nas arribas litorais compreendidas entre Ponta Delgada – Mosteiros, Porto Formoso – Mosteiros e Ribeira Quente – Ponta Delgada. Em alguns locais, inacessíveis por terra, as atitudes foram medidas à distância, a partir do barco, pelo que se salvaguarda que alguns dos valores podem conter erro devido às condições de medição. Algumas arribas, como as do Escalvado e as da Ponta da Lobeira (Ribeira Quente) foram acedidas por barco. No mapa dos locais visitados e analisados apresentado no Anexo I, a numeração continuou a sequência apresentada por Carmo (2004).

A recolha de toda a informação teve como objectivo a análise geométrica e cinemática dos acidentes tectónicos identificados e a sua cartografia, bem como à obtenção de parâmetros neotectónicos (*e.g.* taxas de deslizamento, deslocamentos por evento, magnitudes do sismo máximo e períodos de retorno) necessários para avaliar o grau de actividade sísmica.

Na avaliação do potencial sismogénico das falhas utilizaram-se as correlações empíricas de Wells e Coppersmith (1994) entre magnitude de momento sísmico e comprimento de rotura, área de rotura e deslocamento máximo. Embora estas fórmulas não se apliquem a ambientes vulcânicos, há que ter em consideração que a região dos Açores corresponde também a uma zona de fronteira de placas, pelo que certamente ocorrerá alternância entre processos magmáticos e processos tectónicos associados à geodinâmica regional. Assim, o comprimento de rotura foi ponderado a partir da extensão observável das estruturas tectónicas na ilha de S. Miguel, considerando que a mesma resultou de rotura num único evento. No caso da área de rotura utilizaram-se duas aproximações. Por um lado, considerou-se uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica, de acordo com Matias *et al.* (2007) e Dias *et al.* (2007), e uma inclinação média das estruturas de 65°. Numa segunda aproximação, aplicou-se a metodologia adoptada por Meletti *et al.* (2008) que usa a profundidade focal para estimar a espessura da crosta sismogénica para o território italiano. De acordo com o estudo apresentado por Silva (2011) e Silva *et al.* (2012), a profundidade focal na zona central da ilha de S. Miguel, na zona sismogénica do Fogo-Congro, deve ser da ordem dos 8 km. O deslocamento foi determinado para as falhas expostas em corte.

Na determinação do grau de actividade, utilizou-se a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), assente unicamente nas taxas de deslizamento, uma vez que dificilmente se conseguiu obter todos os parâmetros neotectónicos. A informação tectónica associada a cada estrutura (falha e filões) foi armazenada na base de dados elaborada por Carmo (2004), com as devidas adaptações. Esta inclui três tabelas em formato *Excel*® e que consistem na tabela ESTAÇÕES para a identificação das estações de campo onde se observaram as estruturas em causa, com a respectiva localização geográfica, e as tabelas FALHAS e FILÕES, que comportam toda a informação descritiva associada, incluindo fotografias e esquemas (Anexo

III). Os esquemas foram desenhados no programa informático de desenho *CorelDraw X4*[®]. Posteriormente, após a sua validação, farão parte integrante da base de dados AZORIS do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos (CVARG) que tem como objectivo arquivar, manipular e modelar toda a informação georreferenciada necessária para avaliar o risco e a vulnerabilidade na região dos Açores (Gaspar *et al.*, 2004).

A análise geométrica das estruturas identificadas foi realizada através da interpretação de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções e diagramas estereográficos de densidade de pólos, utilizando o programa informático de geologia estrutural *TectonicsFP*[®] (Ortner *et al.*, 2002). Ressalva-se o facto das direcções medidas se encontrarem corrigidas, introduzindo a declinação magnética com base na informação disponibilizada pelas folhas 26 a 34 (2001, 2002 e 2003), da Carta Militar de Portugal editada pelo Instituto Geográfico do Exército Carta Militar de Portugal. Esta correcção pode variar entre 9° e 11°, dependendo da localização da estrutura em causa e do ano em que foram efectuadas as leituras. Quanto às estruturas com sentido de inclinação desconhecido (*e.g.* alinhamentos de edifícios vulcânicos, falhas prováveis e lineamentos), considerou-se o ângulo de inclinação como 90°. Todavia, em algumas falhas prováveis que exibam expressão morfológica sugestiva de escarpa, atribuiu-se o mergulho de 65° e o sentido de inclinação o sugerido pela análise do relevo.

A análise cinemática foi efectuada através de evidências geomorfológicas, da deslocação de marcadores estratigráficos e da medição da atitude de estrias em planos de falhas, sempre que se observaram. No caso das falhas com escarpa, devido às frequentes más condições de afloramento e à impossibilidade de recorrer a trincheiras (situações em que a escarpa apresenta comando elevado ou se verifica a presença de linhas de água no bloco abatido), utilizou-se a superfície topográfica como marcador das deformações produzidas pela movimentação das falhas. Esta situação exige, contudo, cuidados especiais, pois o valor do comando de uma escarpa não corresponde necessariamente à separação vertical, uma vez que as superfícies topográficas nos dois blocos são frequentemente diacrónicas (Madeira, 1998) e porque pode existir uma componente de desligamento associada. O encaixe de linhas de água na base da escarpa provoca o escavamento do bloco abatido, tendendo a aumentar o valor do comando, podendo levar a uma estimativa por excesso da separação vertical. Neste caso, o comando da escarpa foi estimado usando a diferença de cotas entre o topo da escarpa e o topo dos interflúvios contíguos. Por outro lado, a erosão do bloco elevado leva a uma redução do comando da escarpa e/ou a enchimento da depressão tectónica por sedimentos ou depósitos vulcânicos, resultando numa subavaliação da separação vertical (Madeira, 1998). A utilização de marcadores de natureza estratigráfica apresenta, no entanto, alguns inconvenientes dado que, na maioria dos casos, apenas permite a determinação de separações verticais; por vezes, parte destas poderá resultar directamente da componente horizontal da movimentação (Madeira, 1998). A presença de estrias indicando movimentação oblíqua testemunha a existência de componentes verticais e horizontais associadas. No entanto, esta informação não é muito abundante, devido ao facto de existirem poucos afloramentos onde aquelas ocorrem em

consequência da natureza dos materiais afectados. Com efeito, apenas foi possível medir estrias em escoadas lávicas e em depósitos piroclásticos finos com alguma alteração, pois em materiais frescos ou pouco alterados aquelas estruturas raramente se desenvolvem de um modo claro.

Os dados tectónicos obtidos através da aplicação das várias metodologias permitiram a elaboração da Carta Vulcano-tectónica da ilha de S. Miguel (Apêndice II), à escala 1:50000, com recurso ao *software ArcGIS 10[®]*. Na carta constam seis tipos de estruturas: falha, escarpa de falha, falha provável, falha oculta, falha oculta provável e lineamento. Uma determinada estrutura foi classificada como falha quando a sua presença foi confirmada por evidências geológicas, quer geomorfológicas, quer estratigráficas. Quando as falhas apresentam escarpa como expressão morfológica então, para além do traço de falha desenhado no bloco abatido, utiliza-se também a simbologia de escarpa de falha desenhada no bloco elevado. No caso das falhas do Altiprado, devido ao comando reduzido, a simbologia de escarpa de falha encontra-se sobreposta à do traço de falha. As falhas prováveis compreendem as estruturas com determinadas características morfológicas (*e.g.* ressaltos topográficos, vales fluviais e linhas de costa com traçado rectilíneo, linhas de água desviadas ou mesmo capturadas) que sugerem a sua presença, mas em que a mesma não foi confirmada. As falhas ocultas e as falhas ocultas prováveis incluem as estruturas vulcano-tectónicas, tais como alinhamentos vulcânicos e fracturas radiais e concêntricas. A distinção entre ambas é feita com base na certeza do seu traçado, isto é, se o alinhamento vulcânico é evidente ou não. Na tipologia de lineamento englobam-se as estruturas, geralmente traçadas com base na disposição do padrão da rede de drenagem, cujas evidências morfológicas não são claras mas que, pela sua rectilinearidade, sugerem algum controlo estrutural.

2 – ENQUADRAMENTO GEODINÂMICO DO ARQUIPÉLAGO DOS AÇORES

2.1 – LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

O arquipélago dos Açores localiza-se no Atlântico Norte entre as latitudes 37° e 40°N e as longitudes 25° e 31°W, e compreende nove ilhas vulcânicas distribuídas por três grupos (Fig. 2.1): Ocidental (Flores e Corvo), Central (Terceira, Graciosa, S. Jorge, Pico e Faial) e Oriental (S. Miguel, Sta. Maria e ilhéus das Formigas).

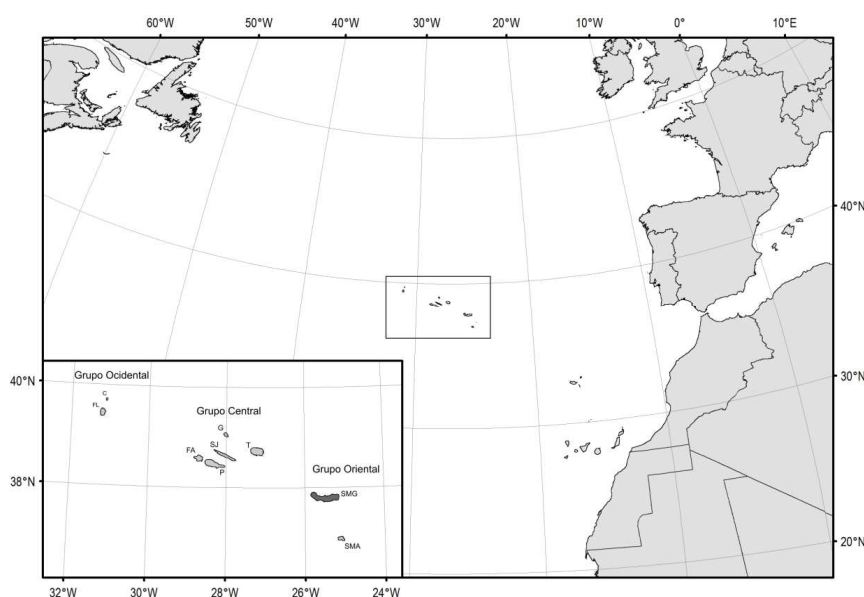


Figura 2.1 – Localização geográfica do arquipélago dos Açores. Legenda: SMA – Sta. Maria; SMG – S. Miguel; P – Pico; FA – Faial, SJ – S. Jorge; T – Terceira; G – Graciosa; FL – Flores; C – Corvo.

A ilha de S. Miguel situa-se entre as latitudes 37°42' e 37°54'N e as longitudes 25°51' e 25°08'W, sendo a maior e a mais populosa ilha dos Açores. Apresenta um comprimento e largura máximos de cerca de 64 e 16 km, respectivamente, abrangendo uma área aproximada de 746 km².

2.2 – ENQUADRAMENTO GEOTECTÓNICO

O arquipélago dos Açores localiza-se na junção tripla (Junção Tripla dos Açores, JTA) entre as placas litosféricas Eurasiática (EU), Norte-Americana (NA) e Núbica (NU; Africana) (Fig. 2.2), com coordenadas aproximadas 39°N, 30°W (Laughton e Whitmarsh, 1974). Esta região é caracterizada também por uma batimetria anómala, com profundidade inferior à expectável em função da idade do fundo oceânico, normalmente designada por Plataforma dos Açores (PA) (Fig. 2.2). O particular enquadramento geodinâmico reflecte-se em importantes sistemas de fracturas, tais como a Crista Média Atlântica (CMA), o *Rift* da Terceira (RT) e a Falha Gloria (FG) (Fig. 2.2). Estas duas últimas estruturas tectónicas constituem o

segmento ocidental e central da Zona de Fractura Açores-Gibraltar (ZFAG). A S do arquipélago dos Açores reconhece-se, ainda, outra estrutura linear com morfologia bem definida, que corresponde à Zona de Fractura Este dos Açores (ZFEA) (Fig. 2.2).

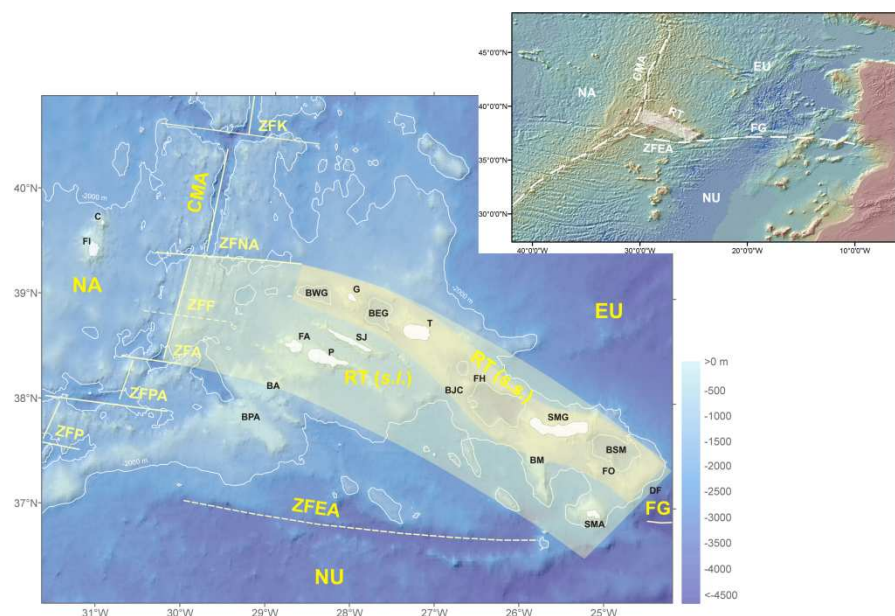


Figura 2.2 – Enquadramento tectónico do arquipélago dos Açores, encontrando-se representadas as principais estruturas morfotectónicas (adaptado de Hipólito *et al.*, 2010). Legenda: NA – placa Norte-Americana; EU – placa Eurasiática; NU – placa Núbia; CMA – Crista Média Atlântica; ZFK – Zona de Fractura Kurchatov; ZFNA – Zona de Fractura Norte dos Açores; ZFF – Zona de Fractura do Faial; ZFA – Zona de Fractura Açor; ZFPA – Zona de Fractura Princesa Alice; ZFP – Zona de Fractura do Pico; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira; FG – Falha Gloria; FI – Flores; C – Corvo; G – Graciosa; T – Terceira; SJ – S. Jorge; FA – Faial; P – Pico; SMG – S. Miguel; SMA – Sta. Maria; FO – Ilhéus das Formigas; BPA – Banco Princesa Alice; BA – Banco Açor; BJC – Banco D. João de Castro; BM – Banco do Mónaco; BWG – Bacia Oeste da Graciosa; BEG – Bacia Este da Graciosa; FH – Fossa Hironnelle; BSM – Bacia de S. Miguel; DF – Desfiladeiro das Formigas. A área correspondente à PA está delimitada pela isóbata dos 2000 m. O RT (s.l.) compreende toda a faixa da região dos Açores. O RT (s.s.) corresponde ao alinhamento composto por BWG, G, BEG, T, BJC, FH, SMG, BSM, FO e DF. Batimetria do arquipélago adaptada de Lourenço *et al.* (1997) e dados da topografia e batimetria mundial de GEBCO_08 (2010).

As ilhas dispõem-se segundo um alinhamento WNW-ESE, cruzando obliquamente a CMA. Esta estrutura corresponde à fronteira entre as placas NA e EU/NU. As ilhas do grupo Ocidental estão situadas em plena placa NA, enquanto que os grupos Central e Oriental distribuem-se ao longo da zona de fronteira entre as outras duas placas litosféricas (Fig. 2.2).

2.2.1 – PLATAFORMA DOS AÇORES

A PA corresponde a uma área elevada de forma aproximadamente triangular limitada, grosso modo, pela curva batimétrica dos 2000 m (Needham e Francheteau, 1974) e atravessada pela CMA (Fig. 2.2). Este relevo está limitado a N pela Zona de Fractura Kurchatov (ZFK; latitude 40°30'N) e a S pela ZFEA (ZFEA; latitude 37°N), e estende-se para leste até ao extremo ocidental da FG (longitude 24°W). Apesar da designação de PA sugerir uma batimetria regular, a sua morfologia é bastante complexa, verificando-se uma alternância de fossas (ou bacias) e elevações que definem vários alinhamentos. As primeiras são

normalmente depressões tectónicas cujos fundos ultrapassam os 2000 m de profundidade. Em geral, as elevações apresentam formas alongadas (cristas vulcânicas), que estão provavelmente relacionadas com vulcanismo fissural, ou ocorrem sob a forma de relevos isolados com formas aproximadamente circulares, correspondendo provavelmente a edifícios vulcânicos. Os relevos que se elevam acima do nível do mar formam as ilhas e os que não atingem a superfície correspondem a áreas pouco profundas (*e.g.* Banco D. João de Castro – BJC, Banco Mónaco – BM, Banco Açor – BA, Banco Princesa Alice – BPA). Fora da PA os fundos descem rapidamente para profundidades superiores a 3500 m.

A edificação da PA é frequentemente atribuída à interacção entre um ponto quente (*hotspot*) e a JTA (Cannat *et al.*, 1999; Escartín *et al.*, 2001; Gente *et al.*, 2003). Este tipo de interacção baseia-se em diversos indicadores, tais como a morfologia da CMA nesta região (Detrick *et al.*, 1995; Thibaud *et al.*, 1998), o espessamento crustal (Detrick *et al.*, 1995; Cannat *et al.*, 1999), a presença de anomalias gravimétricas significativas (Detrick *et al.*, 1995; Thibaud *et al.*, 1998; Goslin *et al.*, 1998), a velocidade das ondas P e S (Yang *et al.*, 2006; Zhang e Tanimoto, 1993; Silveira *et al.*, 2006) e a geoquímica dos magmas, que apontam para heterogeneidades mantélicas (*e.g.* Yu *et al.*, 1997; Dosso *et al.*, 1999; Moreira *et al.*, 1999; Madureira *et al.*, 2005). Estas anomalias batimétricas, sísmicas, gravimétricas e geoquímicas sugerem que o manto apresente temperaturas anormalmente elevadas e/ou que seja enriquecido (Cannat *et al.*, 1999). No entanto, existe ainda grande controvérsia quanto à presença, acção e localização do ponto quente. Zhang e Tanimoto (1993) apontam para uma região de baixa velocidade das ondas S entre 100-200 km de profundidade e centrada a leste da CMA. Através de estudos de tomografia sísmica, Silveira *et al.* (2006) verificaram que esta zona não se estende além dos 300 km de profundidade e, considerando o modelo de evolução de plumas mantélicas, concluem que o ponto quente dos Açores deverá corresponder a uma das fases finais de evolução. Yang *et al.* (2006) elaboraram um modelo de velocidade das ondas P a partir do qual observaram uma anomalia de baixa velocidade no manto superior a uma profundidade inferior a 200 km sob a plataforma Açores (38.5°N, 28.5°W) que, a maiores profundidades (250 a 400km), se prolonga para NE, estando centrada a NE da ilha Terceira. Também Moreira *et al.* (1999) e Madureira *et al.* (2005), através da análise de isótopos de He e Ne, apontam para uma localização da pluma mantélica perto da ilha Terceira. Para Escartín *et al.* (2001) o ponto quente localiza-se a menos de 300 km a leste do eixo da CMA. Outros autores (*e.g.* Asimow *et al.*, 2004) propõem um modelo alternativo (*wet spot*) para explicar as anomalias geoquímicas e o espessamento crustal, através de um maior grau de fusão devido à presença de água no manto, sem que seja necessária uma elevada anomalia térmica.

2.2.2 – CRISTA MÉDIA ATLÂNTICA

A CMA materializa a fronteira entre a placa NA, a W, e as placas EU e NU, a E, sendo a sua localização e natureza bem conhecidas. Corresponde a uma estrutura distensiva pura e sismicamente activa que apresenta a

N do arquipélago, à latitude 39°10'N, uma orientação de 10°, mudando para 20° a S da latitude 38°40'N (Searle, 1980).

Na área do arquipélago, a CMA apresenta uma orientação média de NNE-SSW, devido ao facto de se encontrar segmentada por um conjunto de falhas transformantes, de direcção E-W ou próxima, que a deslocam dextrógiramente (Searle, 1980; Luis *et al.*, 1994). Estes desvios progressivos da CMA estão possivelmente relacionados com a presença da ZFAG a oriente (Madeira, 1998). Com base no padrão de anomalias magnéticas, Luis *et al.* (1994) identificaram seis segmentos desta estrutura, com cerca de 50 a 60 km de comprimento, separados por descontinuidades (Fig. 2.2).

A morfologia da CMA varia ao longo de toda a sua extensão. Na generalidade apresenta um vale central bem desenvolvido com excepção das regiões da Islândia e dos Açores. Nesta última, o vale do *rift* pode ser traçado a N dos Açores até à latitude 39°30'N e a S até à latitude 37°30'N. Entre estas duas latitudes, o seu relevo não é tão marcado face à existência da PA. No entanto, dados de sonar, de distribuição de sedimentos (Searle, 1980) e o padrão de anomalias magnéticas (Krause e Watkins, 1970; Luis *et al.*, 1994) permitem inferir a posição da CMA nesta região, sendo que atravessa a PA a meia distância entre as ilhas do Faial e das Flores.

Laughton e Whitmarsh (1974) determinaram uma velocidade média de expansão de 17 mm/ano no sector a N dos Açores e de 12 mm/ano a S. No entanto, estudos mais recentes, como o modelo global MORVEL56 de Argus *et al.* (2011) (MORVEL and NNR-MORVEL56, *online*), assente em dados geológicos (*e.g.* taxas de expansão do fundo oceânico, direcções de falhas transformantes e vectores de deslocamento durante a ocorrência de sismos) e dados de GPS, apontam para taxas de expansão mais elevadas e da ordem dos 22-23 mm/ano e 19-20 mm/ano para os sectores a N e S dos Açores, respectivamente. Valores de magnitude semelhante, 25 mm/ano e 19 mm/ano, respectivamente, são obtidos utilizando modelos baseados em dados de GPS (*e.g.* REVEL2000; Sella *et al.*, 2002) (UNAVCO, *online*).

2.2.3 – ZONA DE FRACTURA AÇORES-GIBRALTAR

A ZFAG corresponde à fronteira entre as placas Eurasiática e Núbia, estendendo-se desde o arquipélago dos Açores até à região de Gibraltar. No entanto, esta estrutura é algo complexa, distinguindo-se três sectores principais com orientação, expressão morfológica e regimes tectónicos distintos. O movimento relativo dextrógiro entre as duas placas, resultante das diferentes taxas de expansão a N e a S da JTA, provoca transtensão a ocidente, desligamento puro ao nível do sector central (FG) e transpressão a oriente (*e.g.* McKenzie, 1972; Udías e López Arroyo, 1972; Udías, 1980; Udías *et al.*, 1976, 1986, 1988; Laughton *et al.*, 1972; Laughton e Whitmarsh, 1974; Grimison e Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1988; Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira, 1998).

O sector ocidental, com direcção média 300°, estende-se desde a dorsal até à extremidade ocidental da FG, à longitude 24°30'W, compreendendo a região dos grupos Central e Oriental do arquipélago, e consequentemente o RT, sendo limitado a S pela ZFEA (Fig. 2.2).

O RT (s.s.) (Machado, 1959), de direcção WNW-ESE, consiste num alinhamento de bacias (fossas), cristas vulcânicas e montes submarinos, compreendendo, de NW para SE, a Bacia Oeste da Graciosa (BWG), a ilha Graciosa, a Bacia Este da Graciosa (BEG), a ilha Terceira, a Crista Submarina da Terceira, a Fossa Hirondelle (FH), o Banco D. João de Castro (BJC), a ilha de S. Miguel, a Bacia de S. Miguel (ou Bacia Sudeste de S. Miguel, BSM), os ilhéus das Formigas e a Fossa (ou Desfiladeiro) das Formigas (DF) (Fig. 2.2). No entanto, a presença daqueles elementos morfológicos não se restringe única e exclusivamente àquele sector definido por Machado (1959), distribuindo-se antes por toda a PA, pelo que se torna mais correcto assumir que o *Rift* da Terceira (s.l.) corresponde à faixa densamente fracturada e vulcanicamente activa que compreende os grupos Central e Oriental (Fig.2.2). A morfologia das depressões e cristas vulcânicas é, muitas vezes, controlada tectonicamente por estruturas com direcções dominantes WNW-ESE, NW-SE, NNW-SSE, NE-SW e N-S (Lourenço *et al.*, 1998; Madeira, 1998). Outra direcção representada em toda a PA é a direcção E-W, que deverá corresponder à expressão morfológica de falhas transformantes que cruzam a dorsal na região dos Açores (Gaspar, 1996; Madeira, 1998). A sismicidade é elevada em termos de frequência, obtendo-se mecanismos focais com soluções em desligamento direito com componente normal em planos nodais orientados WNW-ESE a NW-SE, em desligamento esquerdo com componente normal em planos com direcção NNW-SSE a N-S, e em falha normal e inversos segundo as mesmas direcções (McKenzie, 1972; Udías *et al.*, 1976, 1986; Udías, 1980; Hirn *et al.*, 1980; Grimison e Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1988; Miranda *et al.*, 1998; Borges, 2003; Borges *et al.*, 2007, 2008; Matias *et al.*, 2007).

A ZFEA corresponde ao limite sul da PA a leste da CMA e localiza-se entre a CMA e a FG, estando desviada cerca de 10 km para S relativamente a esta última (Searle, 1980). Apesar da ZFEA ter uma expressão morfológica nítida, apresenta-se mais degradada que aquela estrutura. A sismicidade é praticamente nula nesta região, sugerindo tratar-se de uma estrutura inactiva ou com um grau de actividade muito baixo (Madeira, 1998). Esta estrutura terá correspondido à fronteira de placas EU-NU até determinado momento da evolução tectónica da JTA (Luis *et al.*, 1994; Madeira, 1998).

O sector central da ZFAG está bem definido entre as longitudes 24° e 15°W pela FG (Laughton *et al.*, 1972). Esta estrutura tem expressão batimétrica através de um lineamento morfológico nítido no fundo oceânico, correspondente a um vale estreito e contínuo, que se estende desde a ilha de Sta. Maria até à Crista Tore-Madeira com orientação geral E-W. Embora não apresente sismicidade frequente, ocorrem alguns sismos de magnitude média a elevada, cuja análise de mecanismos focais indica movimentação em desligamento direito quase puro segundo planos nodais de direcção E-W (Udías *et al.*, 1976, 1986; Udías, 1980; Bufo *et al.*, 1988).

A partir da Crista Tore-Madeira (longitude 15°W) torna-se difícil determinar a posição exacta da fronteira entre as placas EU e NU, devido à presença de uma zona larga de batimetria complexa e sismicidade intensa e difusa, em resultado da convergência entre as placas EU e NU. Tal complexidade reflecte-se nos mecanismos focais que indicam a ocorrência de eventos em desligamento, em falha inversa ou mistos a W do Banco de Gorringe, e predominantemente inversos a leste deste relevo (Udías e López Arroyo, 1972; Udías *et al.*, 1976, 1986, 1988; Udías, 1980; Grimison e Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1988).

2.3 – MODELOS GEODINÂMICOS

O enquadramento tectónico em que a região dos Açores se insere, associado às suas particularidades morfológicas, geológicas, geofísicas e geoquímicas, tem suscitado, ao longo de várias décadas, a criação de vários modelos tectónicos baseados em estudos diversos no sentido de perceber a dinâmica da JTA. As publicações mais antigas eram fundamentadas em perfis batimétricos e magnéticos escassos e consideravam aquela fronteira, no sector entre a CMA e a FG, como uma estrutura discreta, um *rift* mais ou menos contínuo designado por *Rift* da Terceira (Krause e Watkins, 1970; McKenzie, 1972; Bufo *et al.*, 1988), uma estrutura do tipo *rift* segmentada por falhas transformantes (Machado *et al.*, 1972), uma transformante com movimentação oblíqua, o modelo da Transformante *Leaky* (Searle, 1980; Ribeiro, 1982; Madeira e Ribeiro, 1990, 1992), ou ainda uma microplaca triangular limitada por falhas em desligamento (Forjaz, 1983). Os dados geodésicos referentes ao projecto TANGO adequavam-se aos modelos que consideram a presença de uma transformante *leaky* (Pagarete *et al.*, 1998; Bastos *et al.*, 1998).

Com base em levantamentos aeromagnéticos, Luis *et al.* (1994) sugerem que nos últimos 10 Ma ocorreram sucessivas migrações para N da JTA, desde a Zona de Fractura do Pico (ZFP; 37°30'N, 31°46'W) até à localização actual, na Zona de Fractura do Faial (ZFF; 38°55'N, 30°00'W), estabelecida desde a anomalia 2A (2.45 Ma) (Fig. 2.3). As sucessivas migrações da junção tripla para N, mantendo sempre a configuração RFF, bem como as variações nas taxas de expansão a N e a S da região dos grupos Central e Oriental (por vezes, ocorrendo mesmo inversão no sentido de desligamento) provocaram variações no campo de tensões, gerando uma zona topograficamente perturbada, interpretada como uma parte da placa EU que foi sendo agregada à placa NU.

A integração de dados neotectónicos (Ribeiro, 1982; Madeira, 1986, 1998; Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira *et al.*, 1990; Madeira e Brum da Silveira, 2003; Carmo, 2004; Hipólito, 2009), o aperfeiçoamento da cobertura batimétrica regional (Lourenço *et al.*, 1998), e levantamentos aeromagnéticos (Miranda *et al.*, 1991; Luis *et al.*, 1994; Luis e Miranda, 2008), gravimétricos (Luis *et al.*, 1998, Luis e Neves, 2006), dados sismológicos (Miranda *et al.*, 1998; Borges, 2003; Borges *et al.*, 2007, 2008; Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007) e geodésicos (Fernandes, 2004; Fernandes *et al.*, 2004, 2006; Trota *et al.*, 2006; Trota, 2008; Mendes

et al., 2013), possibilitaram a elaboração de modelos que procuram definir o padrão tectónico actual da JTA em que a fronteira de placas EU-NU no sector da PA é uma estrutura difusa, representada por uma larga faixa litosférica cisalhada em regime transtensional direito, que actua simultaneamente como um centro de expansão ultra-lento e uma zona de transferência que acomoda a deformação imposta pelo movimento diferencial entre as placas EU e NU, em resultado das taxas de expansão mais elevadas a N da PA (*e.g.* DeMets *et al.*, 1994; Sella *et al.*, 2002; Altamimi *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2003; Argus *et al.*, 2011) e da obliquidade do segmento açoriano relativamente à direcção de expansão (Madeira e Brum da Silveira, 2003).

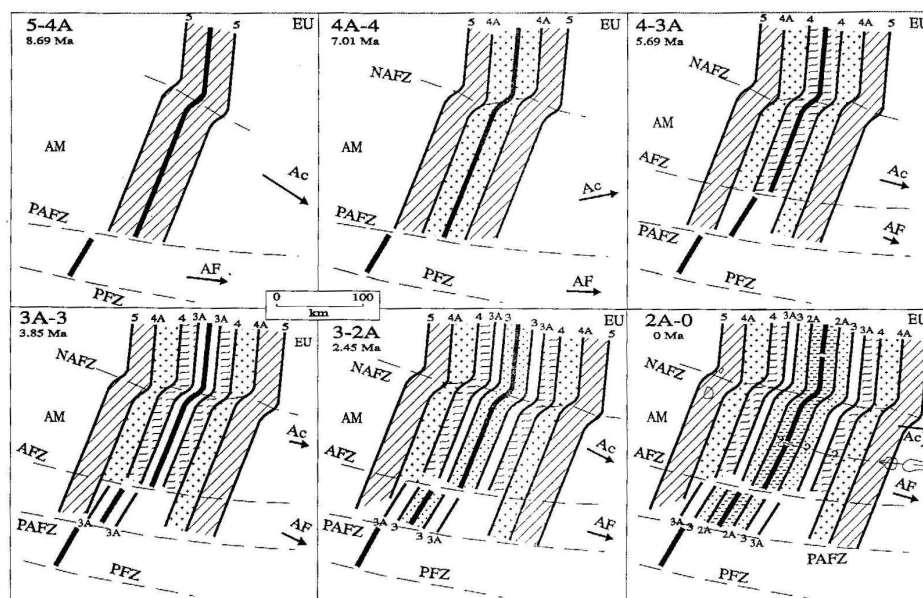


Figura 2.3 – Modelo esquemático para a evolução da JTA para os últimos 10 Ma segundo Luis *et al.* (1994). O eixo do rift está marcado pela linha mais grossa, para a época indicada no canto superior esquerdo. As setas representam a velocidade das placas dos Açores e Africana (Núbia) relativamente à placa Norte-Americana. AF – placa Africana; Ac – Açores; AM – placa Norte-Americana; EU – placa Eurasiática; PFZ – Zona de Fractura do Pico; PAFZ – Zona de Fractura Princesa Alice; AFZ – Zona de Fractura Açor; NAFZ – Zona de Fractura Norte dos Açores.

Através de estudos de neotectónica nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge, Madeira (1998) verificou que este sector é caracterizado por duas famílias de falhas principais: a mais desenvolvida com direcção WNW-ESE, com inclinações fortes para NNE e SSW, com movimentação oblíqua direita normal, e outra com direcção NNW-SSE, menos frequente, com inclinações para WSW e ENE e com movimentação oblíqua esquerda normal. Este padrão tectónico, constituído por quatro conjuntos de falhas apresentando movimentação oblíqua, é característico de deformação tridimensional (Reches, 1983; Reches e Dieterich, 1983). O autor propõe, assim, para este sector da fronteira EU-NU uma estrutura designada por *Centro de Expansão Oblíqua dos Açores*, que consiste numa faixa litosférica larga na qual a deformação em transtensão é acomodada por um conjunto muito numeroso de falhas activas (Fig. 2.4). A largura provável desta zona deformada será de 160 km, estimativa baseada no padrão de anomalias magnéticas da PA e que corresponde à largura da área em que existem alinhamentos magnéticos paralelos ao arquipélago.



Figura 2.4 – Fronteira de placas EU-NU na área dos Açores e orientação das tensões principais na região segundo Madeira (1998): o campo de tensões distensivo na proximidade da CMA (Região 1) passa a compressivo por volta da isócrona dos 20 Ma (Região 2); no *Centro de Expansão Oblíqua dos Açores* o campo distensivo sofre permutação entre σ_1 e σ_2 e ocorre um desvio das trajectórias das tensões principais (Região 3).

O campo de tensões fora desta faixa e nas proximidades da CMA é um campo distensivo com σ_1 (tensão compressiva máxima) vertical, σ_2 N-S e σ_3 perpendicular à crista, ou seja, aproximadamente E-W. Na área cisalhada do *Centro de Expansão Oblíqua dos Açores* o campo é perturbado, ocorrendo uma permutação entre σ_1 e σ_2 e um desvio das trajectórias das tensões principais: σ_1 passa a ser horizontal com orientação aproximadamente NW-SE na região do grupo central, rodando para N-S na área de Sta. Maria, σ_2 torna-se vertical e σ_3 roda de NE-SW para E-W no extremo oriental da faixa cisalhada (Fig. 2.4). Em resposta a este campo de tensões desenvolvem-se duas famílias de falhas conjugadas, as principais com direcção WNW-ESE a NW-SE normais direitas e as conjugadas NNW-SSE a N-S normais esquerdas.

Lourenço *et al.* (1998) apresentam uma interpretação morfo-estrutural da batimetria da PA, no sector a leste da CMA, constatando que as duas famílias de falhas conjugadas referenciadas por Madeira (1998) para as ilhas do Faial, Pico e S. Jorge têm também expressão nesta secção da PA através de cristas vulcânicas lineares e de depressões controladas tectonicamente. Assinalam ainda a existência de uma rotação dextrógira evidente na direcção das estruturas deduzidas desde o sector mais adjacente à CMA, onde a direcção geral ronda os 110-120° (WNW-ESE), para o localizado nas proximidades da FG, onde prevalecem as orientações 140-150° (NNW-SSE) a N-S (Fig. 2.5). Os autores apresentam um modelo semelhante ao de Madeira (1998) (Fig. 2.6).

No entanto, Carmo (2004) verifica que no extremo oriental da ilha de S. Miguel, na região Povoação-Nordeste, para além das famílias de falhas principais regionais acima mencionadas, este sector apresenta evidências que sugerem a actuação de um campo de tensões distinto. De facto, a presença de falhas

com orientação WNW-ESE a NW-SE, com movimentação oblíqua esquerda normal, conjugadas de falhas NE-SW a NNE-SSW, direitas normais, apontam para um campo de tensões com σ_1 horizontal e com orientação aproximadamente E-W, σ_3 horizontal e com direcção N-S e σ_2 vertical. Este campo de tensões implica uma variação no tempo e/ou no espaço do campo de tensões regional, conduzindo à formação de novas estruturas ou à reactivação de acidentes pré-existent, não sendo clara qual a relação espaço-temporal entre ambos. A direcção estrutural NE-SW foi também evidenciada por Matias *et al.* (2007), tendo por base a análise da distribuição das réplicas do sismo do Faial de 9 de Julho de 1998, e por Gaspar *et al.* (2003), durante a erupção na Crista Submarina da Serreta, ao largo da costa W da ilha Terceira, entre 1998 e 2001.

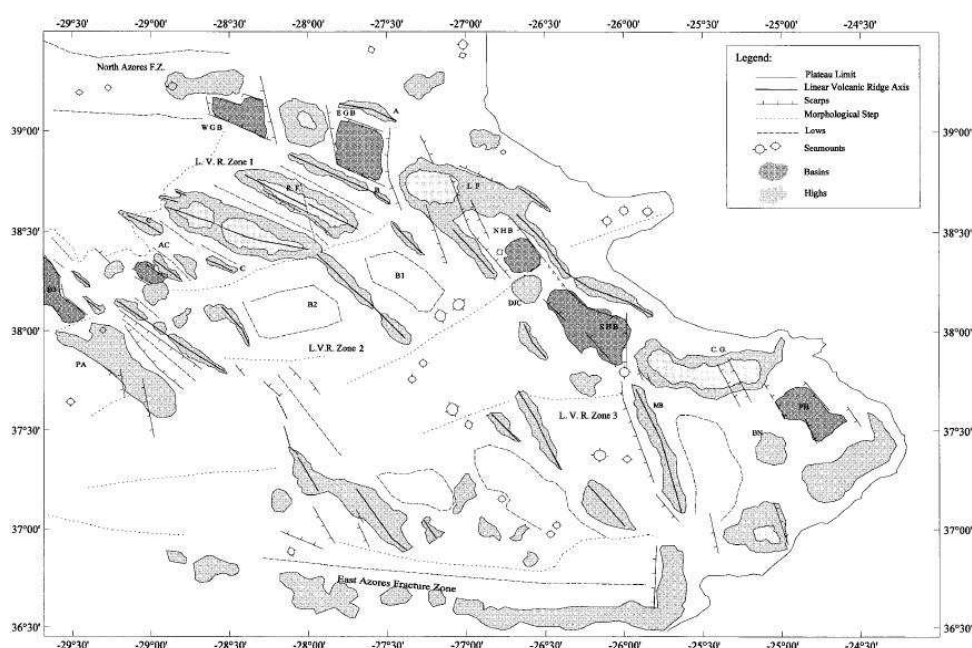


Figura 2.5 – Interpretação morfo-estrutural da batimetria da PA de Lourenço *et al.* (1998). PA – Banco Princesa Alice; AC – Banco Açor; BN – Banco Grande Norte; MB – Banco do Mónaco; DJC – Banco D. João de Castro; WGB – Bacia Oeste da Graciosa; EGB – Bacia Este da Graciosa; NHB – Fossa Hirondele do Norte; SHB – Fossa Hirondele do Sul; PB – Bacia de S. Miguel (ou Fossa da Povoação); RF – Falha da Ribeira Seca; LF – Falha das Lajes; CG – Graben do Congro; LVR – Cristas Vulcânicas Lineares. A orientação das principais estruturas deduzidas mostra uma rotação dextrógiro de W para E.

Vogt e Jung (2004) consideram o RT como uma fronteira de placas discreta, do tipo *rift*, cuja taxa de expansão oblíqua é a mais lenta do mundo (4 mm/ano), e localizam a junção tripla na intersecção do RT com a CMA, via ZFNA. A existência de alguns lineamentos magmáticos paralelos à CMA no sector leste da PA leva os autores a considerar que a maior parte da plataforma corresponde a crosta oceânica gerada ao nível da CMA, posteriormente modificada pela intrusão de magma gerado pela pluma mantélica dos Açores, originando o espessamento crustal desta área elevada. Assim, propõem que a PA se formou devido a migrações sucessivas do centro de expansão para NE, como forma de se manter sobre o *hotspot* dos Açores; as estruturas vulcano-tectónicas de direcção paralela e localizadas a SW do RT (Lourenço *et al.*, 1998) corresponderiam a troços de *rift* antigos e abandonados, e o RT representaria o estágio mais recente (ca. 1 Ma) (Fig. 2.7).

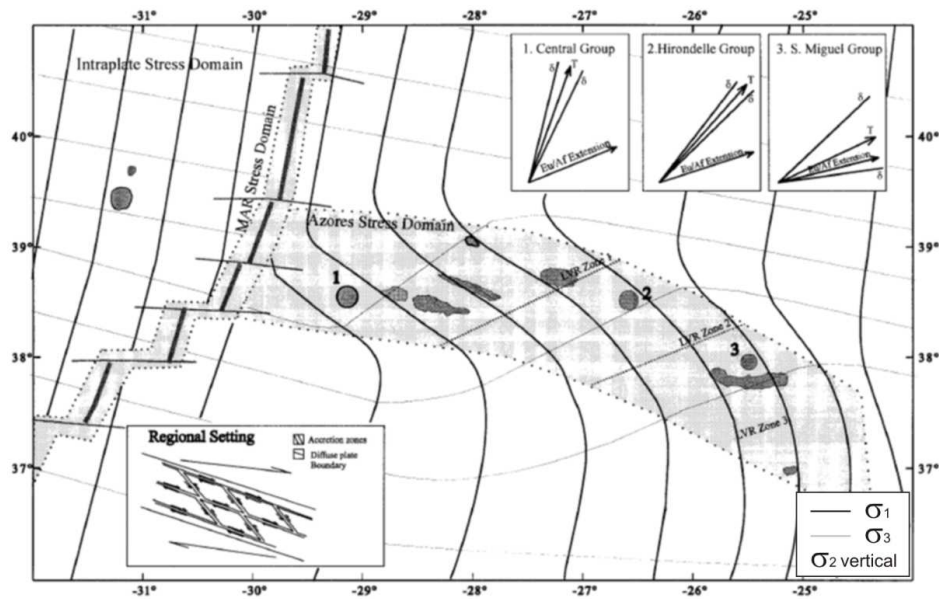


Figura 2.6 – Modelo proposto por Lourenço *et al.* (1998) com base nas características morfológicas, tectónicas e sísmicas da PA. Os autores reconhecem três domínios diferentes (1 a 3) ao longo da fronteira EU-NU na região da PA, a partir da direcção das estruturas inferidas. No canto superior direito encontra-se representado a orientação do eixo da tensão calculado a partir de eventos sísmicos, respectivo desvio e direcções de expansão, de acordo com o modelo de movimentação de placas Nuvel-1 (DeMets *et al.*, 1990). No canto inferior esquerdo figura o esquema de modelo tectónico regional proposto para o domínio dos Açores.

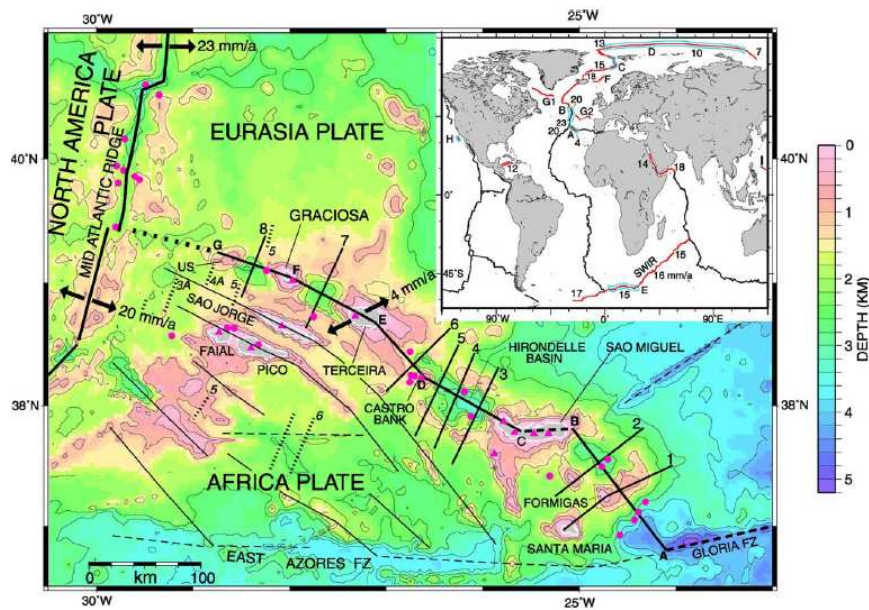


Figura 2.7 – Modelo evolutivo de Vogt e Jung (2003) para o RT. As linhas pretas a cheio correspondem a centros de expansão; as linhas a tracejado indicam falhas transformantes; as linhas a pontilhado representam fronteiras não exactas; as linhas finas a cheio e a tracejado representam as possíveis fronteiras de placas anteriores ao RT. Os pontos a cor-de-rosa correspondem a sismos localizados pelo *National Geophysical Data Center*; os triângulos a cor-de-rosa representam edifícios vulcânicos activos e adormecidos. No canto superior direito encontram-se representados os principais centros de expansão do mundo, com taxas de expansão (mm/ano) para os *rifts* lentos.

Mais recentemente, Fernandes (2004) e Fernandes *et al.* (2004, 2006) reavaliaram os dados do projecto TANGO e compararam os deslocamentos obtidos nas várias ilhas com as movimentações das placas litosféricas estáveis, utilizando o modelo tectónico global DEOS2K (Fernandes *et al.*, 2003). Os dados

confirmam a presença de uma zona difusa como fronteira de placas, limitada a NW pela Graciosa e a SE por Sta. Maria, sendo que estas ilhas, localizadas na periferia da zona cisalhada, exibem um comportamento semelhante às placas litosféricas EU e NU, respectivamente. As restantes ilhas dos grupos Central e Oriental situam-se claramente no interior da zona de deformação (Fig. 2.8).

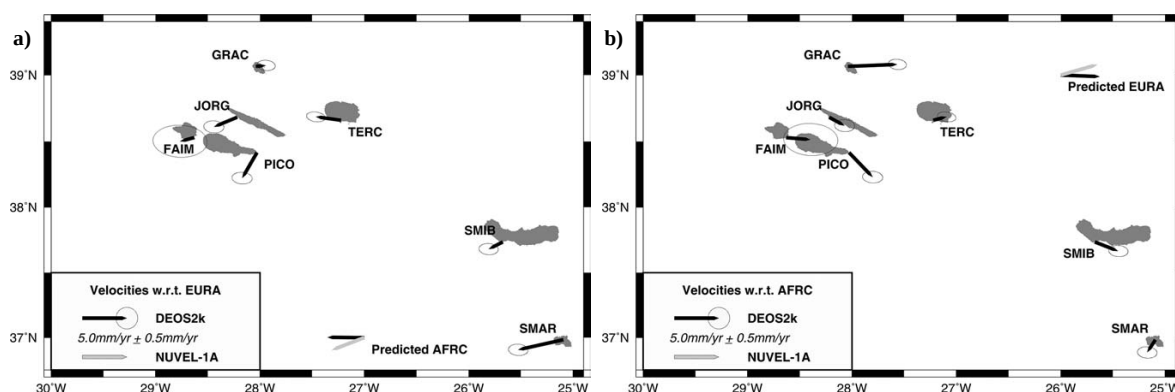


Figura 2.8 – Velocidades residuais, com base no modelo DEOS2K (Fernandes *et al.*, 2004), considerando (a) a placa EU (EUR) fixa, projectando-se a movimentação relativa prevista da placa NU (AFR) relativamente à placa EU com base nos modelos DEOS2K e NUVEL-1A, e (b) considerando a placa NU (AFR) fixa, projectando-se a movimentação relativa prevista da placa EU (EUR) relativamente à placa NU segundo os modelos DEOS2K e NUVEL-1A.

No que respeita à velocidade média de movimentação relativa entre as placas EU e NU, os modelos de cinemática de placas apontam para uma velocidade da ordem dos 4-5 mm/ano segundo a direcção média 71° (MORVEL56; Argus *et al.*, 2011), e de cerca de 6 mm/ano segundo o azimuth médio 83° (REVEL2000, Sella *et al.*, 2002). As movimentações relativas entre os grupos Ocidental e Central permitem ainda estimar uma taxa de expansão local da CMA de aproximadamente 23 mm/ano, concordante com o previsto pelos modelos globais NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994) e MORVEL56 (Argus *et al.*, 2011).

Lourenço (2007) expõe resultados de dados multi-disciplinares centrados na interacção espaço-temporal entre o ponto quente dos Açores e a JTA no decurso da evolução geodinâmica da plataforma vulcânica dos Açores. Segundo o autor, no troço ocidental, a fronteira entre as placas EU e NU está centrada no RT e num segmento localizado mais a S, correspondente ao alinhamento Faial-Pico. O autor propõe que a zona interplaca entre estes dois eixos principais activos (sector 1) corresponde a um domínio de deformação distribuída não coaxial em regime de transtensão, onde ocorre partição entre processos de *rifting* (dominados por magmatismo) em tracção pura normal às cristas vulcânicas lineares, processos de cisalhamento em desligamentos esquerdos (NNW-SSE) e zonas de acomodação (ENE-WSW) (Fig. 2.9). O padrão tectónico imediatamente a leste da ilha Terceira (sector 2) é interpretado como resultado de um regime em extensão oblíqua centrada no RT, com deformação coaxial e um campo de tensões com compressão máxima vertical e compressão mínima sub-paralela às direcções de abertura previstas pelos modelos cinemáticos NUVEL-1A (DeMets *et al.*, 1994) ou baseados em GPS (Bastos *et al.*, 1998; Pagarete *et al.*, 1998; Fernandes *et al.*, 2003, 2004, 2006) (Fig. 2.9).

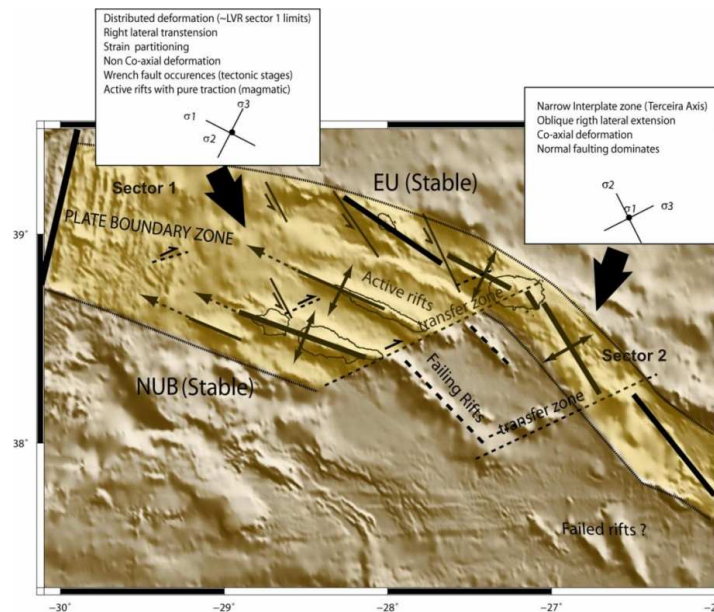


Figura 2.9 – Modelo tectono-magmático para a JTA na actualidade segundo Lourenço (2007). O sector 1 é caracterizado por deformação distribuída não coaxial em regime de transtensão direita, onde ocorre partição da deformação entre fases tectónicas, com movimentações em falhas, e fases magmáticas em riftes activos com tracção pura. O sector 2 é representado por uma zona interplacas estreita com extensão oblíqua direita, deformação coaxial e por um domínio de falhas normais.

Trota (2008) apresentou resultados sobre o padrão de deformação das ilhas de S. Miguel e Terceira. Com base em dados de GPS e na distribuição da sismicidade, propôs um novo modelo para o RT que designou por *Zona de Cisalhamento dos Açores*. Segundo o autor, esta zona corresponde a uma área de forma triangular, curva e alongada, estreita próximo dos ilhéus das Formigas, na transição para a FG, e larga próximo da CMA onde atinge um máximo de 125 km, onde é acomodada a transferência de tensão e deformação entre as placas EU (mais rápida) e NU. Nesta configuração, a ilha de Sta. Maria encontra-se na placa NU, a parte NE da ilha de S. Miguel está actualmente fixa à placa EU, as ilhas Terceira e Graciosa têm um comportamento próximo da placa EU e as ilhas S. Jorge, Pico e Faial mostram comportamentos intermédios relativamente a ambas as placas (Fig. 2.10).

Em 2008, Luis e Miranda apresentam uma nova compilação dos dados magnéticos posteriores à isócrona 33r (~81 Ma) para o Atlântico Norte, entre as latitudes 35°N e 47°N, e verificam a existência de dois domínios no sector oriental da PA com comportamento magnético diferente: o domínio dos Açores, a N da latitude 38°N, correspondendo à área das ilhas e exibindo anomalias magnéticas sem um padrão magnético sistemático; e o domínio S dos Açores, a S do anterior e a N da ZFEA, evidenciando anomalias magnéticas maioritariamente paralelas à CMA, aparentando tratar-se do mesmo regime de expansão encontrado a N da PA (Fig. 2.11). Os autores verificam que as isócronas 5 a 22 da placa EU a N e a S do domínio dos Açores têm correspondência, mas que se apresentam truncadas pelo processo de extensão naquela faixa, com criação de litosfera recente. A N da latitude 38°55'N (domínio dos Açores) o comportamento magnético é típico de placa EU e a S de 38°30'N (ZFEA) o comportamento é idêntico ao da placa NU. A região intermédia àquelas latitudes evidencia um comportamento magnético misto. Estas observações corroboram o conceito de Madeira (1998)

e Lourenço *et al.* (1998) de que a fronteira de placas na região dos Açores actua simultaneamente como um centro de expansão oblíqua ultra-lento e uma zona de transferência, onde é acomodada a deformação em transtensão direita como causa da movimentação diferencial EU-NU.

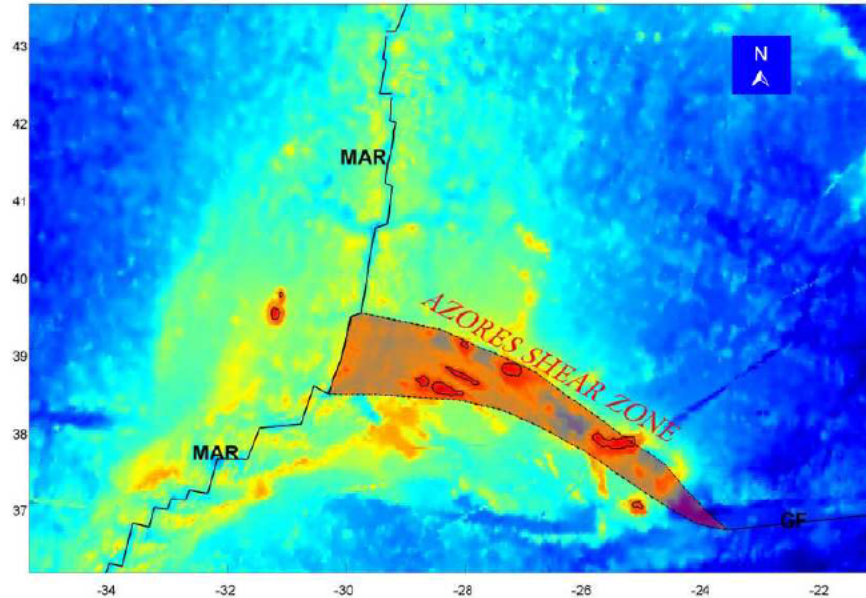


Figura 2.10 – Fronteira de placas sugerida por Trota (2008) denominada *Zona de Cisalhamento dos Açores*.

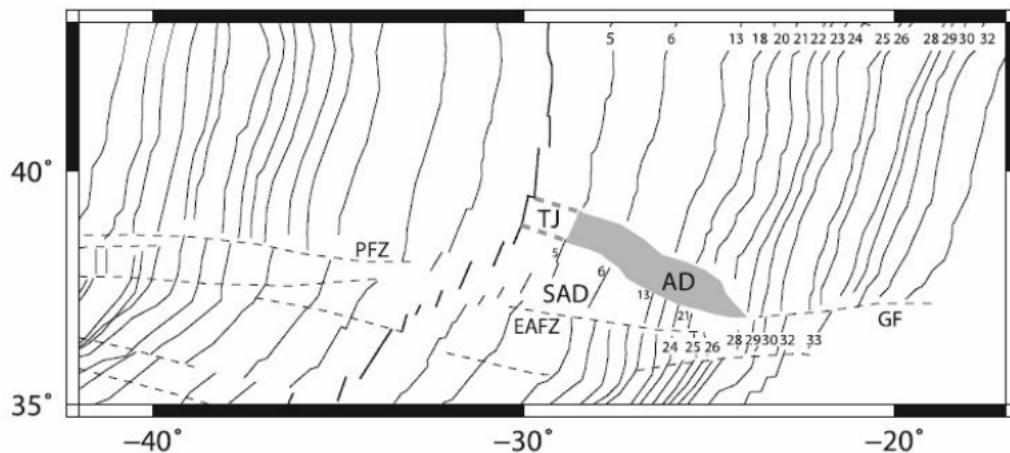


Figura 2.11 – Reconstituição da área da JTA na actualidade (isócrona 0) (Luis e Miranda, 2008). A S dos Açores apresenta-se uma definição aproximada das isócronas aí identificadas. AD – Domínio dos Açores; SAD – Domínio Sul dos Açores; PFZ – Zona de Fractura do Pico; EAFZ – Zona de Fractura Este dos Açores; TJ – Junção Tripla dos Açores; GF – Falha Gloria.

Recentemente, com base em estudos de neotectónica da ilha Graciosa, Hipólito (2009) verificou que, à semelhança do encontrado por Carmo (2004) no extremo leste da ilha de S. Miguel, também ocorrem duas populações de falhas com movimentação incompatível com a existência de um único campo de tensões. O campo de tensões regional manifesta-se sob a forma de falhas NW-SE a NNW-SSE com movimentação oblíqua direita normal, conjugadas de falhas NNE-SSW a NE-SW esquerdas normais. Para além destas estruturas, a ocorrência de falhas NNE-SSW, com movimentação direita normal, presumivelmente

conjugadas de estruturas NW-SE a NNW-SSE esquerdas normais sugere um campo de tensões com σ_1 horizontal e com orientação aproximadamente E-W a ENE-WSW, σ_3 horizontal e com direcção N-S a NNW-SSE e σ_2 vertical. Segundo Hipólito (2009), este campo de tensões distinto pode derivar de oscilações na largura da faixa sujeita ao campo de tensões interplacas local que, por sua vez, podem resultar de variações nas velocidades e direcções de expansão a N e a S da JTA (Fig. 2.12). Numa primeira hipótese, a autora pondera a existência de uma região intermédia em transtensão, com um campo de tensões próprio, que estabelece a transição entre o campo de tensões puramente distensivo da CMA e a região em compressão estabelecida com o afastamento àquela estrutura (Fig. 2.12-1). Alternativamente, Hipólito (2009) considera que aquele campo de tensões apresenta uma distribuição restringida a uma estreita faixa em torno da zona cisalhada entre as placas EU e NU, definindo um regime de transição entre a região em transtensão direita onde é acomodada a deformação interplacas e o campo de tensões externo do sector oriental, compressivo (Fig. 2.12-2).

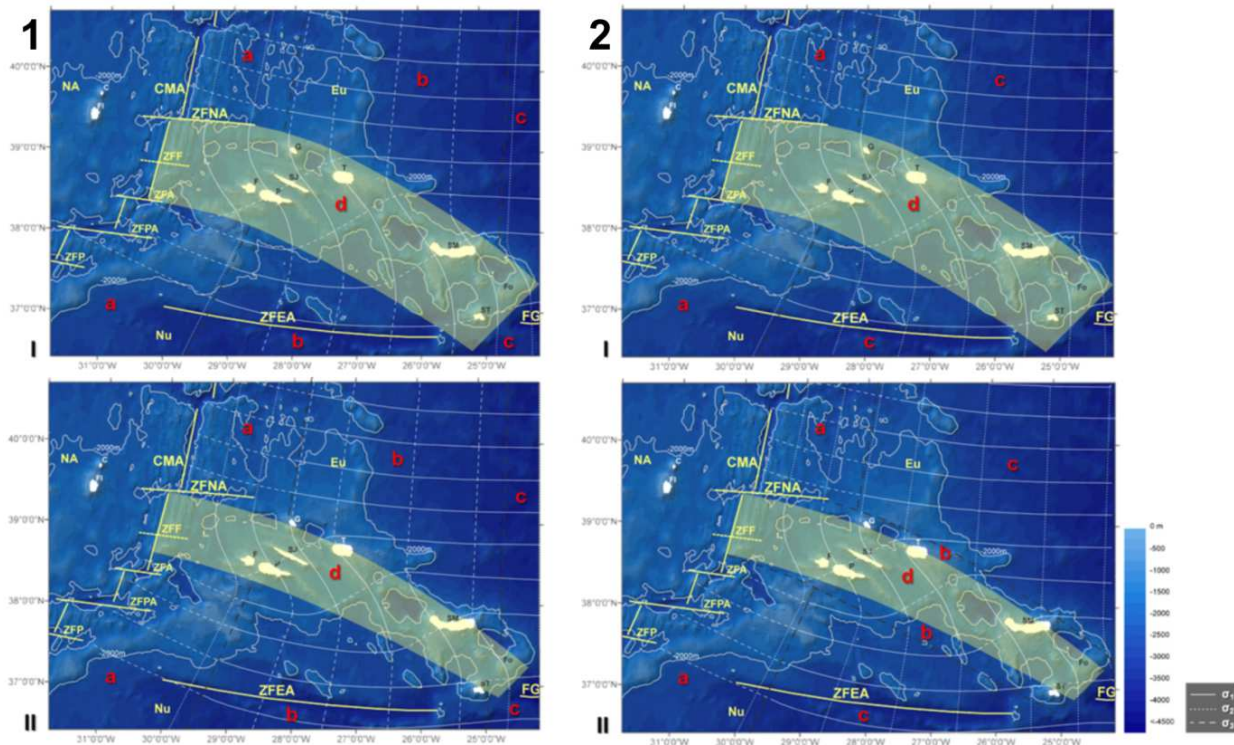


Figura 2.12 – Orientação aproximada das tensões principais dos campos de tensão no extremo W da fronteira de placas EU-NU (Hipólito, 2009). Hipótese 1: O campo de tensões distensivo (a) na proximidade da CMA passa lateralmente a transtensivo (b) com o estabelecimento de um campo de tensões de transição. Para E ocorre nova permuta de tensões, entre σ_3 e σ_2 , com o afastamento à CMA e entrada numa região em compressão (c) (Madeira, 1998). Dentro da faixa de cisalhamento interplacas (d) ocorre permuta de tensões e desvio na trajectória das tensões principais. I) Fases de alargamento da zona de influência do campo de tensões interplacas (faixa cisalhada); II) Fases de estreitamento da faixa cisalhada: as ilhas situadas nas proximidades do bordo da faixa cisalhada interplaca ficam sujeitas ao campo de tensões b. Hipótese 2: o campo de tensões distensivo (a) na proximidade da CMA passa lateralmente a compressivo (c) com o afastamento àquela estrutura (Madeira, 1998). Dentro da faixa de cisalhamento interplacas (d) ocorre nova permuta de tensões, entre σ_1 e σ_3 e um desvio na trajectória das tensões principais. Em fases de estreitamento da faixa cisalhada, nas proximidades desta, o campo compressivo (c) sofre permutação entre σ_2 e σ_3 , estabelecendo-se um campo de tensões intermédio (b). I) Em fases de alargamento da faixa cisalhada; II) Em fases de estreitamento da faixa cisalhada: as ilhas próximas do bordo da faixa cisalhada interplacas ficam sujeitas ao campo de tensões b. O tracejado cinzento separa o domínio de cada campo de tensões exterior; o sombreado representa a zona de deformação interplacas (faixa cisalhada).

2.4 – SISMICIDADE E VULCANISMO

2.4.1 – ACTIVIDADE SÍSMICA

Dado o contexto geotectónico em que se insere, o arquipélago dos Açores é alvo de intensa actividade sísmica. Desde o povoamento no século XV, as ilhas açorianas têm sido assoladas por importantes crises sísmicas de origem tectónica e/ou vulcano-tectónica, geralmente com magnitude intermédia a fraca. Menos frequentemente ocorreram, também, terremotos de magnitude elevada (superior a 5.0).

2.4.1.1 – SISMOS DESTRUIDORES

Os dados históricos revelam-se um complemento essencial na caracterização da actividade sísmica da região dos Açores. Com efeito, embora apenas persistam 600 anos de história açoriana, este período é claramente superior ao intervalo de tempo para o qual se dispõe de informação de natureza instrumental. No que respeita à sismicidade de origem tectónica contabilizam-se cerca de vinte eventos destruidores para os quais se dispõe de localização epicentral aproximada, tendo a maioria epicentro no mar (Fig. 2.13). De um modo geral, os epicentros inferidos apresentam uma distribuição semelhante à da sismicidade instrumental. Na Tabela 2.1 listam-se os sismos históricos de origem tectónica que mais destruição e mortes causaram na ilha de S. Miguel.

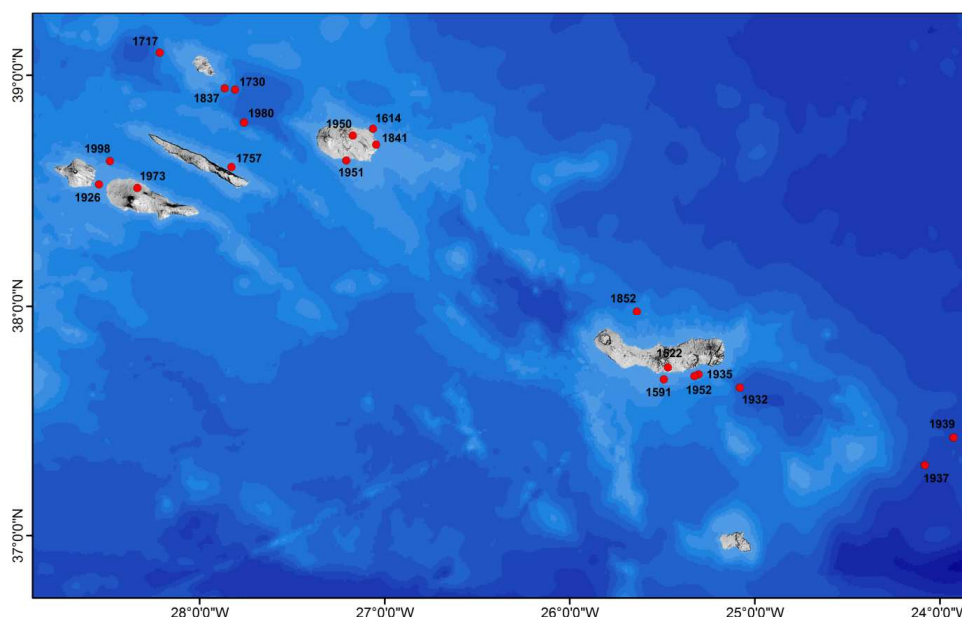


Figura 2.13 – Localização epicentral dos sismos de natureza tectónica mais destrutivos, e com localização epicentral atribuída, registados nos Açores desde o seu povoamento no século XV (CVARG/CIVISA, 2013). Batimetria de GEBCO_08 (2010).

O primeiro grande sismo de que há registo nos Açores ocorreu na madrugada do dia 22 de Outubro de 1522. Este evento foi a segunda maior catástrofe natural ocorrida em território nacional e um dos sismos mais destruidores que atingiu a ilha de S. Miguel, provocando a morte a cerca de cinco mil pessoas (Frutuoso,

1522-1591). Toda a ilha foi afectada, mas a maior destruição ocorreu na faixa centro-oriental da ilha, onde desencadeou inúmeros movimentos de vertente (Frutuoso, 1522-1591). Vila Franca do Campo, então capital de S. Miguel, foi a localidade que mais sofreu devido a ocorrência, poucos minutos após o abalo, de um movimento de vertente que a soterrou quase totalmente (Frutuoso, 1522-1591). O evento foi seguido de várias réplicas. Com base na reinterpretação dos dados de macrossísmica à luz da EMS-98, Silveira (2002) atribui intensidade máxima de grau X na zona de Vila Franca do Campo e conclui que o epicentro se terá localizado no flanco S do Vulcão do Fogo, a N da cidade de Vila Franca do Campo.

Tabela 2.1 – Principais sismos históricos que afectaram a ilha de S. Miguel (dados de Madeira, 1998; Silveira, 2002; Medeiros, 2009; CVARG/CIVISA, 2013).

Data	MM-56	EMS-98	Magnitude	Zona mais afectada
1522-10-22	X	X	-	Vila Franca do Campo
1591-07-26	-	VIII	-	Vila Franca do Campo
1852-04-16	VII	VIII	-	S. Miguel
1932-08-05	VIII	VIII	-	Povoação
1935-04-27	VIII	IX	-	Povoação
1952-06-26	VIII	VIII	5.6	Ribeira Quente

MM-56 – Escala de Mercalli Modificada (1956) (*online*); **EMS-98** – Escala Macrossísmica Europeia (1998) de Grünthal (1998)

Os relatos históricos sobre o sismo de 26 de Julho de 1591 são parcos. No entanto, sabe-se que naquele ano ocorreu um importante sismo que foi seguido de várias réplicas, que duraram até meados de Agosto, e que Vila Franca do Campo e Água de Pau foram as localidades mais afectadas (intensidade de grau VIII ou superior; Silveira, 2002). O forte abalo provocou a abertura de fendas no solo, movimentos de vertente e o surgimento de uma nova nascente que jorrou água durante quatro dias (Araújo, 1801; Linschoten, 1596; Torres, 1856 *in* Canto, 1880; Silveira, 2002).

O sismo de 16 de Abril de 1852 afectou principalmente a metade ocidental da ilha de S. Miguel e provocou pelo menos nove mortos e consideráveis estragos em casas, muros e igrejas (Correio Michaelense, nº 291, 297). As zonas mais afectadas foram o concelho da Ribeira Grande e algumas freguesias de Ponta Delgada; as vilas Lagoa, Água de Pau, Vila Franca do Campo, Furnas e Povoação foram fortemente abaladas, mas não sofreram danos importantes (Correio Michaelense, nº 291, 297). Este evento desencadeou, ainda, alguns movimentos de vertente nas arribas do litoral NE do maciço vulcânico das Sete Cidades (Correio Michaelense, nº 291, 297). O sismo foi bem sentido na ilha Terceira, onde provocou fendas em algumas casas e gerou algum pânico, em Sta. Maria e nas restantes ilhas do grupo Central, sem causar quaisquer danos (Revista dos Açores, 1852, vol. I). Silveira (2002) aponta para este sismo uma provável localização epicentral no mar a N do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos.

No caso do sismo de 5 de Agosto de 1932, o epicentro ter-se-á localizado a SE da freguesia de Água Retorta. De um modo geral, registaram-se fendas em inúmeras habitações de todas as localidades da ilha, sendo as mais atingidas Faial da Terra, Água Retorta e a Lomba do Cavaleiro, onde se verificou o colapso total ou parcial de muitas casas (intensidade máxima de grau VIII; EMS-98) (Silveira, 2002); na Lomba do Loução e ao longo das arribas litorais de Ponta Garça e Ribeira Quente observaram-se alguns movimentos de vertente (Correio dos Açores, nº 3540, 3541). Na ilha de Sta. Maria foi sentido com pouca intensidade (Diário dos Açores, nº 12.040). Este evento terá tido origem provável em estruturas tectónicas da Bacia SE de S. Miguel (Silveira, 2002).

O sismo de 27 de Abril de 1935 teve como principais consequências uma vítima mortal, alguns feridos e importantes danos materiais, principalmente no concelho da Povoação, onde as intensidades máximas observadas foram de IX e VIII na Lomba do Cavaleiro e Ribeira Quente, respectivamente, com colapso total ou parcial de muitas habitações (Silveira, 2002). Registaram-se, ainda, movimentos de vertente nas arribas litorais da Ribeira Quente (Diário dos Açores, nº 22.057; Correio dos Açores, nº 4331; Açores, nº 2175; Açoriano Oriental, nº 6.042). O epicentro ter-se-á localizado numa zona a S da Ribeira Quente e relativamente próximo da costa (Silveira, 2002).

O sismo de 26 de Junho de 1952 terá tido uma localização epicentral próxima da do evento de 27 de Abril de 1935 e afectou os concelhos da Povoação (Lombas e Ribeira Quente) e Vila Franca do Campo (Ponta Garça) onde se verificaram os prejuízos mais elevados e movimentos de vertente (Diário dos Açores, nº 22.059). A intensidade máxima registada foi de grau VIII na Ribeira Quente (Silveira, 2002).

2.4.1.2 – SISMICIDADE INSTRUMENTAL

2.4.1.2.1 – Cartas de sismicidade

O registo da sismicidade instrumental na região dos Açores data do início do século XX. No entanto, só a partir de 1980, período em que ocorreu um melhoramento significativo da rede sísmica, é que os dados foram considerados satisfatórios. Estes mostram que a actividade sísmica tem ocorrido principalmente ao longo do designado RT (s.s.), da CMA, do alinhamento Faial-Pico e da FG (Fig. 2.14). Relativamente à ilha de S. Miguel, constata-se existir maiores densidades epicentrais associadas aos vulcões das Sete Cidades e das Furnas, e ao sector compreendido pelo Vulcão do Fogo e pelo Sistema Vulcânico Fissural do Congro (zona sismogénica do Fogo-Congro). O índice de sismicidade tem sido significativamente mais baixo ao nível do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos e no sector NE da ilha. Na área envolvente a S. Miguel, a sismicidade concentra-se principalmente na região dos ilhéus das Formigas, na depressão submarina correspondente à Bacia SE de S. Miguel (Fossa da Povoação), no sector a S dos concelhos da Povoação e de Vila Franca do Campo, estendendo-se para NW para a zona central da ilha (zona sismogénica do Fogo-Congro), definindo um alinhamento paralelo à direcção do *Graben* da Ribeira Grande, e também na Fossa

Hirondelle e no Banco D. João de Castro. Filtrando a sismicidade instrumental para eventos mais energéticos, com magnitude superior a 4.0, verifica-se que, embora menos frequentes, estes seguem a mesma distribuição espacial da sismicidade em geral (Fig. 2.15). Quanto à ilha de S. Miguel, ocorreram sismos de magnitude superior a 4.0 na zona sismogénica do Fogo-Congro e, nas zonas sismogénicas adjacentes, tais como Banco D. João de Castro, Fossa Hirondelle, a S do concelho da Povoação, Bacia SE de S. Miguel e região dos ilhéus das Formigas (Fig. 2.15).

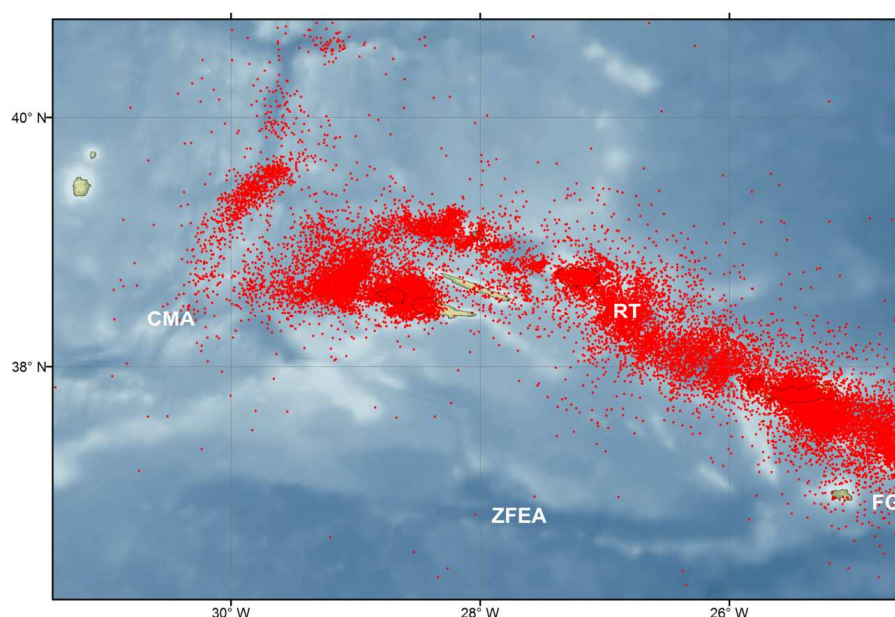


Figura 2.14 – Carta de sismicidade dos Açores, no período compreendido entre 1 de Janeiro de 1980 e 31 de Dezembro de 2011 (CVARG/CIVISA, 2013), onde estão representados todos os epicentros localizados, independentemente da magnitude. Legenda: CMA – Crista Média Atlântica; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira.

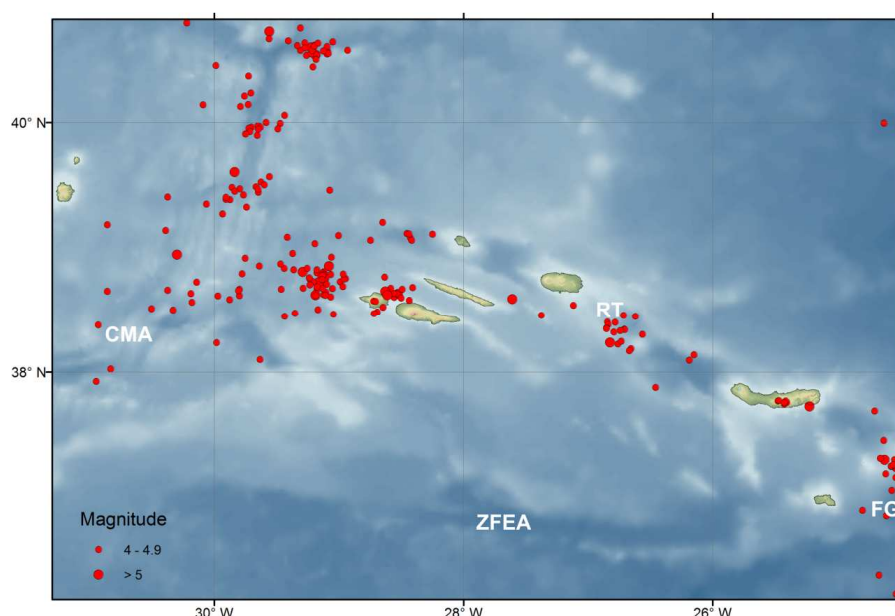


Figura 2.15 – Distribuição epicentral dos eventos com magnitude superior a 4.0 para a região dos Açores, no período compreendido entre 1 de Janeiro de 1980 e 31 de Dezembro de 2011 (CVARG/CIVISA, 2013). Legenda: CMA – Crista Média Atlântica; ZFEA – Zona de Fractura Este dos Açores; RT – Rift da Terceira.

2.4.1.2.2 – Mecanismos focais

Factores como a magnitude baixa a moderada da grande maioria dos sismos e a fraca cobertura azimutal inerente à distribuição geográfica das ilhas, limitam a obtenção de mecanismos focais com um razoável grau de confiança para esta região do Atlântico (Borges, 2003; Borges *et al.*, 2008). Não obstante, e com base em dados de redes mundiais e regionais, vários autores (*e.g.* McKenzie, 1972; Udías *et al.*, 1976, 1986; Hirn *et al.*, 1980; Udías, 1980; Grimson e Chen, 1986; Bufo *et al.*, 1988; Borges, 2003; Borges *et al.*, 2007, 2008) têm apresentado a localização epicentral e respectivos mecanismos focais para eventos de magnitude moderada a alta ($M \geq 5.0$), calculados a partir das polaridades e da modelação das ondas volúmicas, contribuindo para a compreensão dos processos geodinâmicos da região dos Açores. A instalação de redes locais, temporárias e o aperfeiçoamento da rede regional existente (SIVISA; CIVISA) permitiu expandir este tipo de estudos a sismos de magnitude baixa (inferior a 4.0; *e.g.* Miranda *et al.*, 1998; Vales *et al.*, 2001; Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012). Em geral, os mecanismos focais obtidos são compatíveis com o padrão tectónico actual determinado por Madeira e Ribeiro (1990), Madeira (1998), Lourenço *et al.* (1998) e Madeira e Brum da Silveira (2003). A maioria das soluções aponta para movimentações oblíquas em desligamento direito em planos WNW-ESE a NW-SE e em desligamento esquerdo em falhas NNW-SSE a N-S, associados a componente normal (Fig. 2.16 e Tabela 2.2), indicando eixos de pressão (P) e de tensão (T) sub-horizontais orientados respectivamente NW-SE e NE-SW. Permite, ainda, corroborar a ocorrência de uma rotação dextrógiro das direcções estruturais presentes na PA, desde a CMA (WNW-ESE) até à FG (NNW-SSE a N-S, ou mesmo NE-SW), conforme verificado por Madeira (1998) e Lourenço *et al.* (1998). Os sismos localizados nas zonas sismogénicas envolventes à ilha de S. Miguel para os quais foi possível calcular mecanismos focais mostram o mesmo comportamento.

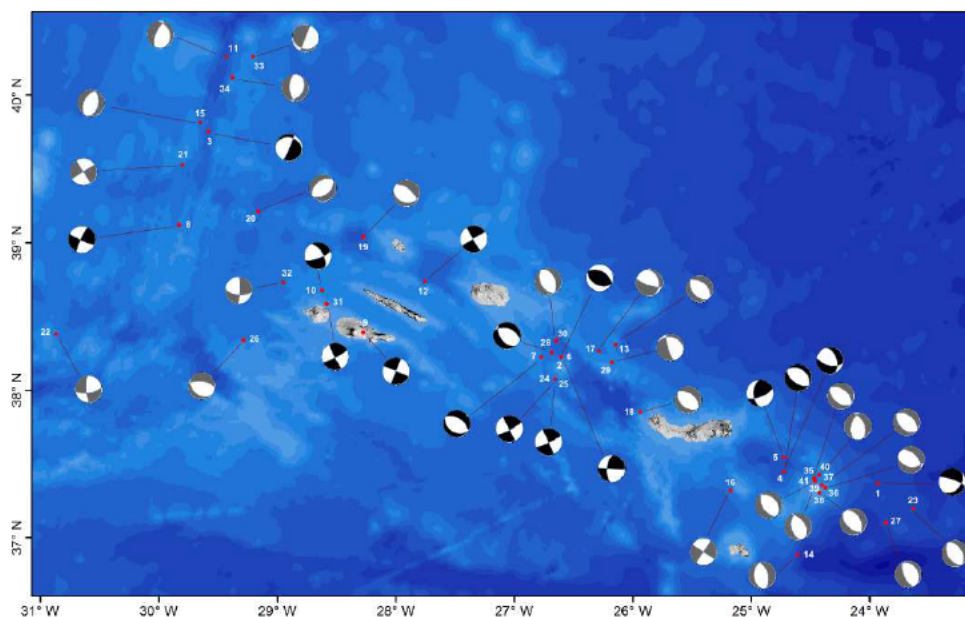


Figura 2.16 – Mapa dos sismos instrumentais com mecanismo focal, publicados na bibliografia: a preto – soluções obtidas por inversão das ondas volúmicas; a cinzento – soluções obtidas pelo tensor momento do centróide (CMT). Legenda na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Parâmetros dos mecanismos focais dos Açores. CMT – Tensor momento do centróide (Harvard CMT Project, online); GRI – Grimson e Chen (1986); BUF – Bufo et al. (1988); NUN – Nunes (1991); MIR – Miranda et al. (1998); BOR – Borges et al. (2007). As magnitudes referenciadas por w, s e b indicam respectivamente M_w , M_s e m_b . Adaptado de Madeira (1998) e Borges et al. (2008).

Nº	Data (dd/mm/aaaa)	Hora	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Profundidade (km)	Magnitude	Strike	Dip	Rake	Referência
1	08/05/1939	01:46	37.4	23.9	15	7.1s	41	35	-154	BUF
2	06/09/1964	18:55	38.3	26.6	15	5.1w	185	62	3	BUF
3	18/09/1964	13:12	39.8	29.7	20	5.5s	283	26	-12	BUF
4	04/07/1966	12:15	37.5	24.7	10	5.4s	341	49	-42	BUF
					12	5.3b	126	56	-90	GRI
5	05/07/1966	05:09	37.6	24.7	18	5.1s	179	48	30	BUF
6	20/04/1968	09:44	38.3	26.6	15	4.9s	117	42	89	BUF
7	20/04/1968	10:18	38.3	26.77	15	5.0b	302	54	-90	GRI
8	01/08/1968	14:23	39.2	29.9	15	4.8s	205	83	7	BUF
9	23/11/1973	13:36	38.46	28.31	15	5.1s	23	90	-179	BUF
10	11/12/1973	00:10	38.74	28.67	15	5.0w	329	58	-20	BUF
11	16/11/1978	22:02	40.31	29.56	15	5.4w	343	32	-124	CMT
12	01/01/1980	16:42	38.81	27.78	7	6.8w	149	85	-2	BOR
13	12/02/1981	01:50	38.38	26.13	15	5.6w	141	42	-80	CMT
14	09/09/1984	13:06	36.93	24.6	12	5.3w	178	37	-79	CMT
15	22/07/1988	21:16	39.86	29.77	15	5.4w	11	42	-103	CMT
16	16/10/1988	06:15	37.7	25.2	-	5.1b	303	90	180	NUN
			37.38	25.16	15	5.2w				CMT
17	21/11/1988	16:55	38.34	26.27	15	5.8w	345	29	-37	CMT
18	21/01/1989	02:52	37.92	25.92	15	5.6w	131	41	-87	CMT
19	26/06/1989	10:38	39.11	28.32	15	5.8w	105	32	-110	CMT
20	23/09/1989	15:31	39.27	29.24	15	5.0w	233	45	-90	CMT
21	23/06/1991	10:44	39.57	29.92	15	5.2w	147	90	-180	CMT
22	29/11/1991	22:31	38.39	30.96	15	5.3w	81	68	-14	CMT
23	09/12/1991	09:23	37.22	23.61	15	5.2w	330	45	-90	CMT
24	22/07/1992	21:09	38.15	26.65	-	3.2	62	81	177	MIR
25	22/07/1992	21:14	38.15	26.65	-	3.4	65	84	179	MIR
26	20/01/1993	14:49	38.39	29.34	15	5.3w	132	33	-59	CMT
27	09/03/1996	22:35	37.13	23.85	15	5.6w	319	28	-106	CMT
28	27/06/1997	04:39	38.33	26.68	7	5.8w	290	44	-114	BOR

Tabela 2.2 (continuação)

Nº	Data (dd/mm/aaaa)	Hora	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Profundidade (km)	Magnitude	Strike	Dip	Rake	Referência
29	27/06/1997	17:23	38.26	26.16	15	5.2w	284	27	-147	CMT
30	28/06/1997	13:32	38.41	26.64	15	5.1w	335	44	-87	CMT
31	09/07/1998	05:19	38.65	28.63	7	6.0w	153	85	6	BOR
32	01/08/2000	04:35	38.79	29.01	15	5.1w	97	62	-170	CMT
33	14/11/2003	02:24	40.32	29.32	15	5.0w	111	22	-1	CMT
34	23/12/2003	14:02	40.17	29.50	15	5.5w	27	36	-65	CMT
35	05/04/2007	03:56	37.45	24.44	12	6.3w	129	44	-89	CMT
36	06/04/2007	15:21	37.38	24.35	12	5.0w	100	45	-114	CMT
37	07/04/2007	07:09	37.40	24.38	12	6.1w	133	44	-87	CMT
38	08/04/2007	00:10	37.35	24.40	12	4.8w	134	45	-101	CMT
39	08/04/2007	14:47	37.43	24.43	12	5.2w	326	44	-107	CMT
40	08/04/2007	18:26	37.47	24.40	12	5.0w	336	47	-119	CMT
41	08/04/2007	20:38	37.43	24.44	12	5.4w	312	39	-105	CMT

No Banco D. João de Castro e Fossa Hironnelle, as soluções obtidas para os eventos nº 7, 13, 17, 18, 28 a 30), com planos nodais orientados WNW-ESE a NW-SE e NNW-SSE a N-S, indicam um predomínio claro da componente normal, por vezes associada a desligamento direito nos primeiros e desligamento esquerdo nos segundos. Exceptuam-se os eventos nº 2, 24 e 25, para os quais os mecanismos focais indicam desligamento esquerdo em plano NNW-SSE a N-S e desligamento direito em plano NE-SW a E-W. Os dois últimos sismos foram registados no decurso de uma campanha temporária com a instalação de OBS (*Ocean Bottom Seismographs*) que permitiu detectar centenas de eventos localizados nestas zonas sismogénicas a definir um alinhamento nítido com direcção NNW-SSE (Miranda *et al.*, 1998). Os resultados levaram os autores a escolher este como sendo o plano nodal.

O sismo de 16 de Outubro de 1988 (evento nº 16) ocorreu na sequência de uma crise sísmica que se desenvolveu a SSE da ilha de S. Miguel, a W da Fossa da Povoação (Bacia SE de S. Miguel), entre 16 e 25 daquele mês (Nunes, 1991). A distribuição epicentral delineou uma faixa com orientação geral NW-SE, com 50 km de comprimento por 10 km de largura (Nunes, 1991). Enquanto Nunes (1991) refere que o epicentro se localizou a poucos quilómetros da costa S da ilha, o *Harvard CMT Project (online)* aponta para uma localização epicentral mais distante de terra e situada no Banco Grande Norte. O mecanismo focal obtido e a orientação dos epicentros sugerem o plano nodal NW-SE (em desligamento direito) como plano de falha.

Os eventos nº 4 e 5 localizaram-se respectivamente nos bordos S e E da Bacia SE de S. Miguel. Relativamente ao primeiro sismo, McKenzie (1972), Udías *et al.* (1976) e Bufo *et al.* (1988) apresentam um mecanismo focal que indica movimentação normal esquerda em plano NNW-SSE ou em falha normal direita num plano E-W. Grimison e Chen (1986) obtêm uma solução em falha normal num plano com direcção 126°, semelhante à da estrutura que constitui o bordo SW daquela bacia. Relativamente ao sismo do dia 5 de Julho de 1966 (evento nº 5), Udías *et al.* (1976) e Bufo *et al.* (1988) determinaram soluções em desligamento esquerdo com componente normal no plano nodal NNW-SSE ou em desligamento direito normal no plano NE-SW (direcção próxima da estrutura que limita a SE a bacia).

No dia 5 de Abril de 2007, às 03h56m, ocorreu um sismo de magnitude de momento 6.3 (Borges *et al.*, 2007) com epicentro localizado nos ilhéus das Formigas. Este foi seguido de numerosas réplicas algumas das quais com magnitude superior a 5.0. Os mecanismos focais calculados para os eventos mais energéticos indicam importante movimentação normal em planos com direcção NW-SE a WNW-ESE, por vezes associada a componente de desligamento direito, e em planos NNW-SSE a N-S com componente de desligamento esquerdo.

Chama-se a atenção para o facto de várias soluções focais indicarem planos nodais com direcção NE-SW com movimentação normal e em desligamento direito. Esta direcção estrutural ocorre dispersamente por toda a PA e estudos de neotectónica em áreas emersas [*e.g.* maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste

(Carmo, 2004) e ilha Graciosa (Hipólito, 2009)] permitiram corroborar aquele tipo de cinemática, bem como verificar que ocorrem como conjugadas de falhas WNW-ESE esquerdas normais, implicando um campo de tensões diferente com σ_1 horizontal e com orientação aproximadamente E-W, σ_3 horizontal e com direcção N-S e σ_2 vertical. O mecanismo focal do sismo de 8 de Maio de 1939, de magnitude 7.1, coaduna-se com estes resultados.

Mais recentemente, Silva (2011) e Silva *et al.* (2012) apresentaram um estudo sobre a sismicidade decorrida entre 2002 e 2008 na zona sismogénica Fogo-Congro. Durante este período ocorreram vários enxames sísmicos de magnitude fraca ($M_D < 4.0$) e com profundidades compreendidas entre 1 e 7 km. Embora muito variados e com planos nodais distribuídos por todos os quadrantes, os mecanismos focais encontrados apontam para um predomínio de soluções em desligamento a desligamento oblíquo, com importante componente inversa (Fig. 2.17). No entanto, ponderando a totalidade de soluções encontradas, obtém-se um campo de tensões compatível com o regional, isto é, σ_1 horizontal e com orientação aproximadamente WNW-ESE, σ_3 horizontal e com direcção NNE-SSW e σ_2 vertical (Fig. 2.18). Aquela análise permitiu, ainda, verificar que a sismicidade relativa ao Vulcão do Fogo é distinta da que ocorre na zona do Congro. Na primeira área, os mecanismos focais corroboram o campo de tensões regional. Já na área do Congro, os dados sugerem a imposição de um campo de tensões local, com σ_3 horizontal e com direcção NNE-SSW, σ_2 horizontal com orientação WNW-ESE e σ_1 subvertical, que actua a níveis mais superficiais (menos de 5 km), resultando em movimentação normal. Para sismos mais profundos (mais de 5 km), os mecanismos focais revelam soluções inversas. Segundo os autores, o campo de tensões distensivo pode resultar de um regime compressivo em profundidade que promove a ascensão de fluidos hidrotermais a níveis superficiais, conduzindo a um enfraquecimento de estruturas tectónicas pré-existent que se tornam planos de deslizamento preferenciais (Fig. 2.18).

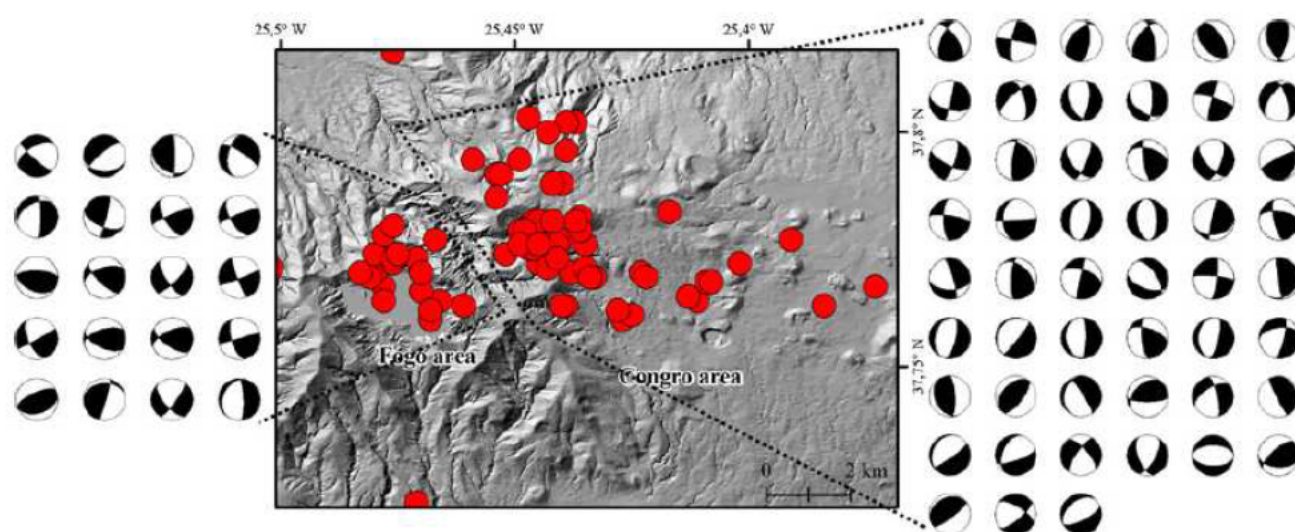


Figura 2.17 – Mecanismos focais calculados para a zona sismogénica Fogo-Congro (Silva, 2011).

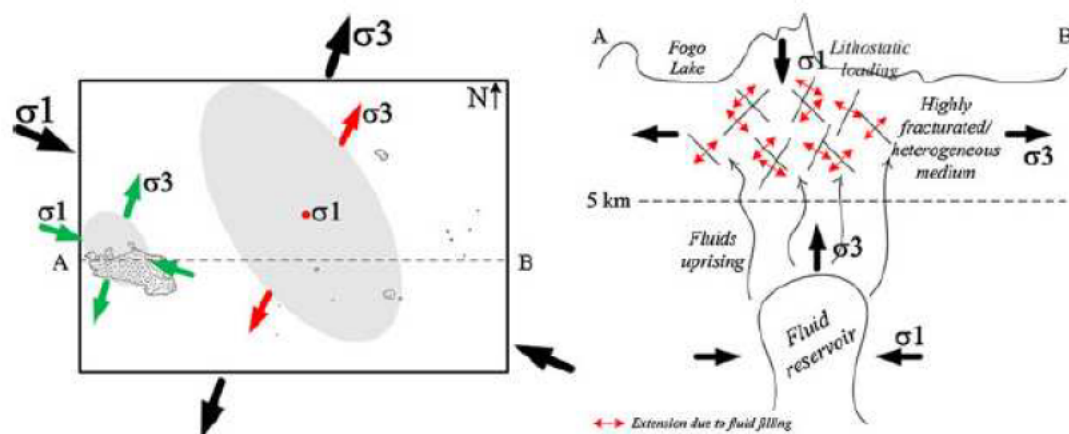


Figura 2.18 – a) Esquema ilustrativo dos campos de tensões actuates nas áreas do Vulcão do Fogo e do Congro: a preto – campo de tensões regional; a verde – campo de tensões actuante no Vulcão do Fogo (determinado com base no exame sísmico de Outubro de 2004); a vermelho – campo de tensões actuante na área do Congro (estimado a partir do exame sísmico de 2005). b) Esquema interpretativo da variação do campo de tensões de acordo com a profundidade (Silva, 2011).

2.4.2 – ACTIVIDADE VULCÂNICA

A actividade vulcânica é também inerente à própria constituição do arquipélago dos Açores e tem sido frequente nos cinco séculos e meio que se seguiram ao descobrimento do arquipélago, registando-se a ocorrência de pelo menos vinte e oito erupções vulcânicas centradas, quer em terra quer no mar, ao nível do RT (s.s.) e dos alinhamentos S. Jorge e Faial e Pico (Fig. 2.19). Algumas erupções foram acompanhadas por importante actividade sísmica. Relativamente à ilha de S. Miguel e regiões submarinas envolventes, registaram-se onze erupções vulcânicas (Tabela 2.3).

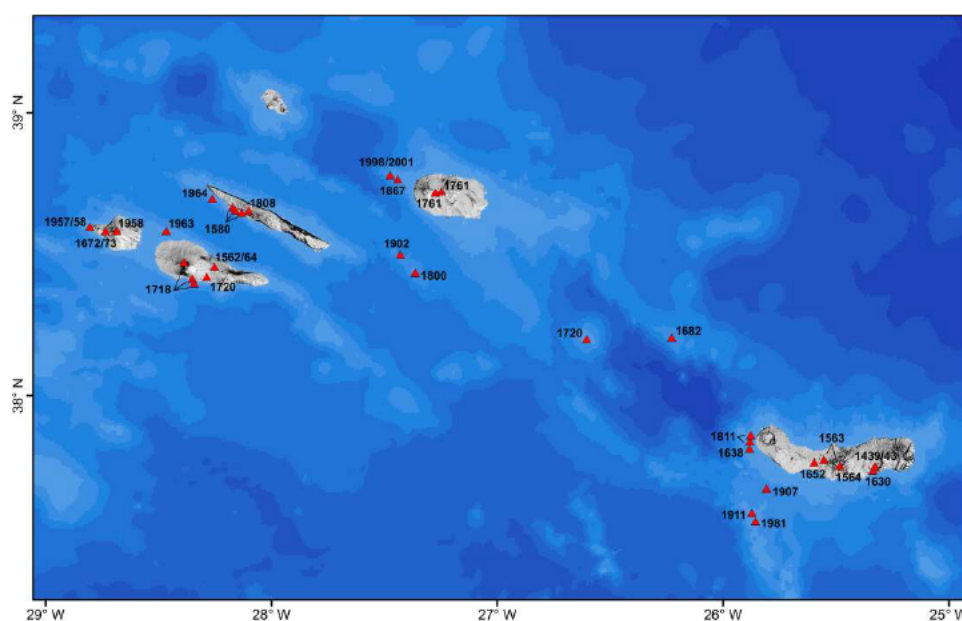


Figura 2.19 – Localização das erupções vulcânicas históricas de que se tem conhecimento na região da PA desde o século XV (CVARG/CIVISA, 2013). Batimetria de GEBCO_08 (2010).

Tabela 2.3 – Erupções vulcânicas históricas ocorridas na região de S. Miguel (dados de Chaves, 1960; Weston, 1964; Queiroz *et al.*, 1995; Queiroz, 1997; Wallenstein, 1999; Ferreira, 2000; Wallenstein *et al.*, 2005; Madeira, 2005, 2006, 2007; Medeiros, 2009; CVARG/CIVISA, 2013).

Ano	Local	Centro eruptivo	Estilo eruptivo
1439-43	S. Miguel	Pico do Gaspar	Subpliniano
1563	S. Miguel	Lagoa do Fogo	Subpliniano
1563	S. Miguel	Pico do Sapateiro (Queimado)	Havaiano
1564	S. Miguel	Lagoa do Fogo	Freático
1630	S. Miguel	Lagoa Seca	Subpliniano
1638	no mar	ao largo da Ponta da Candelária (S. Miguel)	Surtseiano
1652	S. Miguel	Pico do Fogo	Vulcaniano, formação de domos
1811	no mar	ao largo da Ponta da Ferraria (Ilha Sabrina)	Surtseiano
1907	no mar	a SW de S. Miguel	
1911	no mar	a SW de S. Miguel (Mar da Prata)	
1981	no mar	Banco do Mónaco	

Com base na distribuição temporal dos fenómenos eruptivos na região dos Açores, Madeira (2006) determina um período médio entre erupções de 21.7 anos, chamando, no entanto, a atenção para o facto de não ser homogénea. O autor verificou a ocorrência de *clusters* (de 2 a 4 erupções) com duração máxima de 24 anos separados por períodos mais longos de quietude eruptiva que podem durar entre 20 e 56 anos.

Aquando a chegada dos primeiros povoadores à ilha de S. Miguel, algures entre 1439-43, estava em curso uma erupção vulcânica no interior da caldeira das Furnas, mais concretamente no Pico do Gaspar, localizado a E da Lagoa das Furnas (Queiroz *et al.*, 1995). O evento eruptivo caracterizou-se por uma fase inicial explosiva, do tipo subpliniana e freatomagmática, com emissão de cinzas e *lapilli* pomíticos que edificaram um cone de pedra pomes, a que se seguiu efusão de lavas, com a formação de um domo traquítico no seio do anel pomítico. O mapa de isopletas aponta para que a altura da coluna eruptiva tenha variado entre 9 e 13 km (Cole *et al.*, 1999). Ao longo da erupção foram sentidos tremores de terra (Frutuoso 1522-1591).

A erupção de 1563 no Vulcão do Fogo teve início a 28 de Junho, no então chamado Pico da Lagoinha ou Pico das Berlengas (Frutuoso, 1522-1591). A fase inicial apresentou carácter hidromagmático, com a formação de uma coluna eruptiva de cor negra que, com vento de WSW, originou queda de pedra pomes e cinza, com espessuras consideráveis, em toda a metade oriental da ilha de S. Miguel, desde Porto Formoso até ao Nordeste (Frutuoso, 1522-1591). Quatro dias depois, a 2 de Julho, teve início uma outra erupção no Pico do Sapateiro (actualmente conhecido como Pico Queimado). A actividade vulcânica foi do tipo fissural e desenvolveu-se sobre um domo traquítico. Inicialmente apresentou características explosivas, com projecção de piroclastos, passando depois a produzir escoadas lávicas que progrediram primeiramente em direcção à Ribeira Seca e depois, com a abertura de uma nova boca eruptiva a 9 de Julho, a Rabo de Peixe. Este episódio eruptivo ter-se-á desenvolvido ao longo de uma fractura de direcção NW-SE, comprovada pelo alinhamento das crateras. As erupções foram precedidas e acompanhadas de sismicidade importante que

destruiu muitas habitações em diversos povoados, nomeadamente na Ribeira Grande, em Água de Pau e na vila da Lagoa (Frutuoso, 1522-1591).

A 10 de Fevereiro de 1564 ocorreu um novo episódio eruptivo no Vulcão do Fogo. Este consistiu numa série de explosões freáticas que poderão ter contribuído para o abatimento e possível alargamento da cratera de 1563, com o desenvolvimento de alguns *lahars* resultantes do transbordo da lagoa existente para as linhas de água que irradiam da caldeira, na vertente S do maciço (Wallenstein, 1999). Frutuoso (1522-1591) descreve que se ouviu um grande estrondo acompanhado de um tremor de terra que causou espanto e medo na população.

A erupção de 1630 ocorreu no sector S da caldeira das Furnas (Lagoa Seca) e envolveu alternância de fases explosivas magmáticas e freatomagmáticas, com emissão de materiais piroclásticos de queda e de fluxo. As escoadas piroclásticas foram canalizadas pelos vales, atingindo a costa S da ilha, do litoral da Ribeira Quente até Ponta Garça. Estimaram-se cerca de duzentos mortos. Os mapas de isopleias sugerem colunas eruptivas com altura superior a 14 km (Cole *et al.*, 1995), tendo-se registado queda de cinzas na ilha Terceira. Após esta fase, seguiu-se um episódio efusivo com formação de um domo lávico no interior do anel de tufos formado na fase explosiva inicial (Cole *et al.*, 1995). O evento foi precedido por actividade sísmica que provocou a destruição de muitas casas em Vila Franca do Campo, Ponta Garça, Ribeira Quente e Povoação, e desencadeou movimentos de vertente nas arribas mais próximas (Ribeira Quente).

A 26 de Junho de 1638 começaram a sentir-se sismos na região ocidental de S. Miguel, alguns dos quais tão intensos que causaram danos significativos nas habitações de Várzea, Ginetes e Mosteiros (Queiroz, 1997). A actividade sísmica continuou por oito dias, até que no dia 3 de Julho daquele ano, se iniciou uma erupção vulcânica submarina a cerca de 3 km a W da Ponta da Candelária. A erupção do tipo surtseiano caracterizou-se por actividade explosiva hidromagmática, com projecção de cinzas negras e água, juntamente com grandes blocos e colunas de vapor, cuja acumulação deu origem a um ilhéu. Inicialmente com uma área de 4 alqueires, a 10 de Julho tinha já 1 légua e meia de diâmetro e 60 braças de altura, acabando por ser erodida no Inverno seguinte (*in Canto*, 1881).

Entre 10 (Cordeiro, 1717; Melo, 1723; Araújo, 1801; Bessone, 1932), ou 12 (Mendonça, 1758; Abranches, 1869, 1877), e 19 de Outubro de 1652 sentiram-se repetidos sismos, sendo alguns tão fortes que provocaram importantes estragos na vila da Lagoa, em particular na freguesia de Sta. Cruz, até que, no dia 19, ocorreu uma erupção fissural junto ao Pico do Paio (onde actualmente se localiza o vértice geodésico Fogo 2º) ao longo de uma fractura com orientação NW-SE (Ferreira, 2000). Este evento foi caracterizado por explosões violentas com forte emissão de cinzas que foi dispersada para S, devido ao vento predominante do quadrante N e pela formação de três domos lávicos traquíticos.

Em 1811 ocorreram dois eventos vulcânicos submarinos, do tipo surtseiano, junto à costa da Ponta da Ferraria. Estes foram antecidos por importante sismicidade que se manifestou a partir de Junho 1810, sendo que alguns dos abalos foram tão violentos que provocaram destruição na região dos Mosteiros, Várzea, Candelária, Ginetes e Sete Cidades (Anónimo 1811 *in* Canto, 1883) e vários movimentos de vertente (Anónimo *in* Webster, 1821). No dia 1 de Fevereiro de 1811 teve início o primeiro evento vulcânico cujas manifestações perduraram por aproximadamente uma semana e formaram um pequeno banco submarino. A 14 de Junho, depois de quatro dias de sismos violentos, a erupção recomeçou a pouca distância do foco anterior, com a emissão de jactos negros de cinzas, blocos e colunas de vapor, cuja acumulação deu origem à ilha Sabrina. Com o término da erupção a 22 de Junho, a ilha foi sucessivamente destruída pela erosão marinha (Anónimo, 1811 *in* Canto, 1883).

A erupção de 1907 foi comprovada pela rotura de um cabo submarino que estabelecia a ligação entre as ilhas de S. Miguel e do Faial, a cerca de 400 m de profundidade na zona do Banco do Mónaco, a 1 de Abril daquele ano; aquando a sua reparação, verificaram-se temperaturas anormais e piroclastos colados ao revestimento de borracha (Weston, 1964).

A 7 de Março de 1911, pescadores que se encontravam na região do Banco do Mónaco observaram por duas vezes colunas de água que se elevavam da superfície do mar, como se estivesse em ebulição, mas sem qualquer emissão de vapor ou quaisquer produtos vulcânicos. O local das manifestações situa-se a cerca de 15-18 milhas a S da Ponta da Ferraria e a 210-275 m de profundidade (Chaves, 1960; Weston, 1964).

Pescadores que se encontravam a SW de Ponta Delgada (Mar de Prata – Banco Mónaco) em 1981, garantem ter encontrado grande quantidade de “pedra pomes” a flutuar no mar (Forjaz, 1992 *in* Madeira, 2006). Desconhece-se, no entanto, a data exacta desta provável erupção submarina.

3 – GEOMORFOLOGIA DOS SISTEMAS VULCÂNICOS DA ILHA DE S. MIGUEL

A ilha de S. Miguel apresenta uma forma alongada segundo a direcção E-W, morfologia que é controlada pela distribuição dos principais centros eruptivos. O comprimento máximo segundo esta direcção é de 64 km, enquanto que a largura máxima, medida na região oriental da ilha entre a Ponta da Lobeira e a Ponta da Ajuda, atinge 16 km. Por outro lado, a largura mínima ocorre entre Rabo de Peixe e o Pico dos Carneiros (Lagoa), sendo de apenas 8 km. A área da ilha é de aproximadamente 746 km². O ponto culminante situa-se na região leste da ilha, no vértice geodésico do Pico da Vara, à altitude de 1105 m.

De uma forma geral, a ilha é formada por cinco edifícios vulcânicos e duas importantes zonas de vulcanismo fissural. Os vulcões das Sete Cidades, Fogo [Água de Pau] e Furnas são vulcões centrais activos truncados por caldeiras e estão interligados pelos sistemas vulcânicos fissurais dos Picos e do Congro; no sector oriental encontram-se os sistemas vulcânicos mais antigos, o Vulcão da Povoação e o Sistema Vulcânico do Nordeste, estando o primeiro também truncado por uma caldeira (Fig. 3.1).

Na análise geomorfológica da ilha de S. Miguel, Zbyszewsky *et al.* (1958b, 1959b) e Zbyszewsky (1961) consideraram a existência de oito regiões distintas que, de W para E, correspondem ao Maciço Vulcânico das Sete Cidades, à Região dos Picos, ao Maciço Vulcânico de Água de Pau (ou Vulcão do Fogo), ao Planalto da Achada das Furnas, ao Vulcão das Furnas, ao Vulcão da Povoação, à Região da Tronqueira e do Nordeste e ao Planalto Setentrional ou Plataforma Litoral do Norte (Fig. 3.2). Por sua vez, Soeiro de Brito (2004) descreve o relevo da ilha de S. Miguel como dois conjuntos montanhosos, formados pelos maciços da Povoação, Furnas e Fogo, a E, e pelo maciço das Sete Cidades, a W, separados pela Plataforma de Ponta Delgada (Fig. 3.3). A autora identifica, ainda, outras duas áreas aplanadas, as plataformas da Achada das Furnas e da Chã dos Boiões (Planalto dos Graminhais). No entanto, os limites geomorfológicos do sector oriental da ilha não são tão evidentes quando comparados com os da metade ocidental, pois este é ocupado por três edifícios vulcânicos alinhados segundo a direcção ENE-WSW (vulcões das Furnas e da Povoação, e Sistema Vulcânico do Nordeste) que, de E para W, se truncam sucessivamente uns aos outros. Deste modo, optou-se por não considerar uma divisão geomorfológica, descrevendo-se a geomorfologia dos sistemas vulcânicos.

3.1 – VULCÃO DAS SETE CIDADES

Ao estudar o Vulcão das Sete Cidades, Queiroz (1990, 1997) efectuou uma análise dos principais aspectos geomorfológicos deste aparelho vulcânico. Localizado no extremo ocidental da ilha de S. Miguel, este

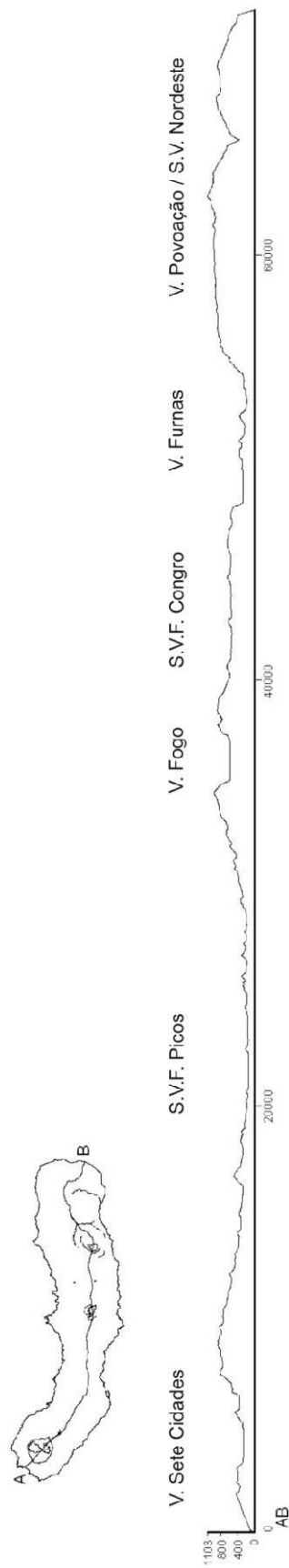


Figura 3.1 – Perfil longitudinal ondulado da ilha de S. Miguel entre o Vulcão das Sete Cidades, a W, e o Sistema Vulcânico do Nordeste, a E. Sobrelevação 2x.

edifício vulcânico corresponde a um vulcão central com caldeira resultante da acumulação de depósitos vulcanoclásticos e escoadas lávicas produzidos no decurso de erupções de duração, estilo e magnitude variáveis. Com a forma de um cone, a sua porção emersa é limitada em grande parte do seu perímetro pelo mar, coalescendo a SE com o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. A altitude máxima, 845 m, é atingida no vértice geodésico do Pico da Cruz. Em termos dimensionais, apresenta um diâmetro basal médio de 12 km ao nível do mar actual, uma área emersa de 110 km², estimando-se um volume actual da porção emersa de 45 km³.

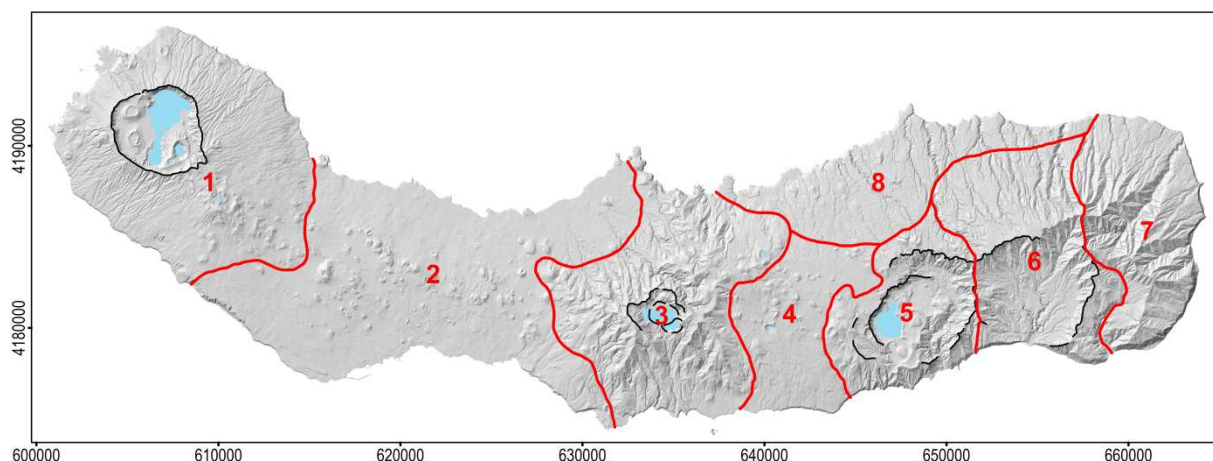


Figura 3.2 – Unidades geomorfológicas definidas por Zbyszewsky *et al.* (1958b, 1959b) e Zbyszewsky (1961) para a ilha de S. Miguel. Legenda: 1 – Maciço Vulcânico das Sete Cidades; 2 – Região dos Picos; 3 – Maciço Vulcânico de Água de Pau; 4 – Planalto da Achada das Furnas; 5 – Vulcão das Furnas; 6 – Vulcão da Povoação; 7 – Região da Tronqueira e do Nordeste; 8 – Plataforma Litoral do Norte. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

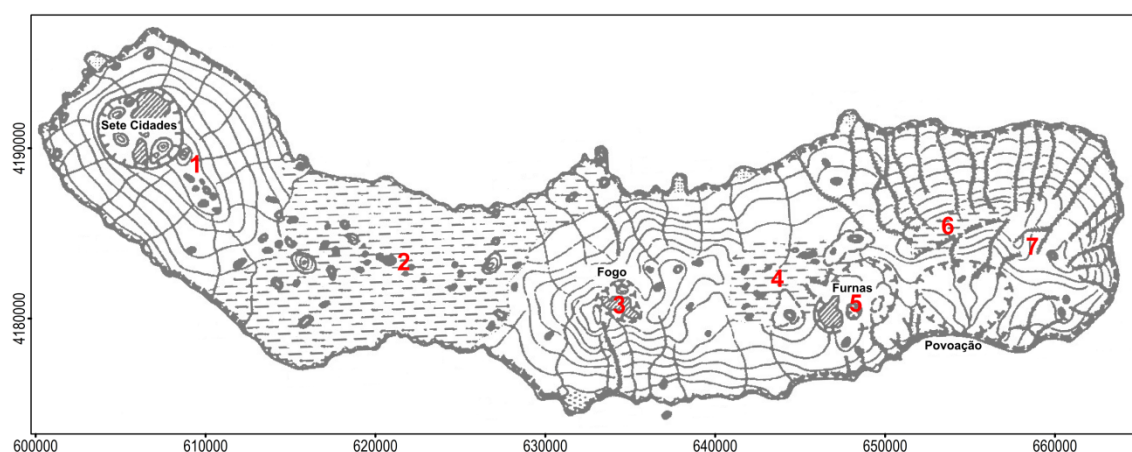


Figura 3.3 – Esboço morfológico de Soeiro de Brito (2004). Legenda: 1 – Maciço das Sete Cidades; 2 – Plataforma de Ponta Delgada; 3 – Maciço do Fogo; 4 – Achada das Furnas; 5 – Maciço das Furnas; 6 – Chã dos Boiões; 7 – Maciço da Povoação. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26-34, Instituto Geográfico do Exército (2001, 2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A caldeira tem forma aproximadamente circular, com paredes abruptas, subverticais e alturas que variam desde os 30 m na faixa da Seara a 400 m na zona do vértice geodésico dos Remédios (Fig. 3.4). Esta estrutura apresenta um diâmetro de 5 km no bordo, profundidade média da ordem dos 350 m e 15 km² de

área interior, representando um volume de 5.2 km^3 . O fundo da caldeira encontra-se ocupado por duas lagoas interligadas (Lagoa Azul e Lagoa Verde) e por vários aparelhos vulcânicos secundários, tais como *maars* (*s.l.*) (*e.g.* Lagoa de Santiago, Lagoa Rasa e cone de tufos da Seara), cones de pedra pomes (*e.g.* Caldeira do Alferes e Caldeira Seca) e domos.

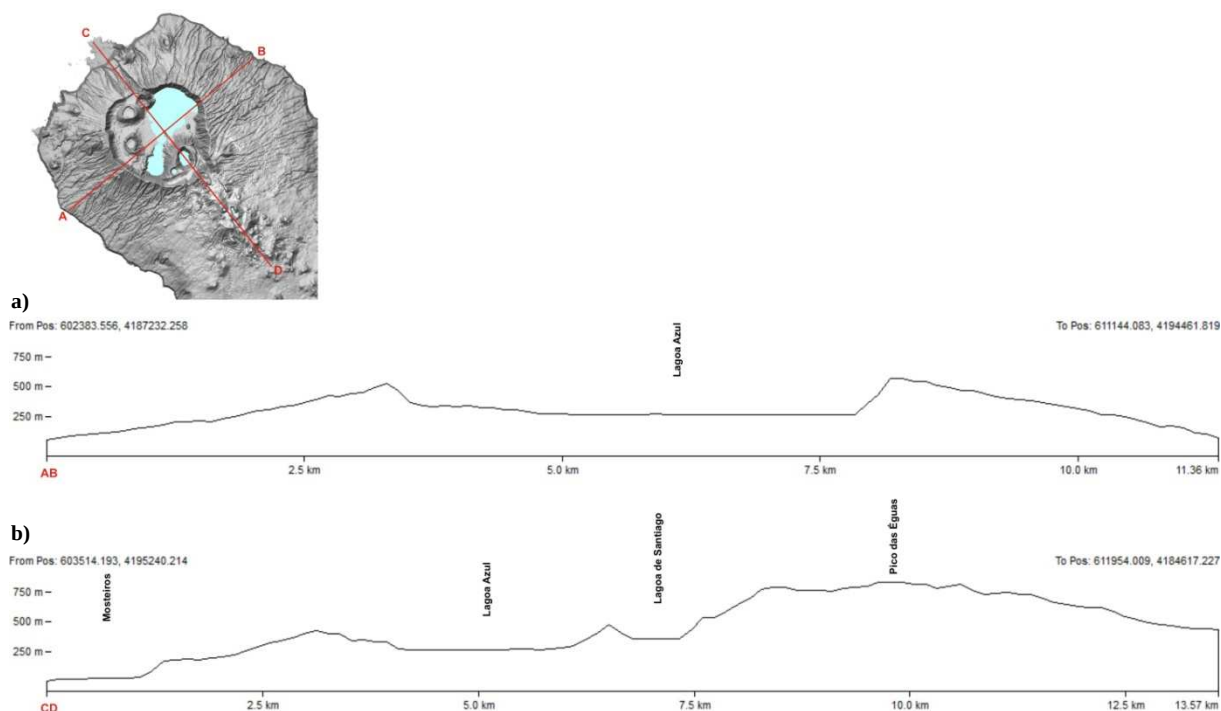


Figura 3.4 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do Vulcão das Sete Cidades.

Os flancos do vulcão central apresentam uma inclinação média de 12° ; no entanto, esta varia desde pouco mais de 5° na base do edifício vulcânico até 18° junto ao bordo da caldeira, devido à acumulação de grandes espessuras de depósitos piroclásticos emitidos a partir dos centros eruptivos intracaldeira. Declives mais elevados (superiores a 40°) ocorrem nas paredes da caldeira, vertentes de barrancos, escarpas de falha (no sector NW) e arribas litorais.

Nas vertentes exteriores, as formas vulcânicas mais comuns são os cones de escórias, encontrando-se também alguns domos. Os primeiros dispõem-se radialmente em torno do vulcão, apesar de apresentarem uma distribuição que não é uniforme, concentrando-se principalmente nos flancos W e SE do maciço. Em geral, apresentam uma planta aproximadamente circular, quando relacionados com erupções centradas, ou elíptica no caso de erupções fissurais. No topo possuem uma ou várias crateras, alongadas ou não segundo a direcção de fractura. Em alguns casos, as crateras encontram-se abertas, em resultado da extrusão de escoadas lávicas. Ocasionalmente, a depressão fechada das crateras deu origem a lagoas. Os domos concentram-se no flanco W do maciço, na zona dos Piquinhos e das Murtas. Importa, ainda, referir a presença dos restos de dois cones ou anéis de tufos, produzidos por erupções submarinas litorais, os ilhéus

dos Mosteiros e os ilhéus dos Frades, que se localizam junto à costa NW do maciço, ao largo da fajã lávica dos Mosteiros e da Ponta do Escalvado, respectivamente.

Os flancos do edifício vulcânico apresentam-se profundamente entalhados por linhas de água que se dispõem segundo um padrão radial. No entanto, alguns casos sugerem estar controlados tectonicamente. Como exemplo refere-se o caso da Ribeira do Ferreiro, localizada no flanco SW do vulcão, por se encontrar bem encaixada e apresentar traçado rectilíneo e ligeiramente oblíquo à rede de drenagem adjacente.

No sector NW, para além da morfologia associada a fenómenos vulcânicos, é possível observar aspectos morfológicos claramente relacionados com acções tectónicas e que condicionam a localização de algumas linhas de água. Aqui o relevo apresenta ressaltos topográficos resultantes de desnivelamentos importantes ao longo de falhas de direcção NW-SE e que constituem uma estrutura distensiva designada de *Graben* dos Mosteiros. Estas falhas apresentam expressão morfológica por escarpa desde o litoral até próximo da caldeira e são denominadas, de SW para NE, por Lomba do Vasco, Lombinha e Lomba dos Homens na toponímia da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, pelo que as mesmas designações serão adoptadas neste trabalho. Morfologicamente, estas lombas caracterizam-se por um perfil transversal assimétrico, com uma das vertentes relativamente suave, resultante da morfologia vulcânica original, e uma vertente íngreme, correspondente à escarpa de falha (Fig. 3.5). O *Graben* dos Mosteiros prolonga-se para SE, atravessando a caldeira, e está materializado no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos por alinhamentos de cones de escórias formando uma crista vulcânica.

No que respeita ao litoral, este é normalmente pouco recortado e com arribas altas, constituídas predominantemente por sequências de escoadas lávicas basálticas (*s.l.*), alternando com depósitos piroclásticos. A altura das arribas activas é variável, encontrando-se valores de 50 m na zona do Risco e em Sto. António, 90 m na região do vértice geodésico da Lomba da Cruz e Ginetes e 200 m no Escalvado. Em alguns locais da arriba SW do maciço das Sete Cidades observam-se vales fluviais suspensos. O traçado do litoral sugere igualmente algum controlo tectónico por falhas de direcção NW-SE e NNW-SSE. Com efeito, o troço SW é aproximadamente rectilíneo segundo a direcção NW-SE, sendo apenas localmente interrompido nos casos em que as escoadas lávicas atingiram o mar. Por exemplo, na faixa litoral que se estende desde a zona da piscina das Feteiras até ao antigo porto da mesma localidade, observam-se espessas escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*) *aa* que conferem uma certa sinuosidade à linha de costa. Aí, foi possível verificar que estas se encontram encostadas à antiga arriba, estando, assim, a encobrir os depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*), mais antigos, com origem no vulcão central. De facto, imediatamente a N da freguesia de Feteiras, existe um ressalto na superfície topográfica de cerca de 90 m, podendo corresponder à antiga arriba que foi coberta pelos derrames lávicos basálticos (*s.l.*) mais recentes com origem no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. No sector NW, a linha de costa é mais sinuosa, em parte devido à existência das fajãs lávicas dos Mosteiros e da Ponta da Ferraria, formadas pelos derrames

lávicos emitidos pelos cones de escórias do Pico de Mafra e das Camarinhas, respectivamente. Na costa NE podem definir-se dois sectores: um, mais rectilíneo, desde a Ponta da Bretanha até Sta. Bárbara com orientação WNW-ESE, e outro, um pouco mais sinuoso, desde Sta. Bárbara até Sto. António com direcção NNW-SSE. Aqui também se observam locais em que as escoadas lávicas atingiram o mar, conferindo alguma sinuosidade à linha de costa, formando, localmente, pequenas plataformas lávicas (Sto. António e Remédios).

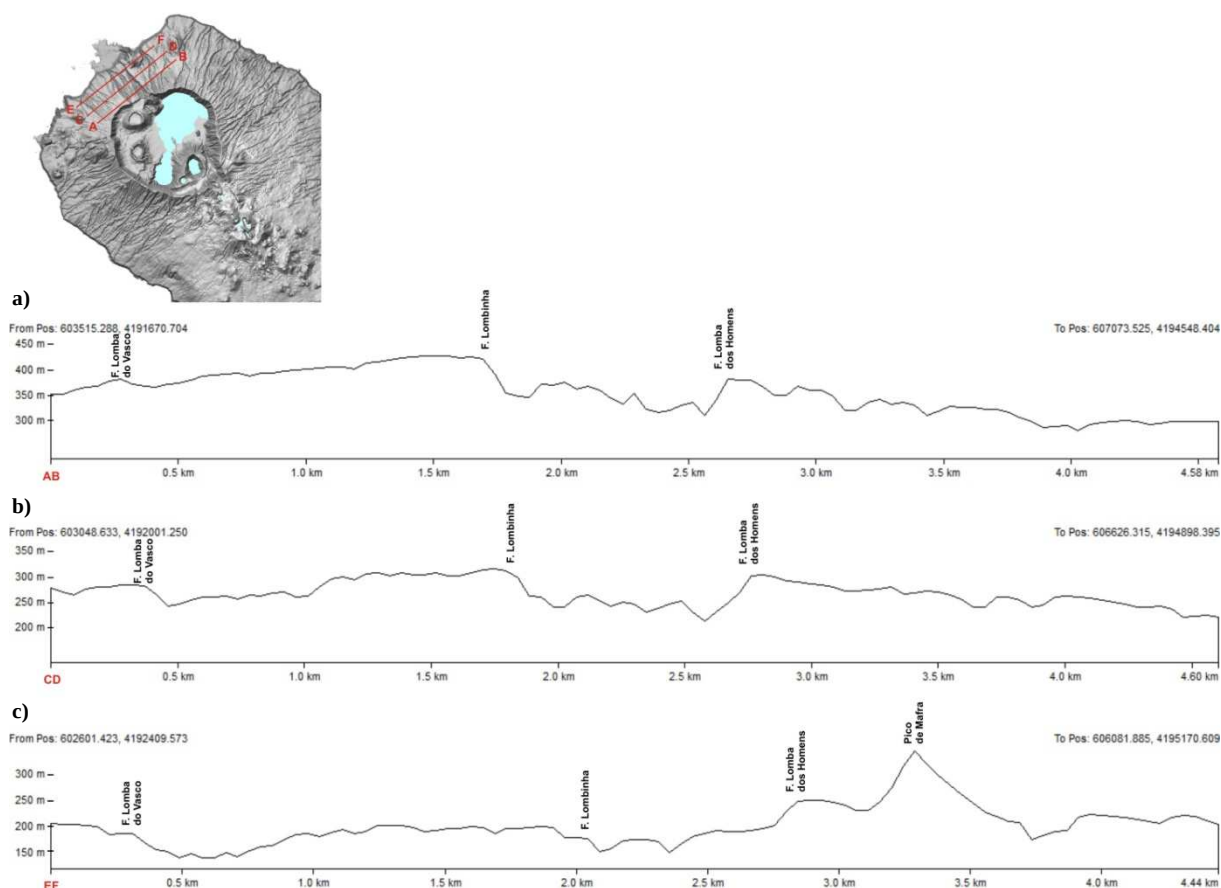


Figura 3.5 – Perfis transversais rectilíneos transversais às escarpas de falha no flanco NW do maciço das Sete Cidades. Note-se a continuidade das escarpas das falhas da Lomba do Vasco, da Lombinha e da Lomba dos Homens, que constituem o *Graben* dos Mosteiros, ao longo de toda a vertente NW do vulcão central até próximo do bordo da caldeira. Sobrelevação 2×.

3.2 – SISTEMA VULCÂNICO FISSURAL DOS PICOS

O Sistema Vulcânico Fissural dos Picos corresponde, tal como o nome indica, a uma zona de vulcanismo fissural que se desenvolve ao longo de um sistema de estruturas tectono-vulcânicas com direcção geral NW-SE, que se estende desde o bordo SE da caldeira do Vulcão das Sete Cidades até à vertente W do Vulcão do Fogo ao longo de 22 km; a largura máxima é de 12 km e a área emersa totaliza 190 km². A N e a S, esta região encontra-se limitada pela linha de costa, enquanto que a NW e SE está limitada pelos vulcões centrais das Sete Cidades e Fogo, respectivamente.

Esta região vulcânica é dominada pela presença de numerosos cones de escórias e pelas escoadas lávicas associadas. Pontualmente identificam-se algumas formas hidrovulcânicas (*e.g.* Morro das Capelas, Ilhéu de S. Roque) e domos (*e.g.* zona do Pico do Fogo). A concentração de edifícios vulcânicos ao longo de um eixo longitudinal origina uma faixa central de relevo mais irregular, onde a distribuição de altitudes é bastante variável (Ferreira, 2000). A W e edificado sobre a vertente SE do Vulcão das Sete Cidades, o ponto culminante corresponde ao vértice geodésico do Pico das Éguas, com uma altitude de 873 m. No sector central o ponto mais elevado (487 m) localiza-se no vértice geodésico da Serra Gorda. A partir desta zona axial, onde os declives são mais acentuados (entre 5° a 30° nas áreas correspondentes a derrames lávicos e 30° a 40° nas vertentes dos edifícios monogenéticos), desenvolvem-se para N e para S, até ao mar, vertentes suaves com declives inferiores a 5° que correspondem às superfícies estruturais dos derrames lávicos provenientes da região axial. Estes declives são mais fortes onde o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos se sobrepõe às vertentes dos vulcões centrais adjacentes, verificando-se valores entre 5° e 10°.

A distribuição espacial dos cones de escórias e das suas crateras permite definir dois alinhamentos vulcânicos principais com direcção NW-SE (Friedlaender, 1929; Zbyszewski *et al.*, 1959b; Zbyszewski, 1961; Ferreira, 2000) (Fig. 3.6). A crista vulcânica meridional corresponde ao prolongamento para SE da zona de fractura que atravessa o Vulcão das Sete Cidades, materializada no seu flanco NW pelo *Graben* dos Mosteiros, e engloba o alinhamento de cones de escórias existentes ao longo do eixo Pico das Éguas – Serra Gorda – Rosto de Cão. A crista vulcânica setentrional encontra-se bem definida entre o Pico da Arrenquinha e a zona do Pico do Fogo.

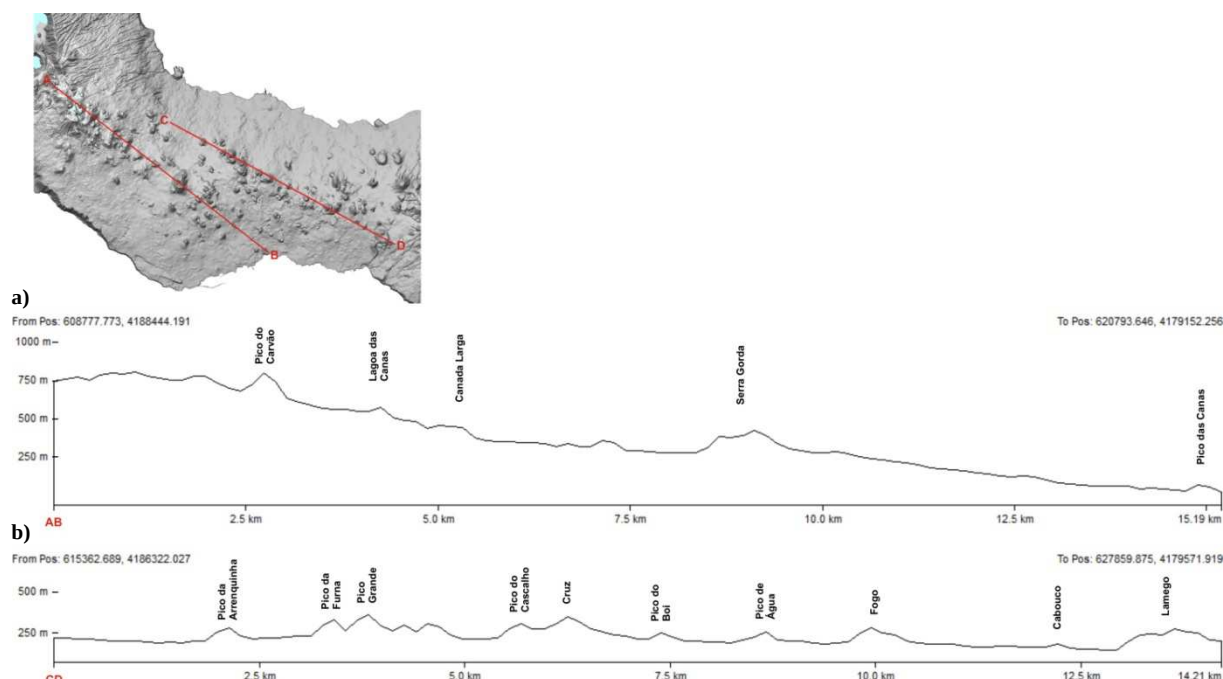


Figura 3.6 – Perfis longitudinais rectilíneos do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, segundo os alinhamentos vulcânicos principais, meridional (a) e setentrional (b). Sobre-elevação 2×.

Os cones de escórias possuem formas variadas em planta, desde aproximadamente circulares (*e.g.* cone do Paupique, Pico da Mulata, Pico do Enforcado, Pico Grande, Pico de Roma, Pico das Faias), alongadas segundo a direcção da fissura eruptiva (*e.g.* Pico da Pintona, Pico dos Bodes, Pico Salomão), ou mais irregulares. Apresentam o topo truncado por uma ou mais crateras, que podem ser circulares, alongadas ou, no caso de crateras múltiplas, alinhadas segundo a direcção da fissura eruptiva. Neste último caso inserem-se, por exemplo, os picos do Lamego, das Mós, do Dr. Ferreira, da Cafua e Feiteira. Por vezes, as crateras encontram-se abertas, devido à extrusão de escoadas lávicas.

Nesta região não existem formas resultantes de erosão fluvial tais como vales, barrancos ou pequenas linhas de água, devido ao facto das formações geológicas presentes possuírem uma grande permeabilidade, não favorecendo a escorrência superficial, à sua idade recente, e ao fraco declive da região.

A linha de costa, um pouco sinuosa, é geralmente formada por arribas baixas, com alturas inferiores a 50 m, constituídas essencialmente por escoadas lávicas. Em certos locais, como por exemplo em Ponta Delgada e em Lagoa, não existem arribas litorais, mas ocorrem praias de areia (Praia das Milícias e Praia do Pópulo). A excepção localiza-se nos sectores do antigo porto das Feteiras e da Rocha da Relva onde as arribas atingem alturas de 270 e 200 m, respectivamente, correspondendo a testemunhos de formações vulcânicas mais antigas. Nas faixas costeiras da Rocha da Relva e da Rocha do Cascalho observam-se pequenas fajãs detríticas, em resultado de movimentos de vertente, cuja morfologia foi já retocada por processos marinhos (Borges, 2003).

3.3 – VULCÃO DO FOGO

Wallenstein (1999) efectuou uma caracterização geomorfológica do Vulcão do Fogo (ou de Água de Pau). Situado na parte central da ilha, este edifício vulcânico corresponde a um vulcão central com caldeira, constituído por acumulação de depósitos vulcanoclásticos e escoadas lávicas produzidos no decurso da sua história eruptiva. A N e a S está limitado pela linha de costa, ocupando, desta forma, toda a largura da ilha; os limites W e E são mais difíceis de definir com precisão dado estarem cobertos por produtos mais recentes das regiões limítrofes caracterizadas por vulcanismo do tipo fissural, os sistemas vulcânicos dos Picos e do Congro. Apresenta um diâmetro basal médio da ordem dos 13 km e uma altitude máxima de 947 m no vértice geodésico do Pico da Barrosa; a área e o volume da parte emersa são de cerca de 133 km² e de 43.5 km³, respectivamente.

A depressão central exhibe um diâmetro máximo de 3.2 km e uma área aproximada de 4.8 km². No entanto, o bordo de caldeira não é facilmente delimitado ao longo de toda a sua extensão. Com efeito, no sector S, que se encontra dissecado por linhas de água profundamente encaixadas, torna-se impossível reconhecer o limite.

Verifica-se uma variação na altura das paredes da caldeira, atingindo um máximo de cerca de 370 m a W, na zona do Pico da Barrosa, e 220 m a NE, perto do Pico das Ruas (Fig. 3.7). O seu interior encontra-se ocupado pela Lagoa do Fogo e três pequenos charcos, no sector N. A Lagoa do Fogo define a zona mais profunda da caldeira, cuja forma é condicionada pela existência de, pelo menos, quatro centros eruptivos. Ainda dentro do perímetro da caldeira é possível identificar um cone de pedra pomes, na parte N, duas formas que se supõem corresponder a restos de cones ou anéis de tufos, a NW e a S, e diversos domos nas suas paredes.

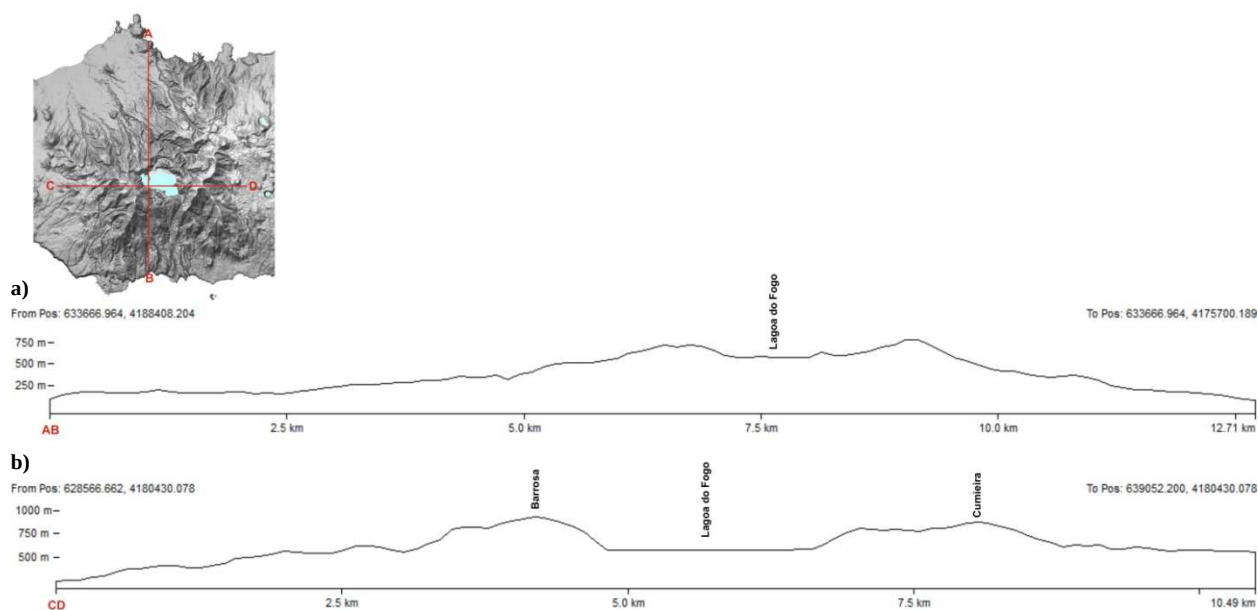


Figura 3.7 – Perfis transversal (a) e longitudinal (b) rectilíneos do maciço do Fogo. Perfis não sobreelevados.

Os declives das vertentes do vulcão aumentam desde 3° junto à base até 13-24° no topo, resultando estes últimos valores do afloramento de imponentes e espessas escoadas lávicas de natureza traquítica (s.l.) no topo do aparelho vulcânico. Ainda assim, os valores referidos encontram-se suavizados pela grande cobertura de depósitos piroclásticos emitidos no decurso de erupções intracaldeira.

Nos flancos, as formas vulcânicas mais frequentes são cones de escórias e domos lávicos, cuja distribuição do sector N, definindo alinhamentos, sugere controlo tectónico segundo a direcção NW-SE a NNW-SSE, materializando o designado *Graben* da Ribeira Grande. Ao contrário do observado para o *Graben* dos Mosteiros, aquele não apresenta evidências de escarpas de falha a limitá-lo, sendo os seus limites inferidos pelos alinhamentos de formas vulcânicas, entre os quais se encontra uma zona mais abatida onde se localiza a cidade da Ribeira Grande (Fig. 3.8). Os alinhamentos correspondem a W (1) ao Pico da Varanda – Pico da Madeira – domo da Coroa da Mediana – Pico Queimado – Pico dos Carneiros – cone de escórias do Rochão e (2) o domo do Morro de Rabo de Peixe – Pico da Mediana – domo a leste do Pico Queimado – domo a leste do cone de escórias do Rochão – cone de escórias a SE do Rochão, e a E (3) ao domo do Cintrão – Pico da Vinha – domo do Lameiro – domo da Coroa da Mata – Pico Redondo – Monte Escuro. No flanco S, a sua

expressão não é tão clara; no entanto, verifica-se que a zona de transição do vulcão para o Sistema Vulcânico Fissural do Congro, a leste, tem aproximadamente a mesma direcção que o alinhamento vulcânico que limita a E o *Graben* da Ribeira Grande. Em menor número identificam-se ainda alguns cones de pedra pomes (*e.g.* Coroa da Mata).

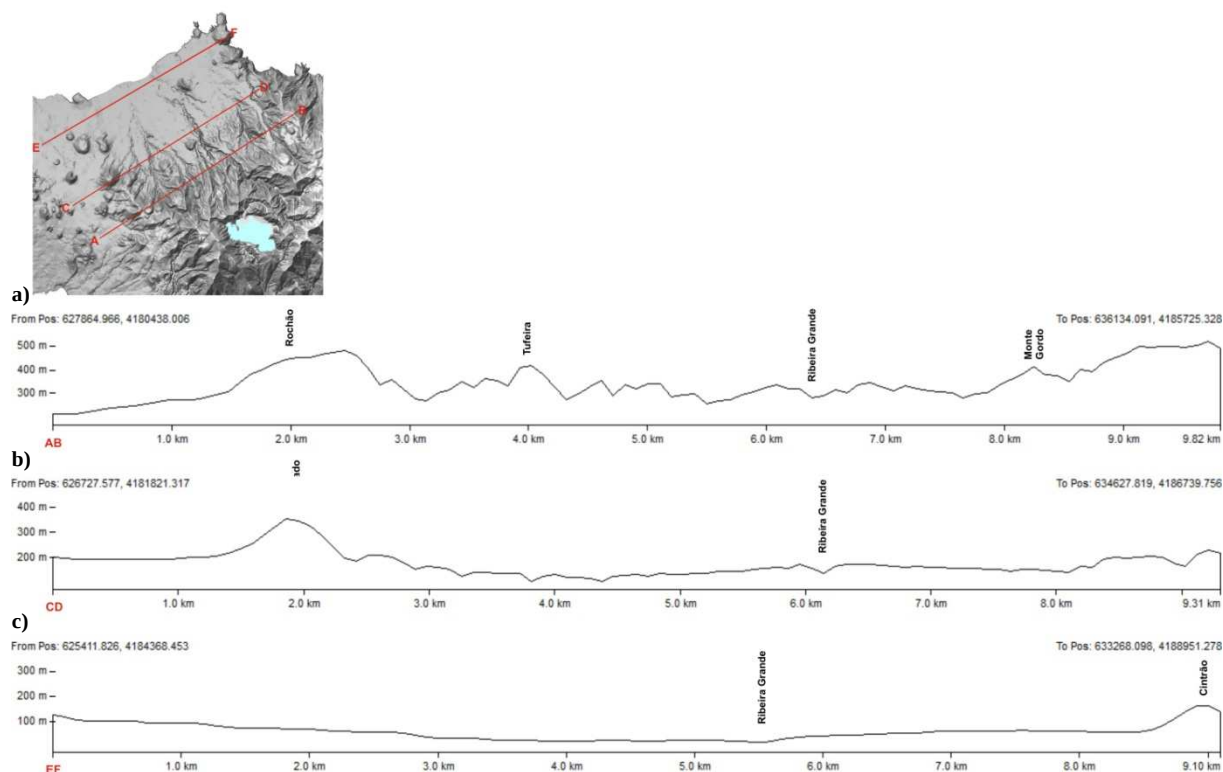


Figura 3.8 – Perfis transversais rectilíneos do *Graben* da Ribeira Grande. É notória, ao longo do flanco NW do Vulcão do Fogo, mesmo na zona mais elevada, a presença de uma zona mais abatida limitada pelas formas vulcânicas referidas no texto. Sobrelevação 2×.

Os cones de escórias possuem formas variadas em planta; alguns são circulares, outros alongados, por vezes irregulares. Em geral, no topo apresentam uma cratera simples, circular ou alongada, ou crateras múltiplas, definindo a direcção da fissura eruptiva, como é o caso do Pico das Freiras. Frequentemente, as crateras encontram-se abertas. Ao largo da costa S do maciço, perto de Vila Franca do Campo, ocorre um cone de tufos relativamente bem preservado, o Ilhéu de Vila Franca.

A geomorfologia do Vulcão do Fogo é predominantemente construtiva, mas retocada por uma forte componente erosiva, que resulta de diversos factores, tais como a espessa cobertura de depósitos piroclásticos, essencialmente de natureza pomítica, o coberto vegetal de pequeno porte, acções tectónicas e forte pluviosidade. Este facto é particularmente relevante nas zonas mais elevadas, onde se destacam vales profundamente encaixados, interflúvios estreitos e cicatrizes de movimentos de vertente. Com efeito, as suas vertentes apresentam-se intensamente sulcadas por uma rede de drenagem complexa, em que a distribuição e orientação das linhas de água que a compõem sugerem controlo estrutural. Este é particularmente importante

no flanco N, onde alguns troços de linhas de água (*e.g.* Ribeira Grande, Ribeira das Gramas, Ribeira do Lameiro), bem como alguns dos seus afluentes, se dispõem paralelamente segundo uma orientação dominante NW-SE a NNW-SSE, a direcção do *Graben* da Ribeira Grande. No entanto, reconhecem-se outras orientações que revelam alguma importância, tal como a da Ribeira do Pico, na zona de Porto Formoso, que é provavelmente controlada por estrutura tectónica de direcção NE-SW. Por outro lado, no flanco S as linhas de água ou troços destas apresentam uma direcção predominante N-S. Esta é evidente no alinhamento de troços a N da freguesia de Água de Pau, desde o Valado Velho até ao Salto do Bode, no afluente rectilíneo e bem encaixado da Ribeira do Lance, no troço inferior da Ribeira das Barrelas, a leste da freguesia da Ribeira Chã, na Ribeira da Praia e alguns troços rectilíneos da Grota do Barro. Identificam-se, ainda, vários lineamentos de direcção NNW-SSE e E-W.

Relativamente ao litoral, este é bastante variado. Em geral, as arribas são constituídas por alternâncias de depósitos piroclásticos pomíticos com derrames lávicos basálticos e espessas escoadas traquíticas. Do lado N, desde o Morro de Rabo de Peixe até ao Calhau do Cabo, a linha de costa é pouco recortada e apresenta direcção ENE-WSW. As arribas são baixas, não ultrapassando os 10 m de altura. A partir do Calhau do Cabo e da Ponta do Cintrão, a linha de costa torna-se mais recortada e as arribas mais altas, variando desde um mínimo de 40 m na Ponta Formosa a um máximo de 220 m na zona da Ladeira da Velha. Na parte S, o sector W do litoral é também aproximadamente rectilíneo e de direcção NW-SE, com arribas cuja altura varia desde 20 m perto da freguesia de Sta. Cruz, a 100 m na zona do vértice geodésico de Castelo Branco. A partir da Caloura, fajã lávica com origem no cone de escórias da Caloura, a linha de costa tem um traçado mais sinuoso. A altura das arribas e arribas fósseis é variável, atingindo 100 m na Praia de Água d'Alto a escassos metros nas zonas dominadas por escoadas lávicas (Caloura e Vila Franca do Campo).

3.4 – SISTEMA VULCÂNICO FISSURAL DO CONGRO

O Sistema Vulcânico Fissural do Congro compreende a área de vulcanismo fissural, predominantemente de natureza basáltica (*s.l.*), que se desenvolve entre os vulcões do Fogo e das Furnas; corresponde a uma região aplanada cuja altitude média ronda 400 a 500 m (Fig. 3.9) e é dominada pela presença de diversos cones monogenéticos e escoadas lávicas associadas, gerados no decurso de erupções estrombolianas e freatomagmáticas. O ponto mais alto situa-se no vértice geodésico do Monte Escuro, a uma altitude de 889 m. Este sistema vulcânico encontra-se coberto por depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*) provenientes dos vulcões adjacentes, Fogo e Furnas. Ocupa uma área de aproximadamente 62 km². Na zona aplanada os declives não ultrapassam 5°; a partir desta desenvolvem-se para S e para N vertentes suaves com declives entre 5° e 15°.

Os cones de escórias têm dimensões e formas variáveis, desde circulares a alongadas, no caso de erupções fissurais. No seu topo apresentam, regra geral, uma cratera, alongada ou não segundo a direcção da fractura eruptiva, ou crateras múltiplas, em geral, alinhadas segundo essa direcção. Em alguns casos, as crateras encontram-se abertas, facto que pode ser atribuído à extrusão de escoadas lávicas. Em menor número, identificam-se alguns domos lávicos de composição mais evoluída a NW e a SE do Pico Meirinho, a N da Lagoa do Congo e na vertente N, na zona da Maia. Destaca-se ainda a presença de formas hidrovulcânicas, nomeadamente o *maar* (s.s.) do Congo e o *maar* (s.l.) da Lagoa de S. Brás, com as suas crateras ocupadas por lagoas. No entanto, embora de menores dimensões, ocorrem outros centros freatomagmáticos localizados cerca de 1 km a ESE do Congo e a cerca de 2 km a SW da Lagoa de S. Brás. A morfologia e disposição das formas vulcânicas bem como das suas crateras permite inferir alinhamentos de direcção predominante WNW-ESE, que se prolongam para o Vulcão das Furnas. Reconhecem-se ainda, embora com menor expressão, alinhamentos de direcção NNW-SE e NNE-SSW a N-S.

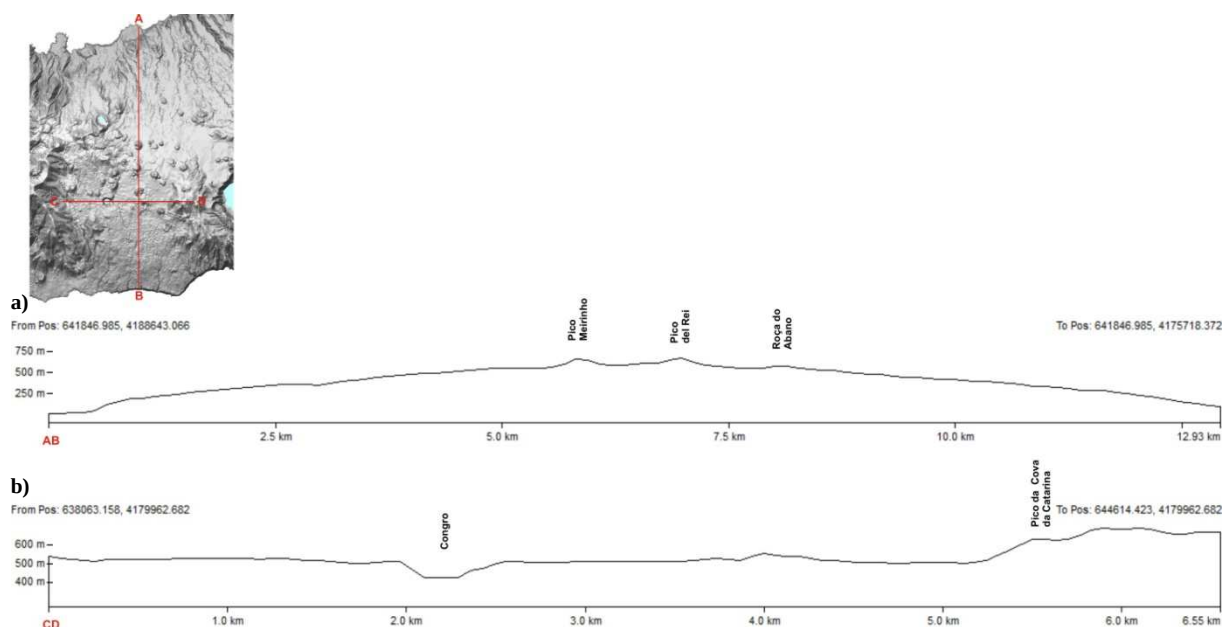


Figura 3.9 – Perfis transversal (a) e longitudinal (b) rectilíneos do Sistema Vulcânico Fissural do Congo. Perfis não sobreelevados.

A partir da análise estereoscópica de fotografia aérea identificaram-se, a leste da Lagoa de S. Brás, dois ressaltos topográficos, com abatimento para S, que quebram o relevo aplanado e monótono característico desta região, a esta cota. Estes ressaltos, com algumas centenas de metros de extensão, correspondem a escarpas de falha (falhas Altiprado 1 e 2) que afectaram a morfologia vulcânica original.

A rede hidrográfica é caracterizada por linhas de água pouco encaixadas; contudo, a orientação de alguns troços e afluentes sugere controlo tectónico por estruturas de direcção NNW-SSE (*e.g.* troço superior e afluente da Ribeira das Tainhas – afluente da Ribeira da Vida), WNW-ESE (*e.g.* troço da Ribeira Grande),

NE-SW (*e.g.* lineamento junto ao cone Roça do Abano) e N-S (*e.g.* lineamento definido por troços rectilíneos das ribeiras da Cafua e da Cruz).

O litoral S é pouco recortado e constituído por sequências de derrames lávicos basálticos alternando com depósitos piroclásticos pomíticos. Na zona da Ribeira das Tainhas, a altura das arribas não ultrapassa os 40 m, aumentando para leste, onde se verificam alturas da ordem dos 100 a 120 m, no Meio Moio e em Ponta Garça. Do lado N, a linha de costa, talhada em alternâncias de escoadas lávicas basálticas e depósitos piroclásticos pomíticos, é mais recortada e a altura das arribas varia desde 50 m em S. Brás até 120 m na zona da Maia. A freguesia da Maia está edificada sobre uma fajã lávica formada por derrames provenientes de cones vulcânicos do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, coberta por depósitos de natureza traquítica (*s.l.*) provenientes de erupções centradas nos vulcões das Furnas e do Fogo.

3.5 – VULCÃO DAS FURNAS

O Vulcão das Furnas corresponde a um vulcão central com caldeira, materializado pela alternância de depósitos vulcanoclásticos e escoadas lávicas. Encontra-se edificado sobre os maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste, a N e a E, respectivamente, e coalesce com o Sistema Vulcânico Fissural do Congro, a W. Ao contrário dos vulcões das Sete Cidades e do Fogo, o Vulcão das Furnas não possui uma forma cónica. Caracteriza-se por uma grande depressão com forma geométrica alongada segundo a direcção NE-SW, que reflecte vários episódios de colapso, e onde é possível reconhecer duas caldeiras (Fig. 3.10) que marcam períodos distintos da evolução do edifício vulcânico (Gaspar *et al.*, 1995; Guest *et al.*, 1999). O flanco S encontra-se bastante erodido pelo avanço da arriba litoral, que quase alcança o bordo da caldeira, facto provavelmente acelerado por acções de natureza tectónica.

A caldeira externa, mais antiga, apresenta um diâmetro de aproximadamente 7.0×5.5 km, e os seus contornos encontram-se bem definidos a N e a NE, onde corta diversos mantos lávicos dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste, a SE, onde trunca uma importante sucessão de escoadas lávicas e é atravessada pelo vale da Ribeira Quente (Gaspar *et al.*, 1995), perdendo-se a SW sob materiais vulcânicos mais recentes. As paredes desta caldeira atingem, por vezes, mais de 500 m de altura. O ponto mais elevado situa-se à cota 805 m, no vértice geodésico do Pico do Salto do Cavalo.

A caldeira interna, mais recente, tem um diâmetro de cerca de 4.5×3.5 km, sendo possível identificar os seus limites a N e a NW, onde é materializada por paredes abruptas e subverticais, por vezes com mais de 200 m de altura, que cortam produtos vulcanoclásticos, epiclásticos e escoadas lávicas das fases de preenchimento da primeira caldeira (Gaspar *et al.*, 1995). Uma parte significativa do seu interior encontra-se ocupada pela Lagoa das Furnas.

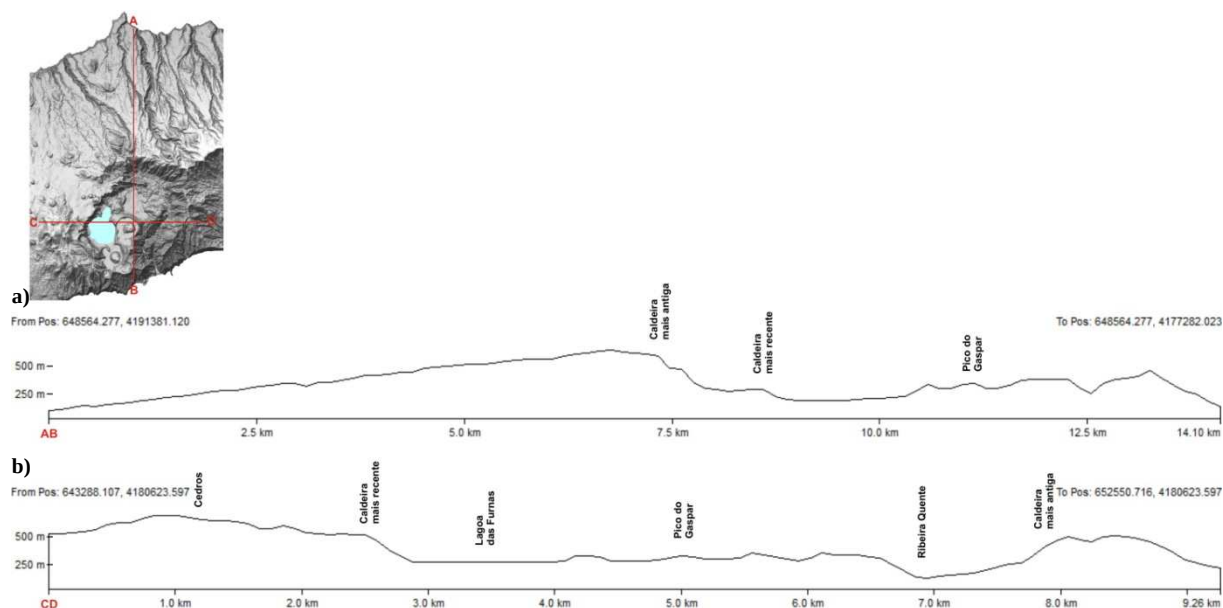


Figura 3.10 – Perfis transversais rectilíneos não sobrelevados do Vulcão das Furnas.

No interior da depressão dominam as formas vulcânicas de domos e cones de pedra pomes, destacando-se os domos lávicos das Marconas, do Pico das Caldeiras, do Pico dos Bodes e os das erupções históricas de 1439/43 (Pico do Gaspar) e de 1630, estes últimos instalados no seio de anéis pomíticos. Ainda no interior observam-se vários arcos de cratera que testemunham erupções importantes que decorreram ao longo da evolução mais recente do vulcão e que contribuíram para a sua actual forma.

As formas vulcânicas de natureza basáltica (*s.l.*) estão essencialmente concentradas nos flancos W e N do vulcão (*e.g.* Pico do Calvo, Pico das Covas, Meirinho, Pico do Ceguinho, Pico Grande, Gafanhoto, Pico Maria da Costa). Alguns cones apresentam formas aproximadamente circulares, enquanto outros são mais irregulares. De um modo geral, apresentam no topo uma cratera que, quase sempre, se encontra aberta em resultado de extrusão de escoadas lávicas. No exterior da caldeira interna a W, ocorrem ainda alguns domos, Pico do Ferro e formas lávicas da Terra da Cafuga, cujas morfologias estão muito bem preservadas.

O edifício vulcânico apresenta vertentes com inclinações distintas. No flanco W, o declive é muito suave, não ultrapassando 5°, consequência do coalescimento com o sistema vulcânico do Congro. No entanto, mais a SW, nas proximidades do relevo vulcânico dos Cedros, torna-se um pouco mais acentuado, com inclinações que, por vezes, atingem 15-30°. A vertente N acompanha o declive original do Sistema Vulcânico do Nordeste, inclinando suavemente para NW, com declives que não excedem 10°. Contrastando com as anteriores, a vertente S é a que exhibe inclinações mais elevadas, atingindo valores entre 20° e 50°.

A morfologia de ambas as caldeiras, com contornos de direcção WNW-ESE e NE-SW, sugere a ocorrência de episódios paroxismais de colapso controlados por estas direcções estruturais (Gaspar *et al.*, 1995). A NW, o bordo da caldeira mais antiga está ausente, dando lugar a uma zona deprimida com cerca de 1800 m de

largura, posteriormente colmatada por derrames lávicos mais recentes originados por centros eruptivos do sistema vulcânico do Congro.

A rede de drenagem associada ao Vulcão das Furnas é densa e complexa; a distribuição e orientação de algumas linhas de água indicam também controlo tectónico por estruturas com as mesmas direcções que controlam a geometria das caldeiras. No interior da depressão observam-se algumas linhas de água ou troços que se dispõem segundo a direcção WNW-ESE, compatível com a direcção regional e acima descrita. São exemplo algumas linhas de água instaladas na parede ocidental da caldeira mais recente, que se prolongam para o Sistema Vulcânico Fissural do Congro sob a forma de falhas ocultas materializadas por alinhamentos vulcânicos, e de alguns afluentes da Ribeira Quente instalados na parede leste da caldeira mais antiga. Na vertente S, as linhas de água parecem ser controladas por falhas de direcção N-S, facto evidente na Ribeira das Amoras e no troço superior da Ribeira do Tufo. Para além das direcções já mencionadas, identificam-se, ainda, alinhamentos de direcção NNW-SSE e NE-SW.

O litoral S é sinuoso, com arribas altas e constituído maioritariamente por depósitos vulcanoclásticos de natureza traquítica (*s.l.*), com algumas escoadas lávicas intercaladas. A altura das arribas varia desde de 170 m na zona das Amoras a mais de 400 m no sector entre o Pico dos Covões e a Ponta da Lobeira, onde está intensamente sulcado por erosão torrencial. Em algumas zonas desenvolvem-se praias de areia, tais como as praias da Amora, das Areias e da Ribeira Quente. Na Ribeira Quente, parte da freguesia está edificada sobre uma fajã detrítica, resultante do movimento de vertente decorrido durante a actividade sísmica que acompanhou a erupção histórica de 1630.

3.6 – VULCÃO DA POVOAÇÃO

O Vulcão da Povoação está morfologicamente expresso por uma caldeira quase totalmente embutida no maciço vulcânico do Nordeste, a SW, e está, por sua vez, truncada pela caldeira mais antiga do Vulcão das Furnas, a W. Esta caldeira, de forma circular e muito erodida, tem um diâmetro de cerca de 6 km e uma área basal da ordem dos 17 km². O seu perímetro está bem definido, com excepção dos sectores a NE, devido ao encaixe da rede de drenagem, e a S, onde a depressão vulcânica se encontra aberta para o mar, possivelmente devido à associação de várias causas (*e.g.* erosão costeira, actividade tectónica, actividade vulcânica, movimentos de vertente). As suas paredes são íngremes e altas do lado N (mais de 500 m) diminuindo progressivamente para S onde se tornam mais baixas (cerca de 150-250 m, a E, e 100-200 m, a W) (Fig. 3.11). O ponto culminante situa-se no Planalto dos Graminhais, à altitude de 949 m.

No interior da depressão a superfície topográfica inclina suavemente para S (Fig. 3.10a), apresentando declives inferiores ou iguais a 10-15°, estando profundamente dissecada por uma rede de drenagem que

converge para S, em direcção ao mar. A rede de drenagem, com padrão dendrítico, é muito densa sendo constituída por linhas de água bem encaixadas (por vezes, as vertentes possuem comandos superiores a 100 m), pondo em destaque interflúvios, que se encontram sensivelmente à mesma altitude, e adquirem o nome de Lombas nesta região. Nas vertentes das linhas de água, os declives são mais acentuados e quase sempre superiores a 30°, excedendo, pontualmente, 60° de inclinação. O flanco N, relacionado com o maciço do Nordeste, inclina suavemente para NNW, com declives inferiores a 10°. No entanto, nas proximidades de linhas de água e edifícios vulcânicos monogenéticos, os declives podem atingir 20-30° e 30-40°, respectivamente. No interior da caldeira e nos seus bordos observam-se alguns cones de escórias e domos que exibem morfologias adoçadas pela erosão. Os primeiros apresentam no seu topo uma cratera, em geral, aberta devido à extrusão de escoadas lávicas e/ou à erosão provocada pelo recuo das cabeceiras de linhas de água.

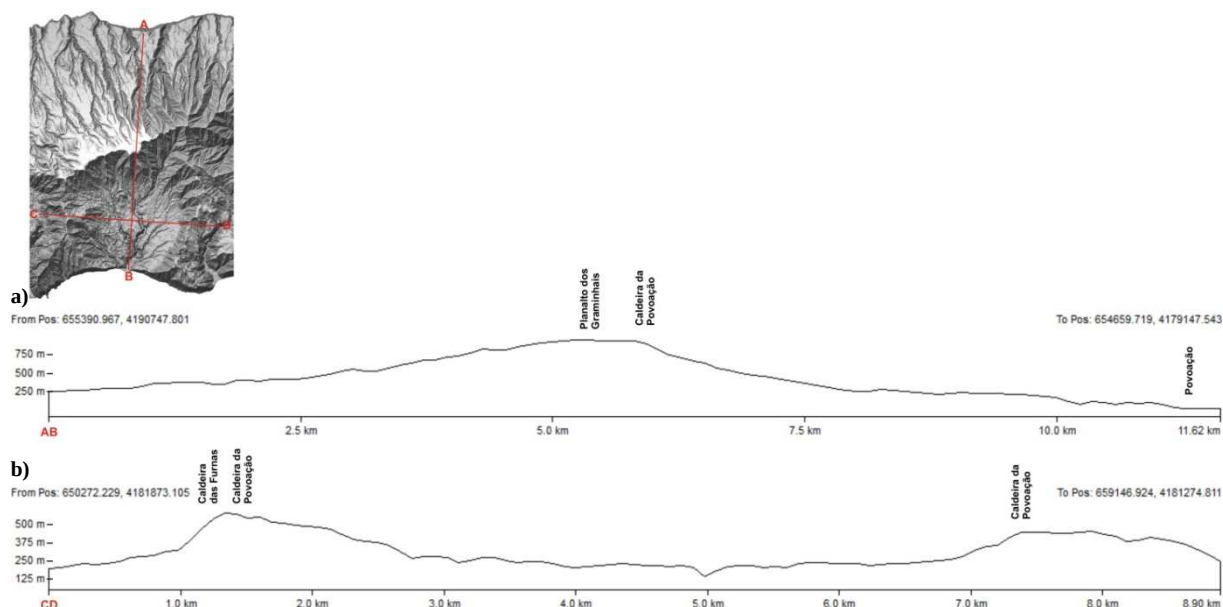


Figura 3.11 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do Vulcão da Povoação.

A altura das arribas varia entre 50 m junto à foz da Ribeira do Além, a cerca de 200 m e a mais de 400 m, nas arribas a W e a E da vila da Povoação, respectivamente. Na base das arribas destas existe sempre uma praia de calhau rolado, estando presentes duas praias de areia junto à referida vila a W e a E.

3.7 – SISTEMA VULCÂNICO DO NORDESTE

Localizado no extremo oriental da ilha de S. Miguel, o Sistema Vulcânico do Nordeste é uma unidade que corresponde ao edifício vulcânico mais antigo da ilha, do tipo vulcão escudo, abrangendo uma área de aproximadamente 265 km². Apresenta morfologia acidentada, modelada pela erosão, e encontra-se truncado pela caldeira da Povoação e pelo Vulcão das Furnas, a SW. O flanco N encontra-se relativamente bem preservado (Fig. 3.12), correspondendo o ponto mais alto ao Pico da Vara, à cota de 1105 m. Este maciço

vulcânico é predominantemente constituído por sequências de escoadas lávicas de natureza basáltica (s.l.), com alguns níveis de piroclastos associados. Em menor quantidade surgem intercalados depósitos piroclásticos de natureza traquítica. É cortado por uma densa rede de filões, de natureza predominantemente basáltica (s.l.), frequentemente expostos nas arribas litorais e em taludes de estradas.

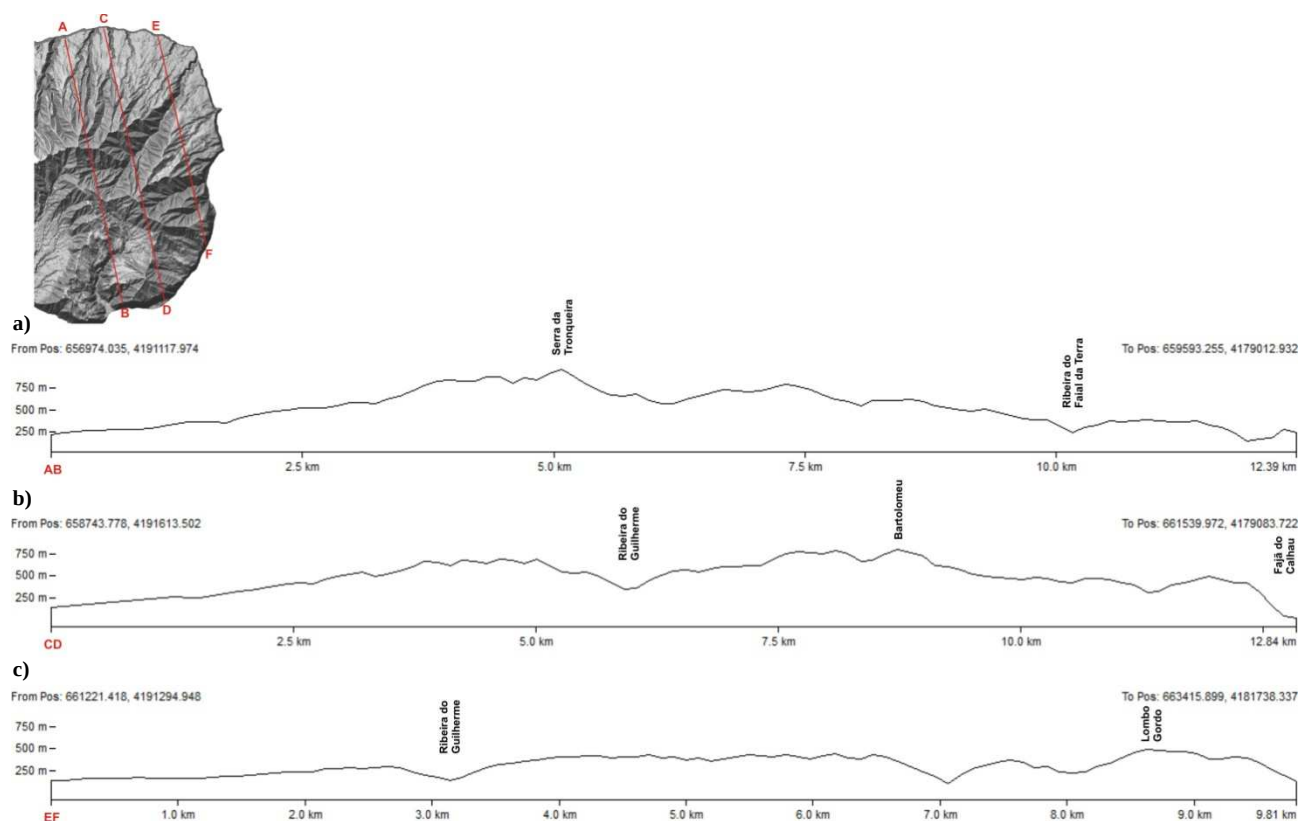


Figura 3.12 – Perfis transversais rectilíneos não sobreelevados do maciço vulcânico do Nordeste. No perfil a) é clara a forma de um edifício vulcânico com flancos bem definidos.

O relevo acidentado desta região vulcânica reflecte-se numa região mais elevada e profundamente dissecada por erosão, onde ainda é possível reconhecer alguns relevos remanescentes do aparelho vulcânico original (Pico da Vara – 1105 m, Pico Verde – 932 m, Outeiro Alto – 649 m e Pico Bartolomeu – 843 m). Nas zonas mais elevadas os declives são mais fortes. Para jusante, as vertentes descem para o litoral com declives suaves, com valores de 10-20°, não ultrapassando 10° junto ao mar.

No sector SE observam-se, ainda, aspectos morfológicos derivados de acções tectónicas distensivas. Com efeito, o relevo apresenta importantes ressaltos topográficos produzidos deslocamentos com movimentação predominantemente normal ao longo de falhas de direcção WNW-ESE. Estas escarpas de falha, com expressão desde a arriba litoral até à caldeira da Povoação, definem o *Graben* de Água Retorta e são designadas neste documento por falhas de Água Retorta, do Vale Grande, do Cú de Judas e da Tronqueira (Fig. 3.13).

A rede de drenagem apresenta um padrão aproximadamente radial relativamente ao relevo principal, caracterizando-se por apresentar vales muito fundos com encaixe que frequentemente supera os 100 m e vertentes que podem exceder 50° de inclinação. Uma análise mais detalhada permite definir uma série de lineamentos ou falhas prováveis com direcção NE-SW e NNW-SSE, inferidos por troços rectilíneos de linhas de água, por vezes muito encaixados, sugerindo controlo estrutural por falhas com aquelas direcções. São exemplo os casos das ribeiras Despe-te que Suas, de Sto. António, do Guilherme, da linha de água que desagua na Ponta do Arnel de direcção NE-SW, e das ribeiras Funda, de Água e da Baleta de direcção NNW-SSE.

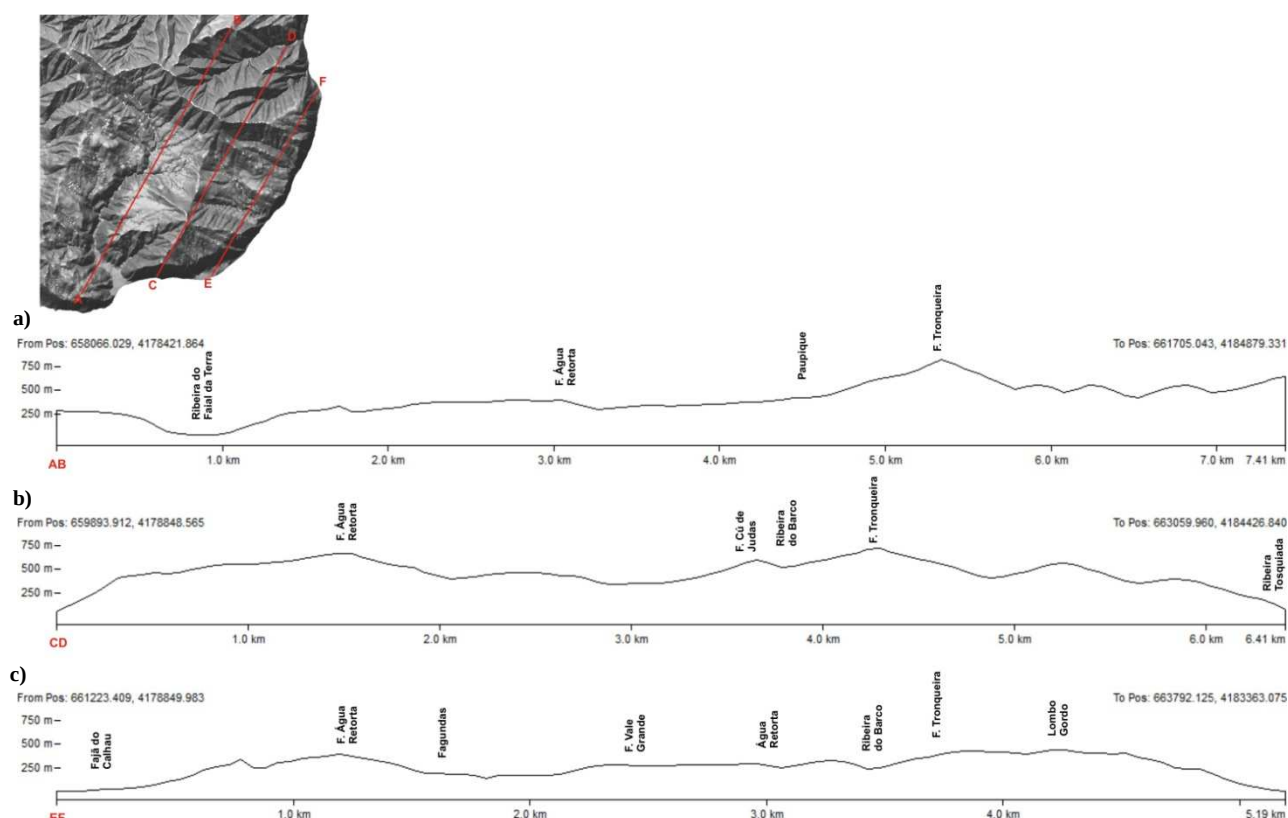


Figura 3.13 – Perfis transversais rectilíneos do sector SE do maciço vulcânico do Nordeste, focando o *Graben* de Água Retorta constituído pelas falhas de Água Retorta, do Vale Grande, do Cú de Judas e da Tronqueira. Perfis não sobreelevados.

O litoral é normalmente pouco recortado e constituído por arribas rochosas, predominando as sequências de escoadas lávicas basálticas, alternadas com depósitos explosivos. As arribas são altas, com comandos quase sempre superiores a 100 m; no Faial da Terra, na Fajã do Calhau (fajã detrítica) e no Lombo Gordo observam-se alturas superiores a 400 m. Na região do Nordeste, a linha de costa é rectilínea, sendo apenas interrompida pela escoada lávica de natureza basáltica (s.l.) da Ponta do Arnel, sugerindo que o desenvolvimento da arriba poderá estar relacionado com a presença de um acidente tectónico de direcção NNW-SSE.

4 – TECTÓNICA DO VULCÃO DAS SETE CIDADES

4.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

O estudo estratigráfico mais recente do Vulcão das Sete Cidades deve-se a Queiroz (1997) e a Queiroz *et al.* (2008). Os autores propuseram uma escala vulcanoestratigráfica que compreende duas unidades geológicas principais, o Grupo Inferior e o Grupo Superior.

O Grupo Inferior inclui os produtos vulcânicos com mais de 35740 ± 810 anos BP, sendo que as rochas mais antigas aflorantes datam de 210000 ± 8000 anos BP (Moore, 1990, 1991a,b). É constituído por um conjunto indiferenciado de materiais, nomeadamente espessas escoadas lávicas, de composição variável entre os basaltos e os traquitos, e depósitos vulcanoclásticos que constituem a base subaérea do vulcão central. O predomínio das primeiras relativamente aos segundos indica que a actividade vulcânica foi inicialmente marcada por episódios de carácter efusivo, do tipo havaiano e/ou estromboliano. Com o decorrer do tempo, o vulcanismo foi adquirindo um carácter explosivo, testemunhado pelo aumento do número de depósitos vulcanoclásticos de natureza traquítica (s.l.) para o topo da unidade.

Embora situado no domínio do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, importa ainda referir o sector SE do vulcão, nomeadamente a zona compreendida entre a Rocha da Relva e o porto das Feteiras. Neste local periférico ao edifício vulcânico, afloram espessuras consideráveis de produtos traquíticos inseridas na Formação do Porto Feteiras e no Grupo da Rocha da Relva Queiroz (1990), que estão cobertas por escoadas lávicas de natureza basáltica geradas ao nível do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. Na nova escala, Queiroz (1997) e Queiroz *et al.* (2008) não consideraram aquelas unidades por não ser fácil enquadrá-las. Com efeito, a espessura elevada que aqueles produtos vulcânicos apresentam em zonas situadas perifericamente ao vulcão central sugere que provavelmente não tenham sido gerados ao nível deste, mas sim originados por um aparelho vulcânico antigo que se localizaria nesta zona ou próximo. Apesar da sua posição estratigráfica incerta relativamente ao Grupo Inferior, isto é, se são mais antigos ou se estão incluídos neste, Queiroz (com. pessoal) admite que aqueles depósitos deverão estar na base da estratigrafia do Vulcão das Sete Cidades.

O Grupo Superior engloba os produtos vulcânicos dos últimos 35740 ± 810 anos BP, estando dividido em seis unidades vulcanoestratigráficas que marcam diferentes fases da edificação do vulcão. Foi durante este período que ocorreram as erupções paroxismais que condicionaram a morfologia actual da caldeira do Vulcão das Sete Cidades. A primeira fase de colapso ocorreu há 35740 ± 810 anos BP (Queiroz, 1997) e formou o sector SE (Formação do Risco), a segunda deu-se há 28750 ± 240 anos BP (Queiroz, 1997) e alargou a caldeira inicial para NW (Formação da Bretanha) e a última ocorreu há 15740 ± 200 anos BP

(Queiroz, 1997) e esteve relacionada com o sector NE, sendo testemunhada pela Formação de Santa Bárbara. Estes episódios vulcânicos de maior magnitude foram intercalados por outros fenómenos intracaldeira de carácter explosivo e por erupções basálticas nos flancos do vulcão (formações da Ajuda e das Lombas).

Após a última fase de formação da caldeira, a actividade vulcânica foi determinada pela ocorrência de episódios efusivos e moderadamente explosivos nos flancos do aparelho (Formação das Lagoas – Membro do Cascalho Negro), mantendo um carácter predominantemente magmático até cerca de 5000 anos. Após esta idade, o vulcanismo explosivo intracaldeira passou a apresentar um carácter predominantemente hidromagmático, tendo ocorrido dezassete erupções de natureza traquítica centradas no interior da caldeira (designadas por Sete-P1 a Sete-P17) e pelo menos quinze erupções (subaéreas e submarinas) de natureza basáltica nos flancos do vulcão (Formação das Lagoas – Membro da Pepom).

Há ainda a reportar a ocorrência de três erupções submarinas do tipo surtseiano ao largo da costa W do Vulcão das Sete Cidades em período histórico, uma em 1638 e duas em 1811.

4.2 – FALHAS

4.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

As principais estruturas tectónicas do Vulcão das Sete Cidades estão representadas na Figura 4.1 e listadas na Tabela 4.1.

A análise geomorfológica mostra que o vulcão está afectado por um importante conjunto de falhas com direcção predominante NW-SE, concordante com a direcção do *Rift* da Terceira (s.l.) (Queiroz, 1997). Este sistema de falhas apresenta-se morfologicamente bem expresso no flanco NW do vulcão, pelas escarpas de falha que constituem o designado *Graben* dos Mosteiros, e no flanco SE, pelo segmento Pico das Éguas – Pico do Carvão da crista vulcânica que se estende até Ponta Delgada.

Com expressão morfológica menos marcada, encontram-se também falhas orientadas em torno da direcção N-S (NNW-SSE a NNE-SSW). Na zona das Feteiras aflora um importante acidente tectónico com esta orientação, cujo prolongamento para N é sugerido pelo alinhamento dos centros eruptivos da Lagoa do Pilar e da Lagoa das Sete Cidades. A rectilinearidade e o paralelismo de alguns troços de linhas de água com direcção NNE-SSW, oblíquos ao declive geral das vertentes do vulcão, sugerem controlo tectónico.

Outra direcção tectónica importante é a NE-SW a ENE-WSW, expressa por lineamentos deduzidos do traçado rectilíneo de alguns troços de linhas de água dispostos paralelamente uns aos outros e, localmente, orientados obliquamente ao declive geral das vertentes do edifício vulcânico. Este facto sugere controlo

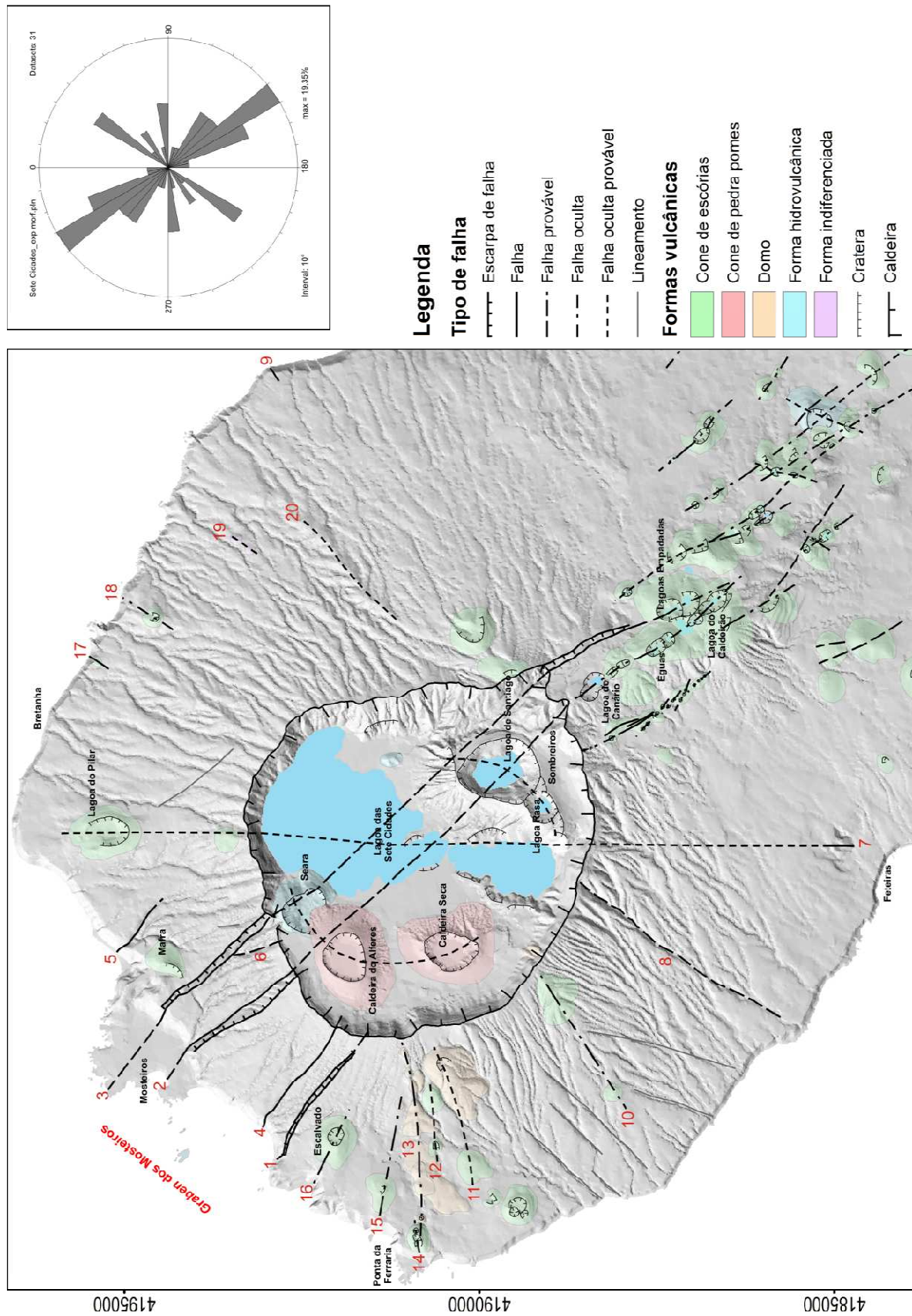


Figura 4.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão das Sete Cidades sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Os lineamentos e as falhas circulares no interior da caldeira não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 4.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Tabela 4.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão das Sete Cidades, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2LVAS001	Lomba do Vasco	306	1915-20000
2	ID_FA2LOB001	Lombinha	323	1907-20000
3	ID_FA2LHOM001	Lomba dos Homens	316	2223-9040/20000
4	ID_FA2ESCA001	Escalvado	306	1736-20000
5	ID_FA2GLOU001	Grota do Loural	310	861-20000
6	ID_FA2SETE014	Sete Cidades 14	343	731
7	ID_FA2FETE001	Feteiras 1	358	11184
8	ID_FA2RFER001	Ribeira do Ferreiro	34	3437
9	ID_FA2LCHA001	Lomba das Chaves	57	230
10	ID_FA2SETE055	Sete Cidades 55	57	2275
11	ID_FA2SETE047	Sete Cidades 47	74	2029
12	ID_FA2SETE048	Sete Cidades 48	84	1151
13	ID_FA2SETE049	Sete Cidades 49	84	2789
14	ID_FA2SETE050	Sete Cidades 50	81	461
15	ID_FA2SETE054	Sete Cidades 54	280	1730
16	ID_FA2SETE053	Sete Cidades 53	296	1228
17	ID_FA2SETE052	Sete Cidades 52	33	329
18	ID_FA2SETE051	Sete Cidades 51	32	853
19	ID_FA2SETE016	Sete Cidades 16	34	486
20	ID_FA2SETE056	Sete Cidades 56	47	1960

tectónico na sua instalação, pelo que poderão corresponder a falhas (falhas prováveis) cujo significado em termos de tectónica regional está ainda por esclarecer.

A distribuição dos centros eruptivos monogenéticos nas vertentes do vulcão parece demonstrar que estes estão preferencialmente edificados a favor de fracturas radiais, constituindo cones associados ao sistema vulcânico principal. No interior da caldeira inferem-se estruturas concêntricas, deduzidas da disposição circular das crateras dos centros eruptivos das lagoas de Santiago e Rasa, e da Caldeira Seca, Caldeira do Alferes e da Seara (Queiroz, 1997).

4.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE

As estruturas tectónicas com direcção NW-SE constituem os acidentes principais do Vulcão das Sete Cidades. Estas definem o designado *Graben* dos Mosteiros, claramente exposto no flanco NW do vulcão, distribuindo-se por duas famílias com sentidos de inclinação opostos, uma para NE e outra para SW, observáveis através de importantes escarpas de falhas que se prolongam desde o litoral até ao bordo da caldeira. Na primeira família incluem-se as falhas da Lomba do Vasco e da Lombinha, e na segunda a Falha da Lomba dos Homens. Estas estruturas cruzam o edifício vulcânico e prolongam-se para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, onde estão materializadas por alinhamentos vulcânicos com uma disposição *en échelon* direito. Assim sendo, esta importante zona de fractura adquire um comprimento máximo observável em terra de cerca de 20 km. Com esta mesma direcção inferiram-se, também, alguns lineamentos.

4.2.1.1.1 – *Graben* dos Mosteiros

4.2.1.1.1.1 – Falha da Lomba do Vasco

A Falha da Lomba do Vasco, localizada a NE do cone de escórias do Pico do Escalvado, corresponde ao limite SW do *Graben* dos Mosteiros. Prolonga-se ao longo de 1915 m desde a arriba litoral até próximo do bordo da caldeira, apresentando expressão morfológica por escarpa de falha ao longo de 1770 m (Fig. 4.2). A sua extensão total é naturalmente superior, podendo prolongar-se quer para NW, onde estará imersa, quer para SE, para a região dos Picos perdendo, no entanto, continuidade ao longo de toda a caldeira. Apresenta direcção geral 306° e mergulha para NE. A inclinação da escarpa varia entre 20° e 50°, o que implica que a inclinação da falha seja superior a 50°.

A presença da escarpa traduz uma importante movimentação normal com abatimento do bloco NE, sendo o comando de aproximadamente 10 m no troço NW e 50 m na sua zona central, no local onde passa a estrada regional, diminuindo gradualmente à medida que progride em direcção ao bordo da caldeira, onde deixa de ter qualquer expressão (Fig. 4.3). Não são encontradas evidências que permitam determinar a existência de uma componente de desligamento associada.



Figura 4.2 – Expressão morfológica da Falha da Lomba do Vasco, com o Pico do Escalvado no bloco elevado.

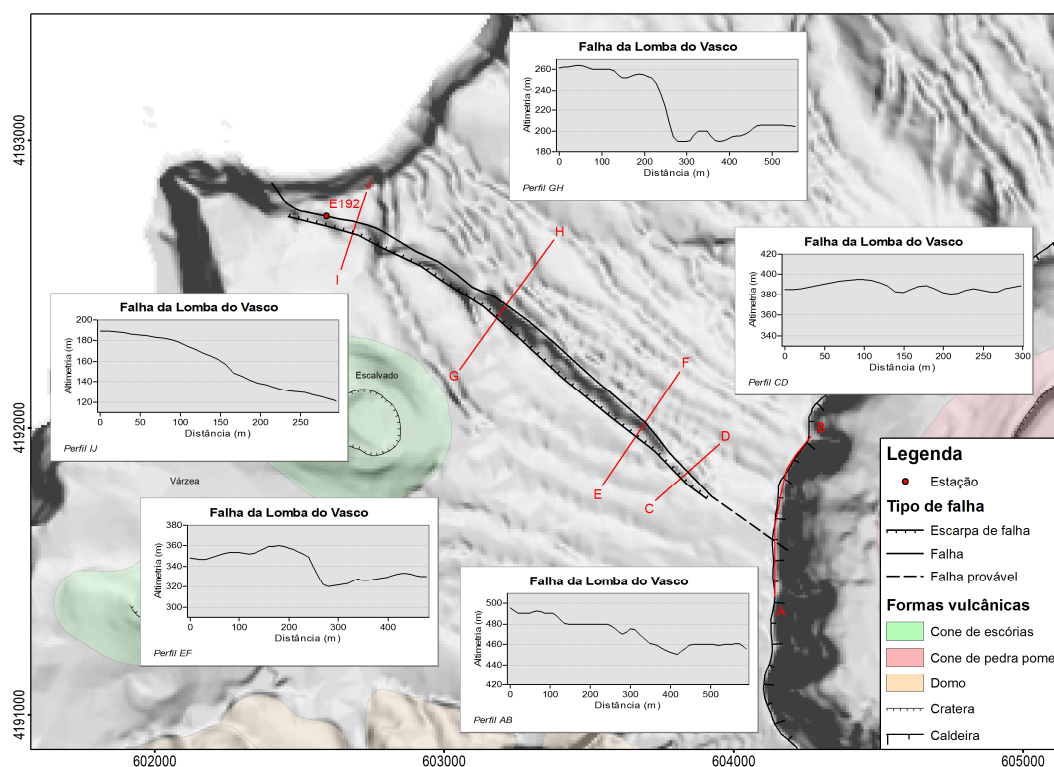


Figura 4.3 – Cartografia da Falha da Lomba do Vasco sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD, EF, GH) e rectilíneo quebrado (AB), e localização da estação 192. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Considerando que neste sector do vulcão a inclinação média medida para as falhas normais observadas é de 65°, torna-se possível estimar uma separação normal acumulada de 55 m para a Falha da Lomba do Vasco. Utilizando a idade dos depósitos mais antigos expostos nas arribas do Vulcão das Sete Cidades (210000±8000 anos BP) obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.26 mm/ano.

O facto da separação vertical ir diminuindo progressivamente em direcção ao bordo da caldeira deve-se provavelmente à espessa cobertura de depósitos piroclásticos de queda resultantes das fases mais recentes da actividade intracaldeira. A análise de fotografia aérea sugere que a atenuação do comando no sector NW poderá derivar não só da cobertura parcial pela escoada lávica do Pico do Escalvado como também da erosão do bloco elevado.

No local em que esta falha cruza o caminho secundário que liga o Escalvado aos Mosteiros (estação 192; Fig. 4.3), a barreira do caminho encontra-se coberta por vegetação densa. No entanto, um pequeno desmoronamento expôs parte do talude que é composto por um depósito de materiais remobilizados, de cinzas e níveis ondulados de *lapilli* pomítico e basáltico. A limpeza do corte expôs vários planos de escorregamento sub-paralelos ao acidente tectónico principal, um dos quais com atitude $296^\circ, 72^\circ\text{NE}$.

Na parte W do corte reconhecem-se a escoada lávica e os piroclastos de natureza basáltica (*s.l.*) do Pico do Escalvado, indicando que, do ponto de vista estratigráfico, estamos ao nível da Formação das Lombas – Sector das Lombas dos Mosteiros, com idade compreendida entre 28750 ± 240 anos e 15740 ± 200 anos BP. Sobre estes assentam os depósitos de *lapilli* de natureza traquítica (*s.l.*) da Formação das Lombas ou, eventualmente, mais recentes. Esta sequência termina abruptamente para leste, dando lugar ao depósito remobilizado e situado a cota mais baixa, que pode corresponder a uma coluvião, derivada de remobilização dos materiais dos níveis superiores, encostada ao plano de falha. Este, por sua vez, não se observa por estar encoberto por vegetação (Fig. 4.4). A presença da coluvião terá contribuído para a redução de comando para cerca de 10 m no troço NW, devido à erosão dos níveis superiores e consequente deposição na base da escarpa.

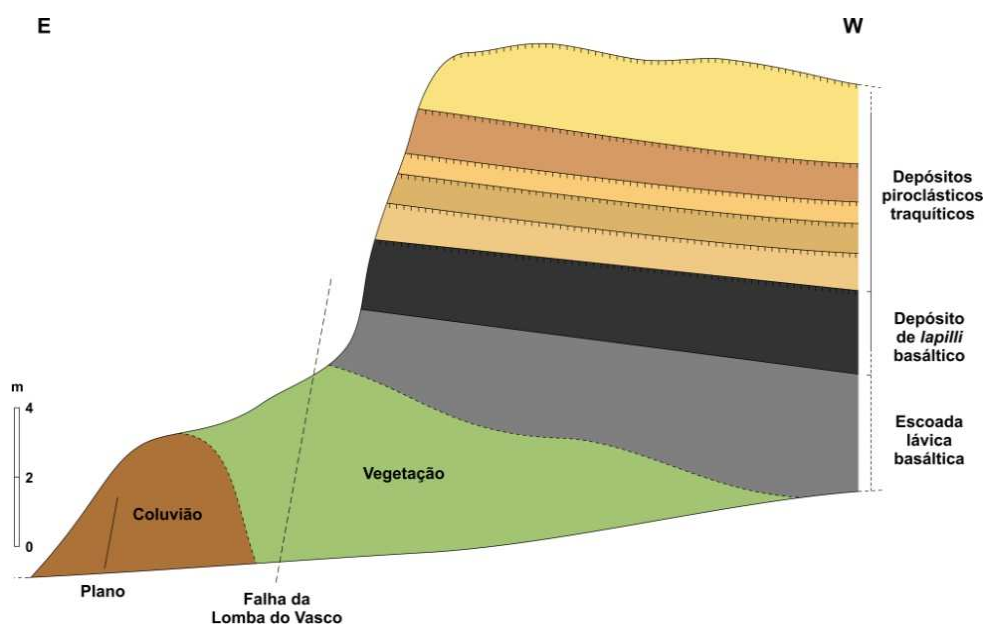


Figura 4.4 – Corte esquemático do afloramento observado na estação 192, com a localização aproximada na Falha da Lomba do Vasco. Os traços verticais sob os limites dos depósitos representam paleossolos.

Assim sendo, verifica-se que a falha desloca, pelo menos, os produtos do Pico do Escalvado, significando que teve movimentações posteriores a esta unidade, com idade máxima relativa de aproximadamente 29000 anos BP (Formação da Bretanha, ou seja, segunda fase de formação da caldeira). Quanto aos depósitos de queda pomíticos presentes no topo do bloco elevado, estes podem estar eventualmente deslocados pela falha, mas há que salvaguardar que podem estar apenas a cobrir uma topografia originalmente acidentada. Com efeito, a deposição de piroclastos de queda sobre uma escarpa de falha com comandos importantes pode fossilizá-la parcialmente, mantendo o relevo constante devido à acumulação de igual espessura de piroclastos sobre ambos os blocos tectónicos, pelo que aqueles não devem ser utilizados para determinar movimentações das falhas, a não ser que se observe relação de corte (Madeira, 1998).

Deste modo e dado que a escoada lávica do Pico do Escalvado não aflora no bloco abatido, no corte do caminho, determinou-se a diferença de cota dos depósitos pomíticos que a cobrem, de modo a poder estimar a separação vertical do derrame lávico; obteve-se um valor da ordem dos 10 m que, utilizando o critério de 65° para a inclinação do plano de falha, equivale a cerca de 11 m de separação normal. Assumindo que este deslocamento foi acumulado em menos de 29000 anos BP obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.38 mm/ano.

No bloco elevado, em ambos os taludes do caminho secundário, observaram-se ainda três acidentes sintéticos (Fig. 4.5) que produzem separações de 7 a 50 cm em depósitos pomíticos que assentam sobre o tufo dos Ilhéus dos Mosteiros (inserido na Formação das Lombas, mas estratigraficamente acima dos produtos vulcânicos do Pico do Escalvado), mas de posicionamento estratigráfico incerto.

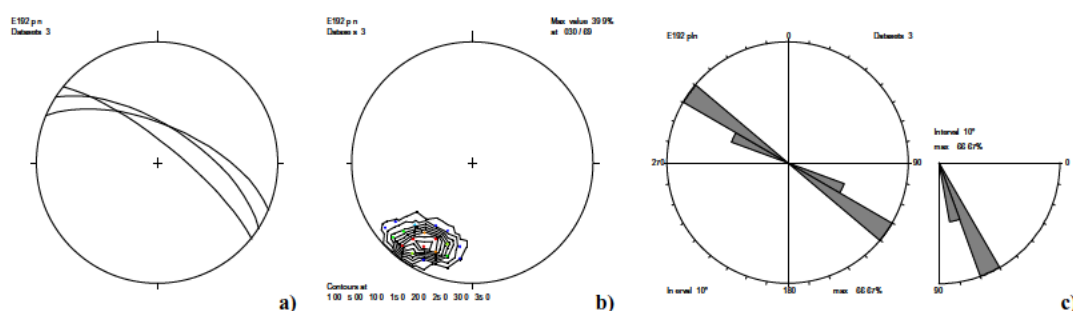


Figura 4.5 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 192: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Uma melhor caracterização da Falha da Lomba do Vasco apenas será possível recorrendo à abertura de trincheiras em troços seleccionados, de modo a perceber a relação temporal entre a deposição dos piroclastos de queda mais recentes que cobrem a escoada lávica do Pico do Escalvado e a actividade tectónica.

4.2.1.1.1.2 – Falha da Lombinha

A Falha da Lombinha estende-se por cerca de 1907 m, apresentando expressão morfológica por escarpa de falha ao longo de 1830 m, desde a arriba fóssil dos Mosteiros até próximo do bordo da caldeira, na zona da Seara, controlando a instalação da linha de água Grota dos Milhafres (Fig. 4.6). Esta estrutura prolonga-se para SE, atravessando a caldeira (onde o seu traçado não é evidente), e tem novamente expressão morfológica a partir do bordo SE da caldeira, que evidencia erosão na zona dos Sombreiros devido à instalação de uma linha de água, provavelmente potenciada pela presença desta estrutura. Continua para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, estando materializada por um alinhamento de centros eruptivos que incluem os da Lagoa do Canário – Éguas – Lagoa do Caldeirão Grande (Fig. 4.1 – estrutura 2).



Figura 4.6 – Escarpa de falha da Lombinha, estendendo-se desde a zona da Seara, a SE, até à arriba fóssil dos Mosteiros, a NW.

A escarpa de falha apresenta uma direcção geral de 323° , com mergulho para NE, indicando componente de movimentação normal com abatimento para NE. O comando da escarpa é da ordem dos 50 a 60 m a meia encosta do vulcão central e mantém-se aproximadamente constante, inclusivamente no bordo da caldeira onde se verifica um ressalto de 50 m (Fig. 4.7). No extremo NW o comando é de cerca de 20 m, podendo resultar da erosão do bloco elevado e/ou enchimento da depressão tectónica por depósitos vulcânicos. A escarpa apresenta declives que variam entre 23° e 39° NE. Considerando um ângulo de inclinação de 65° para o plano de falha e um comando de 50 m, obtém-se 55 m de separação normal. Não foi identificada qualquer componente de movimentação horizontal.

No trilho pedestre que liga a vila dos Mosteiros ao caminho do Pico de Mafra, junto à escarpa de falha da Lombinha (estação 104) (Fig. 4.7), identificaram-se duas falhas, uma antitética e outra sintética com o acidente principal. Apresentam direcções 305° e 322° , com ângulos de inclinação muito elevados (superiores a 70°) para SW e NE. Deslocam em falha normal (26 cm para SW e 16 cm para NE, respectivamente) uma sequência composta por depósitos piroclásticos de queda de natureza traquítica (*s.l.*) separados por paleossolos, cujo aspecto geral sugere que se trate de depósitos do Grupo Inferior. Subindo o trilho, é possível verificar que esta sequência se encontra estratigraficamente abaixo de depósitos da Formação da Bretanha, datada de 28750 ± 240 anos BP, mas desconhece-se se esta última está ou não afectada. Devido à

natureza homogénea e à granulometria dos depósitos deslocados, não foi possível detectar estrias nos planos de falha.

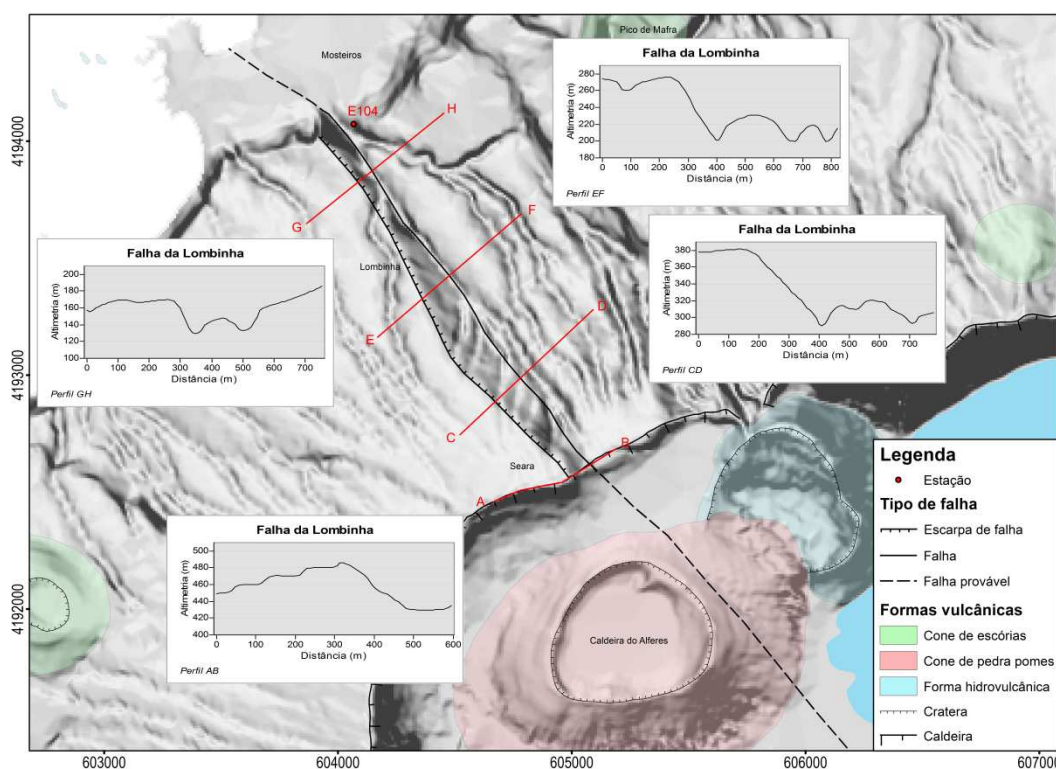


Figura 4.7 – Cartografia da Falha da Lombinha sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD, EF, GH) e rectilíneo quebrado (AB), e localização da estação 104. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Como estrutura integrante do *Graben* dos Mosteiros, a Falha da Lombinha terá exercido um forte controlo estrutural na evolução do Vulcão das Sete Cidades. Considerando a idade das rochas mais antigas aflorantes (210000 ± 8000 anos BP) obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.26 mm/ano. No entanto, dado o aspecto fresco da escarpa e a sua localização na vertente NW do vulcão, os últimos deslocamentos poderão ter resultado de movimentações contemporâneas e posteriores à segunda fase de formação da caldeira (28750 ± 240 anos BP; Formação da Bretanha), que provocou o alargamento da caldeira inicial para NW. A inexistência de evidências desta estrutura no interior da depressão pode ser facilmente explicada pelo vulcanismo intracaldeira mais recente, incluindo a terceira fase de colapso, que as destruiu. Admitindo que a separação normal de 55 m ocorreu há menos de 29000 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 1.91 mm/ano.

Os relatos da erupção vulcânica de 1811, junto à costa da Ponta da Ferraria, sugerem a ocorrência de rotura superficial nesta estrutura tectónica durante a importante e violenta actividade sísmica que precedeu a erupção. Para além da grande destruição que causou na região dos Mosteiros, Várzea, Candelária, Ginetes e Sete Cidades (Anónimo, 1811 *in* Canto, 1883), abriram-se várias fendas nos caminhos entre a Candelária e os Mosteiros (Persuasão, nº 1889), estendendo-se a maior de todas desde a costa dos Mosteiros até ao bordo

da caldeira das Sete Cidades, apresentando um palmo de largo e 20 a 30 palmos de profundidade em alguns segmentos (Anónimo, 1811 *in* Canto, 1883). A ocorrência de rotura superficial é reforçada pela menção da igreja dos Mosteiros como referência geográfica, a qual se localiza na fajã lávica no prolongamento para NW da Falha da Lombinha (Fig. 4.8), e pela alusão ao tipo de movimentação, verificando-se que “... fendia a igreja dos Mosteiros, que da abertura tinha palmo e meio, e a terra da parte do nascente abatido meio côvado...” (Persuasão, nº 1889).



Figura 4.8 – Localização da igreja dos Mosteiros no enfiamento a NW da Falha da Lombinha, na fajã lávica dos Mosteiros.

Verifica-se, deste modo, que a Falha da Lombinha terá sofrido rotura superficial ao longo de toda a extensão do flanco NW do Vulcão das Sete Cidades (2.4 km). Ao referir que é a “... parte do nascente...” que abate, subentende-se que o autor se está a referir ao bloco NE, corroborando desta forma com o tipo de movimentação deduzido da expressão morfológica da escarpa. Quanto à quantidade de deslocamento, o autor refere “... meio côvado...” que, no século XIX em Portugal, aquela unidade equivalia a 0.66 m (Museu de Metrologia, *online*). Assim, admite-se cerca de 30 cm de movimentação normal. Actualmente a rotura não tem qualquer expressão na zona da fajã lávica dos Mosteiros, devido à actividade antrópica.

4.2.1.1.1.3 – Falha da Lomba dos Homens

A Falha da Lomba dos Homens estende-se ao longo de 2220 m, desde a arriba fóssil dos Mosteiros até ao bordo da caldeira, e evidencia escarpa por cerca de 2000 m (Fig. 4.9), controlando a instalação da linha de água Grotta do Alqueive. À semelhança do que acontece com a Falha da Lombinha, este acidente tectónico prolonga-se para SE, cruzando a caldeira sem qualquer expressão morfológica, tendo novamente expressão

no bordo SE, através da presença de um imponente vale de fractura (conhecido como Grota do Inferno) e de uma escarpa de falha, conferindo-lhe um comprimento de pelo menos 9 km. Esta estrutura continua para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos através do alinhamento vulcânico das Lagoas Empadadas (Fig. 4.1 – estrutura 3).



Figura 4.9 – Escarpa de falha da Lomba dos Homens, com expressão morfológica desde a arriba fóssil dos Mosteiros, a NW, e o bordo da caldeira, a SE.

Na vertente NW, a escarpa apresenta direcção geral 316° e mergulho para SW, indicando componente de movimentação normal com abatimento do bloco SW. O comando é variável ao longo de toda a vertente. Na sua extremidade NW, obtém-se um valor de 50 m, que está provavelmente atenuado pelo enchimento do bloco abatido com produtos vulcânicos, tais como a Formação da Bretanha e a escoada lávica do Pico de Mafra (que parece cobrir a escarpa). Com efeito, a Grota do Alqueive, que ao longo do seu percurso mantém a direcção da falha, inflecte 90° nesta zona para uma orientação aproximadamente NE-SW, sugerindo que a linha de água está a contornar um relevo de resistência dominado pela Formação da Bretanha. O comando máximo é da ordem dos 60 m próximo do cone de escórias do Pico de Mafra e da estrada regional, diminuindo novamente para cerca de 20 m próximo do bordo da caldeira (Fig. 4.10), possivelmente devido à maior acumulação de depósitos piroclásticos de queda junto ao bordo da caldeira. Junto à caldeira é mais complicado estimar um valor, pois o bordo perde continuidade provavelmente devido à edificação do cone de tufos da Seara (Fig. 4.10). A inclinação da escarpa oscila entre 30° e 45° SW. No sector SE da caldeira, na zona do Muro das Nove Janelas, volta a ter novamente expressão morfológica através de uma escarpa com comando de cerca de 30 m e declives a variar entre 18° e 20° para SW (Fig. 4.10). Considerando 65° de inclinação e o comando máximo de 60 m, estima-se uma separação normal acumulada da ordem dos 65 m.

Tal como a Falha da Lombinha, a Falha da Lomba dos Homens também condicionou estruturalmente a evolução do Vulcão das Sete Cidades. Assumindo a idade das rochas mais antigas do vulcão expostas, 210000 ± 8000 anos BP, e uma separação normal de 65 m, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de

0.31 mm/ano. A separação de 30 m obtida no sector SE da caldeira pode não corresponder a um valor real, devido ao enchimento provável do bloco abatido com os produtos vulcânicos de natureza basáltica da crista vulcânica que se prolonga para N de Ponta Delgada. Por outro lado, considerando que o deslocamento de 65 m ocorreu posteriormente à segunda fase de génese da caldeira (Formação da Bretanha, 28750±240 anos BP), a taxa de deslizamento será de 2.26 mm/ano. A inexistência de evidências morfológicas desta estrutura no interior da caldeira poderia resultar da actividade vulcânica intracaldeira, que as teria destruído ou ocultado, ou dever-se a acções antrópicas.

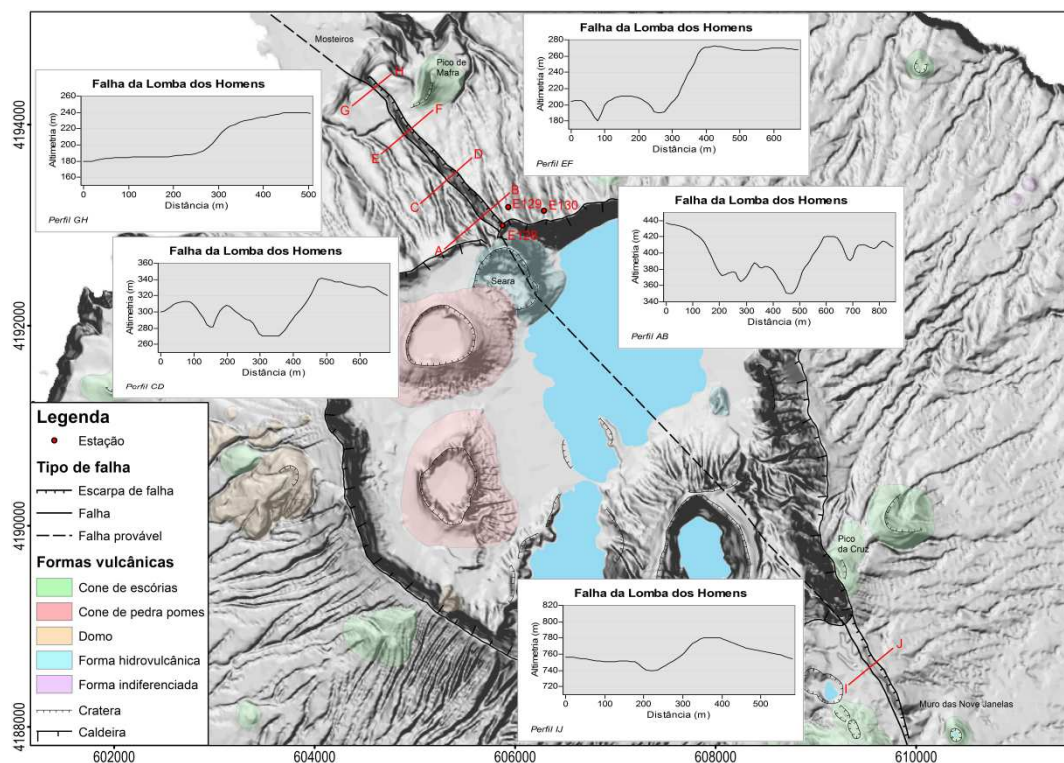


Figura 4.10 – Cartografia da Falha da Lomba dos Homens sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD, EF, GH e KL) e rectilíneo quebrado (IJ), e localização das estações 128, 129 e 130. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

No bloco elevado da Falha da Lomba dos Homens, junto ao bordo NW da caldeira do Vulcão das Sete Cidades, mais concretamente no caminho que contorna a cumeeira, no lugar da Casa Velha (estações 128 a 130; Fig. 4.10) observam-se várias falhas a cortar a unidade Sete-P2, datada de 3580±80 anos BP (Queiroz, 1997), relacionada com a erupção que deu origem ao cone de tufos da Seara. O depósito, estratificado, é constituído por alternância de níveis de cinzas pomíticas hidromagmáticas, de cor branca acinzentada, com *lapilli* pomítico de tom acinzentado, e é rico em obsidiana.

As falhas (Sete Cidades 1 a 4, 25 e 26) apresentam direcções NW-SE (309-329°), a mergulhar para SW e NE, NNW-SSE a (345-353°), a inclinar para WSW e ENE, e NNE-SSW (17°), com mergulho para WNW (Fig. 4.11). A maior parte das estruturas tem ângulos de inclinação elevados (superiores a 65°), registando-se,

no entanto, alguns valores inferiores a 50° (Fig. 4.11). A cinemática é normal, sendo que um dos planos com direcção NNW-SSE exhibe estrias a indicar componente de movimentação normal pura (Tabela 4.2, Fig. 4.12), embora apresente inclinação muito forte (80°) mais compatível com falha em desligamento.

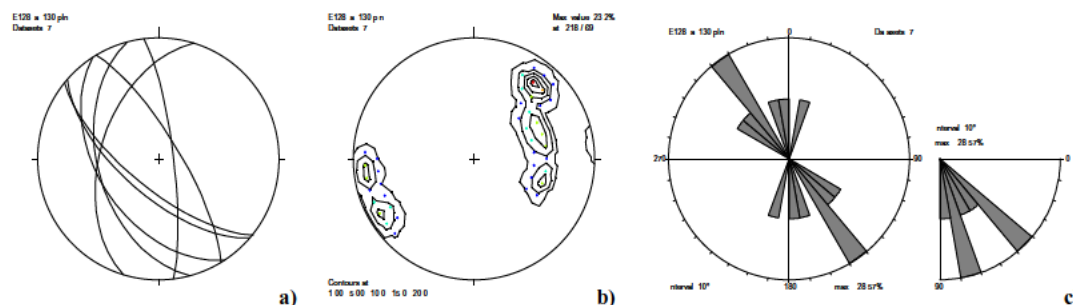


Figura 4.11 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 128 a 130: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Tabela 4.2 – Medições efectuadas no plano da Falha Sete Cidades 2 da estação 129.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
605932	4193178	Sete Cidades 2	356°, 80°E	80°, 86°	Normal

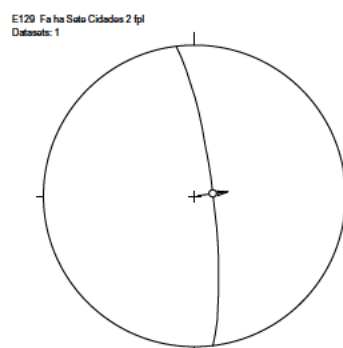


Figura 4.12 – Projecção estereográfica do plano da Falha Sete Cidades 2 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

As separações são geralmente de ordem centimétrica, com excepção da Falha Sete Cidades 25, com atitude 311° , 65° SW (estação 129), que apresenta deslocamento superior a 2 m, indicando a ocorrência de um evento sísmico importante. No bloco elevado reconhece-se a unidade Sete-P2, que mantém as suas características estratigráficas, mas no bloco abatido encontra-se um depósito com geometria em cunha que, litologicamente, é semelhante ao Sete-P2, mas com aspecto caótico e sem qualquer estratificação, parecendo corresponder a uma coluvião derivada daquele depósito vulcânico (Fig. 4.13). A datação do solo que a cobre (amostra E129-CSF3) forneceu idade máxima de soterramento de 1950 ± 30 anos BP (10 cal BC a 120 cal AD) (Anexo II).

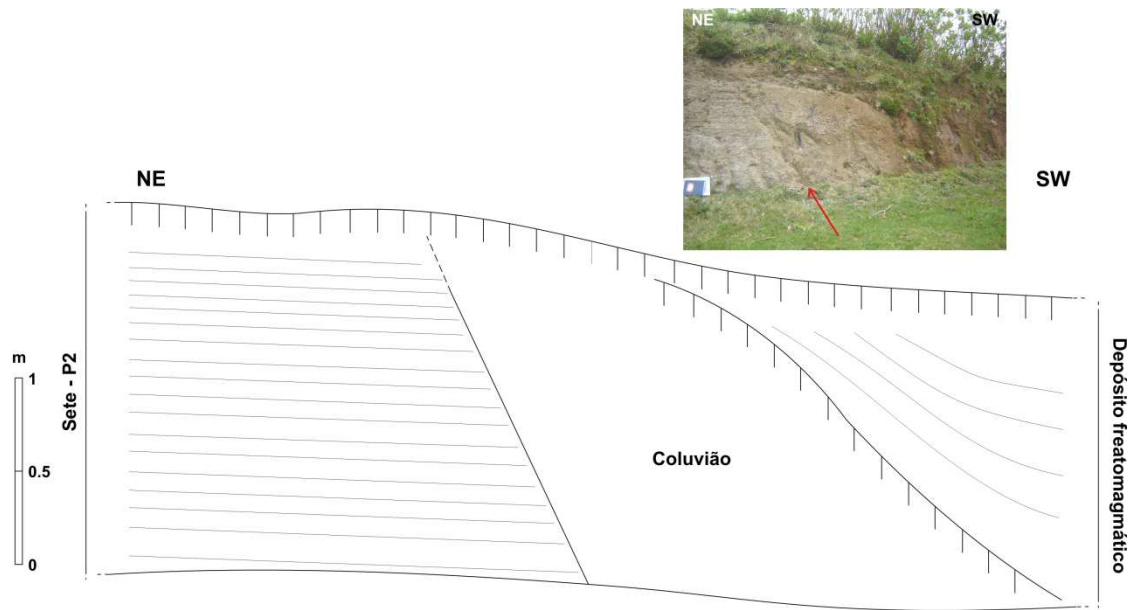


Figura 4.13 – Corte esquemático da Falha Sete Cidades 25 a afectar a unidade Sete-P2 e com formação de uma cunha de coluvião (estação 129).

A geometria do afloramento revela a seguinte história evolutiva (Fig. 4.14):

1. Deposição da unidade Sete-P2 (3580 ± 80 anos BP);
2. Rotura superficial na falha com separação normal superior a 2 m;
3. Degradação da escarpa de falha, com a consequente deposição do material resultante na base, formando uma coluvião; pedogénese;
4. Deposição de outros produtos vulcânicos mais recentes, nomeadamente um depósito freatomagmático (1950 ± 30 anos BP; 10 cal BC a 120 cal AD);
5. Continuação dos processos erosivos com arrasamento da escarpa de falha ao nível da coluvião;
6. Pedogénese actual.

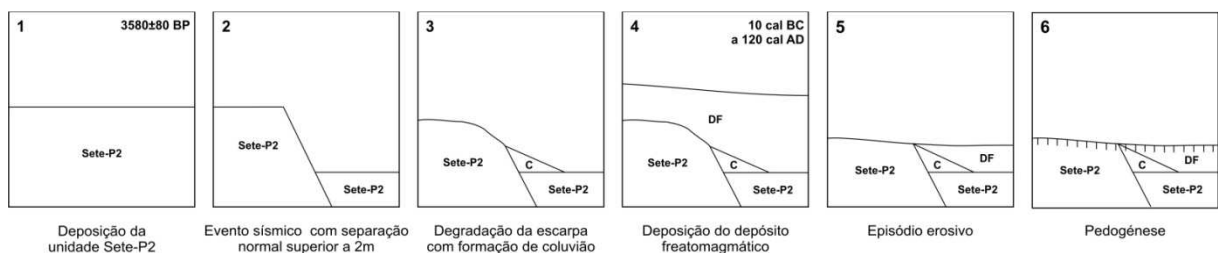


Figura 4.14 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica da Falha Sete Cidades 25 (estação 129). Descrição no texto. Legenda: C – coluvião; DF – depósito freatomagmático.

A localização da Falha Sete Cidades 25 no bloco elevado da Falha da Lomba dos Homens sugere que aquela possa ser uma escarpa secundária associada ao acidente principal. A presença da coluvião indica a ocorrência de um evento sísmico com formação de escarpa voltada a SW posterior à unidade Sete-P2 (3580 ± 80 anos BP) e anterior à deposição do depósito freatomagmático (1950 ± 30 anos BP), com separação normal superior a 2 m, obtendo-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.56 mm/ano.

4.2.1.1.4 – Falha do Escalvado

A Falha do Escalvado localiza-se a NE da Falha da Lomba do Vasco, e desenvolve-se ao longo de 1740 m desde a arriba litoral, onde aflora o plano de falha (estação 113), até próximo do bordo da caldeira das Sete Cidades, controlando estruturalmente a localização de uma linha de água de traçado rectilíneo (Fig. 4.15).

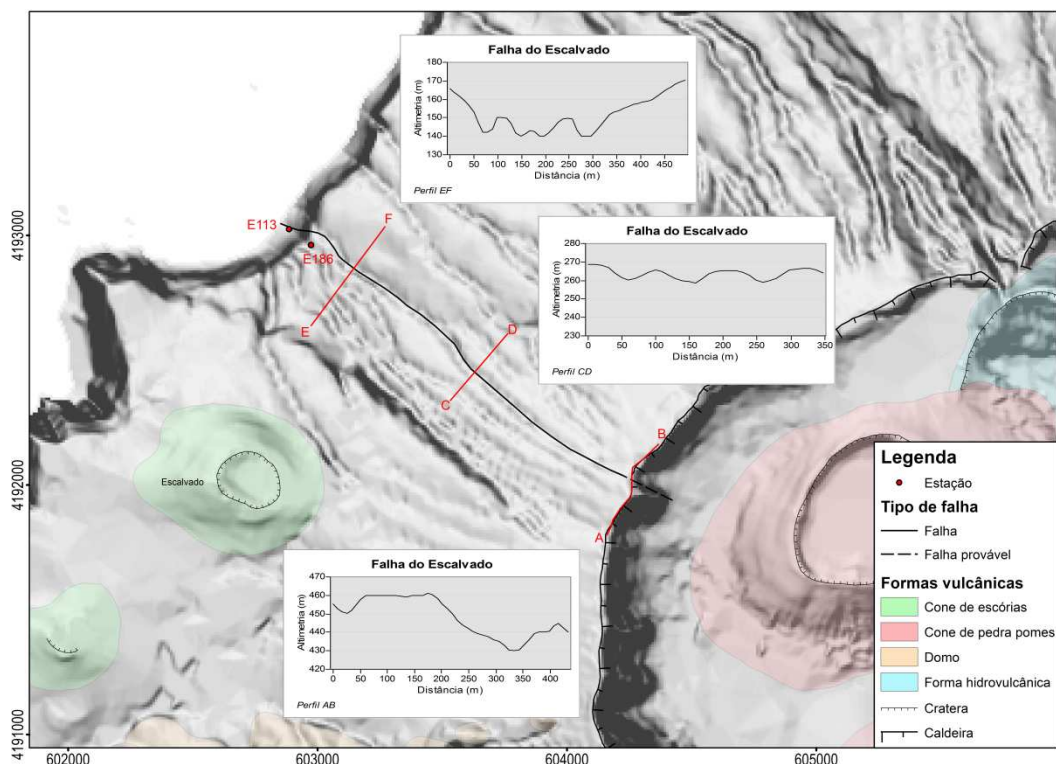


Figura 4.15 – Cartografia da Falha do Escalvado sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (CD e EF) e rectilíneo quebrado (AB), e localização das estações 113 e 186. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

O plano de falha foi observado à distância, por barco, nas arribas entre a zona do Escalvado e dos Mosteiros, num local de acesso difícil (estação 113; Fig. 4.16). Aqui é possível verificar que estamos perante uma zona de falha, sendo possível distinguir pelo menos duas ramificações do plano principal a cortar uma sequência estratigráfica composta por escoadas lávicas traquíticas (*s.l.*) e basálticas (*s.l.*) intercaladas com depósitos vulcanoclásticos, provavelmente do Grupo Inferior (Fig. 4.16). De barco mediu-se uma atitude aproximada de 290°, 65°SW. Apesar da distância ao afloramento, esta direcção é compatível com a obtida directamente da carta topográfica (306°). Atendendo à altura da arriba, de cerca de 100 m, pode-se estimar uma separação normal da ordem dos 10 m. Considerando a idade das unidades mais antigas expostas (210000±8000 anos BP) e aquela separação, estima-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.05 mm/ano. Não há evidências de componente de desligamento.

Como se pode constatar pela análise da figura 4.15, esta estrutura não apresenta expressão morfológica por escarpa de falha. No bordo da caldeira verifica-se um resalto topográfico para NE, mas, como é contrário à

movimentação observada na arriba, deve corresponder a alguma forma vulcânica antiga fossilizada pelos produtos mais recentes. Não há evidências da sua continuidade para o interior da caldeira, mas, tal como as outras estruturas, deve cruzar o edifício vulcânico e prolongar-se para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos.



Figura 4.16 – Falha do Escalvado exposta no litoral, estação 113.

Na linha de água que desagua na arriba, sobre a estação 113 (estação 186, Fig. 4.15), embora não se observe qualquer estrutura tectónica, a presença de duas falhas relacionadas com a Falha do Escalvado é sugerida pelo facto da sequência estratigráfica aí exposta apresentar descontinuidades, com alguns dos depósitos a aflorar topograficamente a uma cota mais baixa (Fig. 4.17). A limpeza parcial do talude permitiu uma análise do conjunto que revelou a sucessão estratigráfica que se descreve em seguida, correlacionável com a vulcanoestratigrafia estabelecida por Queiroz (1997) para o Vulcão das Sete Cidades. Da base para o topo, compreende:

1. Depósito piroclástico de fluxo constituído por uma matriz de cinzas com tons avermelhados e negros, contendo blocos de pedra pomes e líticos abundantes. Corresponde provavelmente ao ignimbrito da Formação da Bretanha (28750 ± 240 anos BP). No topo individualiza-se um nível de cinzas traquíticas, com 30 cm de espessura, aparentemente remobilizadas. A espessura máxima observada é de 1.1 m no bloco a N da linha de água, enquanto que no bloco a S é superior a 3 m;
2. Depósito de cinzas e *lapilli* pomíticos com espessura máxima local de 40 cm e topo alterado em paleossolo;
3. Depósito de *lapilli* basáltico fino. Apresenta espessura máxima de 30 cm;
4. Nível de cinzas traquíticas muito compactas, com 42 cm de espessura. Está também presente a S da linha de água, mas na zona escavada está alterado em paleossolo;
5. Depósito de *lapilli* basáltico fino, com paleossolo no topo, e espessura máxima de 40 cm;

6. Depósito de *lapilli* basáltico fino com paleossolo no topo, correspondente aos depósitos do Pico do Escalvado (Formação das Lombas – Sector das Lombas dos Mosteiros, LM4), com espessura máxima de 1 m;
7. Nível de *lapilli* pomítico, com pedra pomes de cor amarela e paleossolo no topo (Formação das Lombas, LM5). A espessura máxima é de 30 cm;
8. Nível de tufo de cinzas basálticas, com 10 cm de espessura. Está ausente no bloco S;
9. Depósito de cinzas e *lapilli* pomíticos, com paleossolo no topo. A espessura é de 30 cm e está ausente no bloco S;
10. Depósito de tufo de cinzas basálticas, de origem surtseiana, correspondente ao episódio dos ilhéus dos Mosteiros (Formação das Lombas, LM7). O depósito é bem estratificado e compacto. A espessura máxima local é de 80 cm;
11. Sequência traquítica composta por níveis de cinzas e *lapilli* de pedra pomes;
12. Depósito do tipo *pumice and ash flow* (ignimbrito), constituído na base por grandes blocos de pedra pomes de cor negra e aspecto fibroso, muito vesiculares e com cristais de sanidina. Para o topo passa a um depósito de pedra pomes de cor creme, pouco vesicular e maciça, apresentando fragmentos líticos. É provável que corresponda ao membro intermédio da Formação de Santa Bárbara (15740±200 anos BP). Assenta em discordância sobre toda a sequência, preenchendo um paleovale.

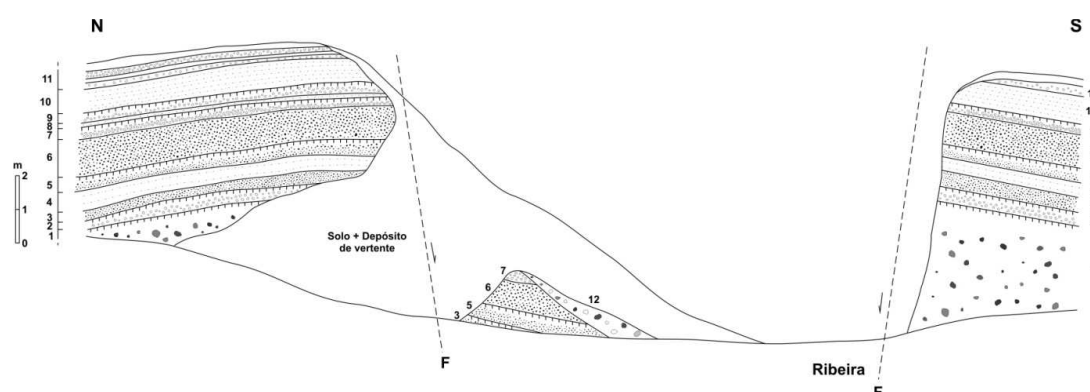


Figura 4.17 – Corte esquemático do afloramento da estação 186, indicando a localização das falhas (F) interpretadas com base nas discontinuidades estratigráficas.

Na zona coberta pelo depósito de vertente observou-se que os depósitos 3, 5, 6 e 7 afloram a uma cota mais baixa relativamente ao lado N, encontrando-se truncados superiormente pelo depósito 12 (Fig. 4.17), que provoca o cozimento daqueles níveis. A S da mesma linha de água verifica-se que a mesma sequência estratigráfica também parece estar a uma cota mais elevada que a zona escavada, sugerindo a presença de uma falha normal com abatimento para NE (Fig. 4.17). Esta geometria pode ser interpretada como resultando de assentamentos gravíticos nas margens do vale, ou de deslocamentos tectónicos da sequência por duas falhas. Assumindo este último caso, como o plano de falha N está oculto, mediu-se, com um altímetro, a cota do topo do depósito 3 em ambos os lados (151 m no lado N e 146 m a S da localização da falha), cuja diferença permite estimar uma separação normal de 5 m. Esta geometria indica que a falha será, pelo menos,

posterior à sequência vulcânica composta pelos níveis 1 a 7, dado serem estes os níveis afectados. O fluxo piroclástico 12 correu por um vale fluvial que estaria, provavelmente, controlado tectonicamente pelo pequeno *graben* formado pelas duas falhas. Em termos de actividade sabe-se que corta o ignimbrito da Bretanha (28750 ± 240 anos BP) e que canalizou a deposição do ignimbrito da Formação de Santa Bárbara (15740 ± 200 anos BP). Assim, de 29000 a 16000 anos BP esta falha acumulou 5 m de separação normal, obtendo-se assim uma taxa de deslizamento mínima de 0.17 mm/ano.

4.2.1.1.1.5 – Falha da Grotta do Loural

Na arriba litoral localizada a N da fajã lávica dos Mosteiros (estação 117), na zona de João Bom, foi observada de barco outra estrutura tectónica importante, designada por Falha da Grotta do Loural (Fig. 4.18). O seu traçado deverá seguir pela Grotta do Loural, cujo traçado é bastante rectilíneo, ao longo de cerca de 860 m (Fig. 4.19), sendo, no entanto, a sua extensão total certamente superior.



Figura 4.18 – Falha da Grotta do Loural, exposta na estação 117.

Ao contrário das falhas já referidas, esta não apresenta escarpa de falha. A análise dos perfis transversais rectilíneos mostra efectivamente um ressalto topográfico de cerca de 10 m junto à arriba litoral, com abatimento para NE (Fig. 4.19 – perfil EF), mas para o interior perde expressão devido ao encaixe da rede drenagem e erosão nos interflúvios que, se revelam muito estreitos. Uma análise de campo mais detalhada mostra que aquele ressalto parece resultar da presença de um cone de escórias erodido a SW do plano de falha, sob o Pico de Mafra. A direcção geral é 310° , compatível com a orientação do *Graben* dos Mosteiros, mas difere ligeiramente da atitude medida à distância na arriba litoral (284°). Note-se que devido à distância a que o barco se encontrava e à agitação marítima, esta última pode conter erros associados. O plano de falha apresenta um ângulo de inclinação muito elevado (quase vertical), com mergulho aparente para NE (Fig. 4.18), traduzindo componente de movimentação normal com abatimento para NE. No entanto, a sequência

estratigráfica afectada, composta por derrames lávicos basálticos (*s.l.*) intercalados por depósitos traquíticos (*s.l.*), de cor alaranjada devido ao cozimento (sucessão provavelmente incluída no Grupo Inferior), sugere abatimento para SW devido à presença de níveis ácidos mais espessos na base da arriba que apenas afloram no bloco a NE (Fig. 4.18). Os níveis superiores não estão deslocados. A incisão fluvial na zona do plano de falha, assim como a intensa cobertura vegetal no bloco elevado (SW), dificultam a correlação entre as unidades expostas em ambos os blocos e a estimação da separação.

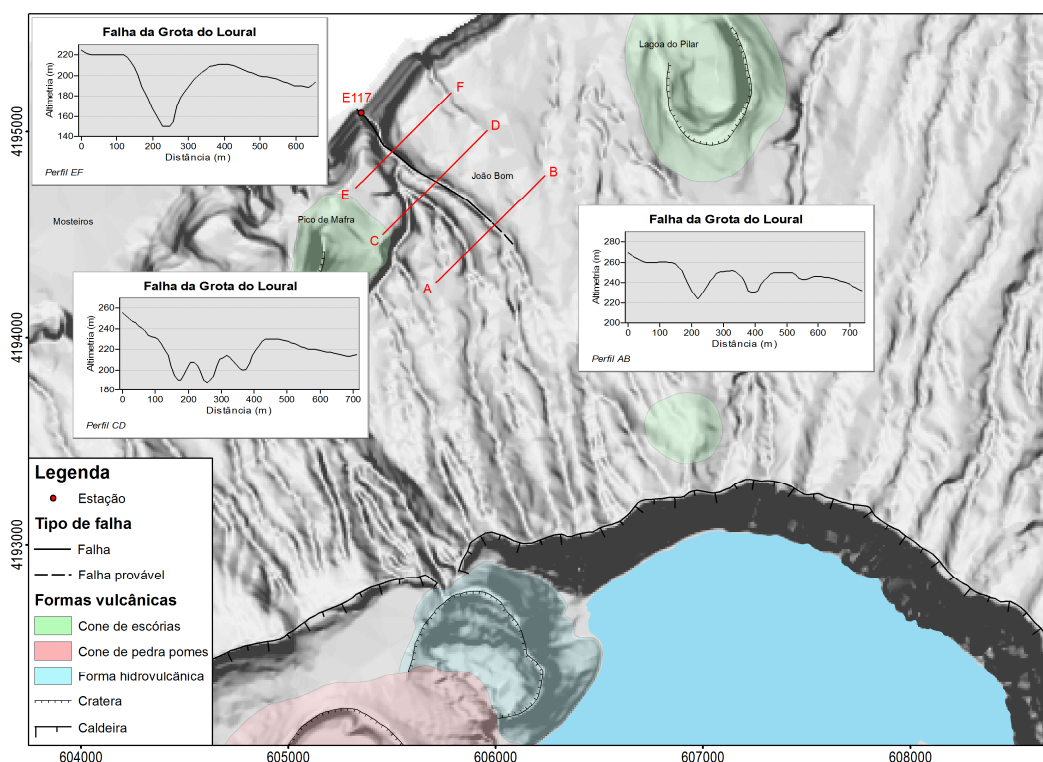


Figura 4.19 – Cartografia da Falha da Grotta do Loural sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Sete Cidades, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização da estação 117. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

4.2.1.1.2 – Lineamentos

Com direcção NW-SE cartografou-se um lineamento no flanco N do vulcão, marcado pelo alinhamento de troços rectilíneos de linhas de água oblíquos ao declive máximo da vertente (afluentes das grotas de Água e das Amoreiras e Grotta da Lomba Grande). Este lineamento poderá corresponder a uma falha da mesma família das do *Graben* dos Mosteiros.

4.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE a N-S

As estruturas com direcção NNW-SSE a N-S estão representadas por troços de linhas de água rectilíneos, e pelo alinhamento dos centros eruptivos das lagoas das Sete Cidades que se estende quer para o flanco N, para o cone de escórias da Lagoa do Pilar, quer para a vertente S, onde aflora (Fig. 4.1).

4.2.1.2.1 – Falha Feteiras 1

A Falha Feteiras 1 foi observada na vertente S do Vulcão das Sete Cidades, na barreira da estrada regional que passa na freguesia das Feteiras, junto ao miradouro (estação 79) (Fig. 4.20). Este acidente desloca uma sequência vulcânica atribuída ao Grupo Inferior, composta por uma espessa escoada de natureza traquítica (s.l.) muito alterada, sobre a qual assenta um depósito de fluxo piroclástico (?) caótico (primário ou secundário), mal calibrado, constituído por clastos de pedra pomes, líticos e blocos de natureza traquítica (s.l.), com granulometria variada (alguns com dimensões superiores a 1 m), suportados por uma matriz de cinzas (Fig. 4.20). Numa antiga exploração de inertes situada próximo, esta sequência está coberta por vários depósitos de queda constituídos por *lapilli* e cinzas pomíticas, com cor amarelada e muito alterados, e derrames basálticos (s.l.) mais recentes provenientes de cones do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. Segundo Moore (1991a,b) e Moore e Rubin (1991) a escoada lávica basáltica está relacionada com o cone de escórias do Pico das Éguas e formou-se há cerca de 2700 ± 250 anos BP.



Figura 4.20 – Falha Feteiras 1 observada na estação 79; o derrame traquítico, à esquerda, contacta por falha com um depósito de fluxo piroclástico (à direita).

Este importante acidente apresenta direcção geral N-S e inclinação variável (66 a 80°) para E; a separação normal é superior à altura do talude; estimando-se um mínimo de 15 a 20 m de abatimento do bloco E, colocando em contacto a escoada lávica de natureza traquítica (s.l.), muito alterada, e o depósito de fluxo caótico (Fig. 4.20). Apresenta caixa de falha com cerca de 3.5 m de largura, onde se observa material da escoada traquítica muito fracturado e material arrastado proveniente dos níveis superiores (Fig. 4.20). O plano de falha apresenta estrias que indicam movimentação oblíqua em desligamento esquerdo com componente normal (Tabela 4.3, Fig. 4.21). Considerando-se um *pitch* de aproximadamente 30° para N, estima-se que a movimentação em desligamento será de 26-35 m e o deslocamento total (*net slip*) de 30-40 m. Assumindo a rejeição de 15-20 m e a idade das rochas mais antigas expostas do Grupo Inferior (210000 ± 8000 anos BP) obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.07-0.10 mm/ano para a

componente normal, 0.12-0.17 mm/ano para a componente horizontal e 0.14-0.19 mm/ano para o deslocamento total. Mais uma vez, desconhece-se se a falha desloca depósitos mais recentes, pelo que é possível que apresente taxas de deslizamento superiores.

Tabela 4.3 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 1 da estação 79.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
606825	4184794	Feteiras 1	358°, 66°E	28°, 12°	Esquerda normal
			358°, 66°E	7°, 1°	Esquerda normal
			358°, 70°E	-	-
			350, 79°E	-	-

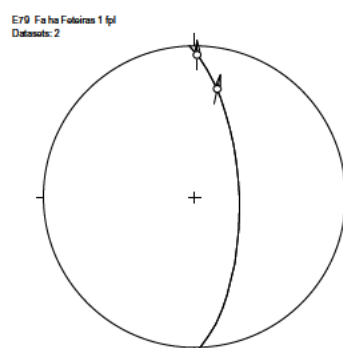


Figura 4.21 – Projecção estereográfica do plano da Falha Feteiras 1 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Para além do acidente principal de direcção N-S, afloram várias falhas com direcções NW-SE (300-330°), mergulhando cerca de 60-90° para NE e SW, N-S (350° a 10°), com ângulos de inclinação elevados (70-80°) para ENE e WSW, e NE-SW (10-30°), com declives também elevados (60-90°) para SE e NW, respectivamente (Fig. 4.22). À excepção de alguns casos em que a separação aparenta ser inversa, a maior parte das falhas apresenta componente de movimentação normal.

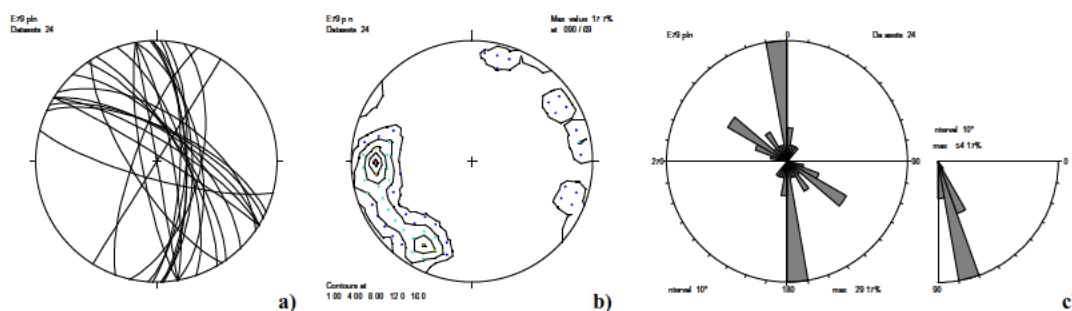


Figura 4.22 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 79: a) representação estereográfica dos planos de falha no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Este acidente não exhibe qualquer evidência morfológica na zona das Feteiras, nem aflora na arriba litoral S (Fig. 4.23), indicando que se trata de um acidente antigo sem expressão morfológica devido à espessa cobertura de produtos vulcânicos mais recentes. O facto de não aflorar na arriba S deve-se ao facto de estar oculto por escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*) mais recentes. Com efeito, na zona das Feteiras existe um degrau morfológico da ordem dos 100 m que deverá corresponder à arriba da antiga linha de costa, posteriormente fossilizada por derrames lávicos mais recentes, com origem no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, que se encostaram à arriba fóssil. Nesse talude íngreme, onde é provável que aflore, é impossível observá-lo pois está totalmente coberto de vegetação.

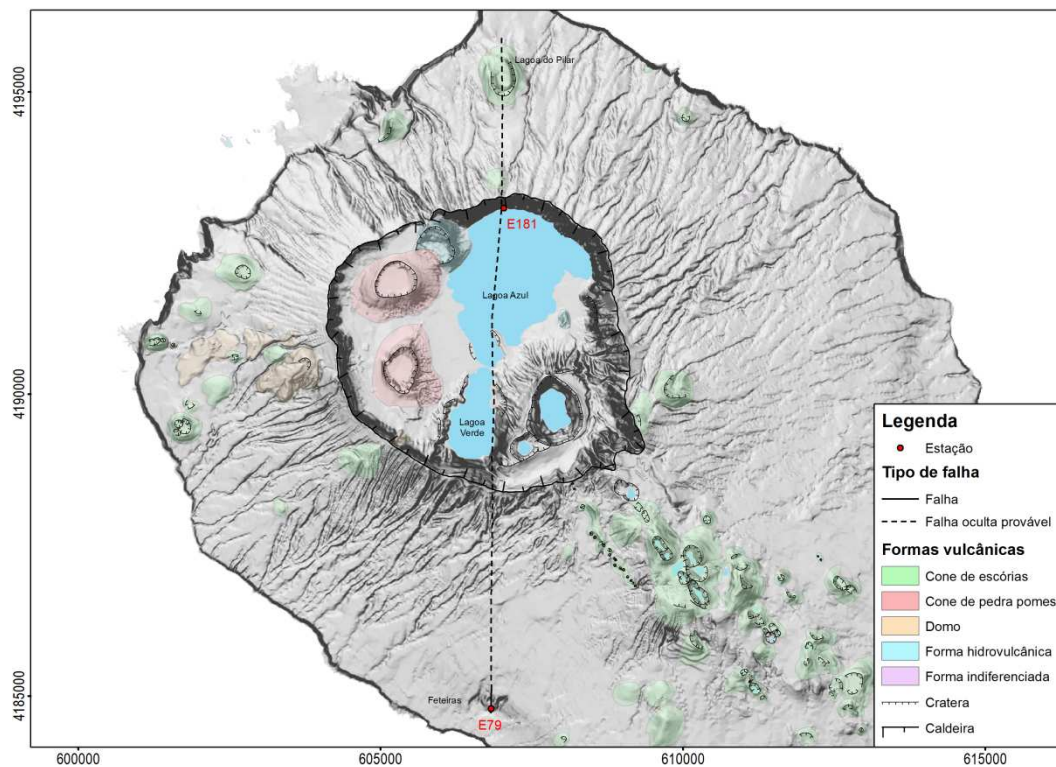


Figura 4.23 – Traçado aproximado da Falha Feteiras 1, observada na estação 79, e seu prolongamento provável para N, passando pela estação 181, sobre o Modelo Digital de Terreno do Vulcão das Sete Cidades. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26 e 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

O traçado da falha para N é interpretado como correspondendo ao alinhamento de centros eruptivos da Lagoa das Sete Cidades que exhibe a mesma orientação geral N-S, conferindo-lhe um comprimento de cerca de 11.2 km (Fig. 4.23). A parede E da Lagoa Verde (a S) é bastante rectilínea, sugerindo controlo tectónico e, na base da parede N da caldeira (estação 181), um escorregamento expôs várias falhas com movimentação normal. Apesar da dispersão, algumas apresentam atitudes compatíveis com as da Falha Feteiras 1 (Fig. 4.24), pelo que podem constituir falhas secundárias associadas ao acidente principal que se encontra oculto pela vegetação ou que não aflora. Estas estruturas deslocam uma sequência de depósitos de queda de natureza traquítica e basáltica (*s.l.*) alterados e com cores alaranjadas e negras, pertencentes ao Grupo Inferior. O elevado grau de compactação e a abundante presença de líticos apontam para que sejam depósitos originados em erupções hidromagmáticas.

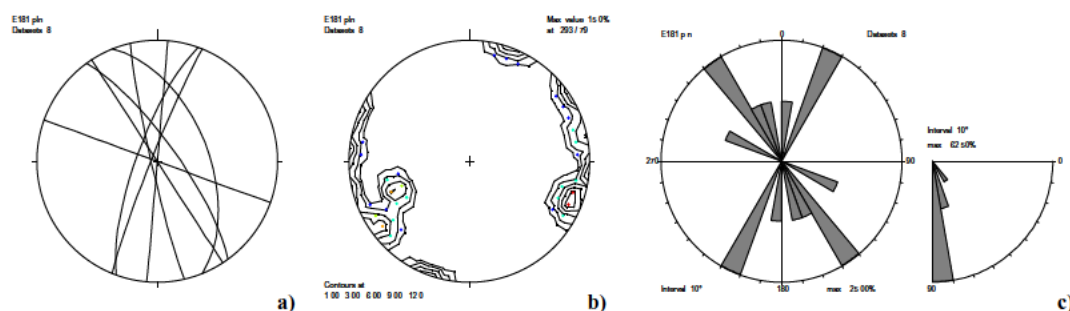


Figura 4.24 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 181: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

4.2.1.2.2 – Falhas prováveis

Na vertente NW identifica-se uma possível falha com direcção NNW-SSE, sugerida por um afluente da Grota do Alqueive (Falha Sete Cidades 14; Fig. 4.1 – estrutura 6), cujo vale apresenta um perfil assimétrico ao longo de toda a sua extensão, desde o bordo da caldeira até à linha de água principal, sendo a vertente WSW mais íngreme e alta que a vertente ENE, sugerindo tratar-se de uma escarpa com comando de cerca de 20 m para ENE. Para NW liga-se à Falha da Lomba dos Homens.

4.2.1.2.3 – Lineamentos

Na vertente SW do vulcão, alguns troços rectilíneos da rede de drenagem apresentam direcção NNE-SSE e dispõem-se obliquamente ao declive geral da vertente, sugerindo controlo tectónico (Fig. 4.1). Apesar da direcção se desviar ligeiramente da NNW-SSE a N-S, estes lineamentos poderão corresponder a estruturas tectónicas pertencentes ao mesmo sistema. Contudo, não foram observadas falhas onde os lineamentos intersectam a arriba litoral. No flanco NW do vulcão, junto à escarpa da Falha da Lomba dos Homens, um troço de linha de água rectilíneo disposto obliquamente ao declive geral do terreno parece ser controlado tectonicamente por falha com direcção NNW-SSE.

4.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW a ENE-WSW

Apesar de não terem grande expressão morfológica reconhecem-se, ainda, estruturas de direcção NE-SW a ENE-WSW. Estas estão expressas essencialmente por troços de linhas de água rectilíneos e dispostos obliquamente à direcção geral da rede de drenagem e pela possível presença de uma escarpa de falha. No entanto, dada a sua localização nos flancos SW e NE, não se exclui a possibilidade de constituírem estruturas tectónicas radiais ao edifício vulcânico.

4.2.1.3.1 – Falha provável da Lomba das Chaves

No flanco NE do vulcão, nas arribas de Sta. Bárbara (estação 199), observa-se, a partir de barco, uma sequência de derrames lávicos de natureza basáltica (*s.l.*) que termina abruptamente, definindo uma geometria que parece materializar uma descontinuidade importante de direcção aproximada 81° , 60°N (Fig. 4.25). A cobrir o possível plano encontra-se um depósito de cor laranja acastanhada com geometria em cunha, que parece ser uma coluvião. Sobre esta fluíram lavas basálticas (*s.l.*) que cobriram a coluvião. A descontinuidade pode ter origem erosiva ou tectónica. Assumindo a segunda hipótese, dada a forma planar do contacto, juntamente com a altura da arriba (100 m) poderá tratar-se de um acidente tectónico importante que acumulou uma separação normal igual ou superior a 30 m com abatimento para NNW.

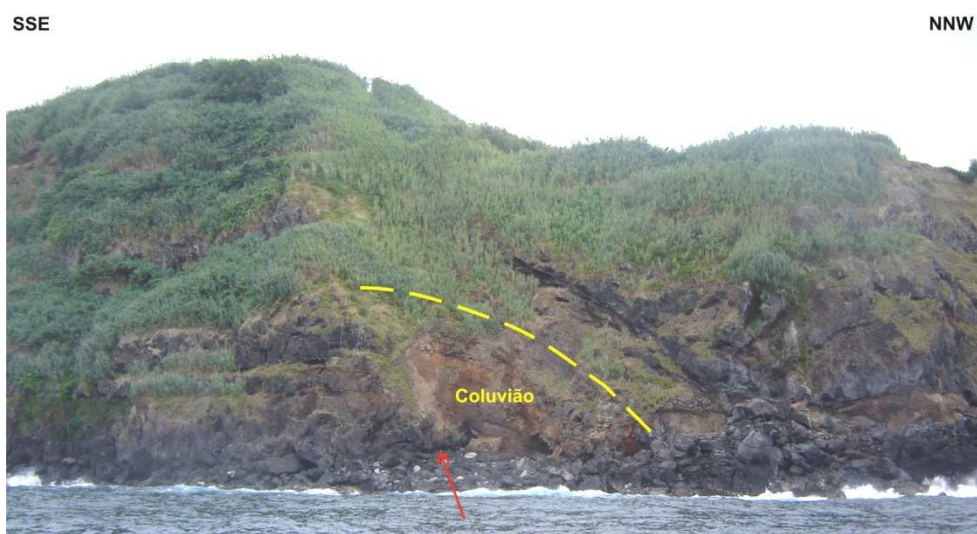


Figura 4.25 – Falha provável da Lomba das Chaves observada na estação 199. A geometria exposta sugere a presença de uma coluvião encostada ao plano de falha (seta vermelha), posteriormente coberta por derrames lávicos.

A morfologia da área revela um degrau morfológico virado a NNW de cerca de 10 m e com direcção geral 57° (Fig. 4.26). A diferença entre o comando do degrau e a separação observada deve-se à fossilização posterior por escoadas lávicas que ao progredirem sobre a escarpa reduziram o seu comando (Fig. 4.25). Não foi possível correlacionar os depósitos afectados com a estratigrafia do vulcão; as escoadas lávicas poderão pertencer ao Grupo Inferior ou ser eventualmente mais recentes. Considerando a idade das formações mais antigas do Vulcão das Sete Cidades (210000 ± 8000 anos BP) obtém-se uma taxa de deslizamento mínima da ordem de 0.14 mm/ano.

4.2.1.3.2 – Falhas prováveis

No flanco SW do vulcão, na zona da Candelária, a existência de uma falha de direcção NE-SW é sugerida pela rectilinearidade e obliquidade relativamente ao declive geral do terreno do troço montante da Ribeira do Ferreiro e do troço jusante da Grota da Baldaia (falha provável da Ribeira do Ferreiro; Fig. 4.1 – estrutura 8). O vale da Ribeira do Ferreiro é assimétrico, sendo a vertente NW ligeiramente mais alta e mais íngreme que

a vertente SE. Não há evidências da presença desta estrutura a intersectar o bordo da caldeira ou a arriba litoral.

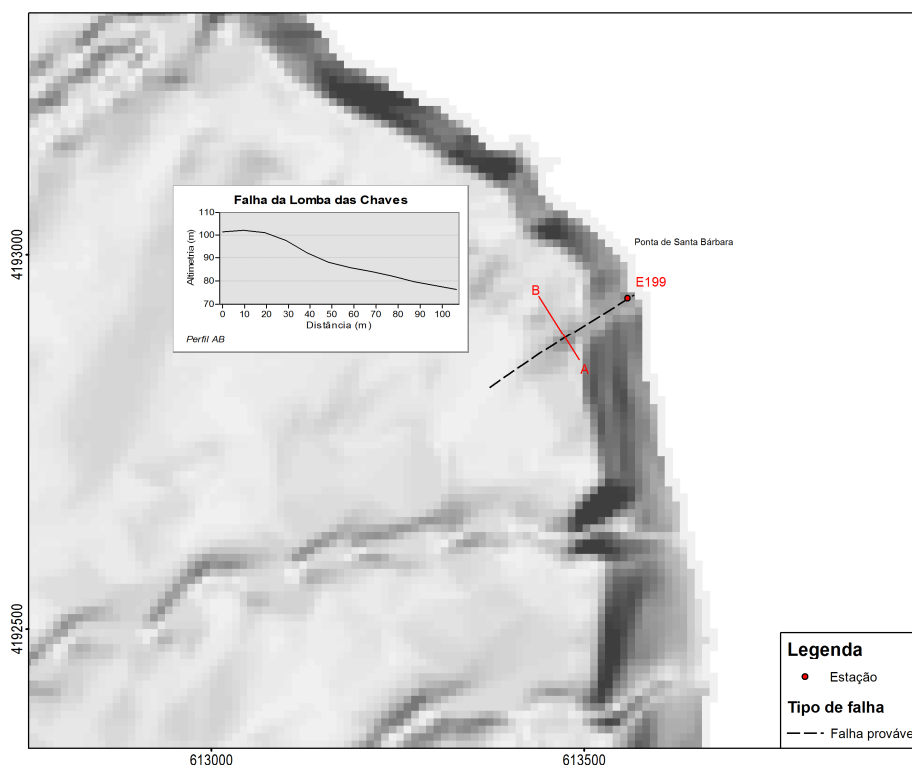


Figura 4.26 – Cartografia da falha provável da Lomba das Chaves sobre o Modelo Digital de Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo, e localização da estação 199. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 27, Instituto Geográfico do Exército (2001); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

4.2.1.3.3 – Lineamentos

Na vertente SW do vulcão, a disposição de troços da rede de drenagem oblíquos ao declive máximo (Fig. 4.1) sugere controlo estrutural na sua instalação. No entanto, não há evidências da presença de falhas onde estes lineamentos intersectam as arribas litorais.

4.2.1.4 – Estruturas vulcânicas

Nos flancos do Vulcão das Sete Cidades, as estruturas vulcânicas consistem em fracturas radiais materializadas pela distribuição das formas vulcânicas monogenéticas (Fig. 4.1). No interior da caldeira, os alinhamentos circulares das crateras dos centros eruptivos das lagoas de Santiago e Rasa, e da Caldeira Seca, Caldeira do Alferes e da Seara sugerem tratar-se de estruturas concêntricas (Fig. 4.1).

4.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

O Vulcão das Sete Cidades encontra-se afectado por um importante conjunto de falhas, cujas direcções se distribuem pelos vários quadrantes; contudo o histograma circular de frequências não ponderadas, mostra um

predomínio claro das falhas de direcção NW-SE (Fig. 4.27). Estas distribuem-se por duas famílias com sentidos de inclinação opostos, NE e SW, tal como já tinha sido referido para as falhas constituintes do *Graben* dos Mosteiros.

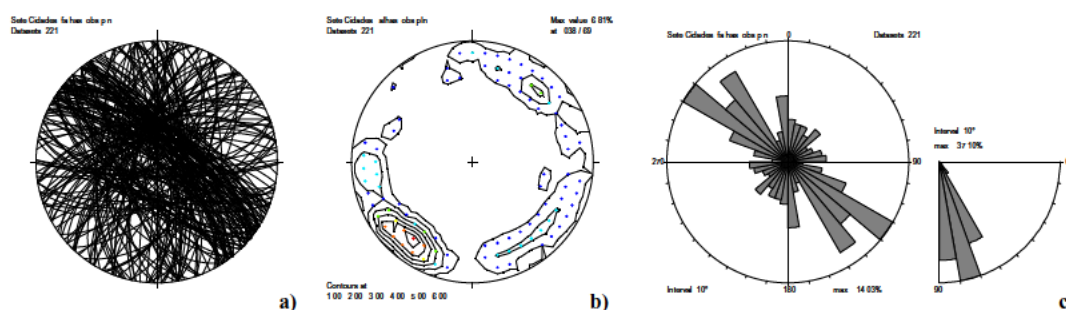


Figura 4.27 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no maciço vulcânico das Sete Cidades: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Outra direcção importante é a NNW-SSE a N-S (ou mesmo NNE-SSW), que se admite ser o sistema tectónico conjugado do anterior e que também está representada por duas famílias de falhas com sentidos de mergulho contrários (W e E). Menos frequentemente ocorrem falhas com direcção NE-SW a ENE-WSW que, tal como as anteriores, são constituídas por duas famílias com sentidos de inclinação opostos (SE e NW). Em geral, as estruturas observadas apresentam ângulos de inclinação superiores a 60° (Fig. 4.27).

Analisando a distribuição espacial das orientações estruturais obtidas nas várias estações (Fig. 4.28) verifica-se que, de um modo geral, existe uma boa correlação entre as estruturas observadas no campo com aquelas identificadas por foto-interpretação. No flanco NW do edifício vulcânico é evidente a compatibilidade entre as direcções obtidas *in situ* (estações 104, 112 a 114, 117, 127 a 130, 132, 192, 202 e 221) com as das falhas constituintes do *Graben* dos Mosteiros (falhas da Lomba do Vasco, da Lombinha, da Lomba dos Homens, do Escalvado e da Grota do Loural). No flanco S (estação 79) e no bordo N da caldeira (estações 181 e 183), observam-se vários acidentes tectónicos com direcções N-S (NNW-SSE a NNE-SSW) e NW-SE, sendo que a primeira orientação é compatível com o alinhamento definido pelos centros eruptivos da Lagoa das Sete Cidades. Na vertente W (estações 101 e 111) e nas arribas do flanco NE (estação 199) encontram-se falhas de direcção aproximada NE-SW a ENE-WSW que podem corresponder a acidentes radiais ao próprio edifício vulcânico. Com efeito, no primeiro caso existem vários alinhamentos vulcânicos com esta direcção edificados sobre fracturas radiais ao vulcão central. Junto à parede S da caldeira, observaram-se acidentes de direcção E-W (estações 193, 194 e 222). Esta poderá corresponder a segmentos de fracturas concêntricas à própria caldeira, dada a sua proximidade à estrutura circular definida pelos centros eruptivos das lagoas de Santiago e Rasa. Nas arribas litorais a SE do vulcão (estações 87 a 95, 99, 100 e 105 a 108) as direcções dominantes são NW-SE e NNW-SSE a N-S (ou mesmo NNE-SSW), ocorrendo também falhas com direcções NE-SW a ENE-WSW.

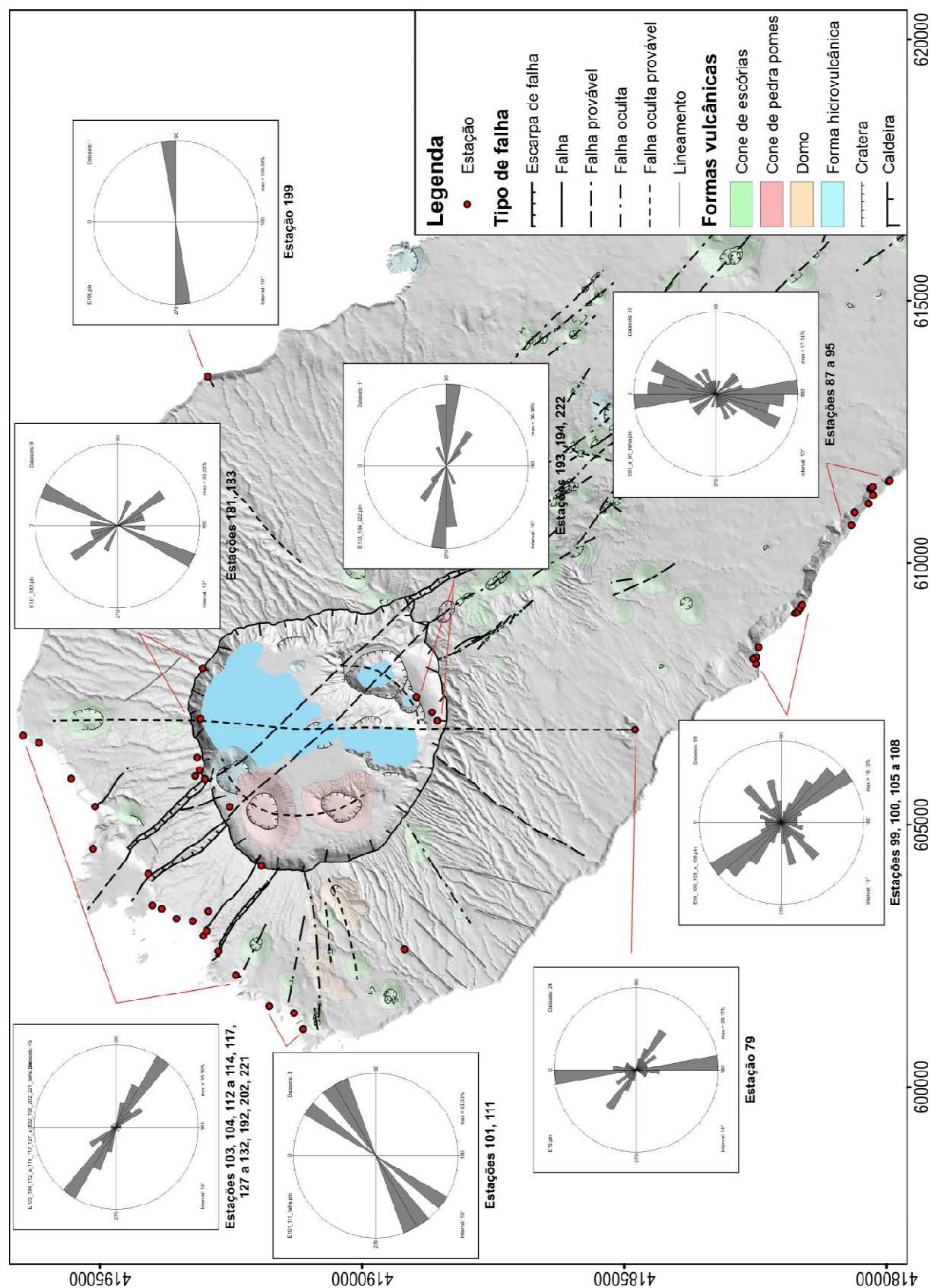


Figura 4.28 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas diferentes estações do Vulcão das Sete Cidades, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26, 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

As falhas observadas em corte apresentam, na sua maioria, componente de movimentação normal, com excepção de alguns casos em que o critério estratigráfico indica cinemática inversa.

4.2.2.1 – Estações 87 a 95

Na arriba litoral SE do maciço das Sete Cidades, na zona da Rocha do Cascalho e da Rocha da Relva afloram inúmeras falhas que cortam depósitos piroclásticos traquíticos de queda, de fluxo e hidromagmáticos, de cor amarelada e alaranjada, muito alterados, incluídos numa unidade de posicionamento estratigráfico incerto ou no Grupo Inferior do Vulcão das Sete Cidades. A sequência de depósitos traquíticos está truncada por vários filões de natureza basáltica (*s.l.*). Na estação 90, localizada na base da arriba, há evidências de que os materiais estavam saturados de água aquando a intrusão dos filões. Deste modo, alguns dos deslocamentos observados podem não ser tectónicos, mas resultarem de fenómenos de liquefacção durante a intrusão da rede filoniana. Esta sequência está coberta por escoadas lávicas de natureza basáltica emitidas pelo Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (Fig. 4.29).



Figura 4.29 – Aspecto geral da sequência estratigráfica de natureza traquítica (*s.l.*) observada na arriba litoral SE do Vulcão das Sete Cidades. A sequência encontra-se cortada por várias falhas.

Os acidentes apresentam direcções preferenciais N-S a NNE-SSW (350° a 30°), com mergulho para W e E (Fig. 4.30). Em menor número registam-se falhas com direcção NW-SE (300 - 330° , mergulhando para NE e SW), NE-SW a ENE-WSW (30 - 80° , com inclinação para NW e SE); os ângulos de inclinação são geralmente elevados, variando entre 60° e 90° (Fig. 4.30). A movimentação é predominantemente normal, com separações desde 3 cm a 1 m, exceptuando um caso em que a cinemática parece ser inversa. Esta pode ser aparente devido à falha poder apresentar importante componente de desligamento e afectar superfícies inclinadas. Observaram-se estrias numa superfície quase paralela ao afloramento que indicam movimentação esquerda normal (Tabela 4.4, Fig. 4.31).

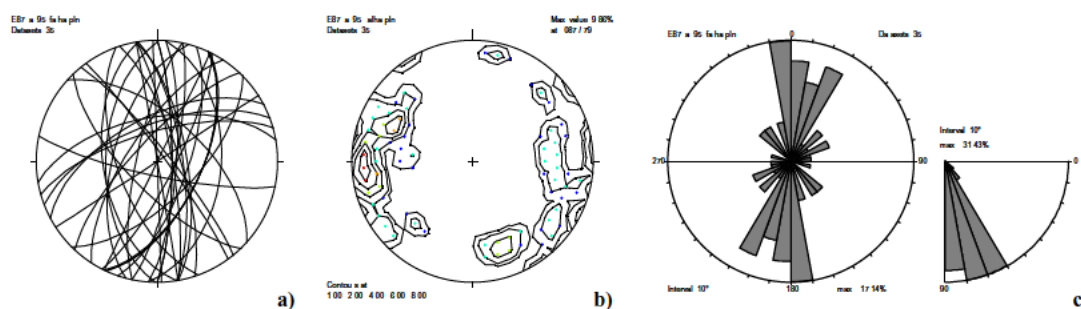


Figura 4.30 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 87 a 95: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Tabela 4.4 – Medições efectuadas no plano da Falha Rocha do Cascalho 13 da estação 89.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
605932	4193178	Rocha do Cascalho 37	282°, 80°SW	34°, 108°	Esquerda normal

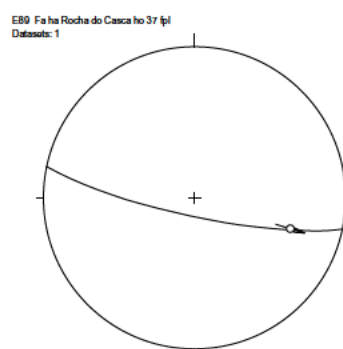


Figura 4.31 – Projecção estereográfica do plano da Falha Rocha do Cascalho 37 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

4.2.2.2 – Estações 105 a 108

Ao longo das arribas a SE do antigo porto das Feteiras aflora uma sequência (Formação do Porto das Feteiras; Queiroz, 1990) que da base para o topo compreende um depósito freatomagmático, um depósito de *block and ash flow* e uma espessa escoada lávica, todos de natureza traquítica (*s.l.*) (Fig. 4.32). A sequência encontra-se cortada por falhas com direcção geral ENE-WSW (60-80°), com ângulos de inclinação elevados (60-90°) para SSE e NNW, e menos frequentemente, por acidentes com orientação NE-SW (30-60°), mergulhando para NW e SE, WNW-ESE (280-300°), com inclinação para NNE e SSW, e N-S (350°-10°), com mergulho para E e W (Fig. 4.33). Os acidentes apresentam cinemática predominantemente normal, tendo-se observado estrias em *dip slip* numa das estruturas (Tabela 4.5, Fig. 4.34). Os valores de separação são de ordem centimétrica e métrica, verificando-se que uma das falhas rejeita em 11 m os depósitos freatomagmático e de *block and ash flow* (Fig. 4.32).



Figura 4.32 – Aspecto geral da sequência estratigráfica afectada pelas falhas observadas nas estações 105 a 108. O local corresponde à estação 107, onde é evidente a presença de uma falha importante (seta vermelha).

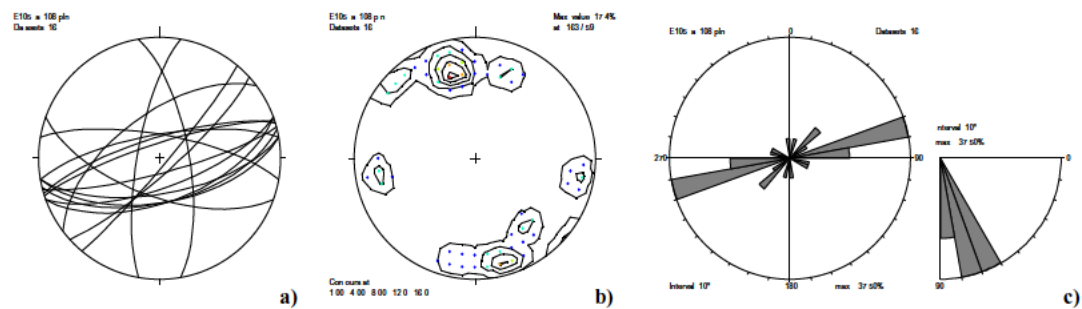


Figura 4.33 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 105 a 108: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Tabela 4.5 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 93 da estação 108.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
605932	4193178	Feteiras 93	80°, 66°S	66°, 170°	Normal

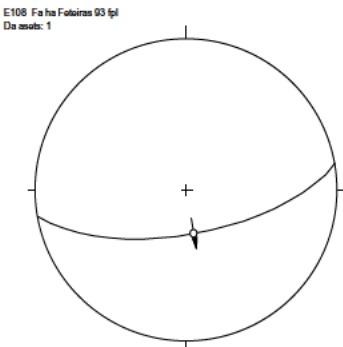


Figura 4.34 – Projecção estereográfica do plano da Falha Feteiras 93 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

4.2.2.3 – Estações 99 e 100

Ao longo do caminho de acesso às arribas do antigo porto das Feteiras, observam-se dezenas de falhas a afectar depósitos piroclásticos freatomagmáticos (Formação do Porto das Feteiras; Queiroz, 1990) provavelmente pertencentes ao Grupo Inferior. De um modo geral, as falhas apresentam direcção NW-SE (330-300°) com ângulos de inclinação elevados, geralmente superiores a 60°, para NE e SW (Fig. 4.35). Menos frequentemente ocorrem fracturas com direcção NE-SW (30-60°), com inclinação para NW e SE, NNW-SSE (330-350°), que inclinam para WSW e ENE, WNW-ESE (280-300°), mergulhando para NNE, ENE-WSW (60-80°), com inclinações para NNW, e NNE-WSW (10-30°), com mergulho para WNW.

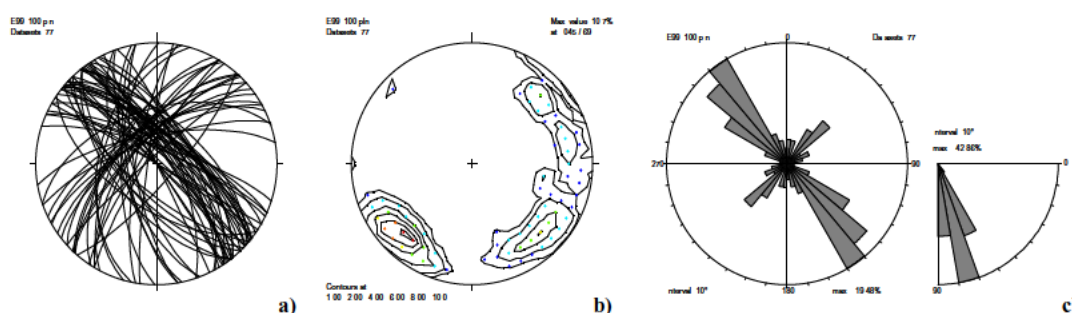


Figura 4.35 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 99 e 100: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Na estação 99 todas as falhas apresentam componente de movimentação normal, facto confirmado pela existência de marcadores estratigráficos e pela presença de estrias em *dip slip* num dos acidentes (Tabela 4.6, Fig. 4.36). Os valores de separação normal são geralmente de ordem centimétrica, havendo apenas um caso com separação de aproximadamente 1 m.

Tabela 4.6 – Medições efectuadas no plano da Falha Feteiras 36 da estação 99.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
608403	4182436	Feteiras 36	313°, 90°	-	-
			308°, 70°NE	70°, 38°	Normal
			294°, 80°NE	-	-

A estação 100 fica localizada junto a uma intrusão magmática de natureza traquítica (*s.l.*) que parece intruir nos depósitos freatomagmáticos. Estes estão afectados por várias falhas, observando-se mesmo uma zona de falha, constituída por várias ramificações com cinemática inversa (Fig. 4.37). A deformação pode ser local, relacionada com a intrusão, formando-se estruturas inversas dispostas concêntricamente em torno desta. O aspecto caótico e perturbado dos produtos freatomagmáticos indica que este evento terá ocorrido logo após a sua deposição, ainda quando se encontravam saturados de água.

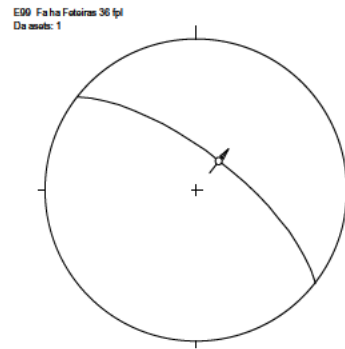


Figura 4.36 – Projeção estereográfica do plano da Falha Feteiras 36 e respectivas estrias (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).



Figura 4.37 – Falhas inversas observadas na estação 100, a afectar depósitos freatomagmáticos. Em primeiro plano observa-se a intrusão traquítica.

4.2.2.4 – Estação 114

Na arriba litoral a SW da fajã lávica dos Mosteiros observou-se à distância, a partir de um barco, a Falha Mosteiros 6 (estação 114) a afectar derrames lávicos basálticos (*s.l.*) intercalados com depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*) que, do ponto de vista estratigráfico, se enquadram no Grupo Inferior (Fig. 4.38). A densa cobertura vegetal e material remobilizado na parte superior do afloramento não permitem verificar se corta depósitos mais recentes. Apresenta direcção 308° , inclinando 65° NE, mas ressalva-se o facto daquele valor poder conter erros inerentes às condições de medição.

Atendendo à altura da arriba litoral (aproximadamente 110 m), estima-se uma separação normal de cerca de 5 m que, considerando a idade dos depósitos mais antigos do Vulcão das Sete Cidades (210000 ± 8000 anos BP), equivale a uma taxa de deslizamento mínima de 0.02 mm/ano.



Figura 4.38 – Falha Mosteiros 6, exposta na estação 114.

4.2.2.5 – Estação 103

Na fajã lávica dos Mosteiros, no caminho secundário que liga a zona da Beira Mar de Cima ao Pico de Mafra, foram observadas duas falhas com direcções 83° e 53° , com ângulos de inclinação elevados ($70\text{--}85^\circ$) para SE, a afectar depósitos de *lapilli* de natureza basáltica (s.l.) associados ao cone de escórias do Pico de Mafra (Queiroz, com. oral) (Fig. 4.39), com idade enquadrada pelas unidades Sete-P1 (idade inferior a 5000 anos BP) e Sete-P2 (3580 ± 50 anos BP) (Queiroz, 1997). O depósito afectado é composto por piroclastos basálticos mais grosseiros e de cor avermelhada com tons arroxeados na base, evidenciando uma vaga estratificação dada pela alternância de níveis de granulometria diferente, e por *lapilli* mais fino e estratificado e de cor negra no topo. A granulometria média a grosseira do material dificulta a materialização dos planos de falha, pelo que as atitudes medidas podem apresentar alguma imprecisão.



Figura 4.39 – Aspecto geral da estação 103, com depósitos piroclásticos de natureza basáltica (s.l.) cortados por falhas. A escala mede 2.0 m.

A estratificação e as variações de cor do depósito permitiram verificar que as falhas apresentam cinemática normal, com separações que variam entre 27 e 70 cm (Fig. 4.39), perfazendo 97 cm de abatimento acumulado para SE. O deslocamento observado e a idade máxima relativa do cone de escórias do Pico de Mafra indicam uma taxa de deslizamento mínima de 0.21 mm/ano.

4.2.2.6 – Estação 221

No caminho secundário que liga os Mosteiros ao Escalvado, junto ao parque de merendas, observaram-se quatro acidentes tectónicos que deslocam depósitos piroclásticos de natureza traquítica e basáltica (*s.l.*) que, do ponto de vista estratigráfico, apenas foi possível apurar que assentam em discordância sobre o tufo dos Ilhéus dos Mosteiros, depósito inserido na Formação das Lombas – Sector das Lombas dos Mosteiros. No entanto, dada a cota a que se encontram deverão ser das unidades mais recentes do Vulcão das Sete Cidades. As falhas apresentam direcção NW-SE (298-304°), concordante com a do *Graben* dos Mosteiros, inclinações superiores a 60° para NE e SW (Fig. 4.40), e separações da ordem dos 10 a 20 cm.

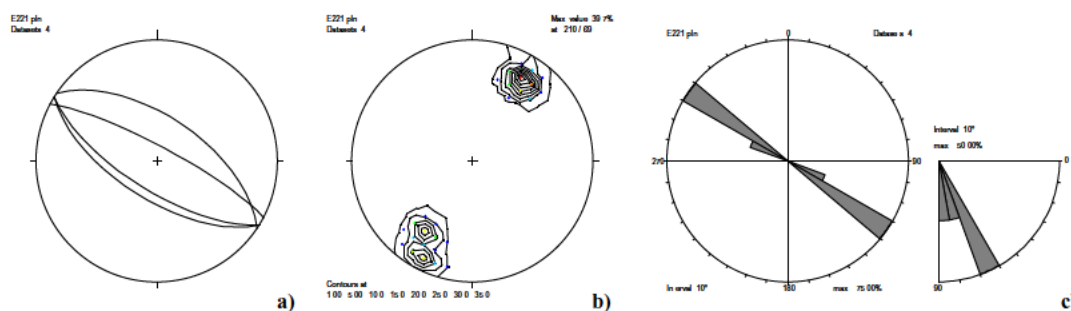


Figura 4.40 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 221: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

4.2.2.7 – Estação 132

No bordo W da caldeira observaram-se várias falhas (falhas Sete Cidades 6 a 13) a afectar um depósito constituído por cinzas pomíticas com *lapilli* pomítico e líticos finos disseminados, com estratificação incipiente, marcada pela alternância de níveis de cinzas brancas com níveis de cinzas com tom castanho amarelado e níveis ricos em líticos (Fig. 4.41). Estas características litológicas e a proximidade à fonte, indicam que deverá corresponder ao depósito Sete-P13, associado à erupção que formou o cone de pedra pomes do Alferes, com idade entre 2220±70 anos BP (Sete-P11; Queiroz, 1997) e 1280±150 anos BP (Pico do Carvão; Moore e Rubin, 1991).

A análise estereográfica mostra que a direcção estrutural predominante é NW-SE (304-310°), com ângulos de inclinação elevados (60-90°) para SW e NE (Fig. 4.42). A estratificação do depósito permite conferir que, na globalidade, apresentam movimentação normal, com separações que oscilam entre 1 e 8 cm para NE e SW,

resultando numa separação normal total de 9 cm para NE. Atendendo que o depósito Sete-P13 é mais recente que 2220 ± 70 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.04 mm/ano.



Figura 4.41 – Aspecto geral da estação 132 onde se observam várias falhas a afectar o depósito Sete-P13. A escala mede 1.6 m.

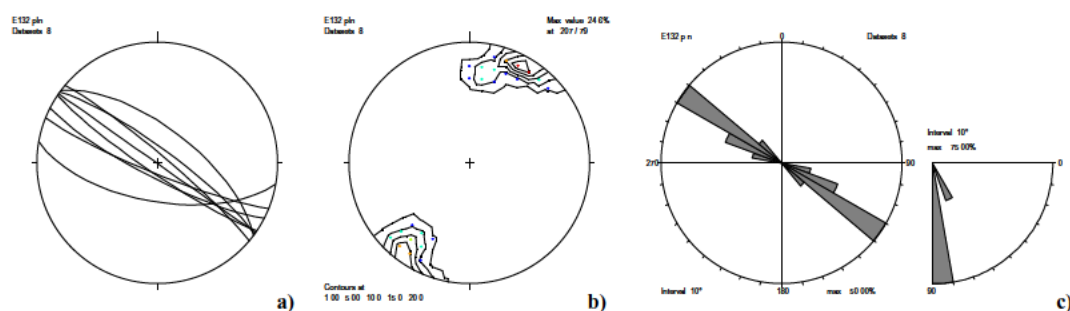


Figura 4.42 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 132: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Estas estruturas podem reflectir a presença de um acidente tectónico importante, associado ao *Graben* dos Mosteiros, que não aflora à superfície como um plano único, mas através de várias ramificações ou constituir falhas secundárias desenvolvidas aquando movimentações num acidente tectónico principal. Note-se que as falhas se encontram no enfiamento das falhas da Lomba do Vasco e do Escalvado.

4.2.2.8 – Estação 183

No talude do caminho secundário que circunda o bordo NE da caldeira, no entroncamento para a Ajuda da Bretanha, aflora uma falha (Falha Sete Cidades 27) a afectar uma sequência muito alterada (Fig. 4.43). Na base está um depósito constituído por cinzas pomíticas de cor creme com algum *lapilli* pomítico fino disseminado, evidenciando vaga estratificação com faixas de cor acastanhada; este está coberto por um depósito estratificado, constituído por níveis alternados de cinzas e de *lapilli* pomíticos. Do ponto de vista

estratigráfico estas unidades poderão corresponder aos depósitos Sete-P9 (idade compreendida entre 3580 ± 50 e 2220 ± 70 anos BP), e Sete-P11 (2220 ± 70 anos BP). O depósito do topo, que pode corresponder ao Sete-P14 ou ao Sete-P15 (idade compreendida entre 2220 ± 70 e 1280 ± 150 anos BP), não está afectado.



Figura 4.43 – Aspecto geral do corte da estação 183 onde se observa a Falha Sete Cidades 27 a afectar depósitos que parecem corresponder às unidades Sete-P9 e Sete-P11 definidas por Queiroz (1997). A escala mede 27 cm.

A falha apresenta atitude 21° , 72°WNW e movimentação normal, com separação de 14 cm. Não se observaram estrias. A estrutura não tem continuidade para o topo da unidade Sete-P11 (Fig. 4.43), podendo significar que a sua actividade foi concomitante com a erupção que deu origem a esta unidade. Assim sendo, obtém-se uma taxa de deslizamento equivalente a 0.06 mm/ano.

4.2.2.9 – Estações 222 e 194

A estação 222 localiza-se no bordo da cratera da Lagoa Rasa. Neste local observou-se uma falha com atitude 68° , 86°SSE a deslocar 34 cm em falha normal o depósito formado no decurso da erupção Sete-P14 (Fig. 4.44), com idade inferior a 1280 ± 150 anos BP. O depósito é estratificado e constituído por *lapilli* pomítico relativamente bem calibrado, cinzas e líticos, alguns dos quais de dimensão considerável.

Na parede S da caldeira (estação 194) observam-se várias falhas com direcção predominante em torno de E-W e inclinações superiores a 70° para S e N (Fig. 4.45) a deslocar em falha normal (com separações geralmente de ordem centimétrica) um depósito de natureza traquítica (s.l.) constituído por uma alternância de níveis de cinzas e de *lapilli*. Devido à proximidade com o ponto anterior e à semelhança litológica, é possível que a unidade afectada seja a mesma, o Sete-P14. Um destes acidentes, que deverá corresponder ao

acidente principal, apresenta caixa de falha, não sendo possível medir a separação dada a semelhança, em ambos os blocos tectónicos, dos vários níveis de *lapilli* e de cinzas afectados (Fig. 4.46). A atitude medida na caixa de falha indica direcção E-W e inclinação de aproximadamente 80°S. O material de preenchimento é compactado, sendo possível observar nele vários planos dispostos *en échelon* com orientação NW-SE, isto é, oblíqua ao bordo da caixa de falha (Fig. 4.45). A disposição daqueles planos indica que, para além da componente de movimentação normal, há componente de desligamento direito associada.



Figura 4.44 – Falha Sete Cidades 44 a afectar a unidade Sete-P14 (estação 222). A escala mede 2.0 m.

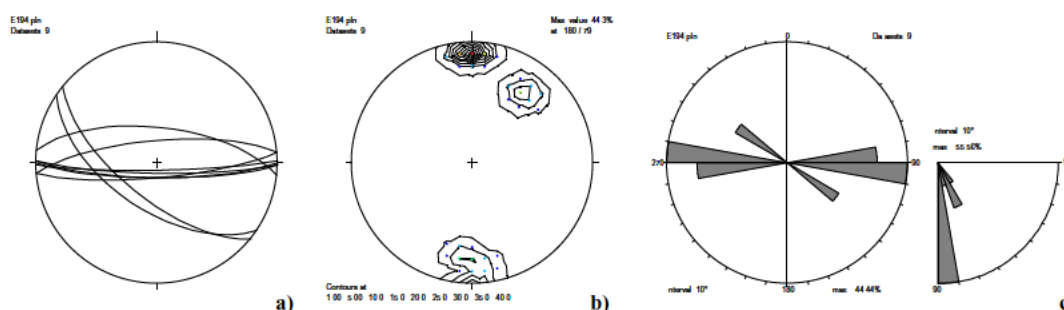


Figura 4.45 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 194: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

4.3 – FILÕES

O maciço vulcânico das Sete Cidades é cortado por uma importante rede filoniana exposta nas arribas litorais da Rocha da Relva, da Ponta da Ferraria, dos Mosteiros, do Pilar da Bretanha e da Ajuda da Bretanha. No total mediram-se as atitudes de 33 filões (Fig. 4.47), que foram obtidas quer *in situ* quer à distância, a partir do mar. As direcções distribuem-se por todos os quadrantes, reconhecendo-se, no entanto, um predomínio da direcção ENE-WSW (N70-80°). As inclinações são predominantemente subverticais (superiores a 80°).



Figura 4.46 – Aspecto geral da caixa de falha observada na estação 194, onde é possível observar vários planos escalonados. A escala mede 22 cm.

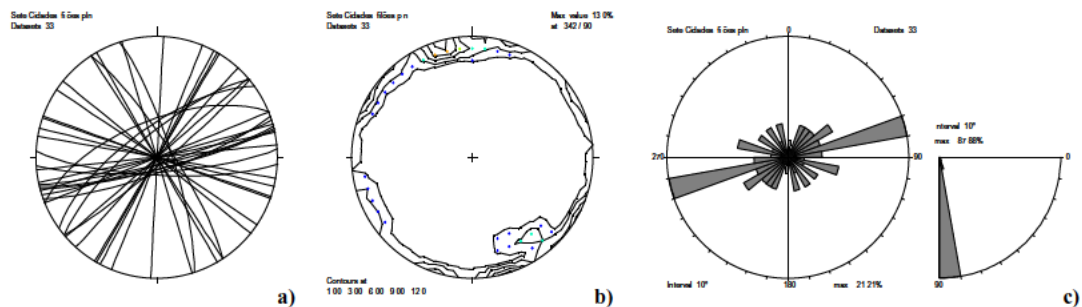


Figura 4.47 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados no Vulcão das Sete Cidades: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

A distribuição espacial das atitudes dos filões permite verificar que a sua orientação não é homogénea e que varia espacialmente consoante a posição no edifício vulcânico (Fig. 4.48). À excepção do sector SE (arribas da Rocha da Relva), os restantes filões dispõem-se radialmente, disposição reforçada pela distribuição dos vários centros eruptivos situados nas vertentes do vulcão. No sector da Ponta da Ferraria (estações 101, 110 e 111), as direcções encontradas são em torno de E-W, compatíveis com os alinhamentos vulcânicos aí identificados; na área dos Mosteiros (estações 112, 113 e 115) rodam para NW-SE, passando para NNW-SSE na zona do Pilar da Bretanha (estações 116 e 203) e no sector da Ajuda da Bretanha (estações 200 e 201) as direcções são principalmente NE-SW. No sector SE (Rocha da Relva; estações 90, 92, 93 e 109), os filões cortam unidades antigas cujo posicionamento na escala vulcanoestratigráfica do Vulcão das Sete Cidades se desconhece, e apresentam direcções dominantes NW-SE ($300-330^\circ$) e ENE-WSW ($60-80^\circ$). Como foi referido, o facto destes depósitos se situarem na periferia do maciço das Sete Cidades e apresentarem espessuras elevadas sugere que poderão não ter sido gerados ao nível deste vulcão central, mas por outro edifício vulcânico que se localizaria nesta zona ou próximo, e que foi posteriormente erodido ou coberto por formações geológicas mais recentes. O paralelismo entre aquelas direcções e as das falhas

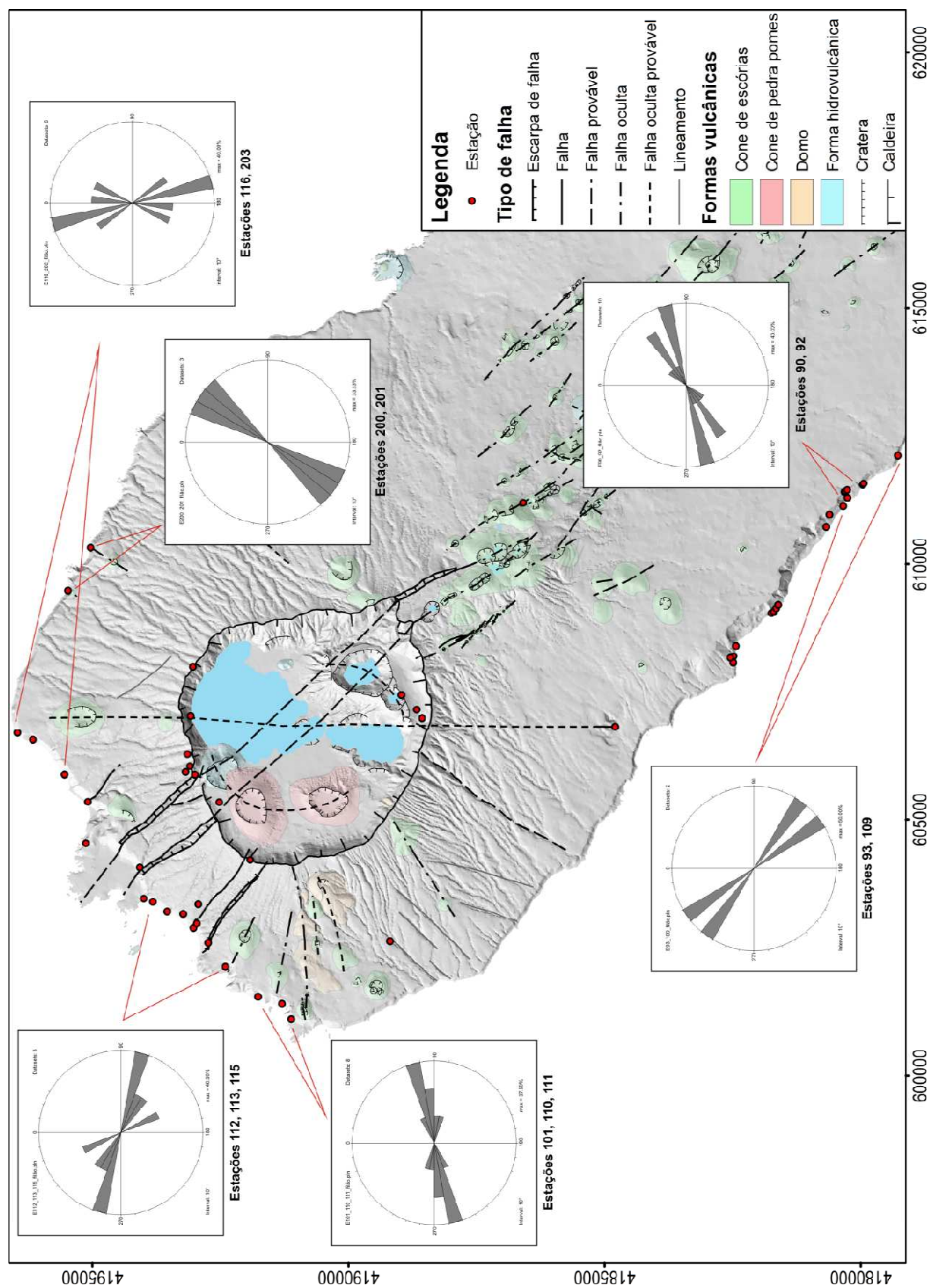


Figura 4.48 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações do maciço vulcânico das Sete Cidades, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 26, 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

observadas no mesmo local sugere que estes terão intruído em fracturas geradas pelo mesmo campo de tensões.

4.4 – DISCUSSÃO

4.4.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

O Vulcão das Sete Cidades apresenta duas famílias de falhas principais. A mais desenvolvida tem orientação NW-SE (300-330°), sendo concordante com a direcção do *Rift* da Terceira (s.l.). Apresenta inclinações fortes (60° a 90°) para NE e SW, estando morfologicamente bem expressa no flanco NW através das escarpas das falhas da Lomba do Vasco, da Lombinha e da Lomba dos Homens, que formam o *Graben* dos Mosteiros. No sector NW e SE, afloram numerosos acidentes com esta orientação, verificando-se que a própria arribal S apresenta um traçado aproximadamente rectilíneo segundo a mesma direcção. A segunda família, embora com menor expressão morfológica mas aflorante em vários sectores do vulcão, apresenta direcção NNW-SSE a N-S (a NNE-SSW) e é também caracterizada por dois conjuntos com inclinações elevadas (60-90°) em sentidos contrários, W e E. Considera-se que esta família corresponde à conjugada da direcção dominante. Uma das falhas mais importantes é provavelmente a Falha Feteiras 1, cujo prolongamento para N deverá corresponder ao alinhamento de centros eruptivos localizados no interior da caldeira das Sete Cidades.

Para além destas famílias, ocorrem outras falhas com orientação NE-SW, com mergulhos também elevados (60-90°) e em sentidos opostos, NW e SE. Estas estruturas estão expostas mais frequentemente nas arribas SE do maciço das Sete Cidades, na zona da Rocha da Relva, e afectam sequências ácidas de posicionamento estratigráfico incerto relativamente ao Grupo Inferior. Esta orientação é também completamente diferente da definida pelos vários alinhamentos vulcânicos do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos (NW-SE), pelo que neste sector poderá resultar de um campo de tensões local. A direcção NE-SW está também representada por lineamentos no flanco SW do vulcão e por uma falha provável (falha provável da Lomba das Chaves) na vertente NE. Considerando esta distribuição, estas estruturas poderão constituir expressão de falhas radiais ao Vulcão das Sete Cidades. Contudo, convém salientar que esta orientação já foi documentada noutras áreas da ilha de S. Miguel e do arquipélago, e foram consideradas como resultantes de um campo de tensões distinto do campo de tensões regional (Carmo, 2004; Hipólito, 2009).

A orientação E-W tem particular incidência no flanco W, através de alinhamentos vulcânicos, e no interior da caldeira, através de falhas expostas em corte. No primeiro caso, podem igualmente indicar a presença de fracturas radiais ao vulcão. No segundo caso, e dada a existência de estruturas concêntricas no interior da caldeira, poderá representar segmentos dessas mesmas fracturas. Por outro lado, não se exclui a possibilidade das estruturas E-W poderem corresponder ao testemunho de falhas oceânicas profundas, tal como sublinhado

por Queiroz (1997). A autora considera que a intersecção destas falhas com o sistema tectónico dominante (NW-SE) tem um papel determinante na edificação do Vulcão das Sete Cidades.

4.4.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

Em praticamente todas as falhas cartografadas e observadas em corte foi detectada a existência de componente normal, a partir do deslocamento da superfície topográfica e de marcadores estratigráficos. As estruturas maiores resumem-se ao *Graben* dos Mosteiros e estão relacionadas com escarpas de falha com comandos da ordem das dezenas de metros. No entanto, os comandos podem ser superiores e estarem subestimados devido à deposição de materiais vulcânicos no bloco abatido, ou podem ser inferiores e estarem sobreavaliados em consequência de incisão fluvial na base da escarpa (dado que a maior parte das escarpas estão a controlar linhas de água). Por este motivo, os comandos foram estimados com base na altura da escarpa relativamente ao topo do interflúvios adjacentes. Quanto às estruturas menores, a grande maioria apresenta componente de movimentação normal evidenciada pelo deslocamento de marcadores estratigráficos e, menos frequentemente, pela presença de estrias nos planos de falha. Algumas estruturas, com inclinação muito forte, apresentam, em corte, separação inversa; contudo, esta separação pode ser aparente e resultar de possível componente de desligamento afectando marcadores estratigráficos inclinados. Contudo, a presença de falhas com movimentação inversa não pode ser excluída.

Os dados cinemáticos obtidos por planos de falha estriados indicam a ocorrência de falhas de direcção N-S com movimentações normal (estação 129, Falha Sete Cidades 2) e oblíqua esquerda normal (estação 79, Falha Feteiras 1), falhas de direcção WNW-ESE com movimentação oblíqua esquerda normal (estação 89, Falha Rocha do Cascalho 37), estruturas NW-SE com movimentação normal (estação 99, Falha Feteiras 36) e acidentes ENE-WSW com movimentação normal (estação 108, Falha Feteiras 93). Como foi referido, cada uma destas quatro direcções constitui uma família formada por dois conjuntos de falhas com inclinações fortes em sentidos opostos. Na estação 194, a Falha Sete Cidades 42, com direcção E-W, corresponde a uma zona de falha composta por vários planos dispostos *en échelon*, indicando movimentação oblíqua direita normal. No entanto, dada a sua localização junto à estrutura concêntrica definida pelos centros eruptivos das lagoas Rasa e de Santiago, pode estar relacionada com fenómenos intrínsecos à formação daquelas formas vulcânicas.

4.4.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

A inexistência de afloramentos ou condições favoráveis à abertura de trincheiras para a observação dos planos de falha das estruturas principais cartografadas condicionaram o cálculo das taxas de deslizamento, tendo, em alguns casos, sido usada como referência a idade mais antiga para as rochas expostas na base do vulcão central. Calcularam-se também taxas de deslizamento para alguns acidentes menores, observados em

arribas litorais e taludes de estrada, que deslocam marcadores de idade bem constrangida. A ausência de referências que indiquem o deslocamento horizontal e/ou total (*net slip*), tais como planos estriados ou referências morfológicas, conduziram a que apenas fosse possível estimar o valor da separação normal para a maioria dos casos. Para esta componente, as taxas de deslizamento variam entre 0.02 e 2.26 mm/ano, sendo os valores mais elevados obtidos para as falhas da Lombinha e da Lomba dos Homens (Tabela 4.7). No caso da Falha Feteiras 1, a presença de estrias a indicar movimentação oblíqua esquerda normal com um *pitch* de aproximadamente 30° para N permitiu estimar valores mínimos de *net slip* e de deslocamento horizontal (Tabela 4.7). Note-se que estes valores são especulativos, dado a idade incerta dos depósitos que afecta.

4.4.4 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

Factores como o comando elevado das escarpas de falha, a presença de linhas de água no bloco abatido e de vegetação a cobrir os planos de falha, limitaram a abertura de sanjas nos acidentes principais. No entanto, no bordo da caldeira identificaram-se em corte algumas estruturas secundárias associadas às falhas do *Graben* dos Mosteiros que permitem tecer algumas considerações.

Na estação 132 observaram-se várias falhas secundárias associadas a um acidente principal que não aflora como um plano único. Estas provocam uma separação normal total de 9 cm na unidade Sete-P13 (2220±70 anos BP a 1280±150 anos BP).

No que concerne à Falha da Lombinha, o sismo mais forte da actividade sísmica que precedeu a erupção histórica de 1811 (24 de Junho de 1810) provocou rotura superficial de aproximadamente 30 cm ao longo de todo o comprimento desta estrutura (Anónimo, 1811 *in* Canto, 1883; Persuasão, nº 1889).

Numa das falhas sintéticas da Falha da Lomba dos Homens (estação 129) encontraram-se evidências de um evento sísmico importante posterior à unidade Sete-P2 (3580±80 anos BP) que provocou mais de 2 m de separação normal. O evento foi seguido de um período erosivo que provocou o arrasamento da escarpa, desconhecendo-se deste modo, o valor total. Por outro lado, há que considerar a hipótese daquela separação resultar da ocorrência de múltiplos eventos. A presença de apenas um marcador estratigráfico (Sete-P2) não permite corroborar ou rejeitar esta suposição.

Os deslocamentos em falha normal observados nas restantes estruturas expostas em corte variam desde alguns centímetros a poucos metros. Contudo, a maior parte das estruturas aflora nas arribas litorais que apresentam alturas consideráveis (dezenas a centenas de metros) e que, por vezes, estão cobertas por vegetação, dificultando a identificação dos depósitos afectados de modo a analisar a história evolutiva das mesmas e associar separações a eventos sísmicos.

Tabela 4.7 – Taxas de deslizamento para as falhas do maciço vulcânico das Sete Cidades.

Falha	Cinemática	Atitude (média)	Separação (m)		Idade do marcador (mil anos BP)	Taxa de deslizamento (mm/ano)		
			Normal	Desligamento		Normal	Desligamento	Total
Lomba do Vasco	N	306,?NE	55	-	210	0.26	-	-
			11	-	29	0.38	-	-
Lombinha	N	323,?NE	55	-	210	0.26	-	-
				-	29	1.91	-	-
Lomba dos Homens	N	316,?SW	65	-	210	0.31	-	-
				-	29	2.26	-	-
Lomba dos Homens (E129)	N	316,?SW	>2	-	3.6	0.56	-	-
Escalvado	N	306,65SW	10	-	210	0.05	-	-
Sete Cidades 6 a 13 (E132)	N	300,79NE	0.09	-	2.2	0.04	-	-
Mosteiros 6 (E114)	N	308,65NE	5	-	210	0.02	-	-
Mosteiros 2 e 3 (E103)	N	68,78SE	0.97	-	4.5	0.21	-	-
Feteiras 1 (E79)	NE	358,70E	15-20	26-35	210	>0.07-0.10	>0.12-0.17	>0.14-0.19
Lomba das Chaves	N	57,60NW	>30	-	210	0.14	-	-
Sete Cidades 27 (E183)	N	21,72WNW	0.14	-	2.2	0.06	-	-

N – normal; E – esquerda

4.4.5 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

As magnitudes do sismo máximo provável gerado pelas falhas principais cartografadas foram estimadas com base nas correlações entre magnitude de momento sísmico (M_w), comprimento de rotura (SRL, *surface rupture length*) e área de rotura (RA, *rupture area*) de Wells e Coppersmith (1994), considerando rotura total num único evento. A área de rotura foi calculada ponderando espessuras de 14 km (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007) e 8 km (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012) para a crosta sismogénica e uma inclinação média das estruturas de 65°, tal como foi referido no Capítulo 1. No caso das falhas em que foi possível determinar o deslocamento, utilizou-se a correlação empírica entre magnitude e deslocamento máximo (MD, *maximum displacement*) de Wells e Coppersmith (1994). A Tabela 4.8 apresenta as magnitudes obtidas.

Considerando o comprimento das escarpas das falhas constituintes do *Graben* dos Mosteiros, com escarpa apenas no flanco NW, no caso das falhas da Lombinha e da Lomba do Vasco, e 5.5 para a Falha da Lomba dos Homens. Um valor mais elevado (M_w 6.2) é obtido para esta última, se se considerar que apresenta escarpa de falha em ambos os flancos do vulcão das Sete Cidades (NW e SE). No entanto, assumindo que esta importante zona de fractura se prolonga para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, o comprimento observável é de cerca de 20 km e as magnitudes variam entre 6.5 e 6.6. Estes valores podem estar subestimados, pois desconhece-se a extensão total dos acidentes; estas estruturas têm certamente continuidade para a regiões imersas, quer para SE quer para NW. As magnitudes calculadas através da área de rotura, quer assumindo 14 km ou 8 km para a espessura da crosta sismogénica, são da mesma ordem de grandeza das obtidas a partir do comprimento de rotura.

O comprimento da Falha Feteiras 1 indica uma magnitude de 6.3. Mais uma vez, este valor pode estar subestimado por se desconhecer o comprimento total deste acidente tectónico. Por outro lado, como o prolongamento desta estrutura para N é dado através do alinhamento dos centros eruptivos da Lagoa das Sete Cidades, parte ou a totalidade da deformação pode ter ocorrido durante fenómenos eruptivos, pelo que a magnitude pode estar sobreavaliada.

Um deslocamento de 30 cm na Falha da Lombinha desencadeado pelo sismo mais forte da actividade sísmica associada aos episódios vulcânicos de 1811, ao largo da costa da Ponta da Ferraria, permite estimar uma magnitude do sismo máximo registado de 6.3. Os relatos históricos indicam a ocorrência de rotura superficial apenas ao longo de 2400 m, no segmento de falha com expressão no flanco NW do Vulcão das Sete Cidades. Aquele comprimento de rotura conduziria a uma magnitude de 5.5, muito inferior à obtida através do deslocamento. Por um lado, a primeira pode estar subestimada, pois desconhece-se a extensão total da falha para NW; por outro pode estar sobrestimada pois em regiões vulcânicas a magnitude limiar para ocorrer rotura superficial pode ser significativamente mais baixa, devido à existência de fontes sismogénicas superficiais relacionadas com mecanismos vulcanotectónicos ou puramente tectónicos (Smith *et al.*, 1996;

Azzaro *et al.*, 1998). Silveira (2002) avaliou as intensidades locais referentes aos efeitos cumulativos da sismicidade associada aos fenómenos vulcânicos de 1811 (período de 17 a 24 de Junho de 1810), e verificou que os estragos totais resultantes são comparáveis aos de um sismo que tivesse atingido intensidade VIII nas freguesias dos Ginetes, Várzea, Candelária, Mosteiros e Sete Cidades, e III/IV na cidade de Ponta Delgada. Deste modo, é mais provável que a magnitude obtida através do deslocamento máximo esteja sobreavaliada.

Tabela 4.8 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Vulcão das Sete Cidades, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).

Falha	SRL (km)	M_w ($\pm 0.24-0.28$)	RA* (km)	M_w^* ($\pm 0.24-0.28$)	RA** (km)	M_w^{**} ($\pm 0.24-0.28$)	MD (m)	M_w (± 0.4)
Lomba do Vasco	1.9	5.4	30	5.5	17	5.3	-	-
	20	6.6	309	6.5	177	6.3	-	-
Lombinha	1.9	5.4	30	5.5	17	5.3	-	-
	20	6.6	309	6.5	177	6.3	0.3	6.3
Lomba dos Homens	2.2	5.5	34	5.6	20	5.3	-	-
	9.0	6.2	140	6.2	80	5.9	-	-
	20	6.6	309	6.5	177	6.3	-	-
Lomba dos Homens (E129)	-	-	-	-			>2?	>6.9?
Escalvado	20	6.6	309	6.5	177	6.3	-	-
Grota do Loural	20	6.6	309	6.5	177	6.3	-	-
Sete Cidades 6 a 13 (E132)	-	-	-	-			0.09?	5.9?
Feteiras 1	11.2	6.3	173	6.3			-	-
Sete Cidades 27 (E183)	-	-	-	-			0.14	6.1

$M_w/SRL - M_w = 5.08 + 1.16 \log(SRL)$; $M_w/RA - M_w = 4.07 + 0.98 \log(AR)$; $M_w/MD - M_w = 6.69 + 0.74 \log(MD)$; de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

Na estação 129 (Falha da Lomba dos Homens), usando o deslocamento de 2 m para o cálculo da magnitude obtém-se uma magnitude significativamente superior ($M_w > 6.9$) à determinada usando o comprimento e a área de rotura da Falha da Lomba dos Homens (M_w 6.2). Aquela diferença pode dever-se à interpretação de deslocamentos acumulados em mais do que uma rotura como tendo sido gerados por um único evento ou, por outro lado, ser um valor mais real, estando o do comprimento de rotura subestimado, pois, como já se referiu, desconhece-se a extensão total da Falha da Lomba dos Homens.

Na estação 132, um deslocamento de 9 cm permitiu estimar uma magnitude de 5.9 em falhas provavelmente secundárias e associadas a um acidente maior do *Graben* dos Mosteiros que não aflora. Como aquele deslocamento foi obtido em falhas secundárias, é possível que esteja subestimado. Geralmente, quando ocorre movimentação numa falha principal, as estruturas tectónicas secundárias acomodam a deformação, sendo os deslocamentos inferiores aos da falha principal (Slemmons, 1977).

A Falha Sete Cidades 27 (estação 183) apresenta um deslocamento de 14 cm que equivale a uma magnitude de 6.1. Como o deslocamento afecta apenas a base do depósito Sete P-11, a rotura terá provavelmente ocorrido durante a erupção que deu origem a esta unidade, pelo que a magnitude está certamente sobrestimada.

4.4.6 – GRAU DE ACTIVIDADE

A idade de 250000 anos apontada por Queiroz (1999) como período de transição da actividade vulcânica submarina para um regime subaéreo, bem como a observação de acidentes paralelos ao sistema tectónico regional (NW-SE e NNW-SSE a N-S) a deslocar quer depósitos mais antigos, com mais de 36000 anos (*e.g.* estações 79, 104, 112, 114), quer depósitos recentes e com menos de 5000 anos (*e.g.* estações 128, 129, 130, 132), mostra o carácter activo das falhas do maciço vulcânico das Sete Cidades. No entanto, factores como a inexistência de marcadores estratigráficos com idade bem constrangida, a dificuldade em determinar deslocamentos por evento e o desconhecimento do comprimento total de rotura, não permitiram avaliar o grau de actividade das falhas com base noutros parâmetros que não as taxas de deslizamento. Seguidamente classificam-se os acidentes tectónicos do Vulcão das Sete Cidades quanto ao seu grau de actividade (Tabela 4.9), de acordo com a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Tabela 4.9 – Grau de actividade das falhas do Vulcão das Sete Cidades com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Falha	Taxa de deslizamento	Matsuda
	(mm/ano)	
Lomba do Vasco	0.26	B
	0.38	B
Lombinha	0.26	B
	1.91	A
Lomba dos Homens	0.31	B
	2.26	A
Lomba dos Homens (E129)	0.56	B
Escalvado	0.05	C
Mosteiros 6 (E114)	0.02	C
Mosteiros 2 e 3 (E103)	0.21	B
Sete Cidades 6 a 13 (E132)	0.04	C
Feteiras 1 (E79)	>0.14-0.19	B
Lomba das Chaves	0.14	B
Sete Cidades 27 (E183)	0.06	C

A maioria das falhas activas do Vulcão das Sete Cidades, e, em particular, os acidentes principais do *Graben* dos Mosteiros, incluem-se nos tipo A e/ou B, ou seja, dos acidentes muito a moderadamente activos, o que

está em concordância com a sua expressão geomorfológica geralmente bem marcada, embora por vezes descontínua. Alguns acidentes podem ser classificados como tipo C, ou seja, apresentam baixa actividade; no entanto, ressalva-se que os valores das taxas de deslizamento estabelecidas podem estar subestimados por se considerar uma idade muito antiga para a deformação.

A ausência de dados sobre deslocamentos por evento assim como a ausência de marcadores estratigráficos com idade bem constrangida, particularmente no caso das estruturas que deslocam depósitos mais antigos, não permitiram estimar períodos de retorno. A classificação de Slemmons (1977) estabelece que, para sismos de magnitude 6.0, falhas com actividade do tipo A e B apresentam, intervalos de recorrência da ordem das dezenas a algumas centenas de anos ou de poucas centenas a alguns milhares de anos, respectivamente. No caso de falhas do tipo C, os intervalos de recorrência são da ordem de alguns milhares a dezenas de milhar de anos.

5 – TECTÓNICA DO SISTEMA VULCÂNICO FISSURAL DOS PICOS

5.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

O Sistema Vulcânico Fissural dos Picos corresponde à unidade geológica mais recente da ilha e exibe um vulcanismo marcadamente fissural de natureza essencialmente basáltica (*s.l.*), responsável pela formação de inúmeros cones de escórias e de extensas escoadas lávicas. Algumas destas formas vulcânicas estão ocultas por materiais mais recentes formados no decurso de erupções nos vulcões poligenéticos vizinhos, Sete Cidades e Fogo. Segundo Moore (1990), o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos formou-se há menos de 100000 anos, sendo a maioria dos cones de escórias e escoadas lávicas de idade holocénica (menos de 10000 anos).

No que concerne à sua vulcanoestratigrafia, Ferreira (2000) estabeleceu correlações estratigráficas entre a actividade eruptiva desenvolvida no Vulcão das Sete Cidades e a gerada neste sistema vulcânico, baseando-se nos trabalhos de Booth *et al.* (1978) e Moore (1991a) e complementando com alguns dados de campo. A autora não integrou a actividade eruptiva ocorrida no Vulcão do Fogo, devido à reduzida dispersão dos depósitos emitidos por este edifício vulcânico, essencialmente dirigida para leste. Ferreira (2000) considera que a unidade geológica do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos compreende duas subunidades que se encontram temporalmente separadas pelo nível de referência do Fogo A: a subunidade de Ponta Delgada, formada pelas escoadas lávicas e piroclastos basálticos (*s.l.*) com mais de 5000 anos BP e com maior expressão no sector S entre Feteiras e Ponta Delgada; e a subunidade do Pinhal da Paz, englobando todos os centros e produtos vulcânicos gerados nos últimos 5000 anos BP, distribuídos ao longo das duas cristas vulcanotectónicas que caracterizam o sistema, com particular incidência na que se desenvolve mais a N.

Este sistema vulcânico foi palco de uma erupção em 1652. Esta localizou-se na zona central da ilha, a N de Lagoa, mais concretamente no flanco S do então Pico do Paio, onde actualmente se localiza o vértice geodésico Fogo 2º, e originou três domos lávicos (Ferreira, 2000).

Dinis (2006) estudou a vulcanoestratigrafia do sector SW deste sistema vulcânico, integrando-a com as estudadas por Queiroz (1997) e Wallenstein (1999) para os vulcões das Sete Cidades e do Fogo, respectivamente. O autor utilizou a Formação Fogo A como referência para a separação das várias unidades (Ante-Fogo A, Pós-Fogo A e Verticais).

O trabalho desenvolvido por Gomes (2013) conduziu a um melhoramento das correlações estratigráficas obtidas por Ferreira (2000) e Dinis (2006) relativamente aos vulcões centrais das Sete Cidades e do Fogo, e

permitiu reconhecer e datar um depósito pomítico, designado de PDL (12300 ± 50 anos BP), cujas particularidades o tornam um bom nível de referência.

5.2 – FALHAS

5.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

No Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, as principais estruturas tectónicas encontram-se essencialmente materializadas por alinhamentos de centros vulcânicos monogenéticos, formados por vulcanismo fissural. Deste modo, o seu traçado é interpretado com base na morfologia dos cones de escórias e das crateras. Por vezes, ocorrem estruturas distensivas, tais como pequenas escarpas e fissuras eruptivas, relacionadas com intrusões magmáticas.

A distribuição espacial das formas vulcânicas mostra que foram edificadas sobre um sistema de fracturas com direcção geral NW-SE, concordante com o sistema tectónico regional (Ferreira, 2000), e com comprimento variável entre 324 a 6750 m (Fig. 5.1; Tabela 5.1). A distribuição dos vários alinhamentos permite definir duas cristas principais com orientação geral NW-SE, associadas a zonas de fractura sub-paralelas, uma localizada mais a S e outra situada mais a N (Friedlaender, 1929; Zbyszewski *et al.*, 1959b; Ferreira, 2000) (Fig. 5.1). Para além da direcção NW-SE, ocorrem algumas fracturas com orientação N-S e NE-SW. A sua expressão é menos evidente e o seu comprimento é mais reduzido que o das estruturas principais. Como se desconhece o sentido de inclinação destas estruturas, atribuiu-se a inclinação de 90° no estudo geométrico.

5.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE

A distribuição espacial de cones de escórias e de bocas eruptivas define vários alinhamentos com direcção dominante NW-SE. A geometria dos acidentes é bastante irregular, apresentando ramificações frequentes e mudanças de direcção. Estes dispõem-se *en échelon* direito e definem dois alinhamentos vulcânicos principais com direcções sub-paralelas, NW-SE, o Alinhamento Vulcânico Sul, a S, e o Alinhamento Vulcânico Norte, a N.

5.2.1.1.1 – Alinhamento Vulcânico Sul

O alinhamento vulcânico localizado mais a S estende-se até Ponta Delgada e corresponde ao prolongamento para SE da importante zona de fractura que atravessa o Vulcão das Sete Cidades, materializada no seu flanco NW pelo *Graben* dos Mosteiros. Engloba o alinhamento de cones de escórias existentes ao longo do eixo Pico das Éguas – Serra Gorda – Rosto de Cão (Fig. 5.1). Apresenta, deste modo, um comprimento observável da ordem dos 20 km.

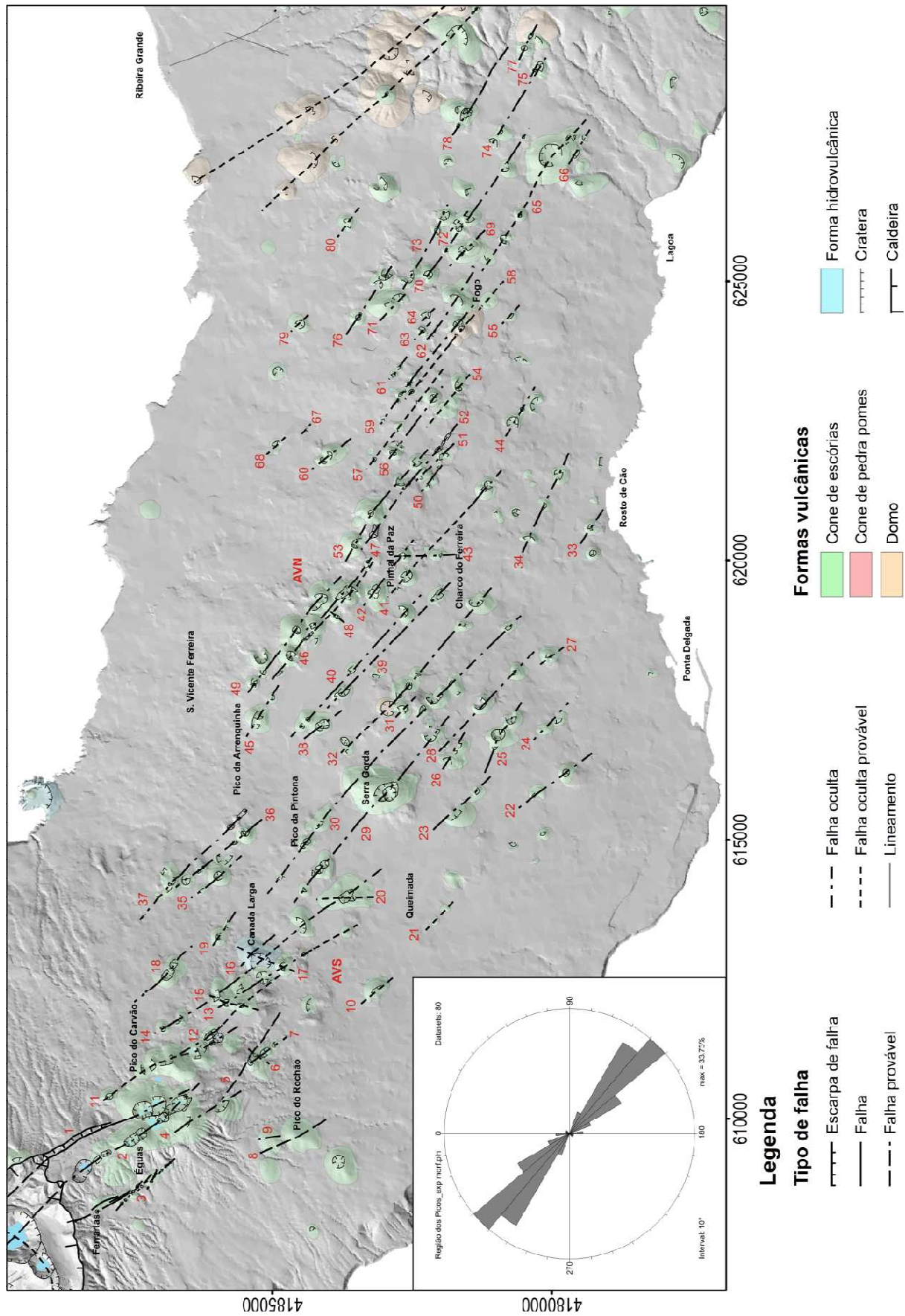


Figura 5.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Legenda na Tabela 5.1; AVS – Alinhamento Vulcânico Sul; AVN – Alinhamento Vulcânico Norte. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 27, 28, 31 e 32; Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Tabela 5.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2PICO021	Picos 21	335	2834
2	ID_FA2PICO022	Picos 22	324	3033
3	ID_FA2PICO023	Picos 23	330	2201
4	ID_FA2PICO024	Picos 24	328	1406
5	ID_FA2PICO025	Picos 25	304	1894
6	ID_FA2PICO026	Picos 26	37	478
7	ID_FA2PICO027	Picos 27	324	922
8	ID_FA2PICO028	Picos 28	333	1328
9	ID_FA2PICO029	Picos 29	350	417
10	ID_FA2PICO030	Picos 30	321	747
11	ID_FA2PICO031	Picos 31	331	2869
12	ID_FA2PICO032	Picos 32	323	2417
13	ID_FA2PICO033	Picos 33	330	2978
14	ID_FA2PICO034	Picos 34	324	5028
15	ID_FA2PICO035	Picos 35	17	975
16	ID_FA2PICO036	Picos 36	318	827
17	ID_FA2PICO037	Picos 37	24	1186
18	ID_FA2PICO038	Picos 38	316	1453
19	ID_FA2PICO039	Picos 39	304	767
20	ID_FA2PICO040	Picos 40	358	1032
21	ID_FA2PICO041	Picos 41	314	701
22	ID_FA2PICO042	Picos 42	323	1679
23	ID_FA2PICO043	Picos 43	317	1406
24	ID_FA2PICO044	Picos 44	313	910
25	ID_FA2PICO045	Picos 45	297	1527
26	ID_FA2PICO046	Picos 46	301	851
27	ID_FA2PICO047	Picos 47	324	534
28	ID_FA2PICO048	Picos 48	314	2470
29	ID_FA2PICO049	Picos 49	310	4344
30	ID_FA2PICO050	Picos 50	312	6748
31	ID_FA2PICO051	Picos 51	315	587

Tabela 5.1 (continuação)

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
32	ID_FA2PICO052	Picos 52	314	4003
33	ID_FA2PICO053	Picos 53	304	784
34	ID_FA2PICO054	Picos 54	295	1968
35	ID_FA2PICO055	Picos 55	320	1182
36	ID_FA2PICO056	Picos 56	322	1968
37	ID_FA2PICO057	Picos 57	314	2833
38	ID_FA2PICO058	Picos 58	323	840
39	ID_FA2PICO059	Picos 59	314	3145
40	ID_FA2PICO060	Picos 60	312	3448
41	ID_FA2PICO061	Picos 61	311	3050
42	ID_FA2PICO062	Picos 62	307	1601
43	ID_FA2PICO001	Picos 1	357	1094
44	ID_FA2PICO063	Picos 63	300	1037
45	ID_FA2PICO064	Picos 64	302	1085
46	ID_FA2PICO065	Picos 65	311	2782
47	ID_FA2PICO066	Picos 66	310	1786
48	ID_FA2PICO067	Picos 67	40	324
49	ID_FA2PICO068	Picos 68	309	2738
50	ID_FA2PICO069	Picos 69	307	733
51	ID_FA2PICO070	Picos 70	315	1004
52	ID_FA2PICO071	Picos 71	307	2846
53	ID_FA2PICO072	Picos 72	306	2509
54	ID_FA2PICO073	Picos 73	309	1227
55	ID_FA2PICO074	Picos 74	313	454
56	ID_FA2PICO075	Picos 75	306	1717
57	ID_FA2PICO076	Picos 76	307	2300
58	ID_FA2PICO077	Picos 77	310	2762
59	ID_FA2PICO078	Picos 78	308	2708
60	ID_FA2PICO079	Picos 79	322	924
61	ID_FA2PICO080	Picos 80	308	521
62	ID_FA2PICO081	Picos 81	305	1553
63	ID_FA2PICO082	Picos 82	313	433

Tabela 5.1 (continuação)

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
64	ID_FA2PICO083	Picos 83	315	436
65	ID_FA2PICO084	Picos 84	305	3298
66	ID_FA2PICO085	Picos 85	301	729
67	ID_FA2PICO086	Picos 86	312	267
68	ID_FA2PICO087	Picos 87	317	459
69	ID_FA2PICO088	Picos 88	315	929
70	ID_FA2PICO089	Picos 89	305	3343
71	ID_FA2PICO090	Picos 90	314	669
72	ID_FA2PICO091	Picos 91	312	484
73	ID_FA2PICO092	Picos 92	298	1721
74	ID_FA2PICO093	Picos 93	302	2013
75	ID_FA2PICO094	Picos 94	297	339
76	ID_FA2PICO095	Picos 95	304	1484
77	ID_FA2PICO096	Picos 96	297	724
78	ID_FA2PICO097	Picos 97	303	1884
79	ID_FA2PICO098	Picos 98	316	430
80	ID_FA2PICO099	Picos 99	306	658

5.2.1.1.2 – Alinhamento Vulcânico Norte

A crista vulcânica mais setentrional, o Alinhamento Vulcânico Norte, desenvolve-se desde S. Vicente Ferreira até à vertente W do Vulcão do Fogo, ao longo de aproximadamente 10 km, encontrando-se bem definida entre o Pico da Arrenquinha e o Pico do Fogo (Fig. 5.1).

5.2.1.1.3 – Falhas prováveis

A análise de fotografia aérea sugere a presença de aspectos morfológicos que aparentam corresponder a estruturas distensivas co-intrusivas, tais como falhas normais (com pequenas escarpas) e fissuras eruptivas. Como exemplo referem-se o Pico das Ferrarias que, para além do alinhamento nítido de bocas eruptivas, exhibe pequenas escarpas viradas a SW, o Pico do Rochão e o cone de escórias localizado a NNW deste que apresentam uma possível escarpa virada a ENE, o *maar* (s.l.) da Canada Larga com escarpa virada a SW, e o alinhamento vulcânico Pico da Pintona – Serra Gorda que exhibe várias fissuras eruptivas ou mesmo falhas (Fig. 5.1 – estruturas 3, 8, 16 e 30, respectivamente, e Fig. 5.2). Actualmente estas estruturas encontram-se muito suavizadas por acções antrópicas.

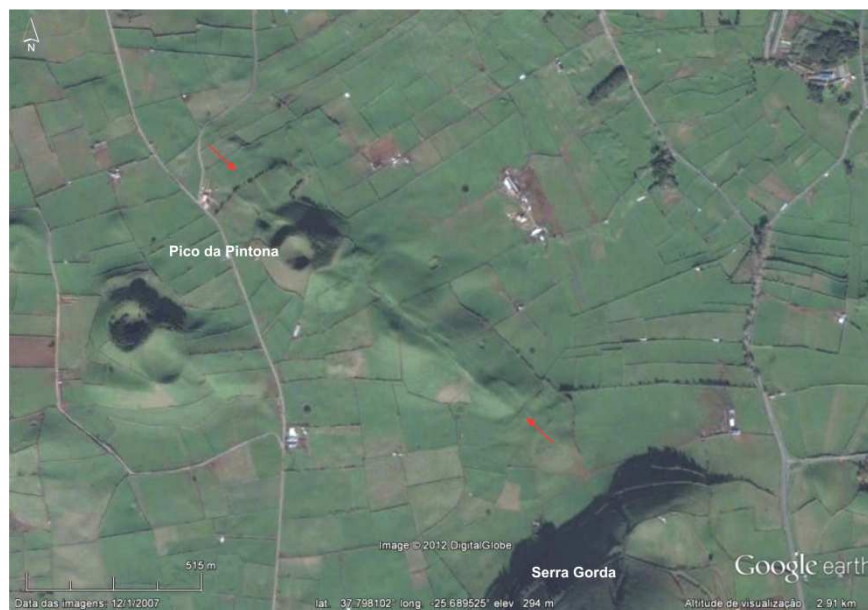


Figura 5.2 – Exemplo de morfologias formadas por fissuras eruptivas ou falhas no alinhamento vulcânico Pico da Pintona – Serra Gorda (imagem aérea Google Earth).

5.2.1.2 – Estruturas de direcção N-S

Menos frequentemente reconhecem-se alguns alinhamentos vulcânicos com direcção em torno de N-S. A expressão e comprimento destas estruturas são, no entanto, menores quando comparadas com as estruturas principais. São os casos do cone de piroclastos basálticos a N da Queimada, cuja forma alongada e a disposição das crateras sugere controlo tectónico segundo esta direcção, e do alinhamento definido pelo cone

de escórias do Charco do Ferreira com o localizado a S do Pinhal da Paz, no primeiro dos quais se observaram falhas (Fig. 5.1 – estruturas 20 e 43, respectivamente).

5.2.1.2.1 – Falha Picos 1

A Falha Picos 1 é definida pela forma alongada do cone de escórias do Charco do Ferreira e o seu prolongamento para N é sugerido pelo alinhamento com outro cone de escórias, localizado a S do Pinhal da Paz, correspondendo a um comprimento observável de pelo menos 1090 m (Fig. 5.1 – estrutura 43). No talude da estrada secundária que cruza este alinhamento vulcânico (estação 76) observa-se uma zona de falha distensiva em *graben* com direcção geral N-S, composta por duas fracturas a inclinar fortemente (75-90°) para W e E (Figs. 5.3 e 5.4). A orientação destas estruturas é compatível com a direcção da fissura eruptiva marcada pelo alinhamento daqueles cones de escórias, pelo que podem representar ou ser paralelas à zona de fractura que controlou o vulcanismo fissural que originou aquelas formas vulcânicas.

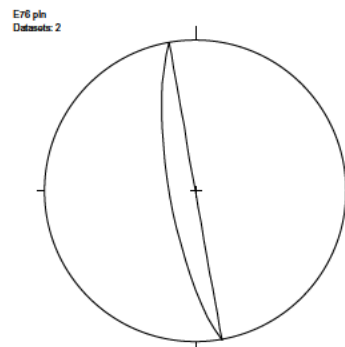


Figura 5.3 – Projecção estereográfica dos planos da Falha Picos 1, observados na estação 76. Representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt*. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).



Figura 5.4 – Zona de fractura com cinemática normal observada na estação 76, correspondente ao cone de escórias do Charco do Ferreira. Sobre o depósito do cone (c1 a c3) encontra-se a unidade Fogo A. A escala mede 1.6 m.

As falhas apresentam separações normais de aproximadamente 0.85 m para W e 1.3 m para E, resultando numa separação normal total de 45 cm para E, e deslocam os depósitos piroclásticos associados ao cone de escórias do Charco do Ferreira. Segundo Moore (1991a,b) aquele edifício vulcânico monogenético terá uma idade compreendida entre 8700 ± 200 e 6500 ± 100 anos BP, conferindo uma taxa de deslizamento mínima de 0.05-0.07 mm/ano. De acordo com Gomes (2013), este cone está sobreposto pelo depósito pomítico Fogo A (4520 ± 90 anos BP). No entanto, aquele nível não parece estar deslocado pelas falhas, estando apenas a cobrir uma paleotopografia modificada anteriormente.

5.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW

Foi também possível inferir a presença de falhas ocultas prováveis com direcção NE-SW dispersas por toda a região dos Picos (Fig. 5.1 – estruturas 6, 15, 17 e 48). Tal como as estruturas N-S, a sua expressão é pouco marcada e pouco extensa.

5.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

No que respeita às estruturas observadas em cones de escórias no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, as direcções obtidas não são uniformes e distribuem-se por todos os quadrantes (Figs. 5.5 e 5.6). No entanto, a sua natureza tectónica é muitas vezes dúbia, dado que muitas delas podem estar relacionadas com assentamentos e escorregamentos decorrentes da edificação dos cones. Com efeito, algumas exibem planos lítricos, definindo um perfil côncavo na base, a inclinar para o interior da cratera. Como exemplo referem-se as estações 81 e 82, em que ocorrem fracturas com planos lítricos, com mergulhos a variar entre 30° e 70° (Fig. 5.7). Outras fracturas aparentam ter um padrão radial ao edifício vulcânico. No caso das estações 81 a 84, que englobam os flancos de um cone de escórias já desmantelado para exploração de inertes, e da 96, correspondente ao Pico do Carvão, observam-se várias estruturas com padrão radial às formas vulcânicas (Fig. 5.6).

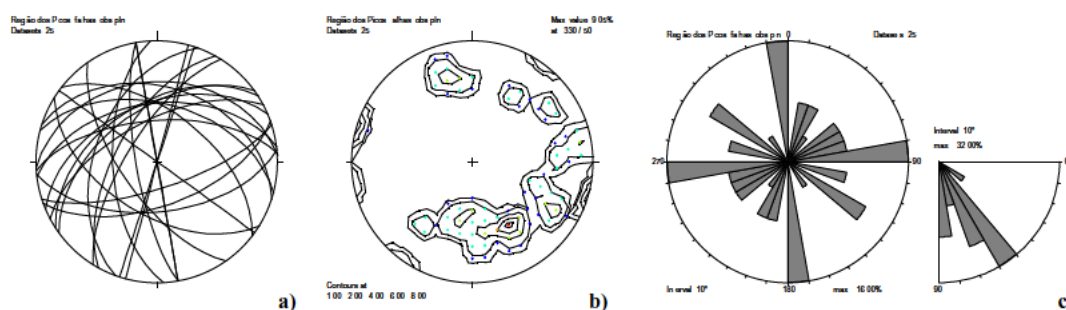


Figura 5.5 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

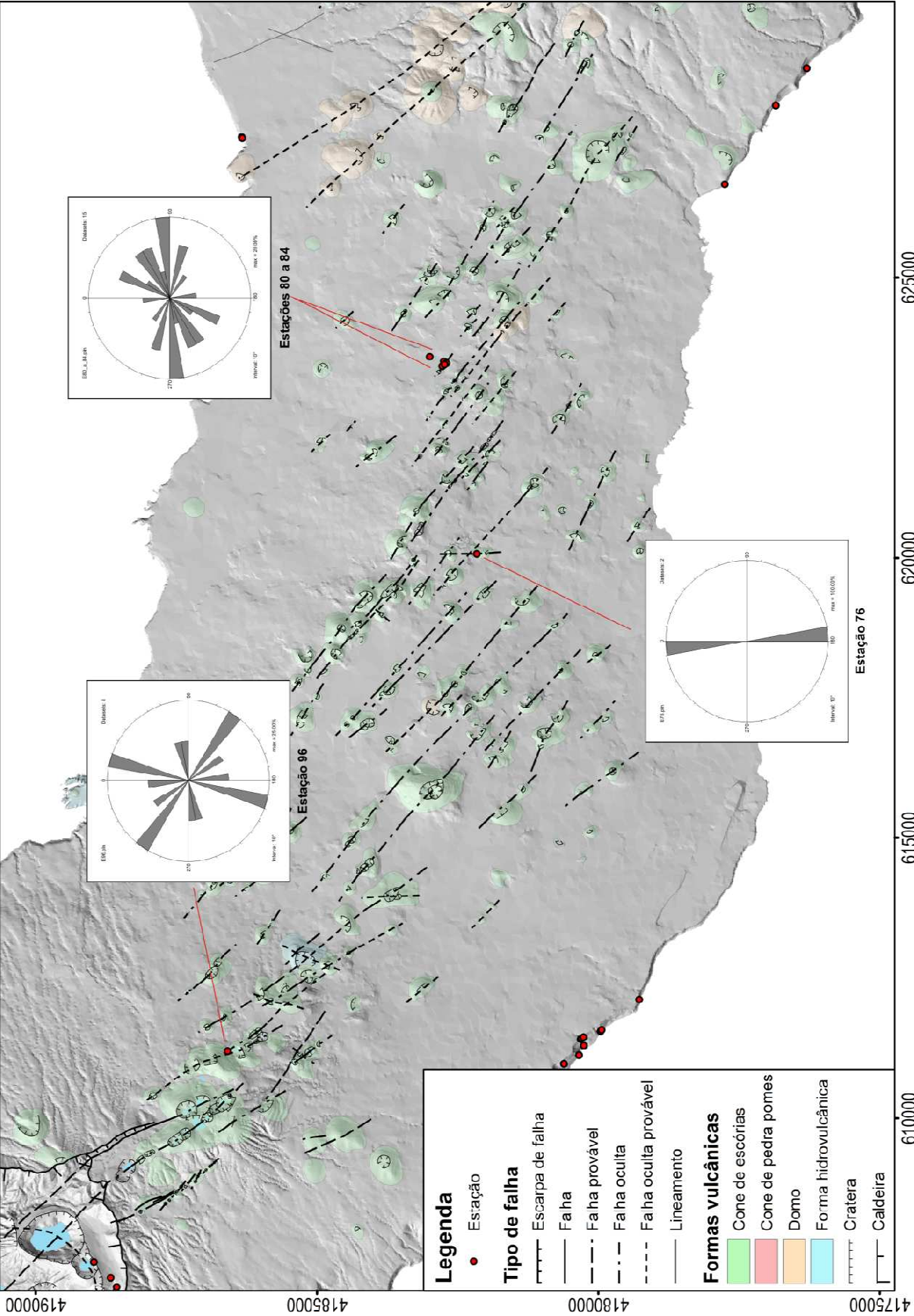


Figura 5.6 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas estações do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 27, 28, 31 e 32, Instituto Geográfico do Exército (2001 e 2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Por outro lado, existem também estruturas com ângulos de inclinação elevados e com direcções concordantes com as das fissuras eruptivas que poderão ter sido originadas por movimentações tectónicas sin- ou pós-eruptivas. Este é o caso das estruturas observadas na referida estação 76, localizada no flanco do cone de escórias do Charco do Ferreira. Apesar dos depósitos afectados consistirem em sequências monótonas de *lapilli* basáltico (*s.l.*), a componente de movimentação normal é dada pela estratificação interna e por diferenças na coloração. No entanto, a granulometria, por vezes grosseira, e a pouca coesão dos depósitos, nem sempre possibilitaram a materialização do plano de falha, nem tão pouco a observação de estrias.



Figura 5.7 – Estruturas com planos lítricos observadas na estação 82.

5.3 – DISCUSSÃO

5.3.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

A análise geomorfológica mostra que o sistema tectónico regional está particularmente bem representado neste sistema vulcânico por acidentes expressos superficialmente por alinhamentos vulcânicos, fissuras eruptivas e pequenas escarpas com direcção dominante NW-SE (330-300°). Estas estruturas, por sua vez, definem duas zonas de fractura principais, os alinhamentos vulcânicos Sul e Norte. Embora ambas as zonas de fractura apresentem direcção NW-SE, verifica-se que no sector E do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, a concentração de centros eruptivos parece traduzir a presença em profundidade de um acidente de direcção E-W (Ferreira, 2000). Deduziram-se, ainda, fissuras eruptivas com orientações N-S e NE-SW. No primeiro caso, estruturas expostas em corte nas imediações do alinhamento vulcânico definido pelos cones do Charco do Ferreira e o localizado a S do Pinhal da Paz e permitiram comprovar a existência desta direcção. A exposição de falhas em afloramento é escassa e, quando ocorre, a materialização dos planos de falha é dificultada pela natureza dos depósitos, pouco coesos e de granulometria geralmente média a grosseira. A maior parte das estruturas aflorantes possuem natureza tectónica duvidosa, evidenciando orientações e geometrias que, de um modo geral, não são consistentes com as inferidas da análise

geomorfológica, exibindo frequentemente disposição radial ao próprio edifício vulcânico. Algumas das estruturas que afectam os cones de escórias apresentam planos de geometria lítrica. Estas serão, consequentemente, estruturas formadas durante a edificação das formas vulcânicas monogenéticas.

5.3.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

No Sistema Vulcânico Fissural dos Picos não existem elementos de referência geomorfológicos que permitam determinar a movimentação das estruturas tectónicas presentes, exceptuando os casos de algumas escarpas que deverão estar relacionadas com intrusões magmáticas. Conforme já foi referido, as falhas principais estão expressas à superfície por alinhamentos de cones de escórias e crateras, dispostos *en échelon* direito, provavelmente relacionados com acidentes em deslizamento direito em profundidade que se propagam para a superfície sob a forma de fracturas oblíquas ao acidente profundo (Ferreira, 2000), de acordo com o modelo proposto por Delaney and Pollard (1981) (Fig. 5.8). A componente de abertura associada ao deslizamento permite a ascensão magmática que alimentou a actividade vulcânica.

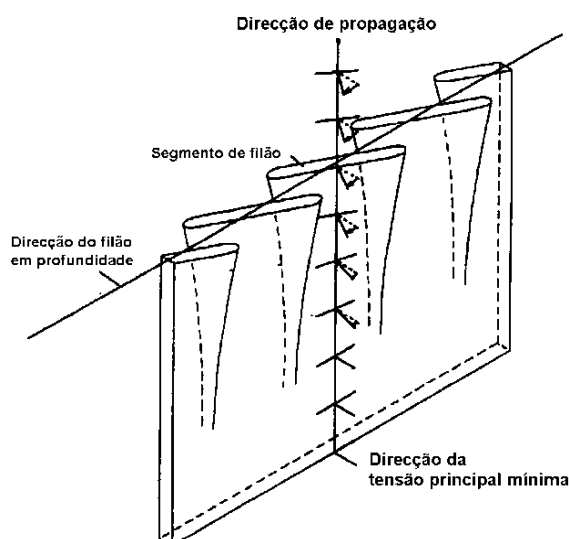


Figura 5.8 – Diagrama ilustrando a resposta de um filão sujeito a um campo de tensões em que a direcção de tracção máxima roda em profundidade, em torno de um eixo vertical, à medida que a intrusão magmática se propaga para a superfície (*in* Ferreira, 2000).

5.3.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

A Falha Picos 1 (estação 76), de direcção N-S, produz uma separação normal total de 45 cm para E nos depósitos de piroclastos basálticos (*s.l.*) associados ao cone do Charco do Ferreira. Utilizando o período de idades determinado por Moore (1991a) para a primeira forma vulcânica, 8700 ± 200 a 6500 ± 100 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.05-0.07 mm/ano.

5.3.4 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

No que respeita o deslocamento por evento sísmico, mediu-se uma separação de 45 cm na Falha Picos 1. No entanto, considerando que estamos num sistema vulcânico dominado por fissuras eruptivas, há que ter em consideração que a separação medida pode não ter resultado de apenas um único evento, mas sim de vários deslocamentos provocados por um ou vários episódios eruptivos.

5.3.5 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

O potencial sismogénico foi avaliado seguindo a mesma metodologia utilizada para as falhas do Vulcão das Sete Cidades. As magnitudes estimadas encontram-se representadas na Tabela 5.2.

À semelhança do que foi referido para o *Graben* dos Mosteiros, e atendendo a que o Alinhamento Vulcânico Sul corresponde ao prolongamento para SE daquela estrutura distensiva, considera-se o mesmo comprimento observável estimado na ordem dos 20 km para esta importante zona de fractura. Deste modo, a magnitude do sismo máximo varia entre 6.6 e 6.5, consoante se considera o comprimento e área de rotura (crosta sismogénica com 14 km de espessura), respectivamente. No caso do Alinhamento Vulcânico Norte, o comprimento observável é da ordem dos 10 km, equivalendo a magnitudes de momento da ordem dos 6.2. Por um lado, estes valores podem estar subestimados, dado que não se conhece a extensão total dos acidentes. Por outro, podem estar sobreavaliados. Com efeito, os sistemas vulcânicos fissurais constituem a expressão superficial de uma densa rede filoniana em profundidade que, ao implantar-se, provoca deformação extensional e sismicidade, podendo mesmo ocorrer fracturação com formação de fissuras ou falhas normais orientadas paralelamente à direcção do filão. A largura da rotura resultante é condicionada pela profundidade a que se encontra o topo da intrusão (Smith *et al.*, 1996). Como geralmente o topo dos filões se encontra a profundidades inferiores a 5 km, a área de rotura será sensivelmente mais reduzida, e consequentemente também a magnitude limiar para a ocorrência de rotura superficial (Smith *et al.*, 1996; Azzaro *et al.*, 1998). Se se considerar a profundidade focal de 8 km obtida por Silva (2011) e Silva *et al.* (2012) para a área central da ilha de S. Miguel, as magnitudes calculadas a partir da área de rotura decrescem para 6.3 e 6.0 para as zonas de fractura Sul e Norte, respectivamente.

Para a Falha Picos 1, o deslocamento medido de 45 cm equivale a uma magnitude de 6.4, contrastando claramente com os valores estimados através do comprimento (M_w 5.1) e área de rotura (M_w 5.3 ou 5.0, considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica). No entanto, e pelas razões já mencionadas, é mais certo que a magnitude de 6.4 esteja sobreavaliada e a separação ser antes um valor acumulado por roturas de magnitude mais baixa durante um ou vários episódios magmáticos.

Embora os dados disponíveis permitam estimar magnitudes superiores a 5.0 para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, é de salientar que esta região apresenta um baixo índice de sismicidade.

Tabela 5.2 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).

Falha	SRL (km)	M_w ($\pm 0.24-0.28$)	RA* (km)	M_w^* ($\pm 0.24-0.28$)	RA** (km)	M_w^{**} ($\pm 0.24-0.28$)	MD (m)	M_w (± 0.4)
Alinhamento Vulcânico Sul	20	6.6	309	6.5	177	6.3	-	-
Alinhamento Vulcânico Norte	10	6.2	154	6.2	88	6.0	-	-
Picos 1	1.1	5.1	17	5.3	10	5.0	0.45	6.4

$M_w/SRL - M_w = 5.08 + 1.16 \log(SRL)$; $M_w/RA - M_w = 4.07 + 0.98 \log(RA)$; $M_w/MD - M_w = 6.69 + 0.74 \log(MD)$; de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

5.3.6 – GRAU DE ACTIVIDADE

Segundo Moore (1990) as formas vulcânicas pertencentes ao sistema vulcânico dos Picos, o mais recente da ilha de S. Miguel, têm de um modo geral idade inferior a 100000 anos BP, pelo que as fracturas que controlaram a sua edificação, são indubitavelmente activas. No caso da Falha Picos 1, para a qual foi possível estimar uma taxa de deslizamento mínima de 0.05-0.07 mm/ano, verifica-se que, usando a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), esta se insere nos acidentes com baixa actividade (tipo C).

6 – TECTÓNICA DO VULCÃO DO FOGO

6.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

O estudo mais completo sobre a vulcanoestratigrafia do Vulcão do Fogo foi realizado por Wallenstein (1999) que identificou duas unidades estratigráficas principais, o Grupo Inferior e o Grupo Superior. O Grupo Inferior engloba os produtos não diferenciados mais antigos, com idades superiores a cerca de 40000 anos BP, representando a maior parte do volume do maciço do Fogo. A idade mais antiga, 280000 ± 140000 anos BP, foi obtida numa lava submarina relativamente fresca amostrada a cerca de 878 m abaixo do nível do mar, no decurso de uma sondagem de 981 m efectuada no flanco N do maciço (Muecke *et al.*, 1974). Quanto ao vulcanismo subaéreo, os testemunhos mais antigos correspondem ao domo traquítico da Eira Velha (181000 ± 15000 anos BP; Gandino *et al.*, 1985; Moore, 1991a,b), a uma lava traquítica localizada no bordo W da caldeira do Vulcão do Fogo (121000 ± 5000 anos BP; Moore, 1991a,b), a uma lava traquítica amostrada a 57 m de profundidade na sondagem do flanco N (117000 ± 24000 anos BP; Muecke *et al.*, 1974) e a um depósito de tufo soldado, localizado na arriba a E do Porto de Santa Iria (103000 ± 7000 anos BP; Gandino *et al.*, 1985; Moore, 1991a,b). A base aflorante deste grupo é constituída por escoadas lávicas e domos de natureza traquítica (*s.l.*) observáveis na base das arribas da costa N, na zona central do maciço perto do bordo N da caldeira, e no flanco S sob a forma de domos, como os da Eira Velha e do Pico de Vento. A cobrir estas escoadas e intercaladas com outras da mesma natureza, encontram-se importantes sequências vulcanoclásticas de depósitos de queda e de fluxo. No topo surgem escoadas lávicas de natureza mais básica, observáveis, por exemplo, na base da arriba da costa S.

O Grupo Superior compreende os produtos vulcânicos emitidos nos últimos 40000 anos BP. Ao longo deste período ocorreram numerosas erupções explosivas de natureza traquítica (*s.l.*), quer localizadas no interior da caldeira do Vulcão do Fogo, contribuindo para a sua actual forma, quer localizadas nos flancos, e que foram intercaladas por erupções de natureza basáltica (*s.l.*) também nos flancos. As erupções explosivas intracaldeira mais importantes (do tipo pliniano) ocorridas no período pré-histórico são testemunhadas pelas formações da Ribeira Chã e do Fogo A. A primeira terá ocorrido há cerca de 12000-8000 anos BP e a segunda, o melhor marcador estratigráfico para a ilha de S. Miguel, está datada de 4520 ± 90 anos BP (Wallenstein, 1999). No entanto, devido a vários factores, nomeadamente a erosão, a tectónica e o denso coberto vegetal, nem sempre foi possível estabelecer correlações estratigráficas ao nível do edifício vulcânico, pelo que, para o Grupo Superior, Wallenstein (1999) optou por considerar duas sequências distintas para os produtos anteriores à Formação do Fogo A: a Sequência Eruptiva do Flanco Norte e a Sequência Eruptiva do Flanco Sul, esta última melhor documentada. Posteriormente, Pimentel (2004) detalhou a vulcanoestratigrafia do flanco N, onde reconheceu a Formação da Ribeira Chã, possibilitando o estabelecimento de correlações estratigráficas entre ambos os flancos do vulcão.

Após a erupção do Fogo A, ocorreram ainda mais quatro erupções explosivas de natureza traquítica (subplinianas), correspondentes às unidades Fogo B (3240 ± 90 anos BP; Shotton *et al.*, 1970), Fogo C, Fogo D e Fogo 1563, a última das quais em período histórico. Exceptuando a erupção do Fogo B, localizada no flanco N, as restantes ocorreram no interior da caldeira. Em período histórico importa, ainda, referir a erupção de natureza basáltica no Pico Queimado (então Pico do Sapateiro), que sucedeu em poucos dias a erupção explosiva de 1563.

6.2 – FALHAS

6.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

No Vulcão do Fogo, a espessa cobertura de depósitos piroclásticos de natureza traquítica (s.l.) aliada à densa cobertura vegetal dificultam o reconhecimento de estruturas tectónicas, pelo que na generalidade as consideradas foram inferidas a partir da análise geomorfológica. Em geral, estas correspondem a lineamentos, deduzidos a partir de linhas de água de traçado rectilíneo, e a alinhamentos vulcânicos.

As estruturas cartografadas, representadas na Figura 6.1 e listadas na Tabela 6.1, apresentam preferencialmente direcção NW-SE a NNW-SSE, a orientação do designado *Graben* da Ribeira Grande. Esta direcção está particularmente desenvolvida no flanco N do Vulcão do Fogo, e é representada principalmente pelos alinhamentos vulcânicos que limitam o *graben* a W e a E, assim como pelo padrão da rede de drenagem (Wallenstein, 1999) onde a presença de vários troços rectilíneos e paralelos, por vezes, dispostos obliquamente ao declive geral das vertentes do edifício vulcânico, permite definir vários lineamentos. A mesma direcção tem também expressão nos outros flancos do vulcão através de lineamentos que sugerem importante controlo estrutural da drenagem. Embora com menor abundância e/ou extensão, é possível inferir lineamentos com outras direcções (NE-SW, N-S e WNW-ESE a E-W). As direcções NE-SW e N-S tem particular expressão no flanco S, enquanto que a orientação WNW-ESE a E-W encontra-se mais frequentemente nas proximidades da caldeira.

A identificação de alguns lineamentos foi complementada pela cartografia de anomalias de concentração de CO₂ para o Vulcão do Fogo efectuada por Viveiros *et al.* (2008) que permitiu corroborar a análise geomorfológica. Algumas das anomalias de CO₂ definem alinhamentos com orientações NW-SE e N-S e localizam-se no prolongamento de alguns lineamentos cartografados.

Segundo Wallenstein (1999), a distribuição de domos traquíticos na zona da caldeira do Vulcão do Fogo sugere a existência de falhas circulares associadas à evolução do edifício vulcânico.

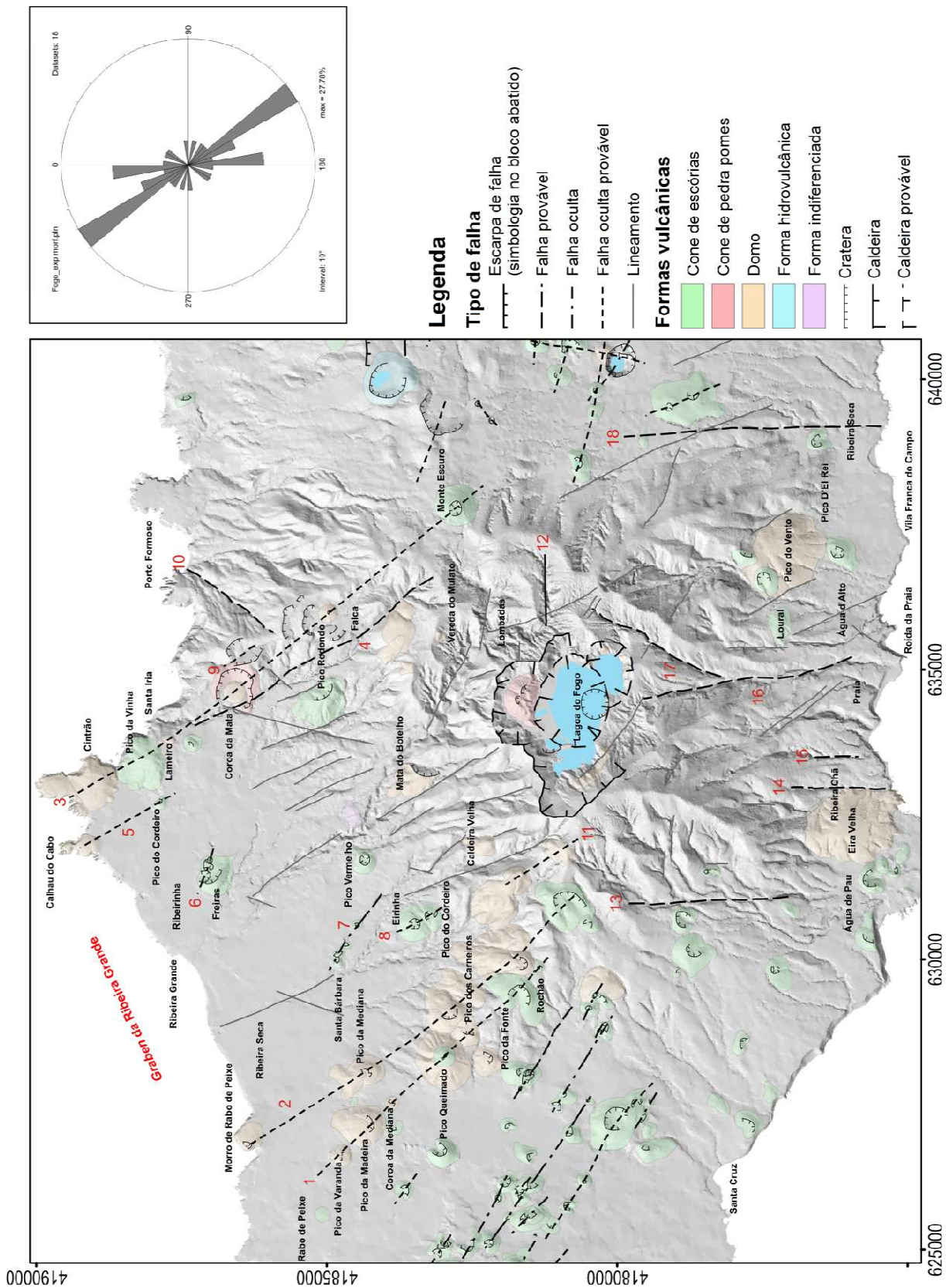


Figura 6.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão do Fogo sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Os lineamentos não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 6.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Tabela 6.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão do Fogo, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2WRGR001	W da Ribeira Grande 1	317	5114
2	ID_FA2WRGR002	W da Ribeira Grande 2	323	7141
3	ID_FA2FALC001	Falca	323	8942-14000?
4	ID_FA2FALC001	Falca	328	4939-14000?
5	ID_FA2FOGO050	Fogo 50	330	1890
6	ID_FA2FOGO043	Fogo 43	289	843
7	ID_FA2FOGO041	Fogo 41	305	1602
8	ID_FA2FOGO039	Fogo 39	331	895
9	ID_FA2FOGO038	Fogo 38	326	642
10	ID_FA2PMOI001	Praia dos Moinhos	36	1899
11	ID_FA2FOGO049	Fogo 49	328	1488
12	ID_FA2LOMB019	Lombadas 19	89	1244
13	ID_FA2APAU001	Água de Pau	358	2757
14	ID_FA2RCHA001	Ribeira Chã	1	1634
15	ID_FA2RBAR001	Ribeira das Barreiras	359	785
16	ID_FA2RPRA001	Ribeira da Praia	349	3696
17	ID_FA2FOGO002	Fogo 2	28	2551
18	ID_FA2FOGO051	Fogo 51	358	4450

6.2.1.1 – Estruturas de direcção NW-SE a NNW-SSE

O Vulcão do Fogo está afectado por um importante conjunto de falhas com direcção predominante NW-SE a NNW-SSE expressas por alinhamentos vulcânicos, linhas de água de traçado rectilíneo, distribuição de anomalias de concentração de CO₂ e, também, pela existência de descontinuidades de resistividade eléctrica (Gandino *et al.*, 1985). A estrutura mais importante corresponde ao *Graben* da Ribeira Grande.

6.2.1.1.1 – *Graben* da Ribeira Grande

Ao contrário de outras estruturas distensivas presentes na ilha de S. Miguel, os acidentes constituintes do *Graben* da Ribeira Grande não apresentam escarpa de falha. Essa situação resulta do facto da estrutura se encontrar parcialmente colmatada por espessa cobertura de produtos piroclásticos de erupções recentes e históricas. A expressão morfológica das falhas limítrofes do *graben* (Zona de Falha W da Ribeira Grande, a ocidente, e Zona de Falha da Falca, a leste) encontra-se materializada por alinhamentos de cones de escórias e domos lávicos, limitando a zona abatida onde se localiza a cidade da Ribeira Grande, pelo que o seu traçado é provável. O traço daquelas falhas prolonga-se, em terra, por 7-9 km, desde o litoral até próximo do bordo da caldeira do Vulcão do Fogo. Os bordos W e E da caldeira apresentam direcções idênticas às das falhas do *graben*, sugerindo que a forma da depressão central terá sido controlada por estruturas paralelas àquelas.

O valor da separação normal das falhas principais permanece por esclarecer, uma vez que a depressão central do *graben*, sendo uma zona abatida, foi alvo de sucessivos enchimentos por produtos vulcânicos recentes, tais como o ignimbrito do Fogo A que, neste sector, pode atingir espessuras superiores a 20 m. Com base na sondagem profunda efectuada na área da Ribeira Grande, Muecke *et al.* (1974) verificam que este sector sofreu uma subsidência da ordem dos 650 m nos últimos 690000 anos, indicada pela presença de depósitos vulcânicos com fácies subaérea abaixo do nível do mar. Este intervalo de tempo corresponde à duração da época de Brunhes na qual se insere a polaridade magnética normal obtida para as rochas da sondagem. Com base naqueles valores, obtêm uma taxa de subsidência média de 1 mm/ano. No entanto, as revisões mais recentes da escala do tempo geológico indicam uma idade de 781000 anos, e portanto mais antiga, para o limite Brunhes-Matuyama (Lourens *et al.*, 2004 in Pillans e Gibbard, 2012). Refazendo o cálculo da taxa de subsidência, obtêm-se 0.83 mm/ano. Todavia, desconhece-se qual a proporção desta subsidência que é resultante de abatimento por actividade tectónica nas falhas do *graben* e de compensação isostática do edifício vulcânico. O facto das falhas do *graben* não apresentarem expressão morfológica resultante de deformação tectónica (escarpas de falha) sugere taxas de actividade tectónica baixas relativamente à frequência da actividade vulcânica; o grande volume dos produtos extrusivos acaba por ocultar a expressão morfológica tectónica. Com efeito, em regiões vulcânicas a expressão morfológica da actividade das falhas depende fortemente das taxas relativas dos processos tectónicos, erosivos e deposicionais (Madeira, 1998).

Não obstante, a movimentação normal nas duas estruturas limítrofes encontra-se expressa por uma diferença de cota (de cerca de 90 m) entre a zona central do *graben* e os bordos desta estrutura.

6.2.1.1.1.1 – Zona de Falha W da Ribeira Grande

O traçado da falha que limita a W o *Graben* da Ribeira Grande não é claro, pois vários edifícios vulcânicos foram edificados ao longo da sua extensão, ocultando qualquer vestígio de possíveis escarpas de falha. No entanto, junto à zona de transição para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos existem alguns indícios morfológicos da presença de uma estrutura tectónica importante. Para além dos dois alinhamentos vulcânicos definidos pelos conjuntos Pico da Varanda – Pico da Madeira – domo da Coroa da Mediana – Pico Queimado – Pico dos Carneiros – cone de escórias do Rochão (Falha W da Ribeira Grande 1, WRG 1) e cone de pedra pomes do Morro de Rabo de Peixe – Pico da Mediana – domo a E do Pico Queimado – domo a E do cone de escórias do Rochão – cone de escórias a SE do Rochão (Falha W da Ribeira Grande 2, WRG 2), verifica-se que existe uma diferença significativa no valor da cota da superfície topográfica de ambos os lados dos alinhamentos vulcânicos; de SW para NE o relevo sofre um abatimento geral da ordem dos 90-100 m (Fig. 6.2 - perfil CD). A direcção das falhas varia entre 317° e 323° . Estas estruturas prolongam-se por mais de 7 km, desde o litoral até próximo da caldeira do Vulcão do Fogo, condicionando provavelmente o seu bordo SW que apresenta sensivelmente a mesma direcção (Fig. 6.2). A sua extensão é naturalmente superior, mas para S perdem expressão.

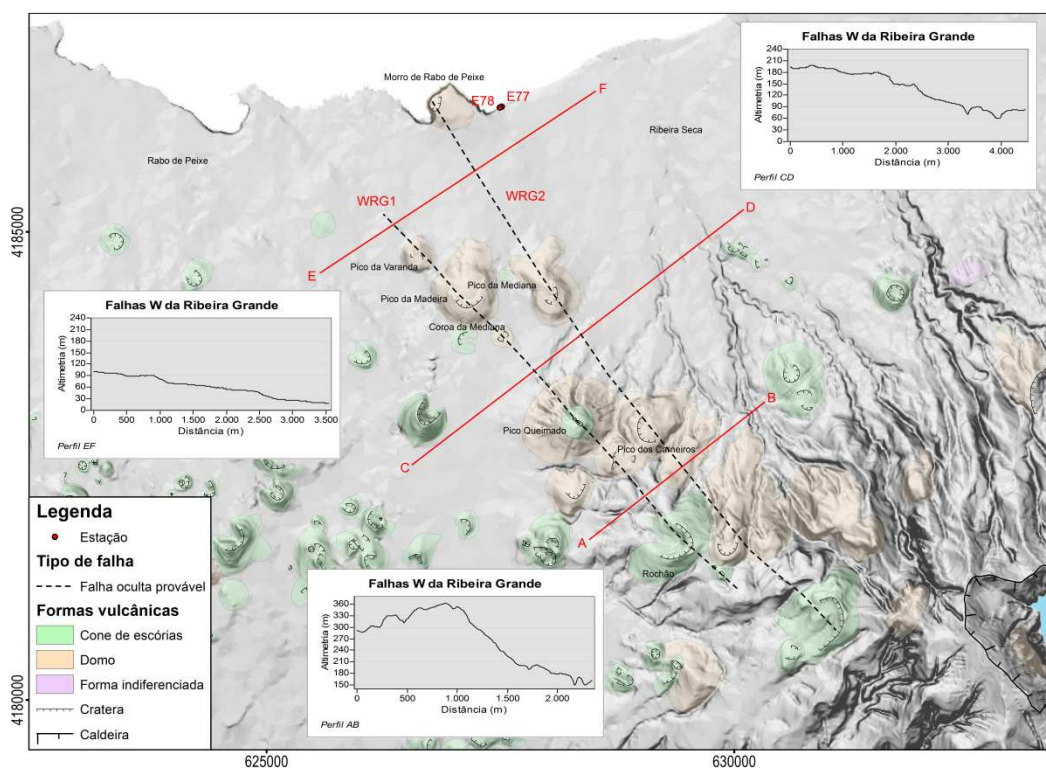


Figura 6.2 – Cartografia das falhas W da Ribeira Grande (WRG) sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização das estações 77 e 78. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Nas arribas da praia da Ribeira Seca, junto ao cone de pedra pomes do Morro de Rabo de Peixe (estações 77 e 78), observaram-se várias falhas (Ribeira Grande 1 a 7) com orientação geral NW-SE a NNW-SSE ($302-336^\circ$) e ângulos de inclinação elevados (superiores a 60°) com abatimento para NE e SW (Fig. 6.3). Os acidentes deslocam em falha normal, com separações a variar entre 5 e 50 cm, uma sequência piroclástica. Ao longo de praticamente toda a extensão do areal a sequência exposta é a da Formação dos Fenais da Luz, incluída na Sequência do Flanco Norte do Grupo Superior, cujas correlações estratigráficas com os depósitos dos vulcões do Fogo e das Sete Cidades não estão bem compreendidas (Wallenstein, 1999). Segundo este autor, esta unidade é constituída por depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*), situados estratigraficamente entre duas escoadas lávicas basálticas do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, com idades compreendidas entre 30000-10000 anos e 10000-5000 anos BP, respectivamente (Moore, 1991a). No entanto, e de acordo com as correlações estratigráficas de Pimentel (2004), no local das estações 77 e 78 esta formação situa-se a cerca de 8-10 m de altura na arriba e assenta sobre depósitos piroclásticos de idade incerta. A sequência estratigráfica é composta, da base para o topo, por:

1. Depósito *lapilli* pomítico de queda com espessura superior a 2.5 m;
2. Depósito de cinzas pomíticas grosseiras de cor cinzenta, sendo a base mais fina e compacta. Apresenta um nível ferruginoso e espessura variável em torno de 10 cm;
3. Depósito com aspecto caótico e mal calibrado, constituído por clastos de natureza diversa (pedra pomes e líticos) suportados por uma matriz de cinzas, e com solo no topo. As características sugerem que seja um depósito de enxurrada;
4. Depósito de cinzas de cor acastanhada, com leito de *lapilli* pomítico fino de cor amarela na base. A espessura total é da ordem de 1.6 m e o topo está alterado por pedogénese;
5. Depósito de pedra pomes de queda que, segundo Pimentel (2004), corresponde ao depósito de *lapilli* pomítico inferior da Formação dos Fenais da Luz, definida por Wallenstein (1999).

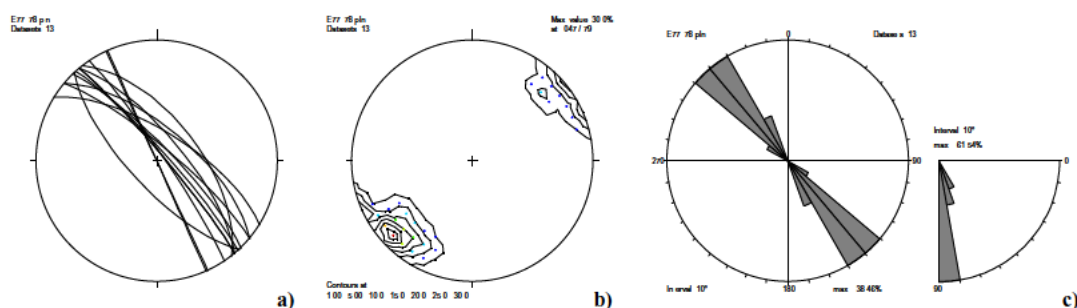


Figura 6.3 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 77 e 78: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Na parte W do afloramento (estação 77), junto à Falha Ribeira Grande 1, observam-se os mesmos níveis 3, 4 e 5 da sequência descrita. Encostados à arriba, contra a sequência mais antiga, ocultando-a, encontra-se um

conjunto de depósitos mais recentes, tendo sido encontrados no nível 10 um osso e um dente de bovino, indicando que se trata de um depósito posterior ao povoamento (Fig. 6.4):

6. Alternância de níveis de cinzas de cor castanha alaranjada, alguns com *lapilli* pomítico fino disseminado;
7. Depósito de *lapilli* pomítico fino a médio com matriz de cinzas de cor castanha alaranjada;
8. Nível de areia de praia de cor acinzentada, com cerca de 15 cm de espessura;
9. Depósito caótico constituído por cinzas de cor alaranjada e *lapilli* pomíticos;
10. Depósito provavelmente remobilizado constituído por *lapilli* pomítico numa matriz de cinzas de cor castanha alaranjada.

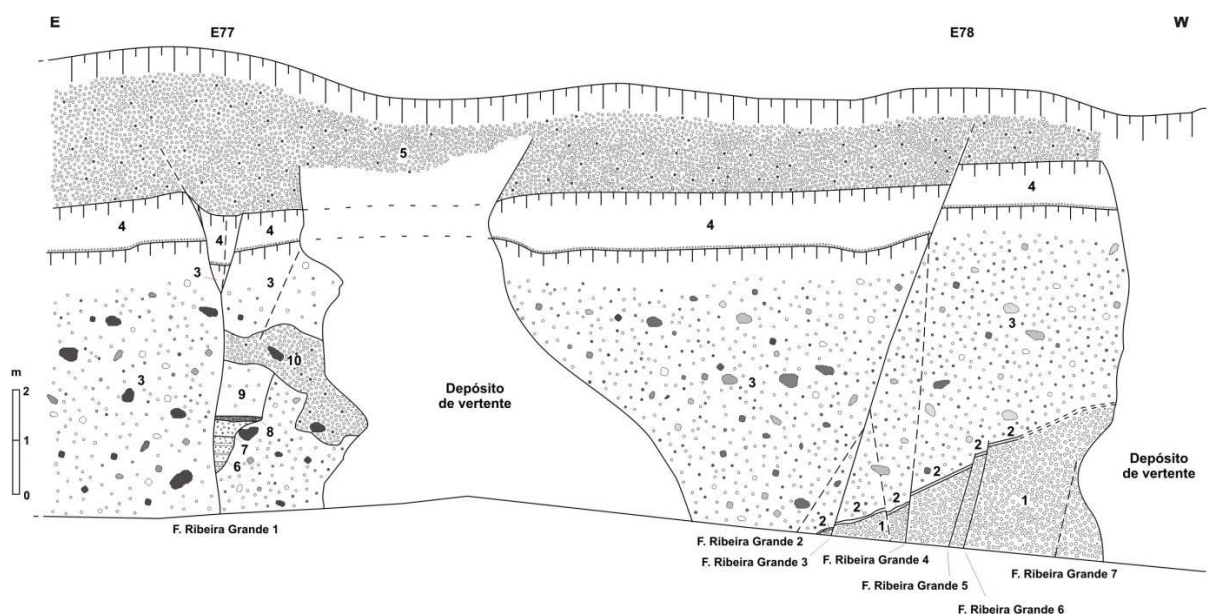


Figura 6.4 – Corte esquemático do afloramento das estações 77 e 78. O depósito de *lapilli* pomítico presente no topo (5) corresponde ao depósito de *lapilli* pomítico inferior da Formação dos Fenais da Luz, que está afectado por algumas das falhas (falhas Ribeira Grande 1 e 3). Descrição da estratigrafia no texto.

Não é claro se a Falha Ribeira Grande 1 afecta o depósito de pedra pomes inferior da Formação dos Fenais da Luz (nível 8; Fig. 6.4). Uns metros para W (estação 78), a mesma sequência (níveis 1 a 5) está afectada por outro conjunto de falhas, uma das quais (Falha Ribeira Grande 3) desloca toda a sequência, incluindo o depósito de *lapilli* pomítico inferior daquela formação (nível 5; Fig. 6.4). Contudo, enquanto que na base da arriba obtém-se para aquela falha uma separação normal de 25 cm com abatimento para NE, no topo, a base do depósito de *lapilli* pomítico inferior apresenta 50 cm de separação. Esta diferença pode resultar da presença de uma componente de desligamento, deslocando sequências com geometria distinta, ou a falha ramifica para a base do afloramento. Considerando 50 cm de separação e uma idade inferior a 30000-10000 anos BP para a Formação dos Fenais da Luz, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.02-0.05 mm/ano.

Os relatos históricos da erupção vulcânica basáltica de 1563 sugerem que a Falha W da Ribeira Grande 1 poderá ter favorecido a ascensão magmática e proporcionado a ocorrência da erupção do tipo fissural no

cume do domo traquítico do Pico do Sapateiro (Pico Queimado após a erupção), na sequência da qual se formaram duas bocas eruptivas alinhadas segundo a direcção NW-SE (Fig. 6.5). A erupção iniciou-se a 2 de Julho de 1563 quando “... começou a abrir o dito pico do Sapateiro fazendo em si grandes gaivas (fossos, covas) e ... abrindo no seu cume uma furiosa boca ...” (Frutuoso, 1522-1591), emitiu uma escoada lávica que seguiu para NE até ao mar na zona da Ribeira Seca. O segundo derrame lávico foi emitido a 9 de Julho. Este progrediu para NW em direcção a Rabo de Peixe, sendo canalizado ao longo da fractura gerada, ou reactivada, no decurso da erupção (Ferreira, 2000). A escoada lávica seguiu parte do caminho à superfície enquanto que noutros troços progrediu subterraneamente, “... fazendo grandes e temerosas aberturas pela terra ao redor ...” e verificando-se que “... a terra se abaixou e gretou notavelmente ...” (Frutuoso, 1522-1591).

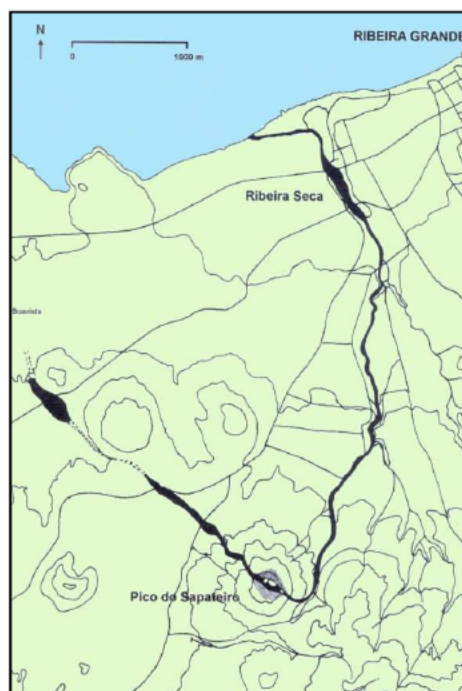


Figura 6.5 – Escoadas lávicas da erupção de 1563 no Pico Queimado segundo Wallenstein *et al.* (1999 in Silveira, 2002).

6.2.1.1.2 – Zona de Falha da Falca

O limite oriental do *Graben* da Ribeira Grande tem orientação geral 323° está morfologicamente expresso pelo alinhamento vulcânico domo do Cintrão – Pico da Vinha – domo do Lameiro – domo da Coroa da Mata – Pico Redondo – Monte Escuro, definindo um comprimento mínimo da ordem dos 9 km. No flanco S do Vulcão do Fogo não é evidente, mas o prolongamento do seu traçado coincide com a zona de transição entre aquele vulcão e o Sistema Vulcânico Fissural do Congro que exhibe uma direcção semelhante; neste caso, o comprimento mínimo aumenta para 14 km. Para além do referido alinhamento vulcânico, a presença desta estrutura é ainda sugerida pela disposição de troços e afluentes de traçado rectilíneo da Ribeira do Lameiro (Fig. 6.6). Verifica-se uma diferença na cota topográfica de ambos os lados do traço de falha, encontrando-se

o bloco NE a cota mais elevada que o bloco a SW (Fig. 6.6 – perfis AB, CD e EF). O desnível topográfico de cerca de 90 m observado na zona da Falca (Fig. 6.6 – perfil CD) pode conter uma escarpa de falha degradada. No caso do perfil GH, o ressalto topográfico de 100 m deve-se à influência do domo do Cintrão que está englobado no Grupo Inferior da estratigrafia do Vulcão do Fogo.

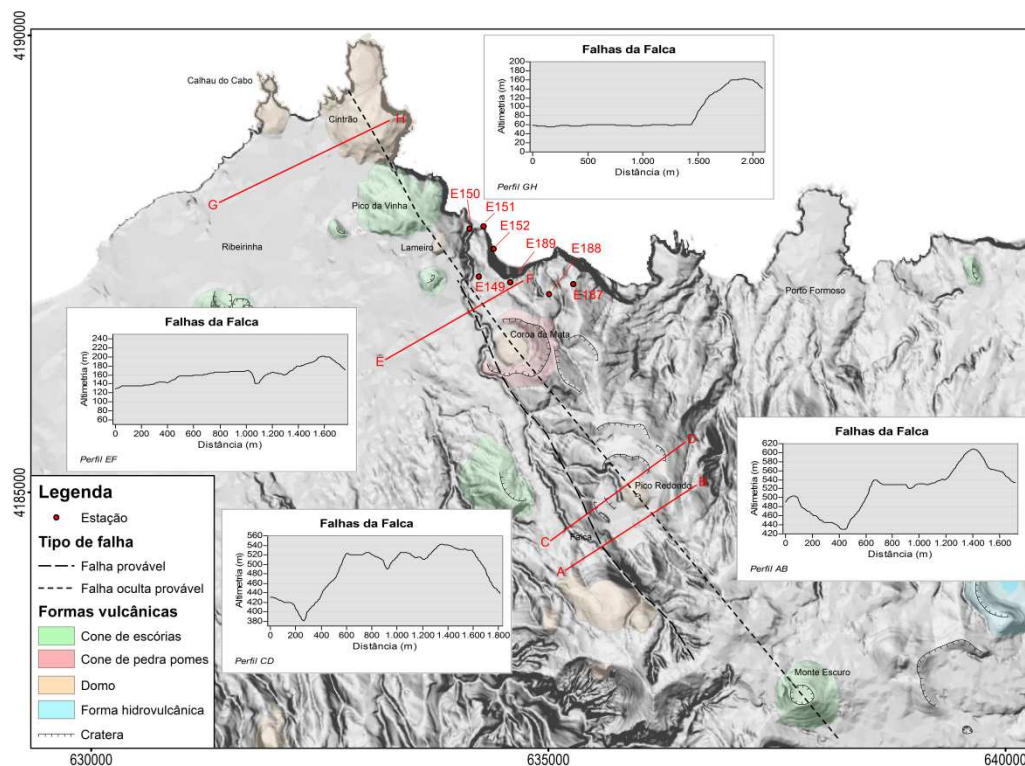


Figura 6.6 – Cartografia da Zona de Falha da Falca sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo, com respectivos perfis transversais rectilíneos (AB, CD e EF), e localização das estações 149 a 152 e 187 a 189. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Segundo Wallenstein (1999), os derrames lávicos traquíticos aflorantes na base das arribas da costa N, entre o Calhau do Cabo e Porto Formoso, deverão ter cerca de 117000 ± 24000 anos BP, idade obtida numa escoada lávica traquítica (s.l.) amostrada no topo da sondagem realizada em 1973 (Muecke *et al.*, 1974). Se esta assunção for correcta, as últimas movimentações na Zona de Falha da Falca terão sido posteriores àquela idade, uma vez que os referidos derrames não afloram no bloco abatido.

No bloco elevado (bloco NE) observaram-se vários acidentes menores sintéticos e antitéticos da falha principal (estações 149 a 152 e 187 a 189), com direcções NW-SE a NNW-SSE, inclinações superiores a 45° , e abatimento para NE e SW (Fig. 6.7). As falhas afectam depósitos vulcanoclásticos de natureza traquítica (s.l.) pertencentes ao Grupo Inferior (Fig. 6.8). A cinemática é normal com separações centimétricas a métricas. Alguns dos acidentes apresentam valores de separação diferentes na base e no topo, indicando mais do que um episódio de rotura.

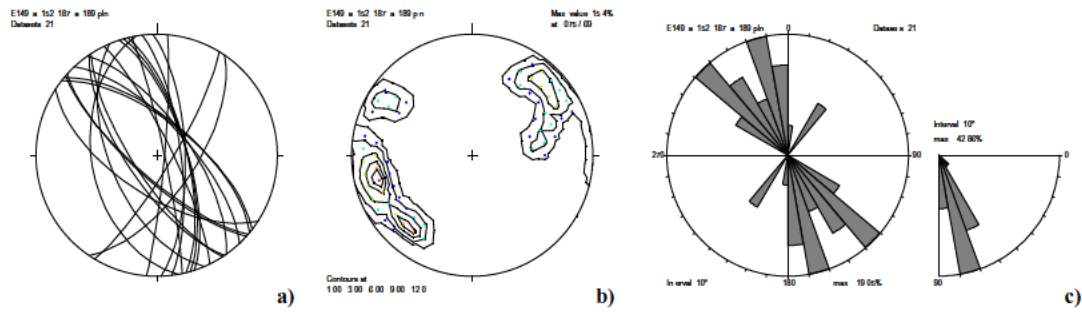


Figura 6.7 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 149 a 152 e 187 a 189: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

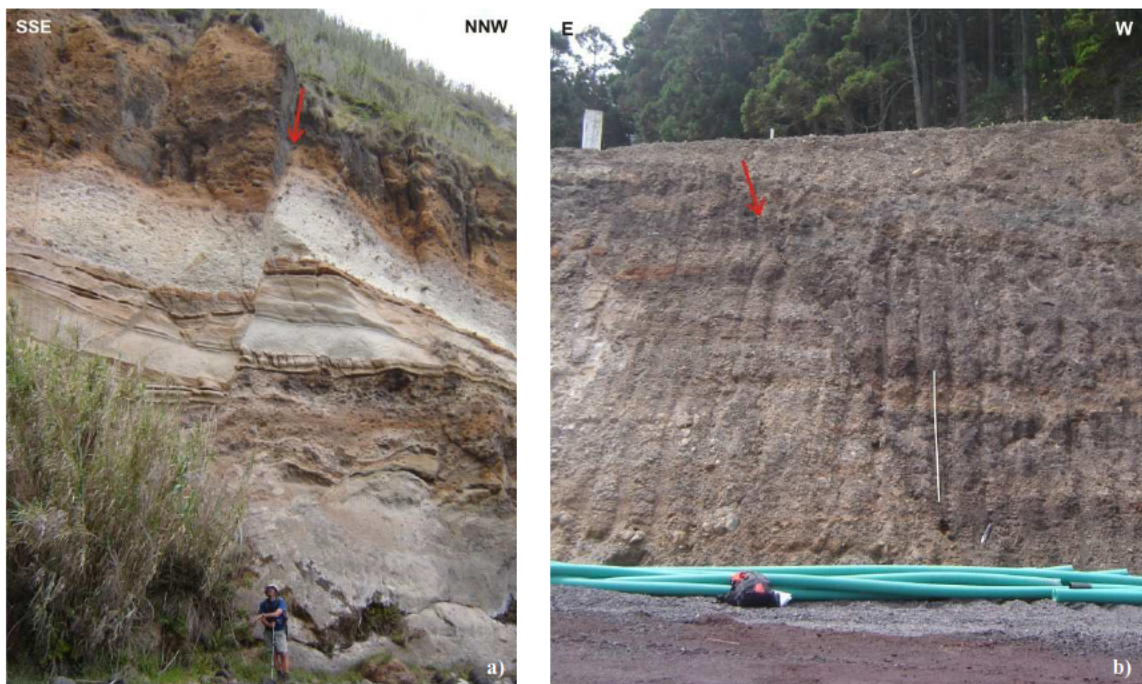


Figura 6.8 – Falhas sintéticas e antitéticas da Zona de Falha da Falca, expostas no bloco elevado, na zona de Sta. Iria: a) estação 152 (escala – 1.67 m); b) estação 188 (escala – 2.0 m).

6.2.1.1.2 – Alinhamentos vulcânicos

Para além dos alinhamentos vulcânicos que limitam a W e a E o *Graben* da Ribeira Grande, no flanco N, a distribuição espacial das formas vulcânicas do Pico da Eirinha – Pico do Cordeiro, cones de escórias a SE de Santa Bárbara, Pico das Freiras e domo Calhau do Cabo – Pico do Cordeiro sugerem controlo estrutural por falhas com direcção NW-SE a NNW-SSE (Fig. 6.1 – estruturas 8, 7, 6 e 5, respectivamente).

6.2.1.1.3 – Lineamentos

A vertente N do Vulcão do Fogo está intensamente sulcada por linhas de água de traçado rectilíneo com direcção NW-SE a NNW-SSE, por vezes dispostas obliquamente ao declive geral das vertentes do vulcão

(Fig. 6.1). Alguns destes lineamentos intersectam zonas com valores anómalos de concentração de CO₂ (Viveiros *et al.*, 2008), corroborando desta forma o controlo tectónico (Fig. 6.9). Embora com menor incidência, esta direcção está também presente nos flancos S e E do edifício vulcânico (Fig. 6.1).

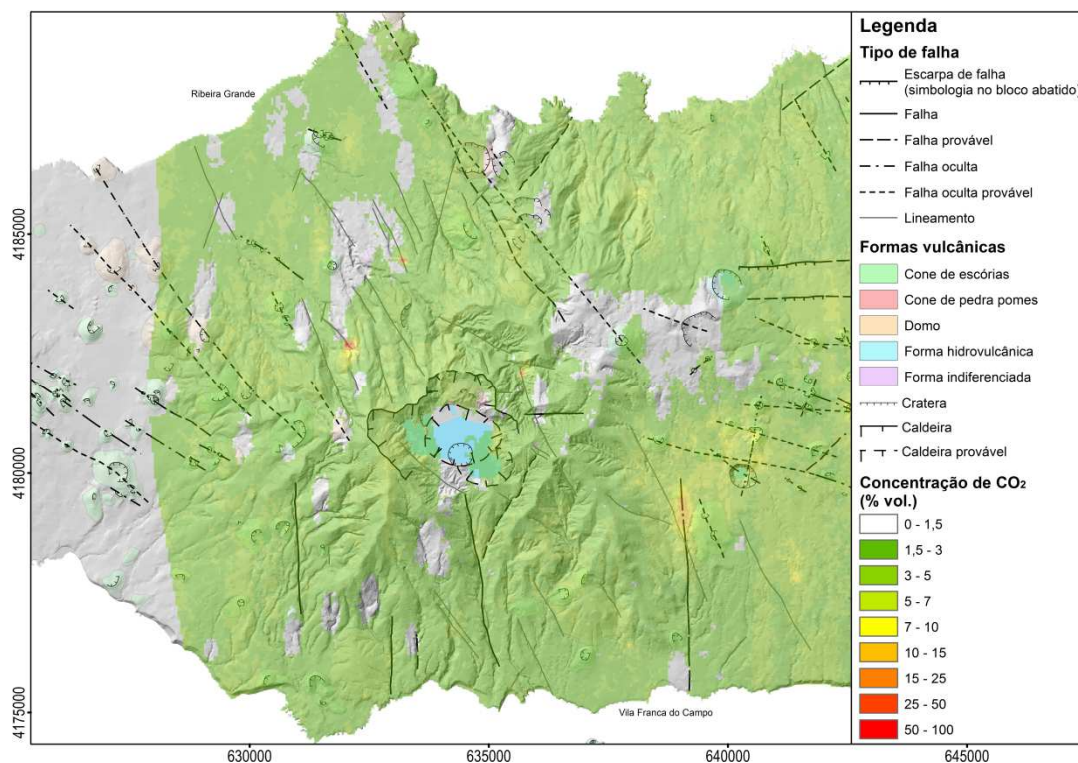


Figura 6.9 – Cartografia das estruturas tectónicas do Vulcão do Fogo sobre o Modelo Digital de Terreno e mapa de desgaseificação difusa de CO₂ de Viveiros *et al.* (2008). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

6.2.1.2 – Estruturas de direcção N-S

No flanco S do Vulcão do Fogo, alguns troços rectilíneos de linhas de água com direcção preferencial N-S sugerem controlo tectónico por falhas com esta direcção.

6.2.1.2.1 – Falhas prováveis

Na vertente S, a presença de falhas prováveis com direcção N-S é sugerida pelo padrão da rede de drenagem. Destacam-se os alinhamentos de troços de linhas de água a N da freguesia de Água de Pau e da Ribeira Seca, a N de Vila Franca do Campo (Fig. 6.1 – estruturas 13 e 18, respectivamente), sendo este último também indicado pela existência de anomalias de desgaseificação de CO₂ a montante daquela linha de água (Fig. 6.9). O afluente rectilíneo e bem encaixado da Ribeira do Lance na Ribeira Chã, o troço inferior da Ribeira das Barrelas, a E da Ribeira Chã e a Ribeira da Praia aparentam também controlo tectónico (Fig. 6.1 – estruturas 14, 15 e 16, respectivamente).

6.2.1.2.2 – Lineamentos

No flanco S inferem-se ainda lineamentos com orientação N-S definidos por troços de linhas de água mais curtos do que aqueles mencionados como falhas prováveis (Fig. 6.1). A título de exemplo, referem-se os troços rectilíneos da Ribeira do Barro, a W de Água d'Alto.

6.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW

Para além das direcções mencionadas, alguns troços de linhas de água e arribas de traçado rectilíneo apontam para a existência de falhas de direcção NE-SW ao longo de todo o Vulcão do Fogo (Fig. 6.1). Esta orientação já havia sido referida por Gandino *et al.* (1985) devido à presença de descontinuidades eléctricas com a mesma orientação.

6.2.1.3.1 – Falhas prováveis

No sector montante, a Ribeira da Praia possui um afluente de traçado rectilíneo cuja expressão morfológica sugere a presença de um acidente tectónico importante que poderá ter condicionado a morfologia da caldeira do Vulcão do Fogo a SE (Fig. 6.1 – estrutura 17).

6.2.1.3.2 – Lineamentos

A disposição da rede de drenagem permite inferir lineamentos com orientação NE-SW dispersos ao longo de todo o edifício vulcânico.

6.2.1.4 – Estruturas de direcção E-W

Na zona das Lombadas, o padrão da rede drenagem indicia forte controlo tectónico por falhas com direcção E-W. Esta hipótese foi comprovada pela observação de falhas com aquela direcção ao longo das vertentes do vale da Ribeira Grande.

6.2.1.4.1 – Falha Lombadas 19

A presença de dois troços rectilíneos de linhas de água e alinhados segundo a direcção E-W no sector montante da Ribeira Grande sugere controlo tectónico por falha com aquela direcção e com um comprimento observável de 1244 m (Fig. 6.10). Esta hipótese é corroborada pela observação de duas falhas com direcção aproximada 71° e movimentação normal com abatimento para NNW nas vertentes W e E do vale (estação 173) (Fig. 6.10). Enquanto no talude W se estima uma separação da ordem dos 30 cm, no talude E mediu-se cerca de 50 cm. A diferença dos valores de separação pode dever-se a variações de deslocamento ao longo do plano de falha.

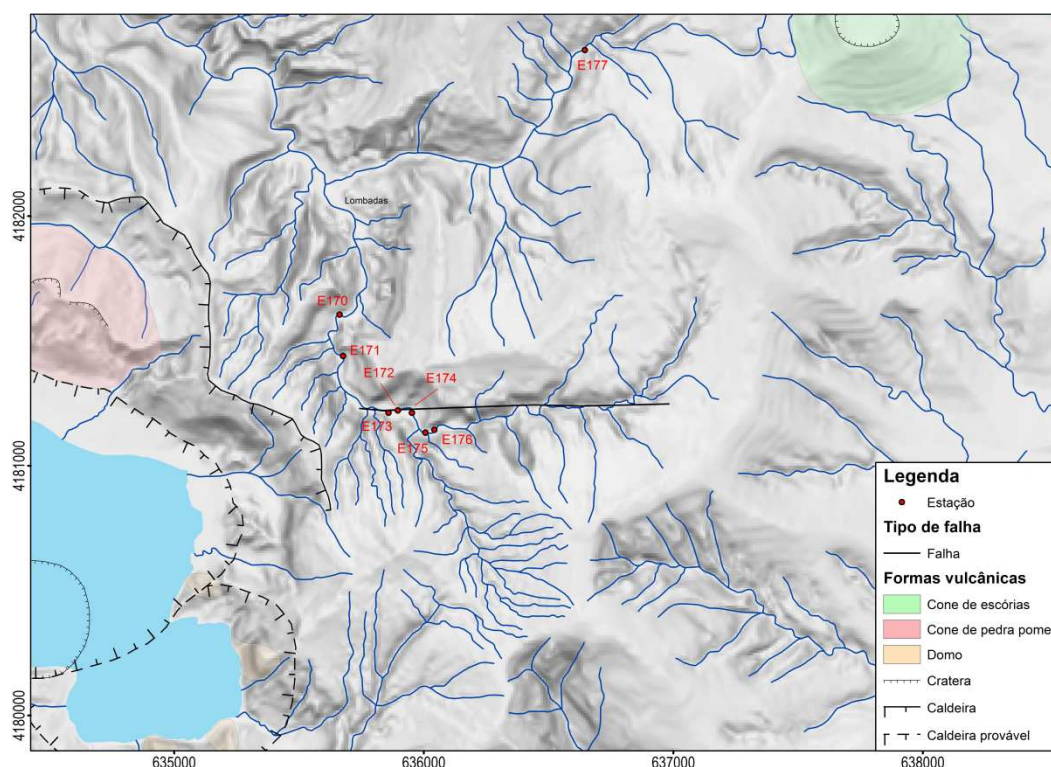


Figura 6.10 – Cartografia da Falha Lombadas 19 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão do Fogo e das várias estações observadas (estações 170 a 177). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

O depósito afectado é estratificado, constituído por alternâncias de níveis de cinzas e de *lapilli* pomítico, mas de posicionamento estratigráfico incerto. Na base do afloramento do lado W observou-se um plano bem definido talhado em depósitos de enchimento da ribeira, que poderá ser o prolongamento desta estrutura; no entanto, não parece produzir qualquer deslocamento nos depósitos (Fig. 6.11a). Por outro lado, não se encontram evidências daquele plano de falha na base do afloramento do lado leste. A compatibilidade da orientação ENE-WSW daqueles planos com a do troço da linha de água sugere controlo estrutural na instalação do curso de água.

Noutros troços do vale identificaram-se falhas de direcção E-W a ENE-WSW (60-80°) com inclinações elevadas (superiores a 60°) para N e S (Fig. 6.12). Estas apresentam separações normais que variam entre 1 e 61 cm, e deslocam aluviões. Não se invalida a hipótese de algumas destas estruturas corresponderem a descontinuidades resultantes de fenómenos de assentamento dos taludes do vale. Os dados apontam para a existência de uma falha de direcção E-W importante que condicionou a instalação da linha de água principal e que sofreu movimentações posteriores.

6.2.1.4.2 – Lineamentos

Ainda na zona das Lombadas, alguns troços da Ribeira Grande e afluentes aparentam estar condicionados tectonicamente por estruturas de direcção WNW-ESE a E-W (Fig. 6.1).



Figura 6.11 – Falha Lombadas 19, exposta em ambos os lados do vale da Ribeira Grande: a) talude W; b) talude E. Note-se na fotografia a) o plano bem definido no depósito de ribeira, na base do afloramento. A escala mede 1.6 m.

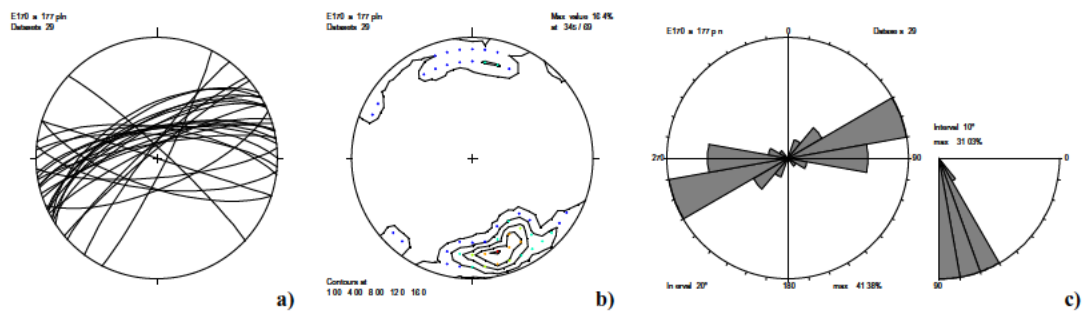


Figura 6.12 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 170 a 177: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

6.2.1.5 – Outras estruturas

A distribuição espacial de anomalias de concentração de CO_2 ao nível do Vulcão do Fogo (Viveiros *et al.*, 2008; Hipólito *et al.*, 2011) sugere que os fenómenos de desgaseificação difusa estão condicionados estruturalmente por falhas ocultas com direcção NW-SE a NNW-SSE, NE-SW e N-S, direcções compatíveis com as deduzidas da análise geomorfológica (Figs. 6.9 e 6.13). Exceptuando os casos que permitiram comprovar a existência de estruturas inferidas pela análise geomorfológica (Fig. 6.9), os restantes lineamentos não foram incluídos na cartografia tectónica do Vulcão do Fogo (Fig. 6.13).

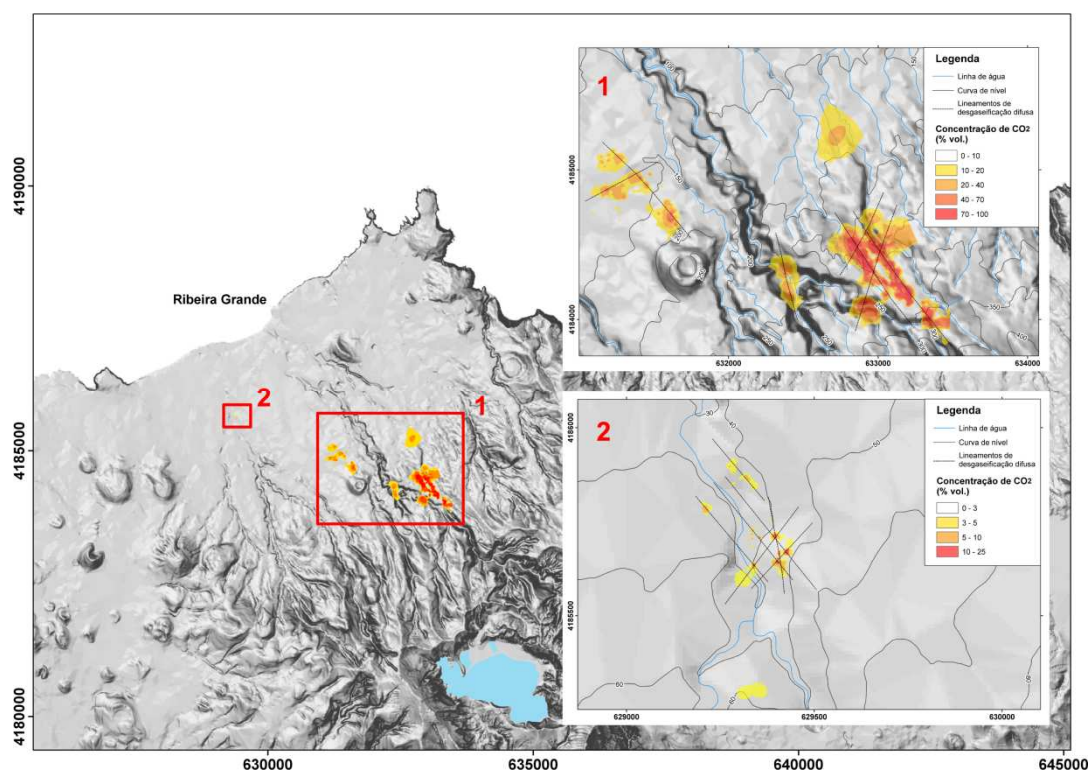


Figura 6.13 – Lineamentos deduzidos da cartografia de anomalias de fluxo de CO₂ para a zona central do *Graben* da Ribeira Grande (Hipólito *et al.*, 2011). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

6.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

A densa cobertura vegetal e a reduzida quantidade de afloramentos na região do Vulcão do Fogo dificultam a observação de estruturas tectónicas. No entanto, a abertura das novas estradas SCUT, que cruzam os flancos S e N do vulcão, produziu cortes novos, alguns dos quais expõem falhas. No que se refere aos depósitos afectados, tentou-se, sempre que possível, estabelecer correlações estratigráficas com a vulcanoestratigrafia definida por Wallenstein (1999), embora alguns cortes tenham exposto sequências que não se enquadram na estratigrafia conhecida. Outras falhas afloram nas arribas litorais, em taludes de estrada e nas vertentes de alguns vales. As falhas observadas apresentam direcções que se distribuem por todos os quadrantes, predominando três direcções NW-SE, N-S e NE-SW (Fig. 6.14). Com alguma dispersão, salienta-se ainda a direcção ENE-WSW. As falhas NW-SE a NNW-SSE distribuem-se por duas famílias com sentidos de inclinação opostos, NE e SW, tal como já tinha sido referido para as falhas constituintes do *Graben* da Ribeira Grande. As direcções estruturais N-S e NE-SW a ENE-WSW estão também representadas por duas famílias de falhas com sentidos de mergulho contrários (W e E, e NW e SE, respectivamente). Em geral, as estruturas observadas apresentam ângulos de inclinação superiores a 60°, com excepção de algumas das observadas nos taludes das estradas SCUT do flanco S do vulcão que evidenciam ângulos de inclinação baixos (cerca de 40°). Nestes casos, a sua localização em paleo-relevos correspondentes a interflúvios estreitos sugere que possam resultar de assentamentos gravíticos.

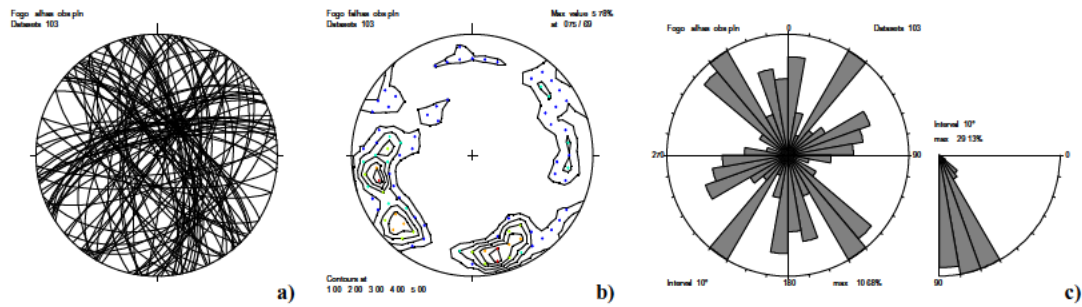


Figura 6.14 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Vulcão do Fogo: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner et al., 2002).

A distribuição espacial das direcções encontradas mostra uma boa correlação com as orientações inferidas da análise morfológica (Fig. 6.15). Na vertente N do Vulcão do Fogo, a direcção estrutural dominante é NW-SE a NNW-SSE, que corresponde às orientações dos alinhamentos vulcânicos que limitam o *Graben* da Ribeira Grande. As falhas identificadas do lado W do *graben* (estações 77 e 78) apresentam direcções em torno de 300-330°, compatíveis com as direcções das falhas W da Ribeira Grande, e com inclinações elevadas (60-90°) para NE. No flanco NE, as falhas observadas apresentam direcções NW-SE a NNW-SSE, semelhantes à da Zona de Falha da Falca, oscilando entre 310-350° (estações 149 a 152, 187 a 189 e 219), com ângulos de mergulho superiores a 45° para NE e SW. No interior do *graben* (estação 167) observou-se uma falha com direcção compatível com as anteriores. Em Porto Formoso (estações 133 a 135) predominam as falhas de direcção NE-SW (30-40°), com mergulho para SE. Também aqui se observa uma possível relação entre estas estruturas e a falha provável da Praia dos Moinhos, deduzida do traçado rectilíneo da Ribeira do Pico. Na vertente E, na zona das Lombadas, ao longo do vale da Ribeira Grande e afluentes (estações 170 a 177), observaram-se falhas com direcção geral ENE-WSW a E-W e inclinações elevadas (55-90°) para N e S, onde se inclui a das Lombadas 19 mencionada anteriormente. No flanco S do Vulcão do Fogo, muitos troços de linhas de água são rectilíneos e orientam-se predominantemente segundo a direcção N-S, sendo esta semelhante às das falhas observadas nas estações 126, 154, 166, 214 e 227 (com inclinações para E e W). Neste sector observaram-se ainda falhas com direcção NE-SW e mergulho para NW (estações 125, 153, 155 e 214), orientação compatível com o lineamento da Roída da Praia e, menos frequentemente, falhas com direcção ENE-WSW a E-W (estações 155 e 215), com mergulhos para N e S.

6.2.2.1 – Estação 167

No interior do *Graben* da Ribeira Grande, na zona do Caminho Velho, aflora uma falha com atitude 321°, 69°NE que produz uma separação normal de 18 cm no ignimbrito do Fogo A (4520±90 anos BP) (Fig. 6.16). Este é essencialmente constituído por cinzas finas, de cor cinzenta acastanhada, suportando clastos de pedra pomes e líticos. Com base na idade daquela formação e no valor da separação obtém-se uma taxa de deslizamento de 0.04 mm/ano.

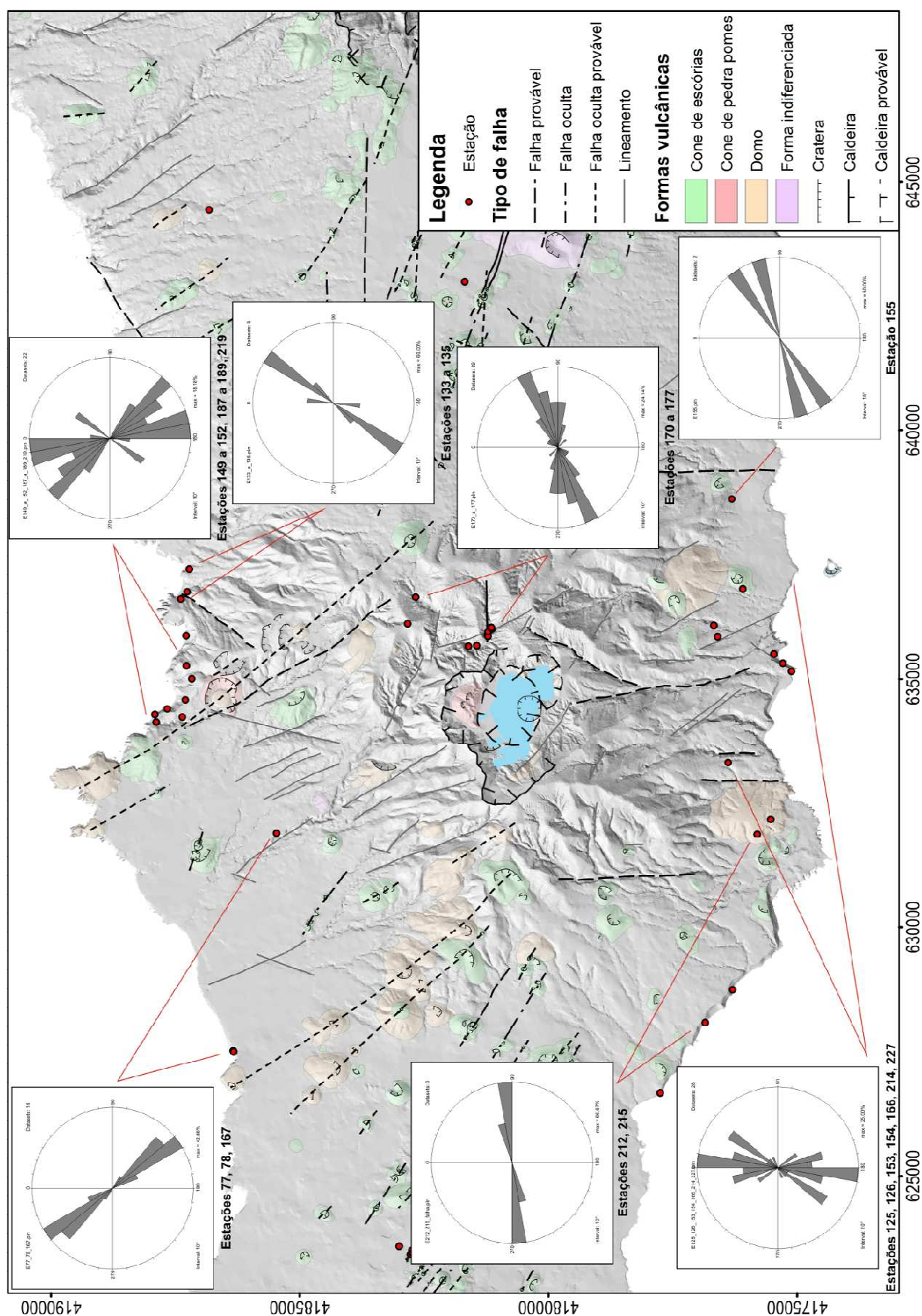


Figura 6.15 – Variação espacial das direções estruturais obtidas nas diferentes estações do Vulcão do Fogo, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 28, 29, 32 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projeção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.



Figura 6.16 – Falha Ribeira Grande 8, exposta na estação 167, a afectar o depósito ignimbrítico da Formação do Fogo A, datada de 4520 ± 90 anos BP. A escala mede 2.0 m.

Neste local foi cartografado um lineamento, baseado no traçado da Ribeira Grande, com direcção e localização compatível com a da falha observada. Anteriormente, e com base em dados de resistividade eléctrica, Gandino *et al.* (1985) já haviam considerado falhas com a mesma orientação a passar nas proximidades. A Falha Ribeira Grande 8 pode, deste modo, corresponder a uma estrutura secundária associada a um acidente principal que não aflora.

6.6.2.2 – Estações 133 a 135

No caminho de acesso à Praia dos Moinhos, Porto Formoso (estação 133), identificou-se um importante acidente tectónico (Falha Porto Formoso 1) que afecta depósitos englobados na Formação de Porto Formoso (Grupo Superior – Sequência do Flanco Norte) (Fig. 6.17). Da base para o topo, estes incluem:

1. Depósito piroclástico de queda, um pouco alterado, onde se podem individualizar dois níveis. A base (1a) é constituída por um nível de *lapilli* pomítico de queda moderadamente bem calibrado, com granulometria fina a média, alguns líticos e com vaga estratificação. A pedra pomes é amarelada. A espessura máxima observável é de 62 cm. Para o topo (1b) passa a um nível de cinzas pomíticas maciças de cor castanha alaranjada, com espessura máxima de 40 cm;
2. Depósito de *lapilli* pomítico de queda, moderadamente bem calibrado e com gradação inversa, sendo a granulometria fina na base e média no topo. A pedra pomes é branca. A espessura máxima observada é de 75 cm, medida a NW da falha (bloco elevado) e a base parece ser uma superfície erosiva talhada no nível 1b. No lado SE da falha aparenta ter um aspecto remobilizado, incluindo clastos do depósito sobrejacente;

3. Depósito de fluxo (ignimbrito/*lahar*?) muito mal calibrado, podendo individualizar-se três níveis. A base (3a) é constituída por abundantes líticos de natureza diversa (*e.g.* traquito, basalto, obsidiana, fragmentos de ignimbrito soldado de cor negra com *fiamme* vítreas, pedra pomes), que por vezes atingem mais de 50 cm de diâmetro, numa matriz de cinzas de cor castanha. A base deste nível é uma superfície erosiva irregular, pelo que do lado SE da falha (bloco abatido) a espessura máxima ultrapassa 2.3 m (bloco abatido), enquanto que do lado NW (bloco elevado) não excede 1.8 m, diminuindo progressivamente até desaparecer. Sensivelmente a meio, a cerca de 1.40 m de altura acima da base do depósito (no bloco elevado), ocorre um nível de cinzas pomíticas de cor alaranjada com espessura máxima de 3 cm (3b). Para o topo (3c) passa a um depósito de queda, com alternâncias de níveis de *lapilli* de pedra pomes e níveis de cinzas. A espessura máxima é superior a 80 cm, estando truncado no topo pelo solo actual.

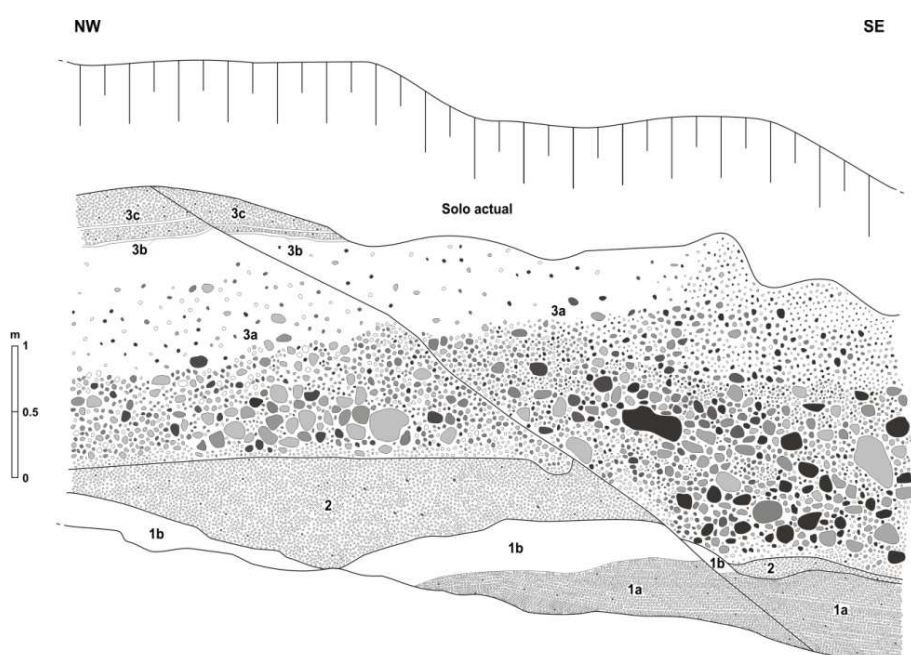


Figura 6.17 – Corte esquemático da Falha Porto Formoso 1 exposta na barreira do caminho de acesso à Praia dos Moinhos, Porto Formoso (estação 133). Descrição da estratigrafia no texto.

A falha apresenta atitude 38° , 48°SE , sendo o ângulo de mergulho significativamente mais baixo do que o geralmente observado em falhas normais ($50\text{--}70^{\circ}$). Numa primeira aproximação, poderia ser interpretado como um simples escorregamento; no entanto, aquela hipótese é invalidada devido ao facto de alguns dos depósitos expostos no bloco elevado não estarem totalmente preservados no bloco abatido e pelo facto do depósito de fluxo apresentar maior espessura no bloco abatido (Fig. 6.17). No que respeita ao deslocamento, mediram-se 30 cm de separação nos depósitos 1 e 2, e 10 cm ao nível do depósito 3. Não se observaram estrias, pelo que se desconhece qualquer componente de desligamento.

A geometria do afloramento indica a ocorrência de pelo menos dois episódios de movimentação com rotura superficial, produzindo uma separação normal acumulada de 30 cm ($20\text{ cm} + 10\text{ cm}$), explicados pelos

diferentes valores de separação medidos na base e no topo afloramento. Os eventos sísmicos alternaram com períodos de deposição e erosão dos vários níveis (Fig. 6.18):

1. Deposição da unidade 1, seguida de episódio erosivo;
2. Deposição da unidade 2;
3. Ocorrência do primeiro evento sísmico originando rotura superficial na falha com separação normal de 20 cm, medida no topo do nível 1a;
4. Deposição da unidade 3; ao depositar-se, aproveitou e progrediu pela escarpa de falha, provocando rebaixamento erosivo no bloco abatido e erodindo o topo dos níveis subjacentes (1 e 2), explicando deste modo a diferença de espessura do nível 3a em ambos os blocos tectónicos e a reduzida espessura do nível 2 no bloco abatido;
5. Ocorrência do segundo evento sísmico originando rotura superficial na falha com separação normal de 10 cm;
6. Erosão e desenvolvimento do solo actual.

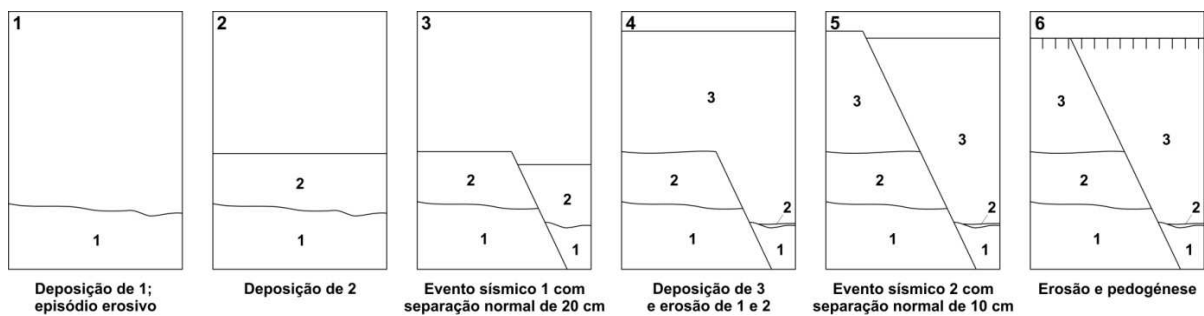


Figura 6.18 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica da Falha Porto Formoso 1 (estação 133). Descrição no texto.

É de salientar que a diferença de espessura na base do depósito de fluxo (3a) no bloco elevado (2.3 m) e no bloco abatido (1.8 m) não reflecte a altura da escarpa, mas sim o facto do bloco afundado ter sofrido rebaixamento erosivo durante a deposição daquele depósito. Deste modo, o deslocamento de 30 cm observado na base do afloramento, ao nível do depósito 1, é um valor máximo de separação, podendo estar sobrevalorizado. Assumindo aquela separação e a idade da Formação de Porto Formoso como sendo inferior a 40000 anos (Wallenstein, 1999), obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.01 mm/ano.

Ainda em Porto Formoso, seguindo pelo caminho de acesso à Praia dos Moinhos e à freguesia, observaram-se, na barreira da estrada (estações 134 e 135), outras falhas com orientações NE-SW e N-S e mergulhos geralmente elevados (60-90°) para SE e E, respectivamente (Fig. 6.19), que evidenciam movimentação normal, com separações a variar entre 6 a 13 cm. Estas estruturas deslocam depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*) de posição estratigráfica desconhecida. As orientações obtidas são compatíveis com a da falha provável da Praia dos Moinhos, inferida pela presença de uma linha de água de traçado rectilíneo.

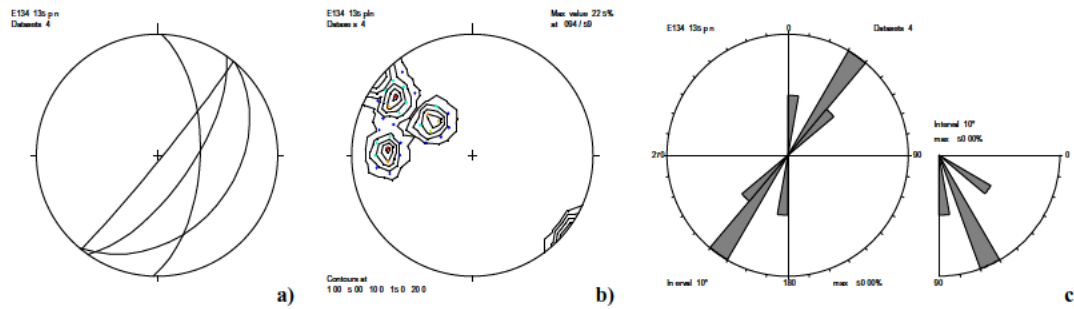


Figura 6.19 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 134 e 135: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

6.2.2.3 – Estação 219

Na estrada que liga as Lombadas ao Monte Escuro, junto ao vértice geodésico da Vereda do Mulato, observou-se uma falha com direcção aproximadamente N-S e mergulho de 70° para W. Esta desloca a unidade Fogo C, constituída por uma sequência estratificada de níveis de cinzas amarelas e acinzentadas alternantes. O deslocamento destes níveis indica uma separação normal de 5.5 cm, não se tendo observado estrias. Sobre esta sequência ocorre um depósito de cinzas de tom alaranjado com um nível de *lapilli* pomítico na base, que deve corresponder à unidade Fogo D. A falha tem alguns troços com espaços abertos e, mais para W, encontram-se outras fracturas paralelas que estão preenchidas por *lapilli* pomítico fino da daquela unidade (Fig. 6.20). No entanto, não foi possível confirmar se o depósito Fogo D está deslocado. No topo da sequência, e não estando afectado, está o depósito de *lapilli* pomítico da erupção histórica de 1563. Considerando a idade máxima do depósito Fogo C (menos de 3240 ± 90 anos BP) e a separação de 5.5 cm obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.02 mm/ano.

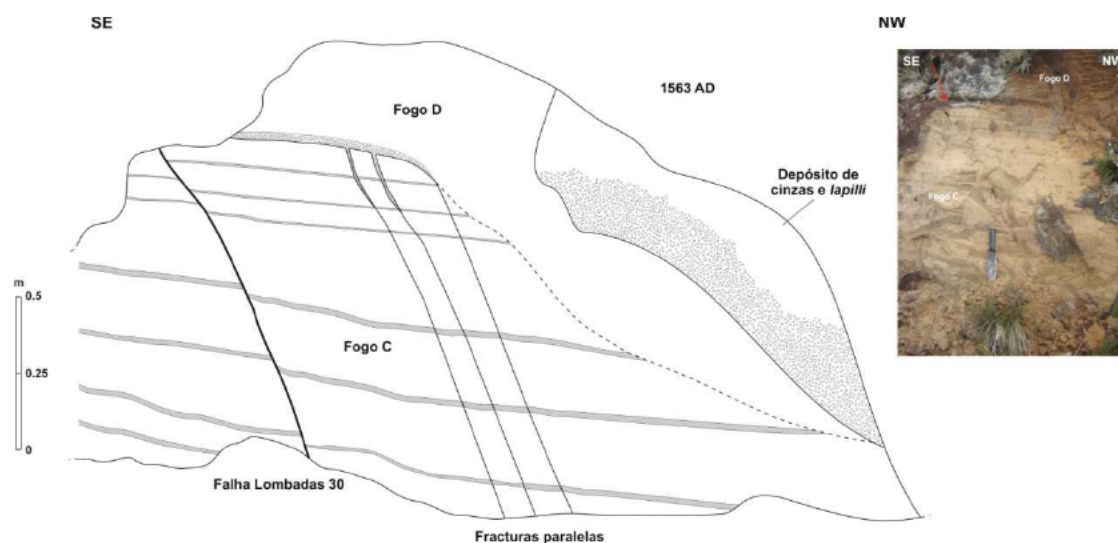


Figura 6.20 – Corte esquemático da Falha Lombadas 30, exposta no caminho que liga as Lombadas ao Monte Escuro, junto ao vértice geodésico da Vereda do Mulato (estação 219).

6.2.2.4 – Estação 155

A estação 155 localiza-se no flanco S do Vulcão do Fogo, imediatamente a W do Pico D’El Rei, Vila Franca do Campo. As escavações das novas estradas SCUT expuseram uma sequência de depósitos piroclásticos, sendo a base constituída por uma sucessão de depósitos de *lapilli* pomítico de cor amarelada intercalados com níveis de cinzas castanhas, de posição estratigráfica desconhecida, cujo topo está truncado por uma superfície erosiva irregular (Fig. 6.21). A cobrir o paleo-relevo encontra-se uma alternância de níveis de *lapilli* pomítico de cor alaranjada e cinzas castanhas, atribuída à Formação da Roída da Praia (Grupo Superior – Sequência do Flanco Sul; Wallenstein, 1999), com idade aproximada de 34200 anos BP (Shotton e Williams, 1973). Em discordância sobre a sequência anterior depositou-se um depósito de *lapilli* pomítico que se pensa corresponder à Formação da Ribeira Chã (12000-8000 anos BP). Seguem-se níveis de cinzas e *lapilli* pomítico de cor amarela alaranjada da Formação do Pisão, datada de 4760±60 anos BP (Wallenstein, 1999), cobertos no topo pelo depósito do Fogo A (4520±90 anos BP), o melhor guia estratigráfico do Vulcão do Fogo.

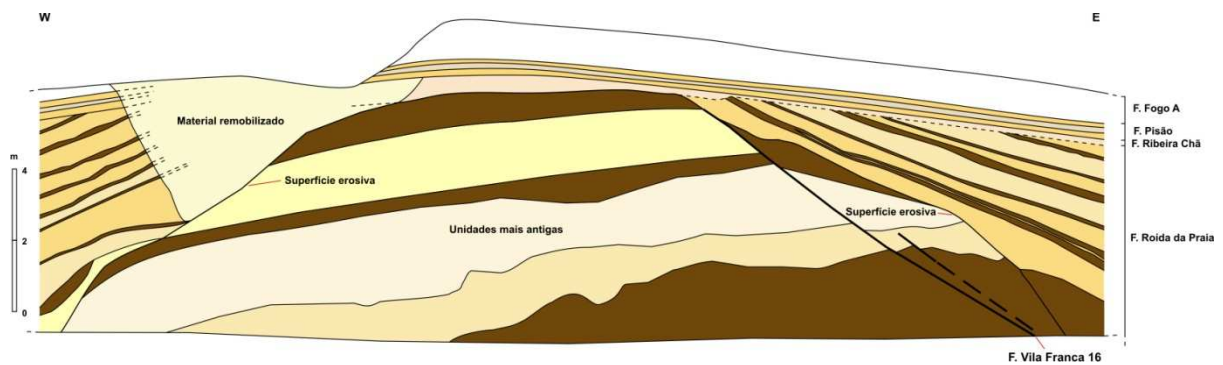


Figura 6.21 – Corte esquemático da geometria exposta na barreira das novas estradas SCUT, a N de Vila Franca do Campo (estação 155), possivelmente relacionada com a presença de uma falha (Falha Vila Franca 15). Os níveis castanhos correspondem a solos, enquanto os níveis amarelados, acinzentados e brancos simbolizam depósitos de *lapilli* pomítico.

Os depósitos que constituem o paleo-relevo estão cortados por uma estrutura com direcção 50-70° e com 40° de inclinação para SSE. O ângulo de inclinação baixo e a geometria observada sugerem tratar-se de uma estrutura resultante de escorregamentos. No entanto, não se pode invalidar uma possível origem tectónica. Considerando esta última hipótese, mediu-se uma separação normal acumulada de 45 cm, distribuída por dois planos (20 e 25 cm de separação) (Fig. 6.21). A geometria observada indica que, posteriormente ao evento sísmico com rotura superficial que afectou as unidades mais antigas, ocorreu abarrancamento com a formação de uma superfície de erosão que acompanhou em parte o plano de falha principal. Posteriormente, depositaram-se as formações da Roída da Praia que se moldaram ao paleo-relevo; após novo evento erosivo depositaram-se as formações da Ribeira Chã, do Pisão e do Fogo A. O evento de rotura superficial ocorreu numa fase anterior ao episódio de erosão e à deposição da Formação da Roída da Praia, mas na ausência de idades para aquelas formações não é possível estimar taxas de deslizamento.

6.2.2.5 – Estação 153

No interflúvio W da Ribeira de Água de Alto, na zona do Loural, observou-se uma falha com atitude 30° , 44° NW que afecta uma sequência composta por depósitos de *lapilli* pomítico de queda intercalados com níveis de cinzas, de cor laranja acastanhada que representam vários eventos eruptivos distintos evidenciados pela presença de paleossolos a separá-los (Fig. 6.22). Segundo Wallenstein (com. pessoal), correspondem provavelmente à Formação da Roída da Praia (aproximadamente 34200 anos BP). No topo do afloramento ocorrem três níveis de *lapilli* pomítico, separados por paleossolos, cujas características apontam para as formações da Ribeira Chã, do Pisão e do Fogo A, datadas de 12000-8000 anos BP, 4760 ± 60 anos BP e 4520 ± 90 anos BP, respectivamente. Aparentemente estes três depósitos de queda não estão afectados pela falha.



Figura 6.22 – Corte do afloramento da Falha Vila Franca 8, observado numa das barreiras das estradas SCUT, durante as escavações (estação 153).

Na base do afloramento mediu-se 1 m de separação normal, enquanto que no topo a separação é de apenas 60 cm. O primeiro é, assim, um valor acumulado de pelo menos dois episódios de deslocamento (40 cm + 60 cm). Considerando a idade da formação da Roída da Praia obtem-se uma taxa de deslizamento de 0.03 mm/ano.

6.2.2.6 – Estação 154

A estação 154 situa-se em Água d'Alto, na zona do Loural, num interflúvio entre dois afluentes da Ribeira de Água de Alto. A abertura das novas estradas SCUT expôs várias estruturas tectónicas com direcção geral em

torno de N-S e inclinações a variar entre 37° e 80° para W e E (Fig. 6.23). No entanto, a altura da barreira da estrada apenas permitiu a medição da atitude de alguns acidentes menores (Fig. 6.24).

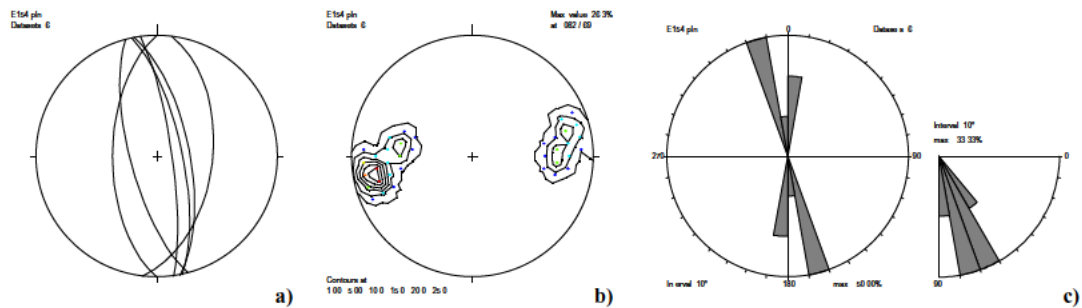


Figura 6.23 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 154: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

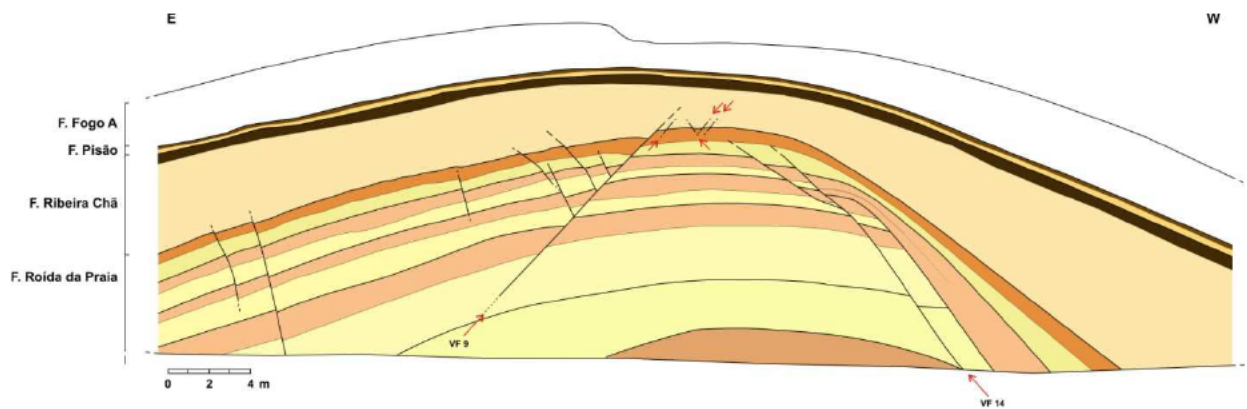


Figura 6.24 – Corte esquemático da barreira das estradas SCUT, onde se observaram vários acidentes durante as escavações (estação 154). Os níveis castanhos e alaranjados correspondem a solos, enquanto os níveis amarelados, acinzentados e brancos simbolizam depósitos de *lapilli* pomítico. Devido à altura da barreira da estrada, apenas foi possível medir a atitude dos acidentes indicados com setas vermelhas, pelo que as inclinações apresentadas na projecção estereográfica da figura 6.23 não são representativas do conjunto total.

As falhas (Vila Franca 9 a 14) apresentam componente de movimentação normal com separações de 6 a 70 cm, resultando numa separação normal total de 1 m com abatimento para W, e afectam a Formação da Roida da Praia (34200 anos BP) e a base da Formação da Ribeira Chã (12000-8000 anos BP). Relativamente a esta última, os planos que a cortam perdem continuidade para o topo (Fig. 6.24), podendo indicar duas situações: a movimentação foi contemporânea da deposição da Formação da Ribeira Chã ou, numa segunda aproximação, esta unidade já se tinha depositado quando se deu a movimentação, mas a formação do paleossolo ter-se-á dado após a normalização da superfície topográfica. No topo, e não estando afectadas, encontram-se as formações do Pisão (4760±60 anos BP) e do Fogo A (4520±90 anos BP) (Fig. 6.24). Assumindo as idades das unidades afectadas, é possível estimar uma taxa de deslizamento mínima de 0.03 mm/ano e uma taxa de deslizamento máxima de 0.08-0.13 mm/ano. No entanto, dada a geometria exposta, não se invalida a hipótese de algumas destas estruturas poderem resultar de assentamentos gravíticos.

6.2.2.7 – Estações 126 e 227

Na arriba litoral W da Praia da Pedreira (estação 126) aflora a Formação da Roída da Praia, cuja base é constituída por um depósito de fluxo mal calibrado com espessura máxima observável de 4.8 m, constituído por cinzas de cor negra acinzentada, com alguns líticos de grandes dimensões e com clastos de pedra pomes, passando a um nível de cinzas de cor castanha amarelada. Este depósito corresponde às cinzas ignimbríticas incluídas no Membro Inferior daquela formação (Wallenstein, com. pessoal), datadas de 34200 anos BP (Shotton e Williams, 1973). Segue-se uma série composta por depósitos de *lapilli* pomítico de queda alternados com cinzas de cor alaranjada, pertencente ao Membro Intermédio da mesma formação, sobre a qual assenta o ignimbrito da Formação da Ribeira Chã (Fig. 6.25).



Figura 6.25 – Sequência estratigráfica exposta na arriba litoral W da Praia da Pedreira (estação 126).

A deslocar em falha normal os depósitos da base encontram-se duas falhas (falhas Roída da Praia 1 e 2) com direcção N-S e com mergulhos superiores a 70° para E e W. A Falha Roída Praia 1 (9°, 78°W) desloca cerca de 30 cm, com abatimento para W, o Membro Inferior da Formação da Roída da Praia (Fig. 6.26a). A Falha Roída Praia 2 (351°, 75°E) rejeita em 20 cm, com abatimento para E, os mesmos depósitos (Fig. 6.26b). Ambos os acidentes têm continuidade até níveis superiores (Membro Intermédio da mesma formação), mas a separação é muito reduzida. Contudo, não afectam o ignimbrito da Ribeira Chã, pelo que a movimentação se deu anteriormente à deposição deste. Assumindo uma separação normal total de 10 cm para W e a idade da Formação da Roída da Praia obtém-se uma taxa de deslizamento de 0.003 mm/ano.

No trilho de acesso à praia, a leste (estação 217), observaram-se duas falhas com atitude 343°, 65°E que provocam 18 cm de separação normal acumulada numa sequência subjacente à Formação da Roída da Praia que, neste local, aflora a cotas mais elevadas.



Figura 6.26 – Falhas Roída Praia 1 e 2 expostas na arriba litoral W da Praia da Pedreira (estação 126). O depósito da base corresponde às cinzas ignimbríticas do Membro Inferior da Formação da Roída da Praia (Wallenstein, 1999), datadas de 34200 anos BP. A escala mede 1.6 m.

6.2.2.8 – Estação 214

Ainda na zona da Roída da Praia, nas arribas junto à foz da Ribeira da Praia, observaram-se duas falhas, com atitudes $7^\circ, 58^\circ\text{W}$ e $43^\circ, 73^\circ\text{NW}$, que afectam uma sequência de depósitos piroclásticos de natureza traquítica (s.l.) situados estratigraficamente sobre um derrame lávico basáltico (s.l.), datado por Moore e Rubin (1991) em mais de 40000 anos BP. Da base para o topo, aquela sequência compreende (Fig. 6.27):

1. Depósito de cinzas alteradas, de cor castanha alaranjada, com paleossolo desenvolvido no topo. Dada a sua posição estratigráfica deverá corresponder a um dos depósitos do Membro Inferior da Formação da Roída da Praia;
2. Depósito de *lapilli* pomítico de queda, de dimensão média a grosseira, com líticos. A pedra pomes tem cor branca. Trata-se do depósito de *lapilli* pomítico do Membro Intermédio da Formação da Roída da Praia;
3. Nível de cinzas pomíticas, de cor castanha amarelada e aspecto compacto, com clastos de pedra pomes disseminados. Apresenta variação lateral de fácies, passando a um nível estratificado com alternância de níveis de *lapilli* pomítico fino e cinzas. Não foi possível confirmar a correlação estratigráfica deste nível, mas deverá pertencer ao Membro Intermédio ou ao Membro Superior da Formação da Roída da Praia;
4. Depósito ignimbrítico com variação lateral de fácies da Formação da Ribeira Chã (12000-8000 anos BP). A fácies não soldada é mal calibrada e constituída por clastos de pedra pomes e líticos de dimensão variável no seio de uma matriz de cinzas de cor acinzentada. A fácies soldada apresenta cor castanha escura a negra;
5. Depósito pomítico de queda de tons alaranjados que, segundo Wallenstein (com. pessoal), deverá corresponder à Formação do Pisão (4760 ± 60 anos BP); a cota a que se encontra, não permite descrevê-lo;

6. Formação do Fogo A (4520 ± 90 anos BP), sendo possível observar o Membro Inferior (6i), constituído por uma alternância de níveis de cinzas e *lapilli* pomíticos de queda, de cor branca, que no topo apresentam estruturas do tipo *surge*, e o Membro Superior (6s) caracterizado por uma base em que prevalecem depósitos de pedra pomes intercalados com níveis de cinzas, terminando, no topo, por um depósito ignimbrítico não soldado, constituído por cinzas de cor cinzenta acastanhada, com clastos de pedra pomes e líticos.

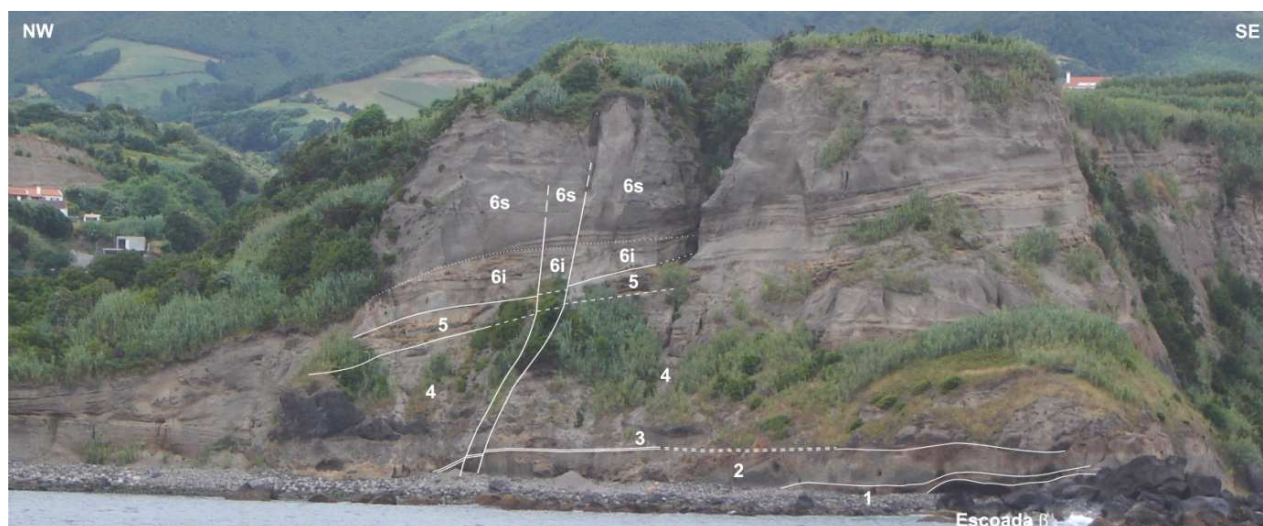


Figura 6.27 – Sequência estratigráfica e falhas Roída Praia 3 e 4 expostas na arriba litoral da Roída da Praia (estação 214). Note-se que as falhas cortam toda a sequência. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.

As falhas apresentam movimentação normal, com separações de 32 cm e 5 cm, resultando numa separação normal acumulada de 37 cm com abatimento para WNW. Na zona em que cortam a fácies não soldada do ignimbrito da Ribeira Chã a sua expressão não é óbvia, mas surge novamente nos depósitos mais recentes (Fig. 6.27). Considerando a separação total obtida e a idade da Formação do Fogo A (4520 ± 90 anos BP), obtém-se uma taxa de deslizamento de 0.08 mm/ano.

6.2.2.9 – Estação 166

No interflúvio entre as ribeiras do Lance e das Barrelas (Ribeira Chã), os taludes das novas estradas SCUT expõem a sequência composta pelas formações da Roída da Praia (34200 anos BP), da Ribeira Chã (12000-8000 anos BP), do Pisão (4760 ± 60 anos BP) e do Fogo A (4520 ± 90 anos BP). A primeira encontra-se afectada por falhas com direcção em torno de N-S, com mergulhos ($45-67^\circ$) para E e W, e de NW-SE inclinando ($55-61^\circ$) para SW e NE (Figs. 6.28 e 6.29).

Os acidentes (falhas Ribeira Chã 1 a 9) apresentam componente de movimentação normal, com separações que variam entre 4 e 28 cm, evidenciadas pelo deslocamento do solo do topo da Formação da Roída da Praia, resultando num deslocamento normal total de 67 cm para E. A natureza grosseira e pouco coesa do depósito de *lapilli* pomítico da Formação da Ribeira Chã impossibilitou confirmar se as falhas deslocam também esta

unidade ou se esta apenas se depositou sobre pequenas escarpas, fossilizando-as (Fig. 6.29). As formações do Pisão e do Fogo A não estão perturbadas (Fig. 6.29). Não foram observados planos de falha estriados, pelo que se desconhece a movimentação real destas estruturas. Considerando a separação normal e a idade da formação afectada, inferior a 34200 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.02 mm/ano.

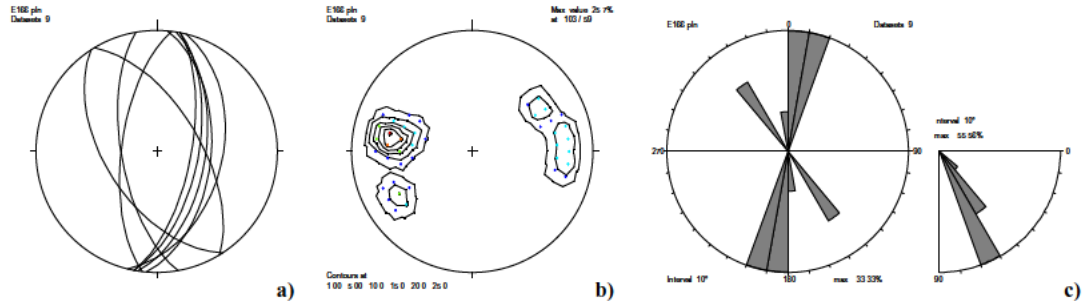


Figura 6.28 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 166: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

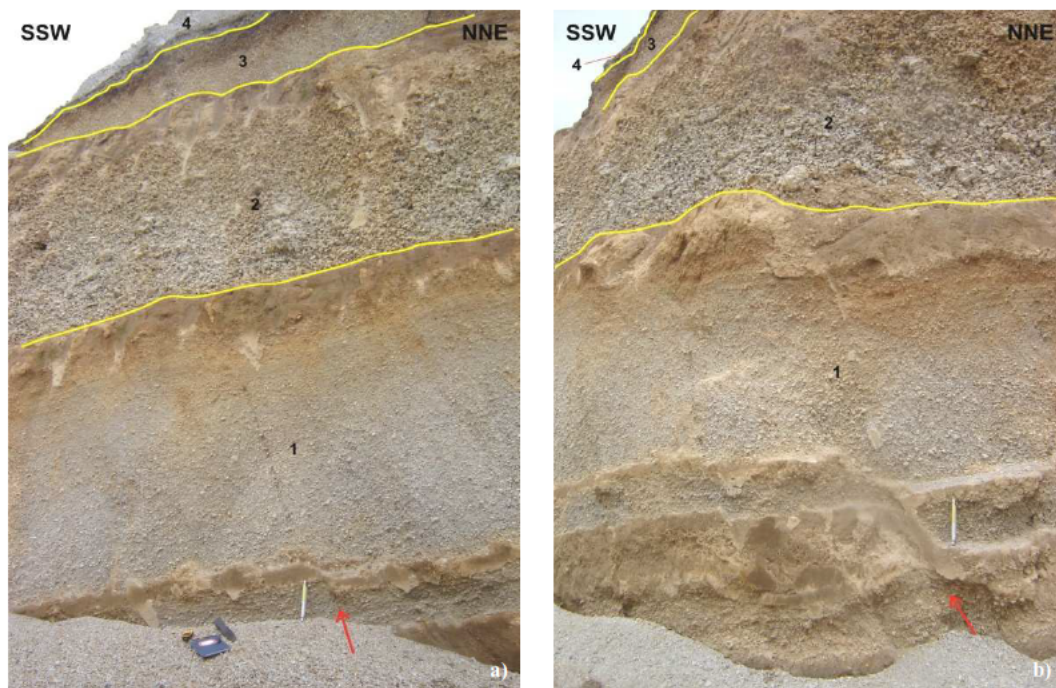


Figura 6.29 – Exemplo de algumas das falhas observadas na estação 166 a cortar a Formação da Róida da Praia (1). Para o topo afloram os depósitos de *lapilli* pomítico de queda das formações da Ribeira Chã (2), do Pisão (3) e do Fogo A (4). A escala mede 22 cm.

Este interflúvio é limitado por duas linhas de água de traçado rectilíneo que sugerem controlo estrutural por falhas com direcção N-S (falhas prováveis da Ribeira Chã e da Ribeira das Barrelas). As falhas observadas podem corresponder a estruturas secundárias ou a ramos de um acidente maior, sustentando a interpretação de que as falhas prováveis assinaladas traduzam estruturas tectónicas que não estejam claramente expostas.

6.2.2.10 – Estação 215

Na estação 215, localizada a E da vila de Água de Pau, no talude da estrada SCUT, observa-se a sequência pertencente à Formação da Roída da Praia (34200 anos BP) que cobre o domo da Eira Velha. A Falha Ribeira Chã 10 afecta esta formação que, neste local, é constituída por um conjunto de depósitos de *lapilli* pomítico de queda intercalados com níveis de cinzas de cor castanha, algo alterados (Fig. 6.30). Sobre esta sequência afloram depósitos de *lapilli* pomítico das formações do Pisão e do Fogo A (4760 ± 60 anos BP e 4520 ± 90 anos BP, respectivamente), os quais não estão cortados por esta falha. A Formação da Ribeira Chã (12000-8000 anos BP) aflora imediatamente a NNW a preencher uma paleodepressão (Fig. 6.30).

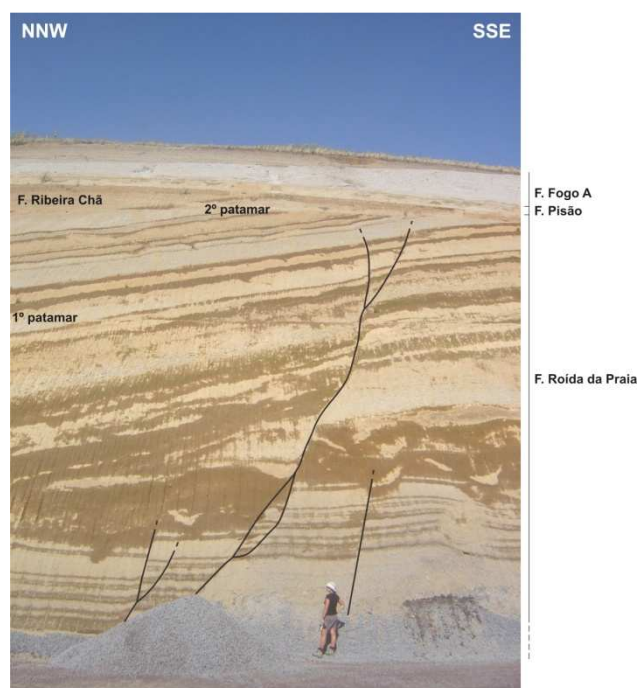


Figura 6.30 – Corte esquemático da Falha Ribeira Chã 10 e sequência estratigráfica afectada, observada na estação 215, durante as escavações das estradas SCUT. Indicam-se, ainda, os vários patamares do talude da estrada. A escala mede 1.6 m.

A Falha Ribeira Chã 10, com atitude geral 78° , 78°NNW , corresponde a uma zona de falha, marcada pela presença de uma falha principal com várias ramificações e outras estruturas secundárias associadas. Dada a natureza pouco coerente do material afectado, não foi possível materializar os planos e medir as respectivas atitudes. Esta estrutura evidencia movimentação normal, medindo-se valores diferentes de separação em vários dos seus troços, o que indica várias fases de movimentação. Na base a separação normal está distribuída pelos vários planos, obtendo-se 1.8 m, a meio a separação é de 80 cm, enquanto que no topo apresenta 20 cm. Assim, o primeiro valor medido resulta da acumulação de pelo menos três vários episódios de deslocamento: 1 m, 0.6 m e 0.2 m, respectivamente. O topo da Formação da Roída da Praia parece não estar afectado, pelo que a última movimentação ter-se-á dado antes da deposição dos níveis superiores daquela sequência. A altura a que os depósitos se encontram impossibilitou efectuar correlações com a

estratigrafia de Wallenstein (1999). Tomando como referência uma idade máxima da deformação inferior a 34200 anos BP, estima-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.05 mm/ano.

6.3 – FILÕES

O número de filões aflorantes é reduzido observando-se apenas quatro filões nas arribas litorais do maciço vulcânico do Fogo: um na costa N, na zona de Porto Formoso, com direcção NW-SE, e três nas arribas litorais de Santa Cruz, a SW, com direcção ENE-WSW a E-W. As inclinações são predominantemente subverticais (Figs. 6.31 e 6.32). As atitudes foram todas medidas do mar, à distância, pelo que podem conter algum erro.

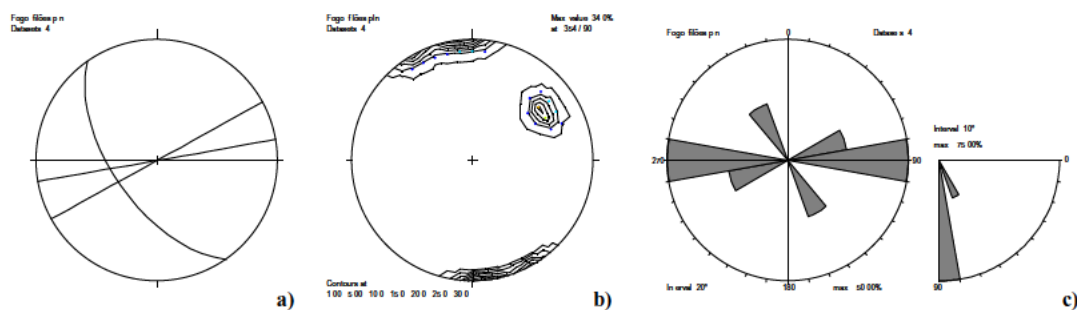


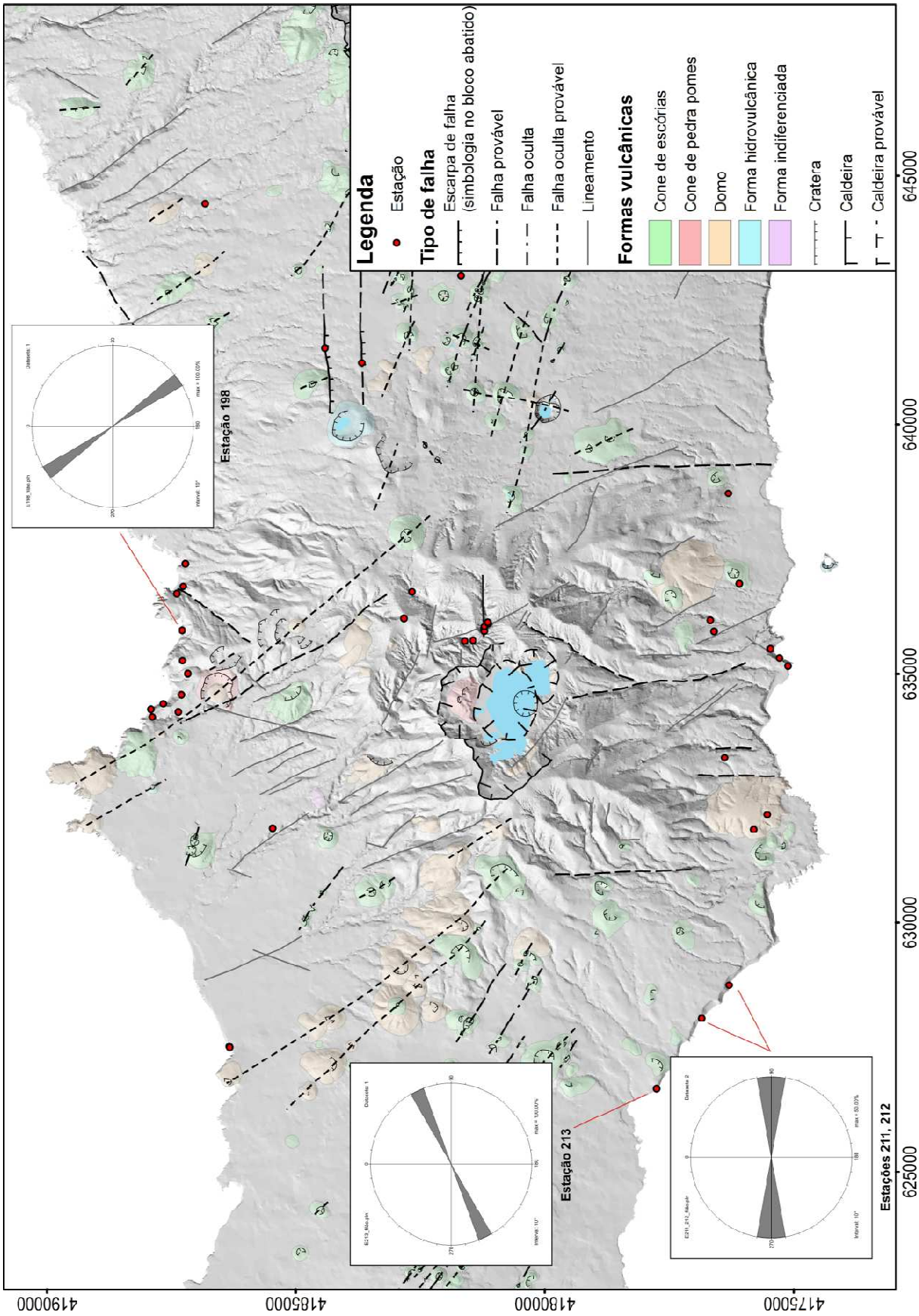
Figura 6.31 – Análise geométrica dos filões observados no Vulcão do Fogo: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

O número reduzido destas estruturas não permite tecer grandes considerações quanto ao seu controlo tectónico. No entanto, a direcção NW-SE do filão identificado no flanco N (estação 198) sugere que a intrusão do mesmo possa ter sido controlada pelo sistema tectónico regional, representado neste sistema vulcânico pelo *Graben* da Ribeira Grande. Também na arriba SE, as direcções em torno de E-W dos filões sugerem um controlo tectónico por sistema com expressão regional. Tal como já foi referido, foram observados vários acidentes menores paralelos em locais próximos (estações 212 e 215; Fig. 6.32), assim como se inferiram vários lineamentos com a mesma orientação em vários sectores do Vulcão do Fogo (Lombadas e vertente SE). Apenas o filão observado na estação 213 (sector SE do maciço), com direcção mais próxima de ENE-WSW, pode ser também associado a uma fractura radial.

6.4 – DISCUSSÃO

6.4.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

No Vulcão do Fogo, a direcção estrutural dominante é NW-SE (300-330°) a NNW-SSE (330-350°), com mergulhos superiores a 45° para NE e SW. Esta direcção está bem representada no flanco N não só geomorfologicamente, através do padrão da rede de drenagem e da distribuição espacial de formas



vulcânicas que materializam o designado *Graben* da Ribeira Grande, como localmente, em afloramento de acidentes menores. Menos frequentes, ocorrem falhas prováveis e lineamentos marcados por segmentos de linhas de água de traçado rectilíneo com direcção N-S e NE-SW (30-60°), interpretados como resultando de controlo tectónico por falhas. Na caldeira, a orientação de algumas linhas de água e a observação de acidentes menores revela ainda a existência de falhas E-W. Apesar do sentido de inclinação das estruturas com direcção N-S e NE-SW interpretadas pela análise geomorfológica ser indeterminado, a observação em corte de falhas secundárias mostra inclinações fortes em ambos os sentidos E e W, e NW e SE, respectivamente.

6.4.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

Em geral, as estruturas tectónicas associadas ao Vulcão do Fogo apresentam cinemática normal. As estruturas principais estão relacionadas com o *Graben* da Ribeira Grande e, embora não exibam escarpas de falha nítidas como noutras estruturas distensivas da ilha de S. Miguel (*e.g.* *Graben* dos Mosteiros), a análise geomorfológica mostra claramente a presença de uma zona abatida limitada por alinhamentos vulcânicos. Nas estruturas menores a componente de movimentação normal é evidenciada unicamente pelo deslocamento de referências estratigráficas. A natureza dos materiais afectados (depósitos piroclásticos de queda e de fluxo) não possibilitou a observação de estrias que permitissem verificar a presença de uma componente de deslizamento.

6.4.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

Na Tabela 6.2 apresentam-se as taxas de deslizamento para a componente normal da deformação referentes a algumas das estruturas tectónicas do Vulcão do Fogo. Segundo Muecke *et al.* (1974), a área da Ribeira Grande, localizada no interior do *Graben* da Ribeira Grande, sofreu uma subsidência da ordem dos 650 m nos últimos 690000 anos, equivalendo a uma taxa de subsidência média de 1 mm/ano. Este valor pode ser um pouco inferior, 0.83 mm/ano, se considerarmos a idade de 781000 anos para a transição Brunhes-Matuyama. Contudo, aquela subsidência pode não resultar unicamente de fenómenos tectónicos. Uma vez que não existem indícios directos da presença das estruturas que limitam o *graben* (escarpas de falha), que estarão fossilizadas por produtos vulcânicos mais recentes do que as últimas roturas superficiais, estas falhas devem possuir taxas de actividade relativamente baixas comparativamente à frequência da actividade vulcânica. Com efeito, as falhas sintéticas e antitéticas observadas em corte no bloco elevado da Zona de Falha da Falca afectam unidades antigas, com mais de 40000 anos BP. No caso da Zona de Falha W da Ribeira Grande, os acidentes secundários associados (estações 77 e 78) afectam depósitos mais antigos que a Formação dos Fenais da Luz, unidade com idade muito incerta compreendida entre 30000-10000 e 10000-5000 anos BP. Contudo, um dos acidentes desloca a base daquela formação.

Alguns acidentes menores, observados em arribas litorais e taludes de estrada, deslocam marcadores de idade bem constrangida, possibilitando tecer algumas considerações acerca de taxas de deslizamento. Em todos os casos apenas foi possível determinar a componente de movimentação normal, pelo que as taxas de deslizamento se referem unicamente a esta componente. Os valores obtidos variam entre 0.003 e 0.08-0.13 mm/ano (Tabela 6.2), sendo portanto relativamente baixos. No entanto, as taxas de deslizamento podem estar subestimadas por terem sido determinadas através de deslocamentos medidos em acidentes secundários.

Tabela 6.2 – Taxas de deslizamento para a componente normal da movimentação para as falhas do maciço vulcânico do Fogo.

Falha	Cinemática	Atitude (média)	Separação (m)	Idade do marcador (mil anos BP)	Taxa de deslizamento (mm/ano)
<i>Graben</i> da Ribeira Grande	N	323,?	650	690	1.00
				781	0.83
W Ribeira Grande (E77 e E78)	N	320,?NE	0.50	<30-10	>0.02-0.05
Ribeira Grande 8 (E167)	N	321,69NE	0.18	4.5	0.04
Lombadas 30 (E219)	N	0,70W	0.055	<3.2	>0.02
Porto Formoso 1 (E133)	N	38,48SE	0.30	<40	>0.01
Vila Franca 8 (E153)	N	30,44NW	1.00	34.2	0.03
Vila Franca 9 a 14 (E154)	N	354,70W	1.00	34.2-12(8)	0.03-0.08(0.13)
Roída Praia 1 e 2 (E126)	N	0,78°W	0.10	34.2-12(8)	0.003
Roída Praia 3 e 4 (E214)	N	21,63WNW	0.37	4.5	0.08
Ribeira Chã 1 a 9 (E166)	N	N-S,58E	0.67	34.2	0.02
Ribeira Chã 10 (E215)	N	78,78NNW	1.80	34.2	0.05

N – Normal

6.4.4 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

Uma vez que as estruturas principais do *Graben* da Ribeira Grande não afloram, não foi possível determinar deslocamentos por evento para aquelas falhas. Porém, algumas falhas normais secundárias (NW-SE a NNW-SSE) observadas em corte, quer do lado W quer do lado E desta estrutura distensiva, deslocam, com separações de alguns centímetros a poucos metros, depósitos com posição estratigráfica incerta (estações 77 e 78) ou enquadrados no Grupo Inferior (estações 149 a 152 e 187 a 189). A altura dos afloramentos, bem como a posição estratigráfica indeterminada no Grupo Inferior dos depósitos afectados dificultaram o estudo detalhado destas estruturas. No caso da Zona de Falha W da Ribeira Grande, uma das falhas exposta nas arribas da praia da Ribeira Seca (estações 77 e 78) desloca a base da Formação dos Fenais da Luz (Grupo Superior) cerca de 50 cm. No interior do *graben* (bloco abatido), detectou-se ainda um acidente (Falha Ribeira Grande 8; estação 167) que produziu 18 cm de separação normal no ignimbrito do Fogo A (4520 ± 90 anos BP). Também na zona das Lombadas (estação 219) se observou um acidente que produz 5.5 cm de rejeição na unidade Fogo C (menos de 3240 ± 90 anos BP).

A Falha Porto Formoso 1 (NE-SW), observada na Estação 133, provoca uma separação normal acumulada de 30 cm em depósitos da Formação de Porto Formoso (Grupo Superior – Sequência do Flanco Norte) distribuída por dois episódios de movimentação: um primeiro de 20 cm e um segundo de 10 cm. No vale da Ribeira Grande, foi possível constatar uma movimentação da ordem dos 50 cm na Falha Lombadas 19 em depósitos de idade desconhecida.

No flanco S do Vulcão do Fogo, as barreiras das estradas SCUT e as arribas litorais expõem várias falhas que produziram vários episódios de rotura superficial ao longo do período de deposição da Formação da Roída da Praia (34200 anos BP). Na Falha Vila Franca 8 (NE-SW; estação 153) verificou-se a ocorrência de dois eventos sísmicos com rotura superficial que afectam esta formação: o primeiro causou uma separação de 40 cm e o segundo de 60 cm, o qual deverá ter ocorrido pouco tempo antes da deposição da Formação da Ribeira Chã. A Falha Ribeira Chã (ENE-WSW; estação 215) mostra igualmente pelo menos três episódios de rotura superficial: um primeiro provocando 1 m de separação normal, um segundo produzindo 60 cm de rotura, e um terceiro com rotura de 20 cm. A Falha Vila Franca 16 (NE-SW), exposta na estação 155, provocou uma separação normal de 45 cm em depósitos mais antigos do que a Formação da Roída da Praia.

Nas arribas litorais a leste da Praia de Água d'Alto (estação 214), duas falhas (N-S) deslocam 37 cm em falha normal o depósito do Fogo A (4520±90 anos BP).

6.4.5 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

Como a maior parte das estruturas cartografadas no Vulcão do Fogo foram inferidas através da análise geomorfológica, não havendo provas concretas da sua presença, apenas foi possível estimar a magnitude de momento sísmico (M_w) utilizando as correlações de Wells e Coppersmith (1994) que consideram o comprimento de rotura (SRL) e a área de rotura (RA). As magnitudes máximas expectáveis encontram-se listadas na Tabela 6.3.

As magnitudes obtidas através do comprimento e da área de rotura para as falhas associadas ao *Graben* da Ribeira Grande variam entre 6.0 e 6.2 (ou 5.9 assumindo uma crosta sismogénica com 8 km de espessura). Note-se que estes valores podem estar subestimados pois os comprimentos considerados dizem respeito unicamente à extensão observável em terra, desconhecendo-se o prolongamento destas estruturas nas áreas imersas. As magnitudes estimadas para a Falha da Falca podem ser, eventualmente, superiores (M_w 6.4 ou 6.1) se se ponderar que esta estrutura se prolonga para SE (14 km de comprimento). Quanto às magnitudes estimadas com base no deslocamento máximo, para falhas observadas em corte, obtiveram-se valores entre 5.8 e 6.7. No entanto, estes valores podem estar sobrestimados, pois deslocamentos acumulados em mais do que uma rotura podem ter sido interpretados como tendo sido gerados por um único evento, ou as

movimentações podem ter ocorrido durante fenómenos magmáticos. Salienta-se o caso da Zona de Falha W da Ribeira Grande para a qual os valores de magnitude estimados com base no comprimento e área de rotura são significativamente mais baixos (M_w 6.0) do que os obtidos através do deslocamento (M_w 6.5).

Tabela 6.3 – Magnitudes do sismo máximo registado nas falhas cartografadas no Vulcão do Fogo, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).

Falha	SRL (km)	M_w ($\pm 0.24-0.28$)	RA* (km)	M_w^* ($\pm 0.24-0.28$)	RA** (km)	M_w^{**} ($\pm 0.24-0.28$)	MD (m)	M_w (± 0.4)
W Ribeira Grande	7.1	6.0	110	6.1	63	5.8	0.50	6.5
Falca	9-14	6.2-6.4	139-216	6.2-6.4	79-124	5.9-6.1	-	-
R. Grande 8 (E167)	-	-	-	-	-	-	0.18	6.1
Lombadas 30 (E219)	-	-	-	-	-	-	0.055	5.8
Lombadas 19 (173)	1.2	5.2	19	5.3	11	5.1	0.50	6.5
Porto Formoso 1 (E133)	-	-	-	-	-	-	0.20 0.10	6.2 6.0
Vila Franca 8 (E153)	-	-	-	-	-	-	0.40 0.60	6.4 6.5
Vila Franca 16 (E155)	-	-	-	-	-	-	0.45	6.4
Róida Praia 3 e 4 (E214)	-	-	-	-	-	-	0.37	6.4
Ribeira Chã 10 (E215)	-	-	-	-	-	-	1.00 0.60 0.20	6.7 6.5 6.2

$M_w/SRL - M_w = 5.08 + 1.16 \log(SRL)$; $M_w/RA - M_w = 4.07 + 0.98 \log(AR)$; $M_w/MD - M_w = 6.69 + 0.74 \log(MD)$; de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

Também para a Falha Lombadas 19, verifica-se uma discrepância nos valores de magnitude (M_w 5.2 e 6.5); contudo, dada a sua localização na área da caldeira, o seu comprimento pode estar subestimado devido a colmatção por produtos vulcanoclásticos ou a destruição pela actividade vulcânica intracaldeira.

No caso das restantes estruturas observadas, como não se conhece a sua extensão não é possível efectuar comparações entre magnitudes estimadas através do comprimento, ou da área de rotura, e valores de magnitude deduzidos do deslocamento.

6.4.6 – Grau de actividade

No maciço vulcânico do Fogo, as falhas observadas e cartografadas afectam depósitos com idade inferior a 117000 ± 24000 anos BP. Esta idade situa-se claramente no período neotectónico da região dos Açores (2.45 Ma; Luis *et al.*, 1994), o que nos permite classificar as mesmas como activas. De acordo com as taxas de deslizamento obtidas, as falhas activas do Vulcão do Fogo inserem-se nas estruturas com baixa actividade

(classe C; Tabela 6.4), caracterizadas por intervalos de recorrência da ordem de alguns milhares a dezenas de milhar de anos (Slemmons, 1977). Este tipo de actividade não condiz com o padrão actual de sismicidade, pois o Vulcão do Fogo, conjuntamente com a região do Congro (zona sismogénica Fogo-Congro), é onde se regista maior actividade sísmica no arquipélago. Deste modo, as taxas de deslizamento podem estar subestimadas por se considerarem movimentações em acidentes secundários, onde os deslocamentos são certamente inferiores aos dos acidentes principais. Estes, por sua vez, poderão estar fossilizados pela espessa cobertura de depósitos piroclásticos (*e.g.* Fogo A e Fogo 1563). Relembre-se que no Vulcão do Fogo, a maior parte das estruturas tectónicas cartografadas foram deduzidas da disposição da rede de drenagem; as linhas de água são locais por vezes inacessíveis e cujos taludes se encontram frequentemente cobertos por vegetação densa.

No que respeita às falhas W da Ribeira Grande e da Falca, estruturas limítrofes do *Graben* da Ribeira Grande, a estimativa de taxas de deslizamento e a determinação de deslocamentos por evento foram dificultadas por vários factores. O encobrimento dos traços de falha por formas vulcânicas sugere taxas de actividade vulcânica elevadas, contribuindo para a inexistência de afloramentos e, consequentemente, impedindo a determinação de separações. Considerando que a taxa de subsidência de 1 mm/ano determinada por Muecke *et al.* (1974) para o sector central do *graben* resultou unicamente de deslocamentos tectónicos, então aquela estrutura é classificada como moderadamente a muito activa (tipo B/A). No entanto, como já foi referido, aquele valor pode resultar de outros factores que não tectónicos (*e.g.* compensações isostáticas).

Tabela 6.4 – Grau de actividade das falhas do Vulcão do Fogo com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Falha	Taxa de deslizamento	Matsuda
	(mm/ano)	
<i>Graben</i> da Ribeira Grande	1.00	B/A?
	0.83	B
W da Ribeira Grande (E77 e E78)	>0.02-0.05	C
Ribeira Grande 8 (E167)	0.04	C
Lombadas 30 (E219)	>0.02	C
Porto Formoso (E133)	>0.01	C
Vila Franca 8 (E153)	0.03	C
Vila Franca 9 a 14 (E154)	0.03-0.08(0.13)	C/B
Roída Praia 1 e 2 (E126)	0.003	D?
Roída Praia 3 e 4 (E214)	0.08	C
Ribeira Chã 1 a 9 (E166)	0.02	C
Ribeira Chã 10 (E215)	0.05	C

7 – TECTÓNICA DO SISTEMA VULCÂNICO FISSURAL DO CONGRO

7.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

No Sistema Vulcânico Fissural do Congro, os produtos vulcânicos predominantes são cones de escórias com escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*) associadas, ocorrendo menos frequentemente alguns domos traquíticos (*s.l.*) e *maars* (*s.l.*). Moore (1990) atribui idades referentes ao Plistocénico Superior e ao Holocénico. Estes depósitos estão cobertos por espessos depósitos piroclásticos de queda de natureza traquítica (*s.l.*) provenientes do Vulcão do Fogo (*e.g.* Fogo A e 1563 AD) e do Vulcão das Furnas. Nos últimos 5000 anos apenas se registaram três erupções nesta zona: a mais antiga ocorreu há 4160 ± 160 anos BP e deu origem a um *maar* localizado a E do Congro (Moore e Rubin, 1991); o *maar* do Congro formou-se há 3800 ± 400 anos BP (Moore, 1990, 1991a,b; Moore e Rubin, 1991); a mais recente foi a erupção estromboliana que deu origem ao cone de escórias da Chã do Lagoeiro (Moore, 1990, 1991a,b).

7.2 – FALHAS

7.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

No Sistema Vulcânico Fissural do Congro, as direcções estruturais estão, na generalidade, materializadas por alinhamentos de centros eruptivos, resultantes de vulcanismo fissural (Fig. 7.1 e Tabela 7.1). Deste modo, a morfologia, embora controlada tectonicamente, é predominantemente vulcânica. O traçado das falhas baseia-se na distribuição espacial e morfologia dos cones e das crateras. Os alinhamentos identificados exibem direcção preferencial WNW-ESE, prolongando-se para o Vulcão das Furnas, e E-W. Com esta última direcção, identificaram-se duas escarpas de falha na zona do Altiprado, que foram objecto de estudos de paleossismologia (Capítulo 10). Menos frequentemente inferem-se alinhamentos vulcânicos e lineamentos orientados NNW-SSE e NNE-SSW a NE-SW. O sentido de inclinação das estruturas deduzidas da análise geomorfológica, assim como a sua cinemática são desconhecidos, excepto para as escarpas de falha da região do Altiprado.

7.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE

As estruturas de direcção WNW-ESE constituem o sistema predominante deste sistema vulcânico. As falhas principais estão geralmente expressas por alinhamentos de edifícios vulcânicos, crateras e fissuras eruptivas.

7.2.1.1.1 – Alinhamentos vulcânicos

A disposição espacial das formas vulcânicas e bocas eruptivas define um sistema de fracturas sub-paralelas com orientação preferencial WNW-ESE que, por vezes, se prolonga para o Vulcão das Furnas. São os casos

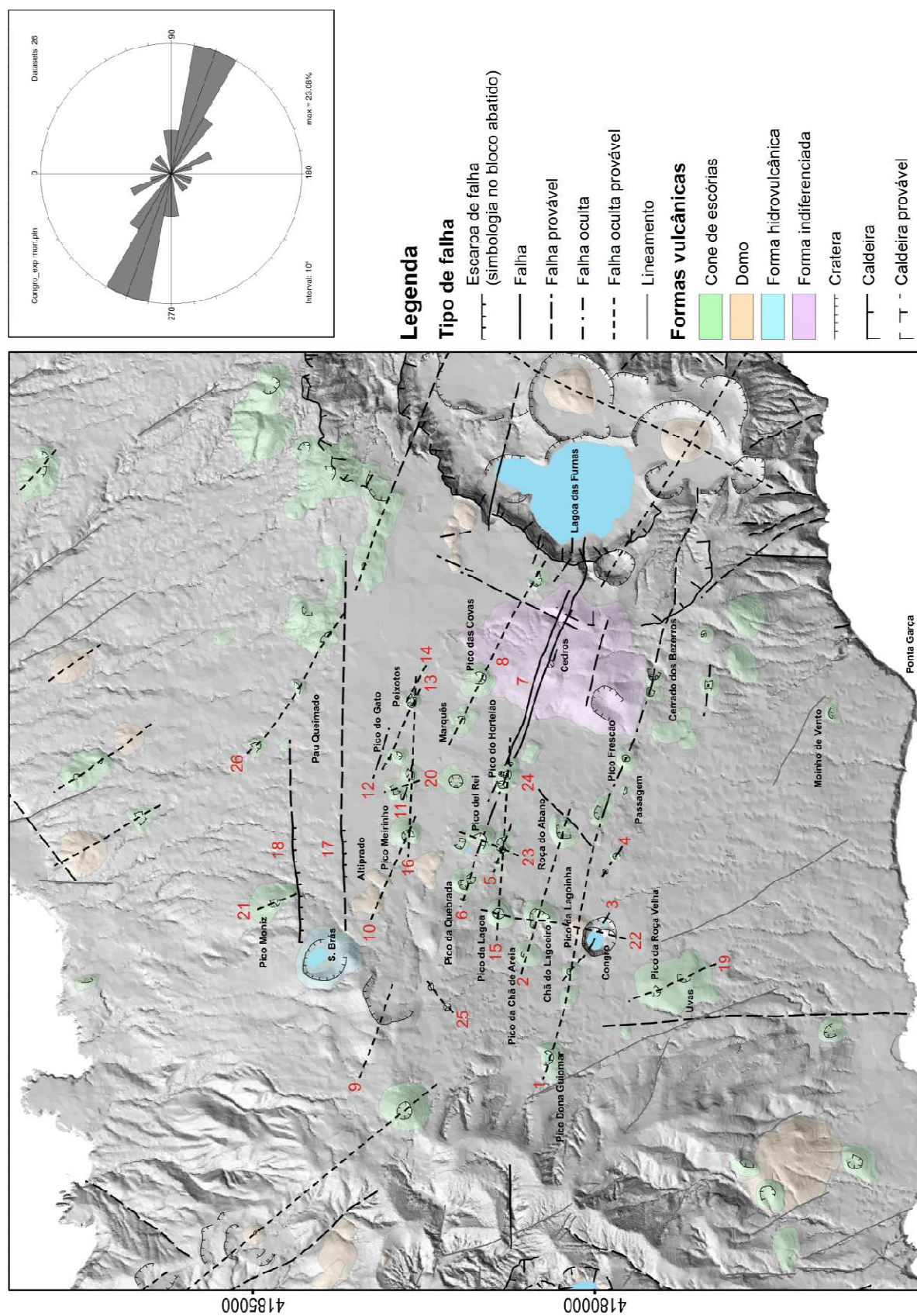


Figura 7.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Sistema Vulcânico Fissural do Congro sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ortner *et al.*, 2002). Os lineamentos não foram considerados na análise estatística. Legenda na Tabela 7.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Tabela 7.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2FURN010	Furnas 10	286	9013
2	ID_FA2AFUR015	Achada das Furnas 15	286	2617
3	ID_FA2AFUR004	Achada das Furnas 4	306	1271
4	ID_FA2AFUR006	Achada das Furnas 6	303	537
5	ID_FA2AFUR019	Achada das Furnas 19	290	743
6	ID_FA2FURN009	Furnas 9	289	5774
7	ID_FA2FURN008	Furnas 8	293	3316
8	ID_FA2FURN013	Furnas 13	298	3099
9	ID_FA2AFUR010	Achada das Furnas 10	289	1475
10	ID_FA2AFUR020	Achada das Furnas 20	293	1654
11	ID_FA2AFUR011	Achada das Furnas 11	286	695
12	ID_FA2AFUR021	Achada das Furnas 21	288	768
13	ID_FA2AFUR014	Achada das Furnas 14	295	1319
14	ID_FA2AFUR016	Achada das Furnas 16	298	681
15	ID_FA2AFUR022	Achada das Furnas 22	274	2974
16	ID_FA2AFUR013	Achada das Furnas 13	272	2639
17	ID_FA2ALTI001	Altiçado 1	87	835-5503?
18	ID_FA2ALTI002	Altiçado 2	87	1686-2979
19	ID_FA2AFUR003	Achada das Furnas 3	337	1403
20	ID_FA2AFUR012	Achada das Furnas 12	341	550
21	ID_FA2AFUR017	Achada das Furnas 17	338	641
22	ID_FA2AFUR005	Achada das Furnas 5	11	2210
23	ID_FA2AFUR009	Achada das Furnas 9	22	942
24	ID_FA2AFUR007	Achada das Furnas 7	47	1141
25	ID_FA2AFUR008	Achada das Furnas 8	50	604
26	ID_FA2AFUR024	Achada das Furnas 24	305	2534

dos alinhamentos: Pico Dona Guiomar – cones de escórias a W do Pico da Lagoinha – Pico da Lagoinha – cone de escórias a N da Passagem – Pico Frescão – cones de escórias do Cerrado dos Bezerros; Pico da Chã de Areia – cone de escórias da Chã do Lagoeiro – cone de escórias da Roça do Abano; Pico da Quebrada – Pico del Rei – Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros; Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros; cone de escórias do Marquês – Pico das Covas – cone de escórias a W da Lagoa das Furnas e cones de escórias na zona do Pau Queimado (Fig. 7.1 – estruturas 1, 2, 6, 7, 8 e 26 respectivamente). A extensão das fissuras eruptivas varia entre 490 e 7800 m.

7.2.1.1.2 – Falhas prováveis

A análise de fotografia aérea revelou a presença de um pequeno ressalto topográfico de direcção WNW-ESE a N do Pico do Gato, que pode corresponder a uma escarpa de falha virada a NNE (Fig. 7.1 – estrutura 12). No entanto, como se trata de uma zona dominada por derrames lávicos basálticos, aquela morfologia pode ser apenas vulcânica e corresponder a um bordo de escoada.

7.2.1.1.3 – Lineamentos

Na vertente S, a N de Ponta Garça, identifica-se um lineamento com esta direcção marcado por um troço da Ribeira Grande disposto obliquamente ao sentido do declive máximo da vertente, e para onde os afluentes daquela linha de água convergem. Este deve prolongar-se para SE onde aparenta controlar um troço rectilíneo da linha de água situada a leste do cone de escórias do Moinho de Vento, que exhibe a mesma orientação.

7.2.1.2 – Estruturas de direcção E-W

Outra direcção estrutural presente é a E-W, materializada por duas importantes estruturas tectónicas localizadas a leste da Lagoa de S. Brás, na zona do Altiprado (Fig. 7.1 – estruturas 17 e 18), e por alinhamentos vulcânicos. As falhas denominadas por Altiprado 1 e Altiprado 2 apresentam troços com expressão morfológica por escarpa de falha com inclinação para S (Fig. 7.2). Estes acidentes foram objecto de estudos de paleossismologia, cujos resultados são apresentados no Capítulo 10.

7.2.1.2.1 – Falha Altiprado 1

A Falha Altiprado 1 localiza-se imediatamente a ESE do *maar* (s.l.) de S. Brás, prolongando-se para leste até próximo da caldeira do Vulcão das Furnas, ao longo de aproximadamente 5503 m (Fig. 7.3). Apesar de actualmente estar praticamente oculto por criptomérias, o troço central apresenta expressão morfológica evidente sob a forma de escarpa de falha com cerca de 835 m de extensão (Figs. 7.3 e 7.4). A existência de uma linha de água orientada quase paralelamente à direcção da escarpa indica o controlo tectónico da drenagem. Para E e W o seu traçado torna-se mais incerto, mas a análise do relevo, através de fotografia aérea, permite deduzir a presença de ligeiros ressaltos na topografia a leste, com declive para S, sugerindo

que derrames lávicos basálticos (*s.l.*) mais recentes originados por cones monogenéticos localizados a S, ao progredir para N, terão coberto a falha, ocultando a sua expressão. Junto à caldeira do Vulcão das Furnas, parece cortar um cone de escórias. Na zona do Pau Queimado um troço de linha de água parece estar desviado, sugerindo desligamento direito (Fig. 7.3).



Figura 7.2 – Extracto da fotografia aérea de 1974, fiada 6E, à escala 1:15000, da zona do Altiprado, onde é possível observar as escarpas das falhas Altiprado 1 (FA1) e Altiprado 2 (FA2) (fotografia aérea da Direcção Geral de Planeamento Urbanístico).

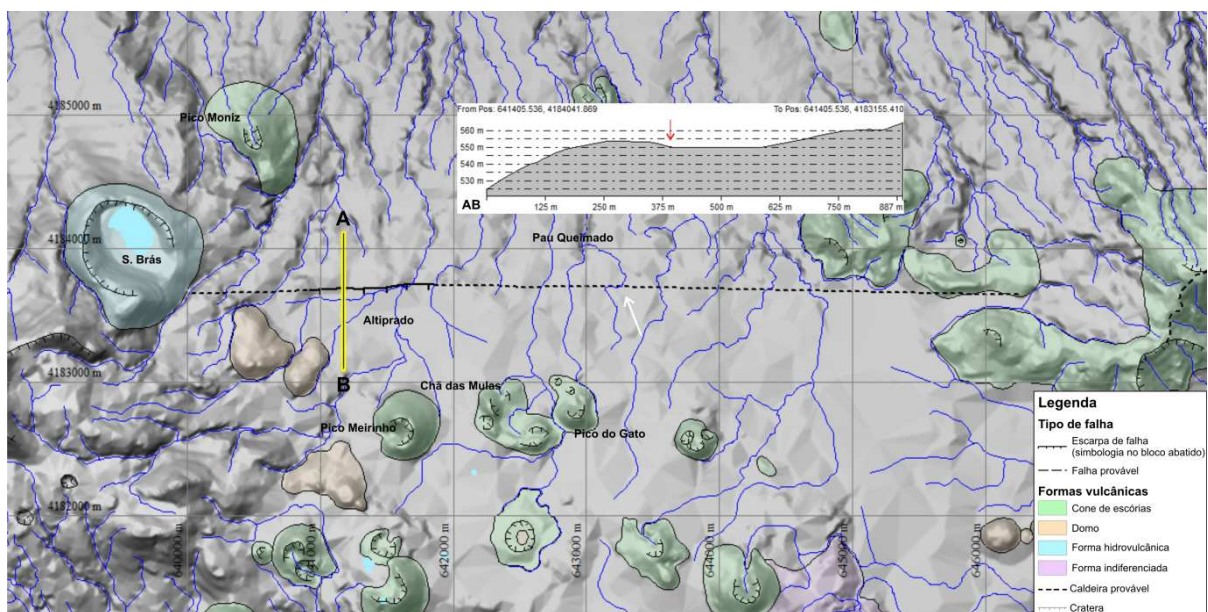


Figura 7.3 – Cartografia da Falha Altiprado 1 sobre o Modelo Digital do Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo. Adicionalmente representa-se a rede de drenagem. A seta branca indica o troço de linha de água que aparenta estar desviado por falha com movimentação em desligamento direito. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A escarpa apresenta direcção média de 87°, com mergulho para S, indicando importante componente de movimentação normal com abatimento para S. O comando da escarpa é variável, sendo o valor médio de aproximadamente 2 m, e apresenta declive de 65° para S.



Figura 7.4 – Panorâmica da Falha Altiprado 1 onde, por detrás do arvoredor, é possível observar o ressalto topográfico.

7.2.1.2.2 – Falha Altiprado 2

A Falha Altiprado 2 localiza-se cerca de 735 m a N da Falha Altiprado 1 e apresenta uma subtil escarpa ao longo de uma extensão de aproximadamente 1690 m, desde imediatamente a ENE do *maar* (*s.l.*) de S. Brás, passando a S do Pico Moniz, onde parece cortar tectonicamente o seu flanco S, até ao lugar das Terras da Maia (Figs. 7.5 e 7.6). Para além do extremo leste o seu traçado torna-se mais ambíguo, mas a sua continuidade é sugerida pela existência de alguns desvios no traçado das linhas de água, bem como pequenos ressaltos que parecem ter sido cobertos por escoadas lávicas (Fig. 7.5). Deste modo, pode considerar-se que a falha em questão terá uma extensão de 2980 m.

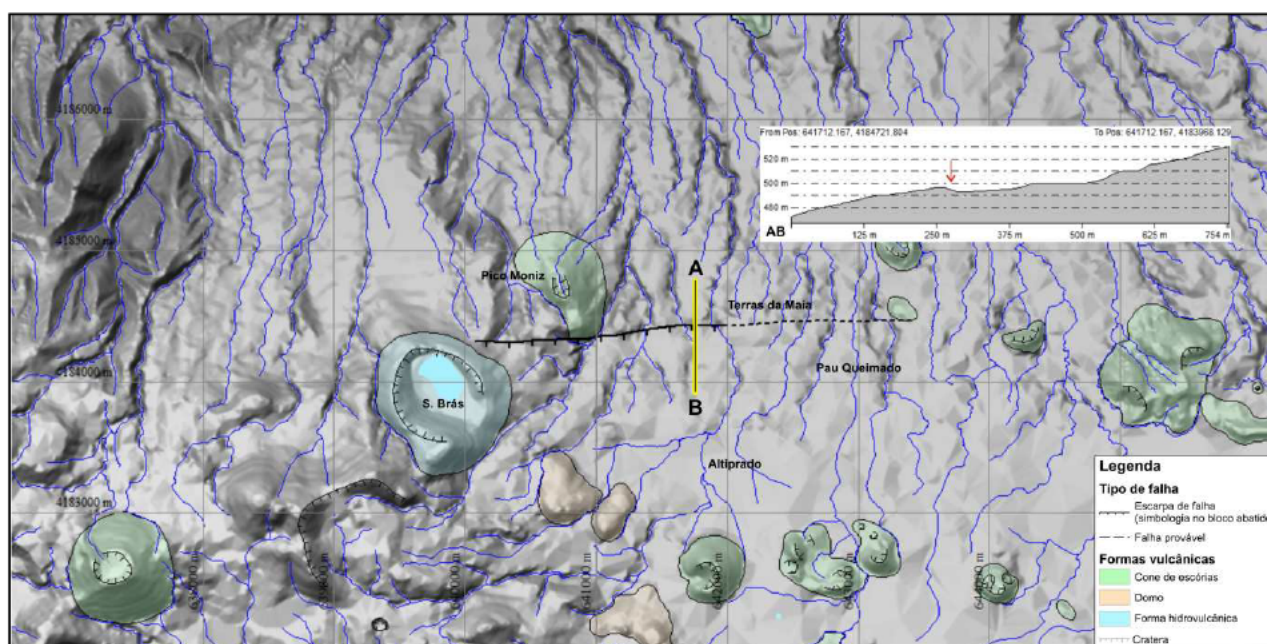


Figura 7.5 – Cartografia da Falha Altiprado 2 sobre o Modelo Digital do Terreno, com respectivo perfil transversal rectilíneo. Adicionalmente representa-se a rede de drenagem. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29 e 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A direcção média da falha é de 87° com mergulho para S, indicando componente de movimentação normal com abatimento para S. O comando da escarpa não é fácil de obter, pois a falha controla uma zona mais deprimida instalada num paleocanal.



Figura 7.6 – Panorâmica da Falha Altiprado 2 onde é possível verificar um ligeiro ressalto na topografia.

7.2.1.2.3 – Alinhamentos vulcânicos

No Sistema Vulcânico Fissural do Congro observam-se dois alinhamentos vulcânicos com direcção E-W: o alinhamento Pico da Lagoa – cone de escórias a S do Pico del Rei – Pico do Hortelão e o alinhamento Pico Meirinho – cone de escórias da Chã das Mulas – cone de escórias dos Peixotos (Fig. 7.1 – estruturas 15 e 16, respectivamente).

7.2.1.3 – Estruturas de direcção NNW-SSE

As direcções NNW-SSE são menos frequentes. São também inferidas por lineamentos e alinhamentos vulcânicos.

7.2.1.3.1 – Alinhamentos vulcânicos

Na vertente S, o alinhamento dos centros eruptivos Roça Velha – Uvas e a morfologia alongada segundo esta direcção das bocas eruptivas e dos cones de escórias da Chã das Mulas e do Pico Moniz (Fig. 7.1 – estruturas 19, 20 e 21, respectivamente), parecem denunciar controlo tectónico na sua formação. A extensão destes alinhamentos é, de uma forma geral, inferior à dos alinhamentos com direcções WNW-ESE e E-W.

7.2.1.3.2 – Lineamentos

Na vertente S existem dois lineamentos marcados por alinhamentos de troços de linhas de água (Ribeira das Tainhas – Ribeira da Vida – Ribeira das Patas e segmentos a montante da Ribeira Seca) de traçado rectilíneo e oblíquo ao declive geral da vertente, que sugerem a presença de estruturas tectónicas. Estes lineamentos são paralelos às formas do relevo SE do Vulcão do Fogo, sendo que o segundo lineamento se encontra no prolongamento da Zona de Falha da Falca, estrutura que limita o *Graben* da Ribeira Grande a leste.

7.2.1.4 – Estruturas de direcção NNE-SSW a NE-SW

É possível ainda deduzir falhas prováveis, alinhamentos vulcânicos e lineamentos com direcção NNE-SSW a NE-SW.

7.2.1.4.1 – Falhas prováveis

A leste do cone de escórias da Roça do Abano, a presença de vários segmentos de linhas de água alinhados segundo a direcção NE-SW sugere controlo tectónico (Fig. 8.1 – estrutura 24). A mesma direcção é ainda sugerida pela própria morfologia daquele cone de escórias, nomeadamente pelo seu flanco SE, que parece ter sido condicionado pela mesma estrutura.

7.2.1.4.2 – Alinhamentos vulcânicos

Salientam-se os alinhamentos vulcânicos Pico da Lagoa – cone de escórias da Chã do Lagoeiro – Pico da Lagoinha – *maar* (s.s.) da Lagoa do Congro e cone de escórias a S do Pico del Rei – Pico del Rei, com direcção NNE-SSW (Fig. 8.1 – estruturas 22 e 23, respectivamente).

7.2.1.4.3 – Lineamentos

Na vertente S, infere-se um lineamento com direcção NE-SW com base no troço rectilíneo da Ribeira das Tainhas que se dispõe obliquamente ao declive da vertente S.

7.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

Para além das falhas Alti Prado 1 e Alti Prado 2, cujos planos foram observados devido à abertura de trincheiras, as falhas observadas em afloramento são escassas. Apenas foi possível analisar duas estruturas tectónicas: uma situada nas arribas litorais de Ponta Garça (estação 165), com direcção N-S, e a outra no caminho a S do Pico do Gato, a W da Lagoa das Furnas (estação 218), com orientação ENE-WSW (Fig. 7.7).

7.2.2.1 – Estação 165

A arriba litoral de Ponta Garça, na zona do Cinzeiro, expõe alternâncias de produtos piroclásticos de natureza traquítica (s.l.), provenientes dos vulcões das Furnas e do Fogo e escoadas lávicas de natureza basáltica (s.l.), originadas em centros eruptivos monogenéticos do Sistema Vulcânico Fissural dos Congro. Correlacionando com a estratigrafia proposta por Guest *et al.* (1999) para os depósitos do Vulcão das Furnas, os depósitos piroclásticos presentes na base da arriba de Ponta Garça, imediatamente a W da Ribeira das Amoras, poderão corresponder ao Membro Superior da Formação das Amoras, com idade superior à do Ignimbrito da Povoação (30000 anos BP); no entanto, esta correlação necessita de ser confirmada.

As unidades da base da arriba estão cortadas por uma falha com atitude 350°, 52°E que as desloca cerca de 20 cm em separação normal. A rotura morre nos níveis piroclásticos ácidos superiores, não atingindo, desta forma, as escoadas lávicas mais recentes (Fig. 7.8).

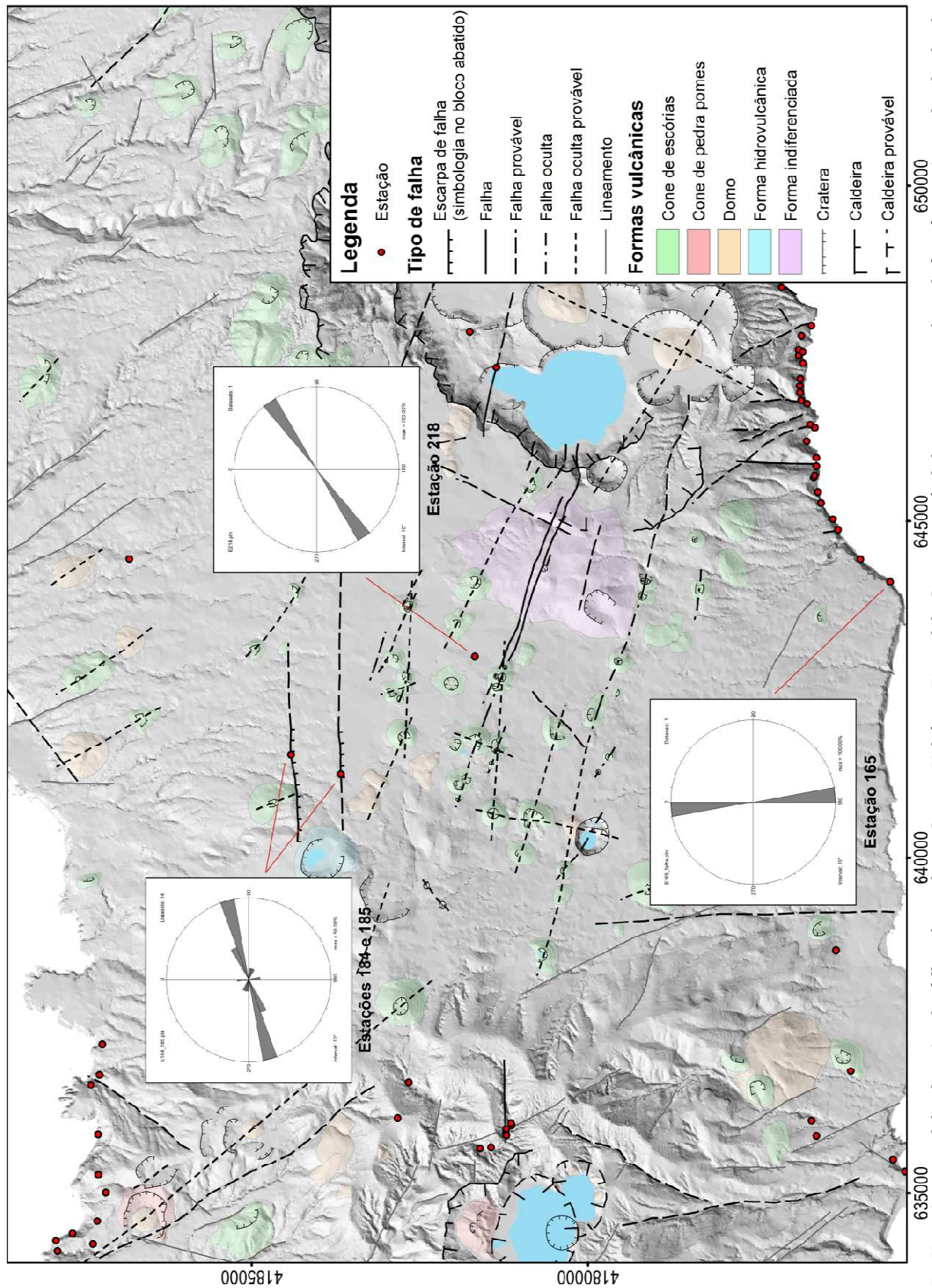


Figura 7.7 – Variação espacial das direções das falhas observadas no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.



Figura 7.8 – Falha Ponta Garça 1, observada na estação 165, a cortar um derrame lávico de natureza basáltica (s.l.) (na base) e depósitos piroclásticos de natureza traquítica (s.l.), provenientes dos vulcões das Furnas e Fogo. A escala mede 2.0 m.

7.2.2.2 – Estação 218

Na área planáltica do Sistema Vulcânico Fissural do Congro observou-se, numa das barreiras do caminho a S do Pico do Gato, um ressalto sugestivo de deformação tectónica. A sequência exposta compreende, da base para o topo, um depósito de cinzas de cor cinzenta com o topo alterado para solo, que deverá corresponder ao Furnas C (≈ 1900 anos BP, Guest *et al.*, 1994), e um depósito constituído por alternâncias de níveis de *lapilli* e cinzas de natureza traquítica (s.l.), correspondente ao da erupção histórica de 1563 do Vulcão do Fogo. Após a limpeza da barreira verificou-se a existência de uma falha (Falha Achada das Furnas 25) produzindo 20 cm de separação normal na base do depósito superior (Fig. 7.9). Junto ao plano de falha, o *lapilli* pomítico é significativamente mais fino do que no resto do depósito, devido a processos de esmagamento. Ao nível da unidade da base (Furnas C) o deslocamento não é nítido, existindo apenas uma zona muito fracturada, com planos de fractura paralelos uns aos outros. Num destes planos mediu-se a atitude $60-65^\circ$, 60°NW . No topo, os níveis de *lapilli* pomítico moldam-se ao ressalto topográfico, não estando por isso afectados, o que sugere que a rotura superficial foi contemporânea da erupção de 1563. Um deslocamento de 20 cm em 450 anos equivale a uma taxa de deslizamento máxima de 0.4 mm/ano.

7.3 – FILÕES

Embora o sistema vulcânico do Congro seja dominado por vulcanismo fissural de natureza essencialmente basáltica (s.l.), apenas se observaram dois filões nas arribas litorais S, na zona de Ponta Garça (estações 165 e 210; Fig. 7.10). Esta limitação está directamente relacionada com o facto das principais fissuras eruptivas

apresentarem direcção WNW-ESE e E-W, orientando-se *grosso modo* paralelamente à costa. Enquanto a atitude do filão exposto na estação 165 foi obtida *in situ*, o da estação 210 foi medido a partir do mar, pelo que pode conter alguma imprecisão. Ambos apresentam direcções NNE-SSW (24° e 10° , respectivamente) (Fig. 7.10) e ângulos de inclinação subverticais. A atitude e a localização destes filões permite mostrar que se orientam perpendicularmente às direcções gerais das fissuras eruptivas que caracterizam este sistema vulcânico, encontrando-se restritos a um sector próximo do flanco SW do Vulcão das Furnas, sugerindo tratar-se de intrusões relacionadas com este edifício vulcânico.

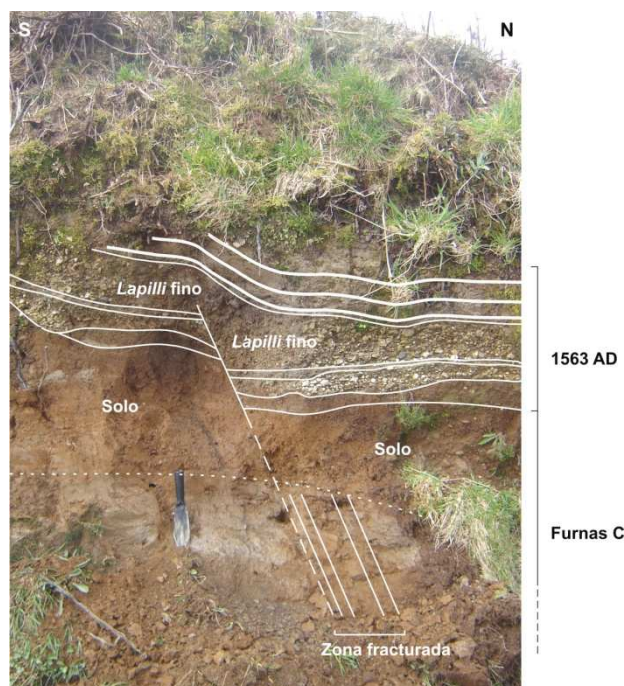


Figura 7.9 – Esquema representativo da geometria e cinemática da Falha Achada das Furnas 25, observada na estação 218. Note-se que esta só afecta a base do depósito da erupção histórica de 1563. A escala mede 27 cm.

7.4 – DISCUSSÃO

7.4.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

Considerando as direcções estruturais encontradas, quer aquelas deduzidas da análise geomorfológica, quer aquelas medidas em corte, conclui-se que o sistema tectónico regional exerce um forte controlo estrutural no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, através de acidentes expressos à superfície por alinhamentos vulcânicos com direcções WNW-ESE ($280\text{--}300^\circ$) e E-W ($80\text{--}100^\circ$). Relativamente à primeira direcção, não se detectou nenhuma estrutura planar exposta, pelo que se desconhece o sentido de inclinação. Quanto à segunda, para além de algumas fissuras eruptivas, encontram-se presentes duas falhas, na zona do Altiprado, com direcção aproximadamente E-W (direcção média de 87°) e mergulho para S. Foi ainda identificada uma falha de direcção N-S, com 52° de inclinação para E, nas arribas litorais de Ponta Garça e outra de direcção NE-SW a ENE-WSW, a mergulhar 60° para NW, a W da Lagoa das Furnas. Neste sistema vulcânico são

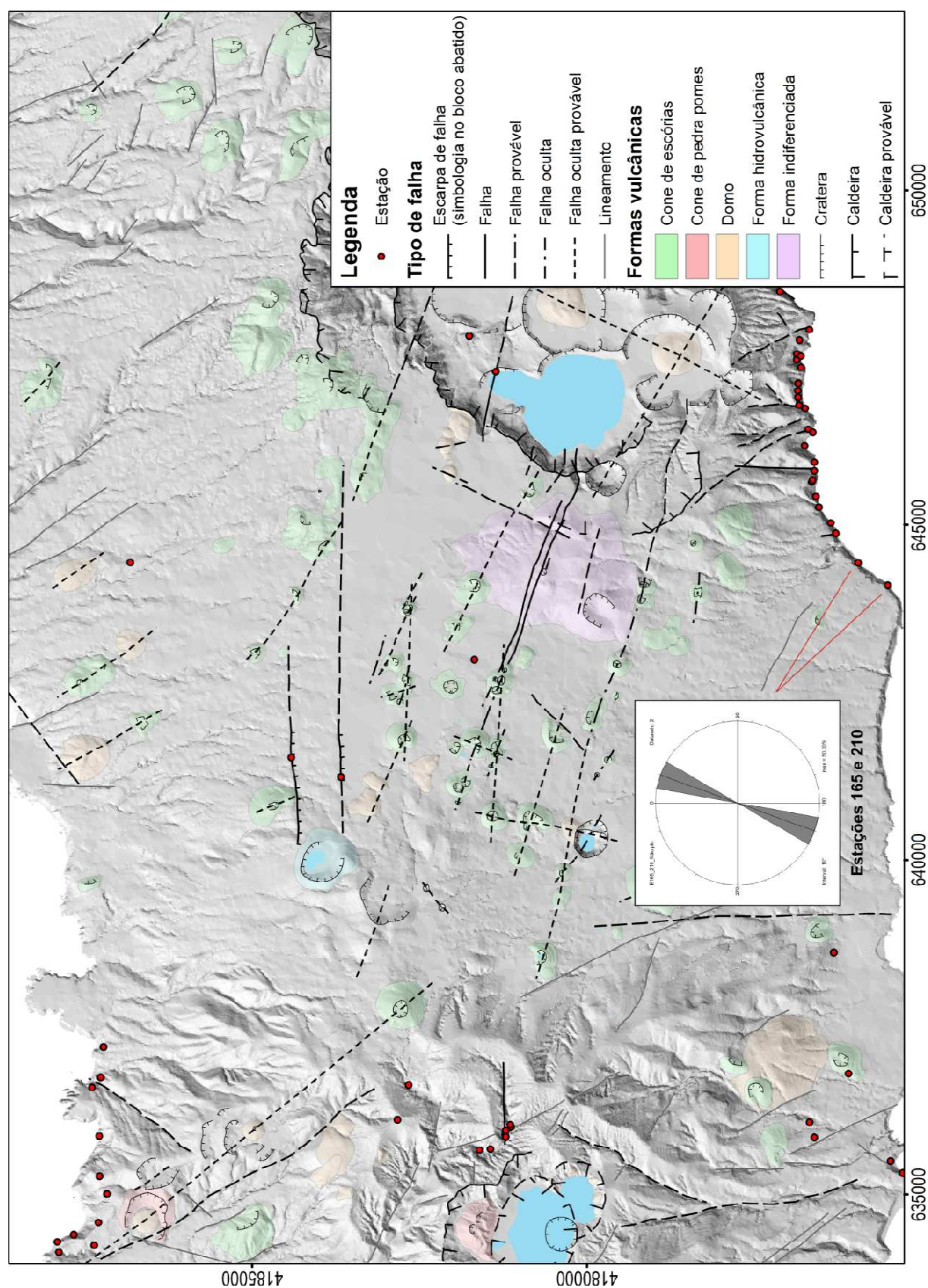


Figura 7.10 – Variação espacial das direcções dos filões observados na costa S do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Acores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projectão UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

poucas as evidências de falhas com estas direcções, mas, por outro lado, estas orientações, estão bem representadas no Vulcão das Furnas (ver Capítulo 8). Dada a proximidade entre os dois sistemas vulcânicos, estas falhas poderão resultar do campo de tensões tectónico regional ou estar relacionadas com um campo de tensões local (que pode não ser tectónico).

7.4.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

O sistema vulcânico do Congro é uma zona caracterizada por vulcanismo fissural, pelo que as estruturas associadas são distensivas, em que a componente de abertura possibilitou a ascensão de magma. Quanto às estruturas observadas em corte, em geral, estas correspondem a falhas normais ou com importante componente de movimentação normal, com separações centimétricas a decimétricas de marcadores estratigráficos e morfológicos. Apesar da ausência de estrias, algumas falhas de direcção E-W apresentam particularidades que sugerem a presença da componente de desligamento, mas de sentido desconhecido. Esta questão é abordada na análise paleossismológica das falhas Alti Prado (Capítulo 10).

7.4.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

No caso da Falha Achada das Furnas 25, observada na estação 218, a existência de marcadores estratigráficos de idade conhecida permitiram estimar uma taxa de deslizamento máxima de 0.4 mm/ano para a componente de movimentação normal.

7.4.4 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

Com base na geometria exposta na estação 218, verificou-se a ocorrência um deslocamento com rotura superficial de 20 cm, no depósito associado à erupção histórica de 1563 do Vulcão do Fogo. O facto da rotura afectar apenas a base desta unidade, sugere que a mesma tenha resultado de uma deformação sin-eruptiva.

7.4.5 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

Na avaliação do potencial sismogénico da Falha Achada das Furnas 25 utilizou-se a correlação entre deslocamento máximo (MD) e magnitude de momento sísmico (M_w) de Wells e Coppersmith (1994), considerando rotura num único evento. Contudo, a magnitude obtida (M_w 6.2) pode estar sobrestimada. Em regiões vulcânicas, caracterizadas por fontes sismogénicas superficiais, a magnitude limiar para a ocorrência de rotura superficial pode ser significativamente mais baixa (Smith *et al.*, 1996; Azzaro *et al.*, 1998). Por outro lado, a separação de 20 cm pode resultar de deslocamentos acumulados em mais do que uma rotura com magnitude sensivelmente mais reduzida, durante o episódio eruptivo. Com efeito, a erupção de 1563 no Vulcão do Fogo foi acompanhada de actividade sísmica importante que provocou grande destruição. Silveira

(2002) apresentou a carta de intensidades locais dos efeitos cumulativos da actividade sísmica registada no período entre 22 de Junho e 4 de Julho daquele ano. Não sendo possível avaliar as intensidades atingidas para cada um dos eventos, a autora considerou que os prejuízos relatados correspondem ao somatório dos efeitos dos inúmeros abalos e do tremor vulcânico quase contínuo. Assim, os danos observados foram equivalentes aos que seriam provocados por um sismo que tivesse atingido intensidades (EMS-98) de grau X na Ribeira Grande e na Ribeira Seca, IX a X em Água de Pau, e VIII a IX na vila da Lagoa.

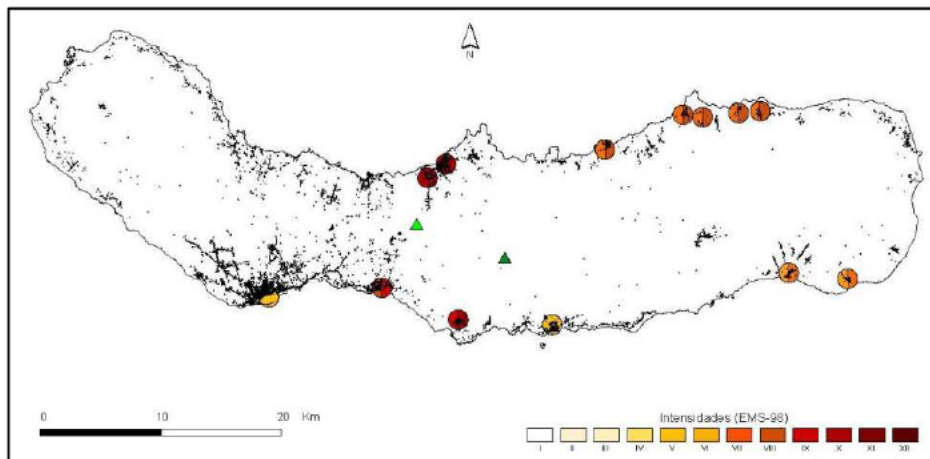


Figura 7.11 – Carta de intensidades locais correspondentes aos efeitos cumulativos da actividade sísmica ocorrida entre 22 de Junho e 4 de Julho de 1563 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002). O triângulo verde escuro indica o foco eruptivo no Vulcão do Fogo e a verde claro o foco eruptivo do Pico do Sapateiro [Queimado].

7.4.6 – GRAU DE ACTIVIDADE

A Falha Achada das Furnas 25 é uma falha com actividade bastante recente uma vez que afecta o depósito da erupção histórica de 1563 no Vulcão do Fogo. De acordo com a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), este acidente inclui-se nas falhas com actividade moderada (tipo B). A reduzida quantidade e qualidade dos dados obtidos ao nível daquela falha não permitiu estimar períodos de retorno. No entanto, segundo Slemmons (1977), falhas do tipo B apresentam intervalos de recorrência para sismos de magnitude 6.0 da ordem de poucas centenas a alguns milhares de anos.

8 – TECTÓNICA DO VULCÃO DAS FURNAS

8.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

Com base na datação de 93000 anos BP obtida numa escoada lávica tristanítica que assenta sobre os derrames lávicos do Nordeste imediatamente a W da Ribeira Quente, Moore (1990, 1991a,b) atribui a idade de 100000 anos ao início da actividade vulcânica subaérea do Vulcão das Furnas. Ao longo da sua evolução, o vulcanismo tem sido predominantemente explosivo do tipo subpliniano a pliniano, pelo que mais de 90% dos materiais expostos correspondem a depósitos piroclásticos de queda e de fluxo de natureza traquítica (s.l.) (Guest *et al.*, 1999; Cole *et al.*, 1999). A sua história evolutiva compreende pelo menos dois episódios de formação de caldeira, seguidos de fases de enchimento (Guest *et al.*, 1999): o mais antigo ocorreu há cerca de 30000 anos BP, originando a caldeira externa, e está testemunhado pela Formação do Ignimbrito da Povoação (Duncan *et al.*, 1999); o segundo colapso deu-se há 12000-10000 anos BP e formou a caldeira interna. Embora menos frequentes, as erupções de natureza basáltica (s.l.) têm-se concentrado nos flancos do vulcão. Nos últimos 5000 anos contabilizam-se 10 erupções explosivas de natureza traquítica centradas na caldeira do Vulcão das Furnas e que envolveram fases magmáticas e hidromagmáticas (Booth *et al.*, 1978). As duas erupções mais recentes ocorreram em período histórico, nos anos de 1439-43 (Pico do Gaspar) e de 1630 (Lagoa Seca), e envolveram uma fase inicial explosiva seguida da instalação de um domo.

O estudo mais recente e pormenorizado sobre a vulcanoestratigrafia do Vulcão das Furnas deve-se a Guest *et al.* (1994, 1999), que a dividiram em Grupo Inferior, Grupo Intermédio e Grupo Superior, tendo por base a identificação de níveis de referência com idades bem conhecidas, as formações do Ignimbrito da Povoação (30000 anos BP) e do Fogo A ($\approx$ 4500 anos BP).

8.2 – FALHAS

8.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

A análise geomorfológica do Vulcão das Furnas permitiu verificar que este edifício vulcânico está controlado tectonicamente por vários sistemas de fractura de direcções variadas. No entanto, factores como a espessa cobertura de depósitos piroclásticos recentes e de densa vegetação levam a que a maior parte das estruturas cartografadas sejam deduzidas da existência de vales rectilíneos e de alinhamentos de centros eruptivos. As direcções estruturais encontradas são predominantemente WNW-ESE, N-S e NE-SW (Guest *et al.*, 1994, 1999; Gaspar *et al.*, 1995) (Fig. 8.1; Tabela 8.1). A própria morfologia de ambas as caldeiras, com contornos geométricos, reflecte um forte controlo tectónico por estruturas de direcção WNW-ESE e NE-SW (Gaspar *et al.*, 1995; Guest *et al.*, 1999).

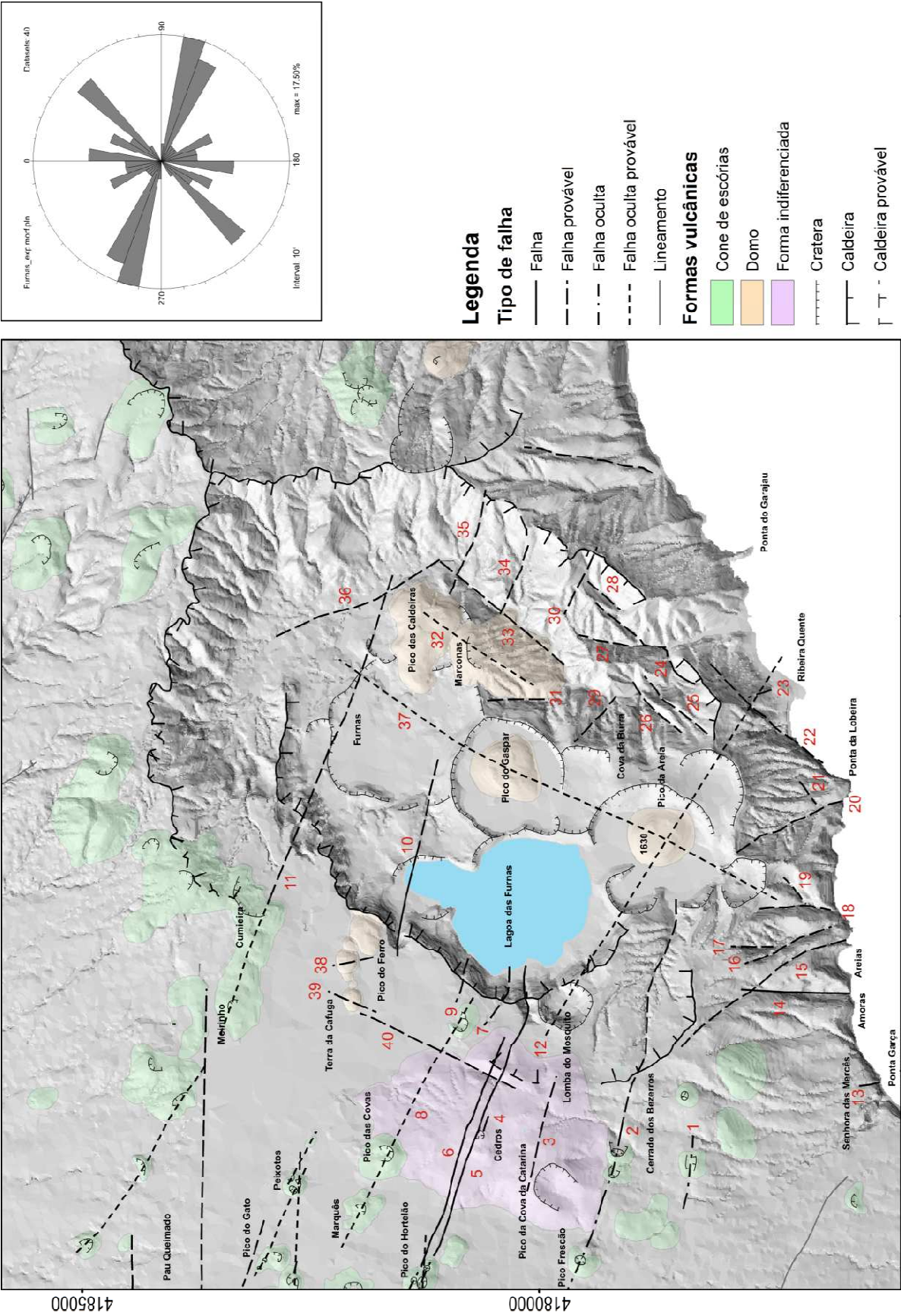


Figura 8.1 – Cartografia das estruturas consideradas no Vulcão das Furnas sobre o Modelo Digital do Terreno, e histograma circular de frequências não ponderadas das direcções (programa *TectonicsFP*; Ormer *et al.*, 2002). Legenda na Tabela 8.1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Tabela 8.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica do Vulcão das Furnas, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2FURN015	Furnas 15	278	818
2	ID_FA2FURN010	Furnas 10	286	9013
3	ID_FA2FURN025	Furnas 25	284	1307
4	ID_FA2FURN024	Furnas 24	288	180
5	ID_FA2FURN009	Furnas 9	289	5774
6	ID_FA2FURN008	Furnas 8	293	3316
7	ID_FA2FURN012	Furnas 12	293	737
8	ID_FA2FURN013	Furnas 13	298	3099
9	ID_FA2FURN011	Furnas 11	286	543
10	ID_FA2FURN002	Furnas 2	281	2216
11	ID_FA2FURN007	Furnas 7	291	5423
12	ID_FAFURN022	Furnas 22	302	4930
13	ID_FA2SMER001	Senhora das Mercês	351	235
14	ID_FA2AMOR001	Amoras	2	1196
15	ID_FA2GAI001	Gaiteira	327	2185
16	ID_FA2CGAI001	Cimo da Gaiteira	337	1042
17	ID_FA2TUFO001	Ribeira do Tufo	0	465
18	ID_FA2GARP001	Grota do Arrepia	1	790
19	ID_FA2PCOV001	Pico dos Covões	49	383
20	ID_FA2PLOB001	Ponta da Lobeira	334	1311
21	ID_FA2COVO001	Covões	53	370
22	ID_FA2RQUE026	Ribeira Quente 26	42	1672
23	ID_FA2RQUE014	Ribeira Quente 14	341	270
24	ID_FA2RQUE004	Ribeira Quente 4	35	1486
25	ID_FA2RQUE027	Ribeira Quente 27	43	997
26	ID_FA2RQUE028	Ribeira Quente 28	47	802
27	ID_FA2RQUE030	Ribeira Quente 30	8	975
28	ID_FA2RQUE034	Ribeira Quente 34	41	479
29	ID_FA2RQUE029	Ribeira Quente 29	312	694
30	ID_FA2RQUE031	Ribeira Quente 31	296	822
31	ID_FA2FURN019	Furnas 19	358	723

Tabela 8.1 (continuação)

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
32	ID_FA2FURN021	Furnas 21	34	1496
33	ID_FA2FURN023	Furnas 23	40	1776
34	ID_FA2RQUE032	Ribeira Quente 32	292	863
35	ID_FA2RQUE033	Ribeira Quente 33	289	1227
36	ID_FA2FURN018	Furnas 18	335	1993
37	ID_FA2FURN020	Furnas 20	29	5490
38	ID_FA2FURN017	Furnas 17	349	457
39	ID_FA2FURN016	Furnas 16	24	577
40	ID_FA2FURN014	Furnas 14	26	1896

A identificação de estruturas tectónicas foi complementada por estudos de anomalias geoquímicas. A distribuição de anomalias de desgaseificação difusa de CO₂ (Viveiros, 2010; Viveiros *et al.*, 2010) e de ²²²Rn (Silva, 2006) no Vulcão das Furnas permitem verificar que o escape de gases está condicionado tectonicamente. Nos seus trabalhos, Viveiros (2010) e Viveiros *et al.* (2010), com base na cartografia de anomalias de CO₂, reconheceram alinhamentos com direcções WNW-ESE e NNW-SSE, enquanto Silva (2006), através da distribuição de anomalias de ²²²Rn, reconheceu alinhamentos orientados E-W, NE-SW e E-W a WNW-ESE. Em qualquer um dos casos, as direcções estruturais inferidas corroboram aquelas deduzidas da análise geomorfológica, permitindo comprovar a existência de estruturas consideradas previamente prováveis ou inferir novas estruturas.

As direcções NW-SE e NE-SW estão também indicadas por anomalias gravimétricas para o Vulcão das Furnas, que evidenciam uma relação entre a estrutura das caldeiras e aquelas direcções tectónicas a várias profundidades, comprovando o forte controlo estrutural destas direcções na evolução deste aparelho vulcânico (Montesinos *et al.*, 1999).

8.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE

O sistema de fracturas de direcção WNW-ESE exerce um forte controlo estrutural no Vulcão das Furnas, manifestando-se não só ao nível das caldeiras, onde controla as paredes N e S de ambas e a distribuição de alguns centros eruptivos, mas também ao nível do sector W do vulcão, onde está, sem dúvida, melhor exposto através de alinhamentos vulcânicos, alguns na continuidade de alinhamentos do Sistema Vulcânico Fissural do Congro (Fig. 8.1). Por outro lado, este sistema cruza todo o maciço vulcânico, tendo também expressão através de algumas linhas de água instaladas na parede oriental da caldeira mais antiga (Fig. 8.1).

O bordo da caldeira mais antiga do Vulcão das Furnas (30000 anos BP) tem traçado mais ou menos contínuo a N e a E, mas a NW, entre Cumieira e o relevo vulcânico dos Cedros, está interrompido, dando lugar a uma zona aplanada que permitiu o fluxo de escoadas lávicas provenientes de cones de escórias do sistema vulcânico do Congro para o interior da caldeira mais antiga (Fig. 8.1). Esta interrupção sugere a presença de uma estrutura distensiva (Gaspar *et al.*, 1995), com direcção média de 290°. Aqueles derrames lávicos estão, por sua vez, truncados pela caldeira mais recente (12000-10000 anos BP).

8.2.1.1.1 – Falhas Furnas 8, 9 e 24

A análise da fotografia aérea à escala 1:15000 de 1974 (fiada 7E) mostra que o relevo vulcânico dos Cedros está deslocado por pequenas escarpas viradas a S, de direcção média 290°, que se prolongam para WNW sob a forma de fissuras vulcânicas (Fig. 8.2). No caso das duas primeiras, no sistema vulcânico do Congro, têm expressão morfológica através dos alinhamentos Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros e Pico da

Quebrada – Pico del Rei – Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros, respectivamente. Imediatamente a leste do Pico do Hortelão observam-se novamente morfologias, associadas à Falha Furnas 8, que parecem corresponder a fissuras vulcânicas. No caso da Falha Furnas 9, esta parece truncar um arco de cratera no relevo dos Cedros (Gaspar *et al.*, 1995; Fig. 8.2). Actualmente essa morfologia está degradada devido à regularização dos terrenos por acção antrópica.

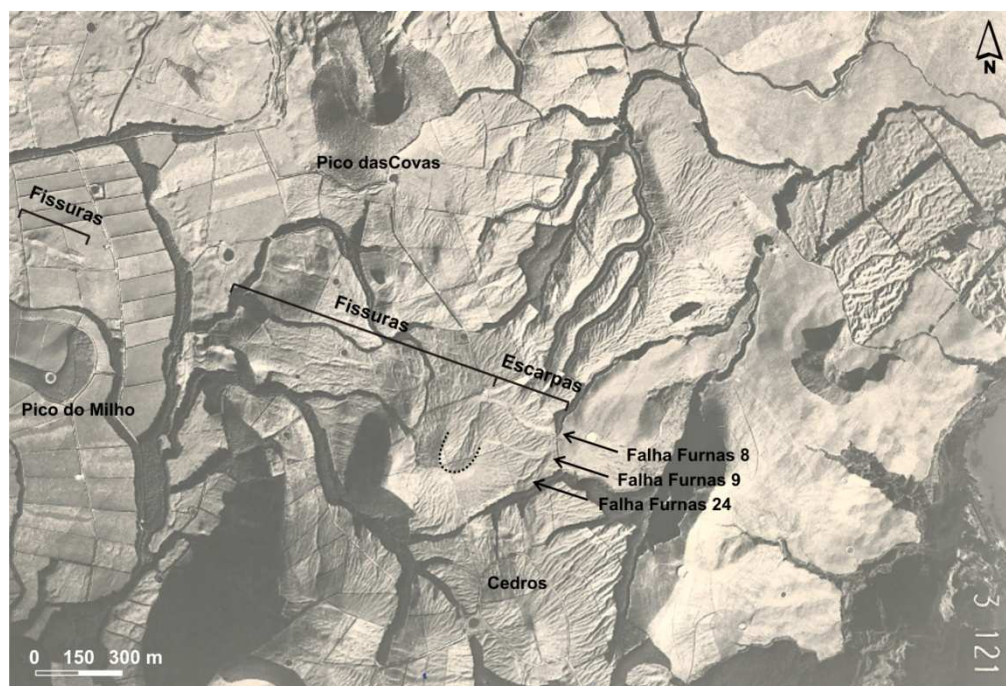


Figura 8.2 – Extracto da fotografia aérea 3121 da fiada 7E de 1974, à escala 1:15000, onde é possível observar a expressão morfológica das falhas Furnas 8, 9 e 24 sob a forma de escarpas viradas a S, cruzando o relevo vulcânico dos Cedros. A tracejado encontra-se o arco de cratera que parece ser truncado pela Falha Furnas 9.

Segundo Moore e Rubin (1990) e Moore (1991a), o relevo vulcânico dos Cedros é contemporâneo dos domos do Pico do Ferro, para os quais obtiveram a datação de 11230 ± 100 anos BP. Considerando esta correlação, isso significaria que as falhas Furnas 8, 9 e 24 tiveram movimentação posterior àquela idade. No entanto, a leste, a forma vulcânica dos Cedros parece estar truncada pela caldeira mais antiga (aproximadamente 30000 anos BP), invalidando desta forma a correlação proposta por aqueles autores, ou seja, este relevo já existia quando se formou a caldeira. As escarpas têm um aspecto fresco, pelo que são fundamentais estudos de paleossismologia para obter melhor informação estratigráfica.

8.2.1.1.2 – Falha Furnas 2

A parede W da caldeira interna (12000-10000 anos BP) apresenta um forte entalhe de linha de água (Salto da Inglesa), sugerindo controlo estrutural por falha de direcção WNW-ESE (Falha Furnas 2; 281°) (Fig. 8.3). A densa cobertura vegetal na parede da caldeira não permite observar o plano de falha nem quantificar a separação vertical que provoca. Analisando o perfil rectilíneo quebrado representado na figura 8.3,

verifica-se que a cota do bordo da caldeira de ambos os lados da Falha Furnas 2 mantém-se aproximadamente constante, não havendo qualquer expressão de deslocamento nos derrames lávicos provenientes do Sistema Vulcânico Fissural do Congro que preencheram a caldeira mais antiga e que estão truncados pela caldeira mais recente. A N da linha de água as cotas aumentam devido ao relevo do domo do Pico do Ferro.

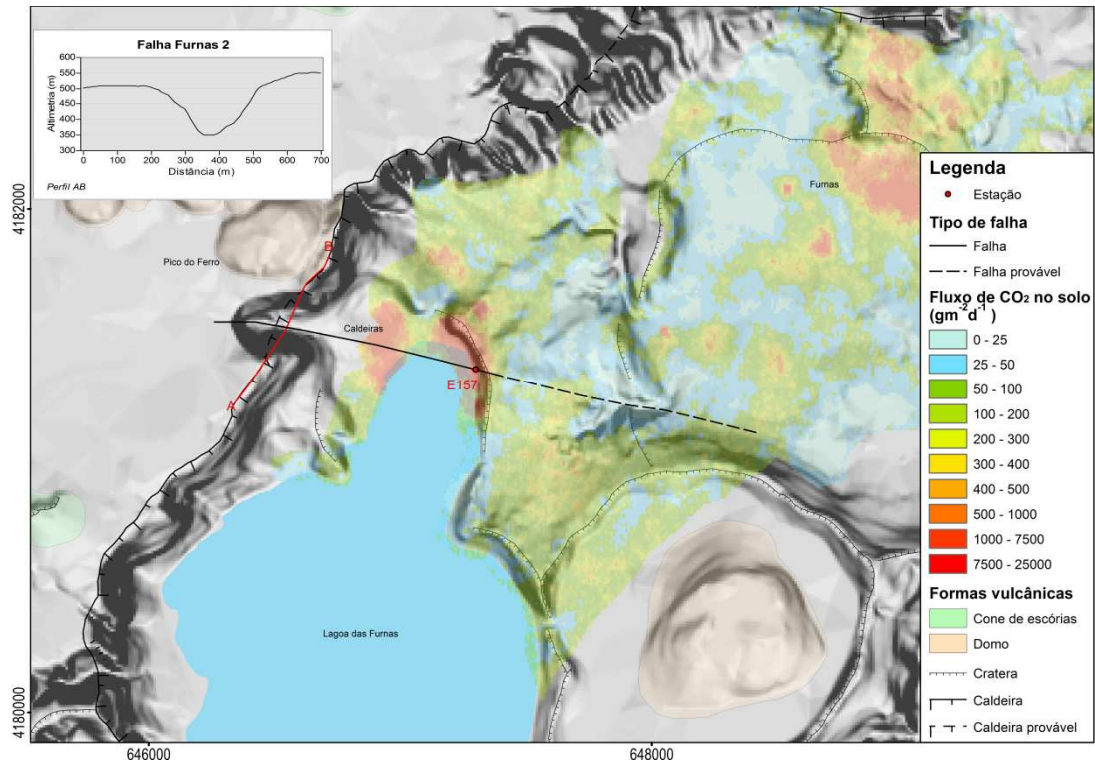


Figura 8.3 – Cartografia da Falha Furnas 2 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas, com a localização da estação 157 e do perfil rectilíneo quebrado (AB) do bordo da caldeira no sector adjacente à falha. Adicionalmente apresenta-se a distribuição espacial de anomalias de fluxo de CO₂ para a vila das Furnas de Viveiros (2010) e Viveiros *et al.* (2010). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Para ESE a sua continuidade é sugerida pela presença de várias fracturas no talude da estrada de acesso ao campo fumarólico da Lagoa das Furnas, no local onde a mesma se ramifica (estação 157, Fig. 8.3). Uma das fracturas, visível em ambos os taludes do caminho (Fig. 8.4), destaca-se por apresentar direcção compatível (290°; Fig. 8.5) com o encaixe da linha de água e apresentar desgaseificação, sob a forma de fumarolas. Como se encontra no enfiamento da falha que corta a parede W da caldeira mais recente, pode certamente corresponder ao seu prolongamento, conferindo-lhe um comprimento de cerca de 2220 m; para leste deste ponto a sua continuidade não é evidente.

As falhas afectam um relevo correspondente a um arco de cratera que, segundo Guest *et al.* (1999), é mais antigo que o depósito do Fogo A (≈4500 anos BP), mas não foi possível verificar esta correlação. O relevo é constituído por um depósito de natureza traquítica (*s.l.*), com aspecto muito alterado, parecendo corresponder a vestígios de um domo lávico. A homogeneidade do depósito, sem níveis de referência, não permitiu

identificar o tipo de movimentação. As restantes fracturas exibem direcções variáveis entre 9° e 45° (Fig. 8.5), podendo corresponder a estruturas conjugadas de um acidente WNW-ESE.

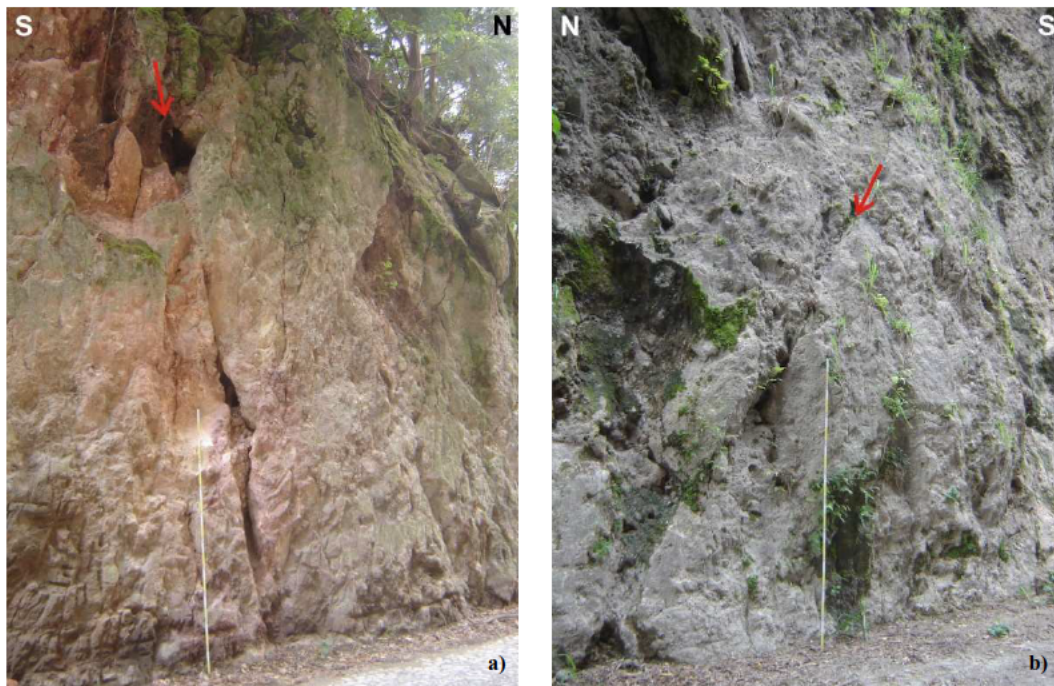


Figura 8.4 – Falha Furnas 2, identificada na estação 157, a afectar um depósito de natureza traquítica (*s.l.*) muito alterado e de aspecto homogéneo. O plano de falha aflora em ambos os taludes da estrada: a) talude W; b) talude E. A escala mede 2.0 m.

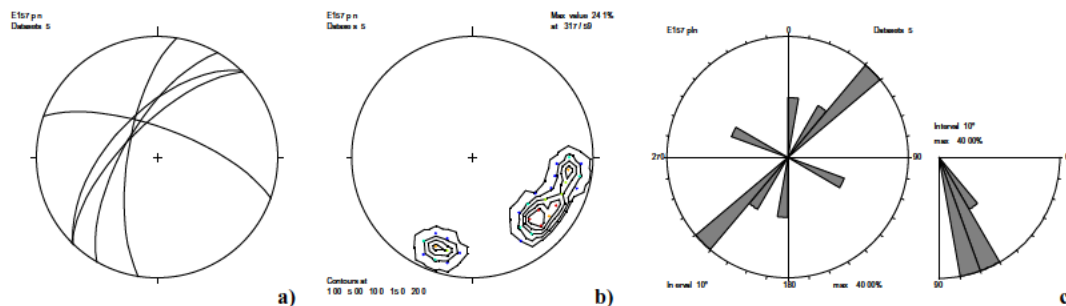


Figura 8.5 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 157: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.1.1.3 – Falhas prováveis

A direcção de algumas linhas de água a truncar o bordo W da caldeira mais recente sugere controlo tectónico por falhas de direcção WNW-ESE (Fig. 8.1 – estruturas 2, 7 e 9). A falha provável Furnas 10 (Fig. 8.1 – estrutura 2), expressa no Vulcão das Furnas por um vale rectilíneo, parece controlar a parede S da caldeira mais antiga e prolonga-se para o Sistema Vulcânico Fissural do Congro sob a forma de alinhamento vulcânico. O traçado da falha provável Furnas 7 (Fig. 8.1 – estrutura 11), com direcção 288° , é sugerido pela forma como o alinhamento vulcânico Meirinho – Cumieira está orientado. Apesar de não ter qualquer

expressão morfológica, a sua continuidade para ESE é, no entanto, verificada por um alinhamento nítido de anomalias de desgaseificação difusa de CO₂, conferindo-lhe uma extensão total de 5630 m. Aparentemente, não tem expressão na parede leste da caldeira mais antiga. Na zona dos Cedros, a Falha Furnas 25 (Fig. 8.1 – estrutura 3) parece ter expressão morfológica através de uma escarpa virada a N.

O sistema WNW-ESE cruza todo o edifício vulcânico, tendo expressão na parede E da caldeira mais antiga, através de troços rectilíneos da Ribeira Quente e afluentes (Fig. 8.1 – estruturas 30, 34 e 35). A presença de uma destas estruturas é sugerida por um desvio dextrógiro de cerca de 110 m do leito da Ribeira Quente, no troço a leste do Pico das Caldeiras, que está alinhado com dois afluentes (Fig. 8.1 – estrutura 35). No entanto, dado o ambiente em que se insere, aquele desvio pode ser derivado de morfologias vulcânicas (*e.g.* bordo de escoada lávica). O seu traçado perde-se para WNW, sob o domo do Pico das Caldeiras (Furnas E, idade inferior a 1100±60 anos BP). Este sistema tectónico não tem evidências no interior devido à imposição de morfologias resultantes de actividade vulcânica intracaldeira.

8.2.1.1.4 – Alinhamentos vulcânicos

Como já foi referido, muitos dos alinhamentos vulcânicos identificados no Sistema Vulcânico do Congro com direcção WNW-ESE prolongam-se para o Vulcão das Furnas, alguns sob a forma de escarpas de falha. São os casos dos alinhamentos cone de escórias do Marquês – Pico das Covas – cone de escórias a W da Lagoa das Furnas, Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros, Pico da Quebrada – Pico del Rei – Pico do Hortelão – relevo vulcânico dos Cedros e Pico Dona Guiomar – cones de escórias a W do Pico da Lagoinha – Pico da Lagoinha – cone de escórias a N da Passagem – Pico Frescão – cones de escórias do Cerrado dos Bezerros (Fig. 8.1 – estruturas 8, 6, 5 e 2, respectivamente). Imediatamente a S da Lagoa das Furnas ocorre um alinhamento, com orientação 302°, definido por várias crateras, incluindo a da Lomba do Mosquito e a da erupção histórica de 1630 e que poderá reflectir a estrutura que condicionou a orientação da parede S da caldeira mais jovem (Fig. 8.1 – estrutura 12).

8.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE

No flanco S, a existência de falhas prováveis de direcção NNW-SSE é sugerida pelo padrão da rede drenagem, onde alguns troços rectilíneos parecem dispor-se obliquamente ao declive geral do terreno. São os casos das falhas prováveis da Gaiteira, do Cimo da Gaiteira e da Ponta da Lobeira (Fig. 8.1 – estruturas 15, 16 e 20, respectivamente). A primeira é evidenciada por troços alinhados de cursos de água com orientação não concordante com o declive geral do terreno, correspondentes a um afluente da Ribeira das Amoras e a uma linha de água que desagua imediatamente a leste da Praia das Areias. As falhas prováveis do Cimo da Gaiteira e da Ponta da Lobeira foram inferidas a partir do alinhamento do troço a jusante da Ribeira do Tufo e de um seu afluente a montante, e da linha de água que desagua na Ponta da Lobeira, respectivamente. No

interior da caldeira, a orientação do troço da Ribeira Quente localizado a leste do Pico das Caldeiras, bem como a presença de anomalias de fluxo de CO₂ neste segmento da linha de água (Viveiros, 2010; Viveiros *et al.*, 2010), sugerem controlo estrutural (Fig. 8.1 – estrutura 36). Na zona do Pico do Ferro, um dos domos também evidencia fissuras com esta direcção (Fig. 8.1 – estrutura 38). Na Ribeira Quente, o bordo leste da cicatriz do movimento de vertente que ocorreu durante a actividade sísmica precursora da erupção histórica de 1630 (Cole *et al.*, 1999), sugere controlo estrutural por falha com direcção NNW-SSE (Fig. 8.1 – estrutura 23 e Fig. 8.6). Este local apresenta anomalias de fluxo de CO₂ elevadas (Viveiros, 2010; Viveiros *et al.*, 2010).



Figura 8.6 – Cicatriz do movimento de vertente ocorrido em 1630. A seta vermelha indica o possível controlo estrutural do bordo leste do escorregamento.

8.2.1.3 – Estruturas de direcção N-S

A direcção estrutural N-S está também representada no flanco S, onde condiciona a disposição de alguns vales e linhas de água, como são os casos da Ribeira das Amoras, do troço superior da Ribeira do Tufo e da Grotta da Arrepia (Fig. 8.1).

8.2.1.3.1 – Falha das Amoras

A Falha das Amoras localiza-se no flanco S do Vulcão das Furnas, evidenciando-se por um vale rectilíneo, correspondente à Ribeira das Amoras, com vertentes assimétricas, em que a vertente E apresenta um comando ligeiramente superior, em particular a montante (Fig. 8.7). Estende-se ao longo de cerca de 1200 m, desde o litoral até às proximidades do bordo da caldeira mais antiga, onde perde expressão, com direcção aproximadamente N-S. Embora não se tenha observado directamente o plano de falha, a não correspondência entre os depósitos aflorantes de ambos os lados da ribeira e o grau de falhamento que apresentam são fortes indícios para a presença de um acidente tectónico. De acordo com Guest *et al.* (1999), os depósitos expostos

incluem-se no Grupo Inferior do Vulcão das Furnas. A leste da linha de água a sequência exposta na arriba inclui da base para o topo (Fig. 8.8):

- a Formação Inferior das Amoras;
- a Formação Superior das Amoras, que assenta em discordância sobre a primeira;
- o Ignimbrito da Povoação (30000 anos BP);
- a Formação do Tufo (27000 anos BP; Guest *et al.*, 1999) pertencente ao Grupo Intermédio.

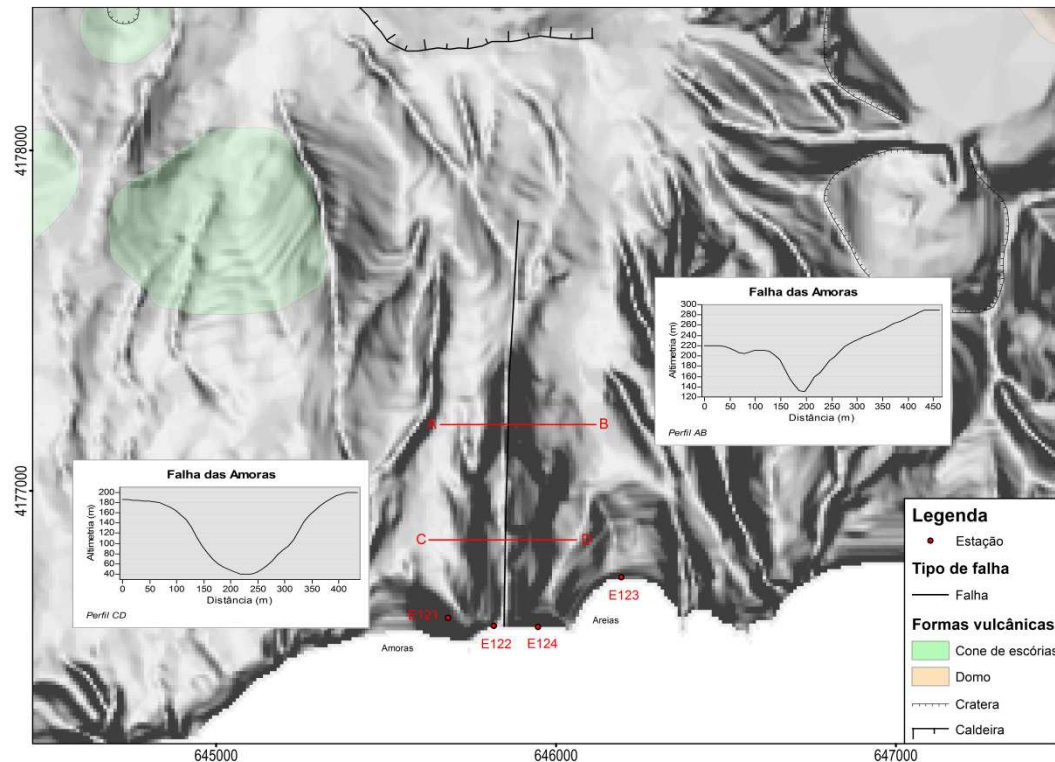


Figura 8.7 – Cartografia da Falha das Amoras sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas, com a localização dos perfis transversais rectilíneos AB e CD e das estações 121 a 124. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

Na arriba do lado W, apenas se encontram expostos a Formação Superior das Amoras, na base, e o Ignimbrito da Povoação, ambos a cotas mais baixas, sugerindo, deste modo, movimentação em falha normal com abatimento do bloco W (Fig. 8.8). Considerando a cota a que se encontra o topo da Formação Inferior das Amoras a leste, obtém-se um deslocamento normal acumulado superior a 75 m (Fig. 8.9), indicando um acidente tectónico importante com deslocamentos acumulados ao longo de numerosos eventos sísmicos. Assumindo que a Formação Inferior das Amoras tem menos de 93000 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.81 mm/ano. Mas, estimando a diferença de cotas a que se encontra o Ignimbrito da Povoação em ambos os blocos tectónicos, obtém-se cerca de 12 m de separação normal acumulada nos últimos 30000 anos BP (Fig. 8.9), estimando-se uma taxa de deslizamento de 0.40 mm/ano. No entanto, estes valores podem estar sobrestimados, dado que a geometria exposta do Ignimbrito da Povoação nas arribas evidencia uma paleotopografia ondulada, condicionada por abarrancamentos.

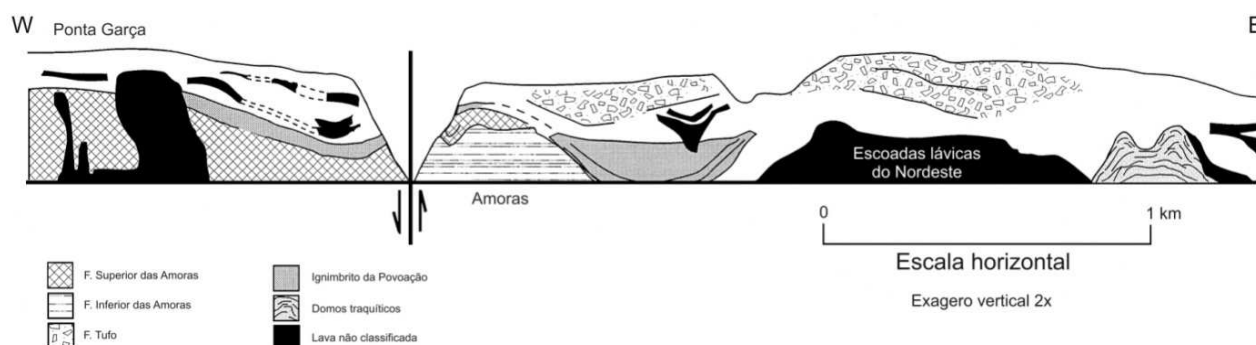


Figura 8.8 – Esquema das arribas litorais S do Vulcão das Furnas, mostrando as principais unidades estratigráficas e o vale tectónico da Falha das Amoras (modificado de Guest *et al.*, 1999).

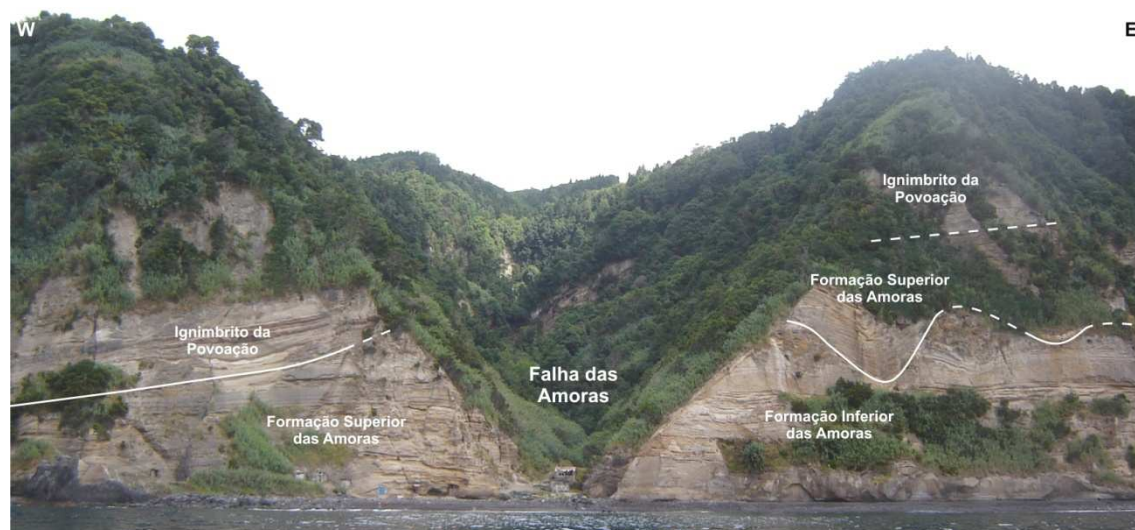


Figura 8.9 – Arribas litorais na foz da Ribeira das Amoras, flanco S do Vulcão das Furnas.

As arribas litorais de ambos os lados da linha de água expõem dezenas de falhas a afectar aquelas unidades (estações 121 a 124), muitas das quais com orientação paralela à da Falha das Amoras (Fig. 8.10), reflectindo importantes movimentações passadas naquela estrutura tectónica. Nestas falhas, do ponto de vista cinemático, predomina a componente de movimentação normal, com separações de ordem centimétrica a métrica, produzindo pequenas estruturas distensivas. Em alguns acidentes, o critério estratigráfico sugere deslocamento inverso. Nestes casos, este pode ser aparente e resultar do facto da falha afectar superfícies inclinadas com movimentação predominantemente em desligamento.

No bloco W da Falha das Amoras (estação 122) observaram-se vários planos de falha que definem uma geometria complexa em *graben* (Fig. 8.11). Estas falhas afectam a Formação Superior das Amoras, com excepção do plano localizado mais a W (Falha Areias 12) que também desloca o Ignimbrito da Povoação. Como os planos convergem em direcção à base do afloramento, devem corresponder, provavelmente, a ramificações de uma estrutura maior, a Falha das Amoras. Na base do afloramento mediram-se seis planos cujas direcções variam em torno de NNW-SSE a N-S (333-0°) com inclinações superiores a 60° para W e E. As separações oscilam entre 12 e 75 cm. No entanto, a Falha Areias 12, localizada mais a W, apresenta

deslocamento normal para W com valores díspares no que respeita à separação; enquanto que na base da sequência foram medidos 36 cm, no topo, onde corta o Ignimbrito da Povoação, esta é evidentemente superior (estimam-se cerca de 2.5 m) (Fig. 8.11). Naturalmente o deslocamento total deverá aproximar-se do valor mais elevado e esta diferença deve resultar do facto de, na base, apenas se estar a medir a separação numa das várias possíveis ramificações. Com efeito, alguns dos planos de falha situados a leste desta estrutura maior parecem ligar-se-lhe para o topo, pelo que nesse caso, na zona inferior do afloramento a separação estará distribuída por mais do que um plano enquanto que no topo estará concentrada num só plano de movimento. O plano de falha apresenta estrias que indicam movimentação oblíqua normal com pequena componente de deslizamento direito (Tabela 8.2 e Fig. 8.12).

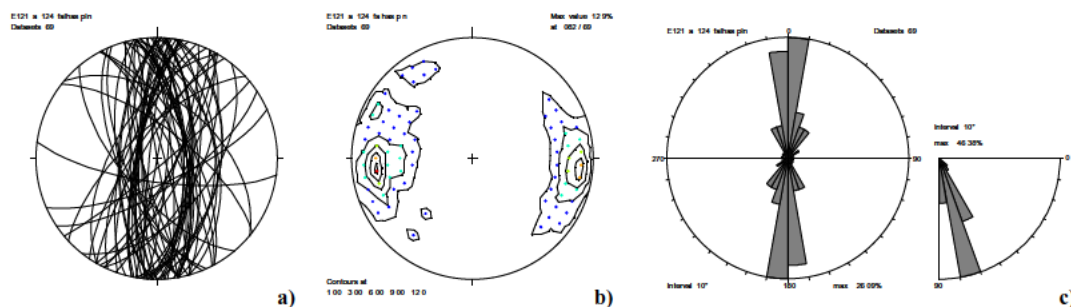


Figura 8.10 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 121 a 124: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

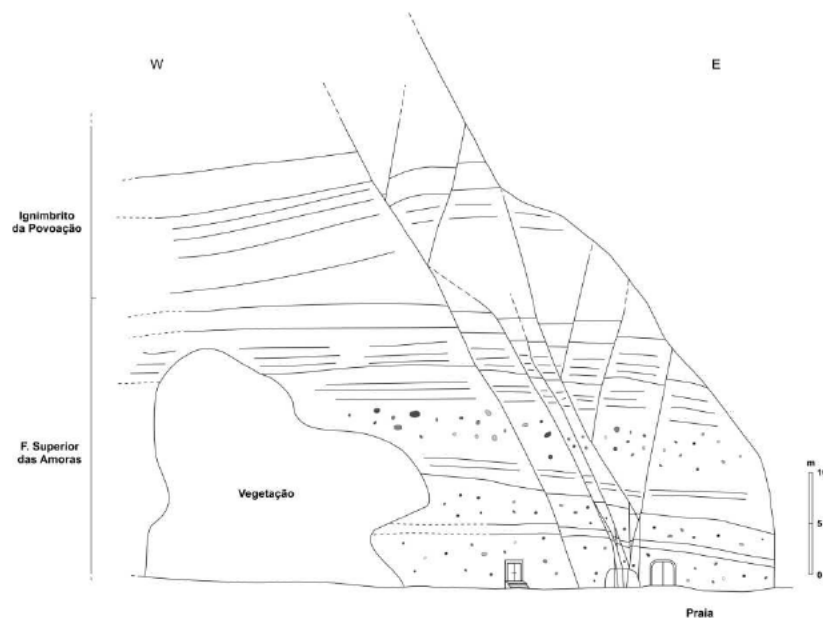


Figura 8.11 – Corte esquemático da arriba litoral a W da foz da Ribeira das Amoras (estação 122), onde se observaram as falhas Areias 7 a 12 deslocando depósitos da Formação Superior das Amoras.

Nas arribas a E da foz da Ribeira das Amoras até à Praia das Areias (estações 124 e 123) ocorrem vários acidentes tectónicos com orientações predominantes em torno de N-S, e mergulhos superiores a 60° para W e

E, que afectam depósitos da Formação Inferior das Amoras (Fig. 8.13). Menos frequentemente obtiveram-se direcções estruturais NW-SE, NE-SW, WNW-ESE e ENE-WSW, com inclinações para SW, NE, NW e SE. A presença de vegetação nas porções mais altas da arriba não permite verificar se aquelas falhas afectam a Formação Superior das Amoras e o Ignimbrito da Povoação; observando do mar, as estruturas não parecem deslocar aqueles depósitos. As falhas produzem separações em falha normal de ordem centimétrica, com excepção de dois casos em que as separações são de 1.2 m e superior a 2 m. Apenas se observaram estrias em dois planos de direcção NNW-SSE (Falha Areias 32 e Areias 40), que indicam movimentações normal e oblíqua normal direita, respectivamente (Tabela 8.3; Fig. 8.14).

Tabela 8.2 – Medições efectuadas no plano da Falha Areias 12 identificada na estação 122.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
645817	4176603	Areias 12	357°, 70°E	68°, 102°	Normal direita

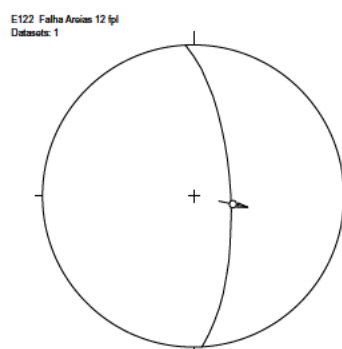


Figura 8.12 – Projecção estereográfica do plano da Falha Areias 12 e respectivas estrias, observadas na estação 122 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

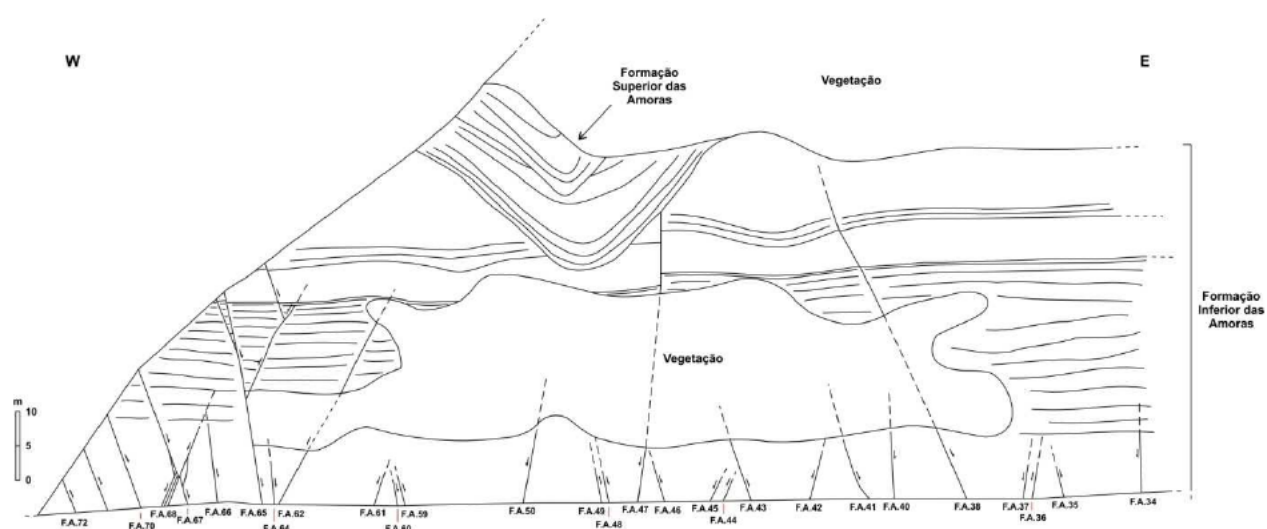
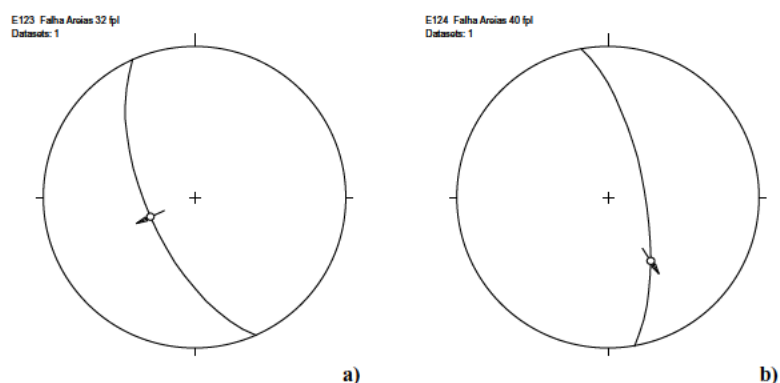


Figura 8.13 – Corte esquemático da arriba litoral a E da foz da Ribeira das Amoras (estação 124), onde se observaram dezenas de falhas (falhas Areias 34 a 72) afectando depósitos da Formação Inferior das Amoras.

Tabela 8.3 – Medições efectuadas nos planos das falhas Areias 32 e Areias 40, identificados nas estações 123 e 124, respectivamente.

Estação	Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
	M	P				
123	646192	4176746	Areias 32	336°, 64°SW	64°, 246°	Normal
124	645947	4176600	Areias 40	350°, 70°E	48°, 146°	Normal direita

Figura 8.14 – Projecções estereográficas dos planos das falhas Areias 32 (a) e Areias 40 (b) e respectivas estrias, observadas na estação 123 e 124, respectivamente (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.1.3.2 – Falha da Senhora das Mercês

Para W, na zona da Senhora das Mercês (arribas de Ponta Garça, estação 209), observou-se um filão de natureza basáltica (*s.l.*) intruído numa falha (Falha da Senhora das Mercês) que corta depósitos piroclásticos traquíticos (*s.l.*) intercalados por escoadas lávicas basálticas (*s.l.*) (Fig. 8.15). De acordo com a estratigrafia definida por Guest *et al.* (1999) para as arribas a W da Praia das Amoras e estendendo-a até à zona de Ponta Garça, os depósitos piroclásticos da base pertencerão à Formação Superior das Amoras.

Figura 8.15 – Falha da Senhora das Mercês e intrusão basáltica (*s.l.*) observadas na estação 209.

A atitude da falha foi determinada através da atitude do filão, medindo-se 330° , 65°ENE . Tendo como referência o nível de escoada lávica basáltica que aflora junto ao filão, obtém-se uma separação normal aparente de cerca de 8 m para leste. Para o interior, o traço de falha deve coincidir com a linha de água (Fig. 8.1 – estrutura 13) que terá aproveitado aquele plano de fraqueza estrutural para se instalar.

8.2.1.3.3 – Falhas prováveis

A presença de troços de linhas de água rectilíneas com direcção N-S, por vezes dispostos obliquamente ao declive geral do terreno, sugere controlo tectónico na sua instalação. São os casos do troço superior da Ribeira do Tufo e da Grota da Arrepia, no flanco S, orientados paralelamente à Falha das Amoras, e de dois afluentes da Ribeira Quente, no interior da caldeira do Vulcão das Furnas (Fig. 8.1 – estruturas 17, 18, 27 e 31, respectivamente).

8.2.1.4 – Estruturas de direcção NE-SW

Outra direcção importante encontrada em todo o maciço é a NE-SW, sendo particularmente evidente o controlo que exerce nas orientações das paredes W da caldeira mais recente e W e E da caldeira mais antiga (Fig. 8.1). Da mesma forma, condiciona o traçado de algumas arribas e vales, bem como a disposição de alguns centros eruptivos no interior da depressão.

8.2.1.4.1 – Falha Ribeira Quente 4

A Falha Ribeira Quente 4 foi inicialmente estudada por Carmo (2004). O plano de falha está exposto na estrada que liga a vila das Furnas à Ribeira Quente (Fig. 8.16), onde apresenta atitude 55° , 66°NW e estrias que indicam movimentação oblíqua em falha normal com componente de desligamento direito associada (Tabela 8.4, Fig. 8.17). Carmo (2004) considerou que a falha se prolongaria para NE, coincidindo com um afluente rectilíneo da Ribeira Quente. Para SW assumiu que poderia continuar em direcção ao bordo leste da cicatriz do movimento de vertente de 1630. Uma análise mais detalhada no campo e em foto-interpretação não permite confirmar o seu prolongamento para SW do local observado (estação 58) (Fig. 8.18).

8.2.1.4.2 – Falhas prováveis

A orientação e geometria das paredes W de ambas as caldeiras e da parede E da caldeira mais antiga deste vulcão apontam para que sejam controladas por acidentes de direcção NE-SW. O troço rectilíneo do vale da Ribeira Quente que acompanha os domos das Marconas e do Pico das Caldeiras materializa provavelmente a estrutura que condicionou a orientação da parede leste da caldeira mais antiga (Fig. 8.1 – estrutura 33). Imediatamente a W da caldeira, a presença de uma falha a afectar parte do relevo vulcânico dos Cedros (Fig. 8.1 – estrutura 40) é sugerida pelo alinhamento definido pela linha de água de traçado rectilíneo que trunca

esse relevo e pelo troço da linha de água a S dos domos da Terra da Cafuga que parece estar desviado sinistrogiramente. No entanto, há que ter em consideração que esta zona está colmatada com derrames lávicos basálticos do Sistema Vulcânico Fissural do Congro, pelo que o desvio mencionado pode estar relacionado com bordos de escoadas lávicas basálticas, que podem eventualmente controlar o padrão da rede de drenagem. O domo situado mais a W da Terra da Cafuga também evidencia algumas fissuras com a mesma orientação (Fig. 8.1 – estrutura 39).



Figura 8.16 – Plano da Falha Ribeira Quente 4, observado na estrada da Ribeira Quente (estação 58 de Carmo, 2004).

Tabela 8.4 – Medições efectuadas no plano da Falha Ribeira Quente 4, identificada na estação 58 de Carmo (2004).

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
649334	4178463	Ribeira Quente 4	55°, 66°NW	58°, 11°	Normal direita

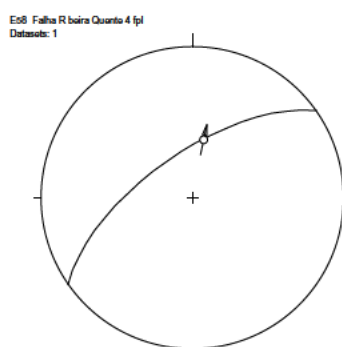


Figura 8.17 – Projecção estereográfica do plano da Falha Ribeira Quente 4 e respectivas estrias, observadas na estação 58 (hemisfério inferior da rede de *Schmidt*). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

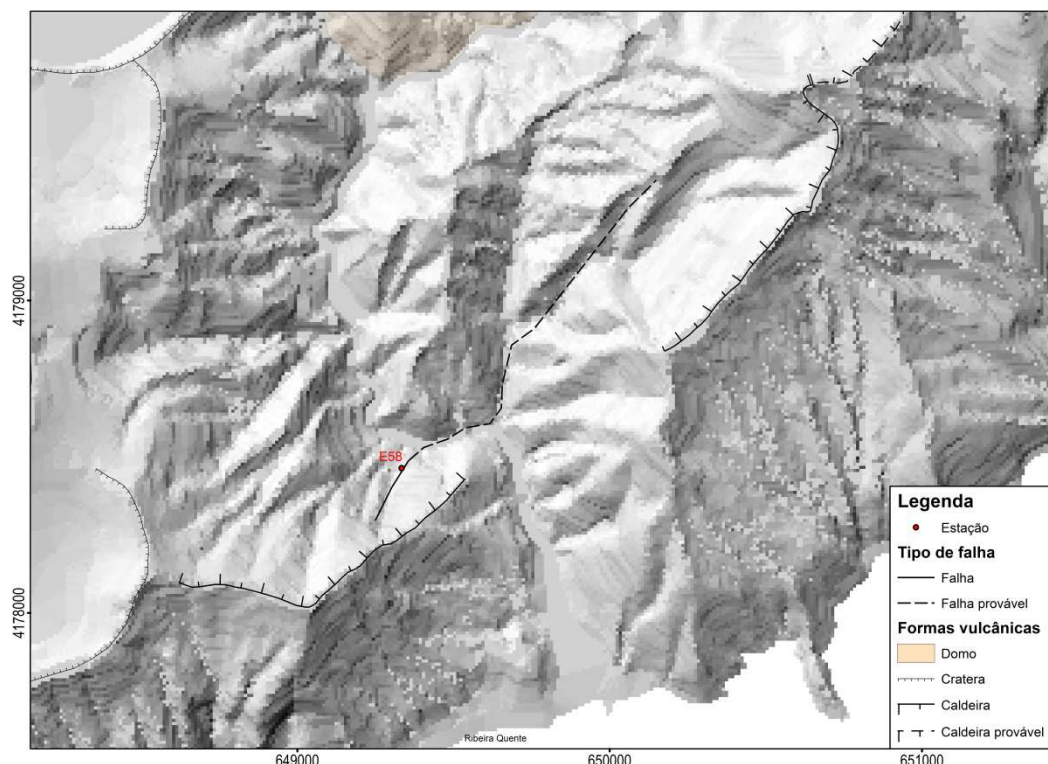


Figura 8.18 – Cartografia da Falha Ribeira Quente 4 sobre o Modelo Digital do Terreno do Vulcão das Furnas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 34, Instituto Geográfico do Exército (2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A direcção NE-SW reflecte-se ainda no interior da caldeira, em alguns afluentes da Ribeira Quente (Fig. 8.1 – estruturas 24, 25, 26 e 28). Na vertente S do Vulcão das Furnas, o traçado rectilíneo do afluente leste da Grotta da Arrepia (Fig. 8.1 – estrutura 19), bem como a arriba da Ponta da Lobeira sugerem controlo tectónico. A leste da linha de água que desagua na Ponta da Lobeira, a presença de uma falha é sugerida por um degrau morfológico orientado obliquamente ao declive geral da vertente. Esta apresenta declive geralmente inferior a 10° para SE, mas é interrompida por um desnível com inclinação também para SE, mas mais acentuada ($20\text{--}30^\circ$), e que parece ter continuidade para NE, sugerindo a presença de um acidente de direcção NE-SW com abatimento para SE (Fig. 8.1 – estrutura 21).

8.2.1.4.3 – Alinhamentos vulcânicos

No interior da caldeira, a disposição de centros eruptivos, bem como a distribuição de anomalias de fluxo de CO_2 , sugerem igualmente controlo estrutural. É o caso do alinhamento definido pelos centros eruptivos do evento Furnas C (Booth *et al.*, 1978; Guest *et al.*, 1994; Pacheco, 1995) e das erupções de 1439-43 (Pico do Gaspar) e de 1630 (Fig. 8.1 – estrutura 37), sendo a sua continuidade para NE sugerida pela presença de anomalias de desgaseificação difusa de CO_2 identificadas por Viveiros (2010) e por Viveiros *et al.* (2010). A disposição dos domos do Pico das Caldeiras e das Marconas é também sugestiva (Fig. 8.1 – estrutura 32).

8.2.1.5 – Outras estruturas

Para além dos casos já referidos, a distribuição de anomalias de fluxo de CO₂ (Viveiros, 2010; Viveiros *et al.*, 2010) e de ²²²Rn (Silva, 2006) na povoação das Furnas indica forte controlo estrutural com direcções WNW-ESE, NNW-SSE, N-S e NE-SW (Figs. 8.19 e 8.20), compatíveis com as que foram deduzidas da análise geomorfológica. À excepção dos casos que permitiram corroborar a existência de estruturas inferidas por foto-interpretação, os restantes lineamentos não foram incluídos na cartografia tectónica do Vulcão das Furnas.

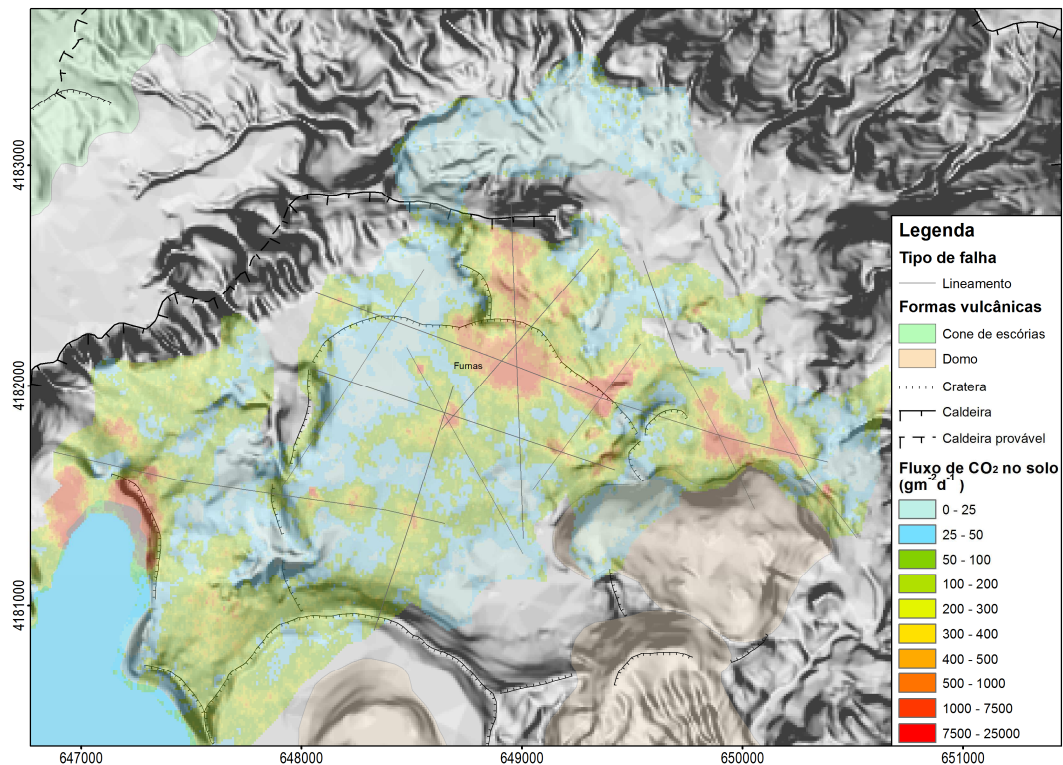


Figura 8.19 – Lineamentos deduzidos da cartografia de anomalias de fluxo de CO₂ de Viveiros (2010) e Viveiros *et al.* (2010). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

8.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

As arribas litorais do flanco S do Vulcão das Furnas e algumas barreiras de estrada expõem numerosas falhas com direcção em torno de N-S, com mergulhos para E e W, e outras, menos frequentes, com direcção NNW-SSE, inclinando para ENE e WSW, e NE-SW, mergulhando para NW e SE (Fig. 8.21). De um modo geral, os valores da inclinação são superiores a 50° (Fig. 8.21c).

Nas arribas litorais S, entre Ponta Garça e a Ponta da Lobeira (estações 118, 119, 121 a 124, 136 a 144, 205 a 207 e 209; estação 57 de Carmo, 2004), as falhas orientam-se preferencialmente segundo a direcção N-S, como a Falha das Amoras e as falhas prováveis da Ribeira do Tufo e da Grotta do Arrepia (Fig. 8.22). Esta direcção está também presente no flanco N, na zona do Burguete (estação 217), e no interior das caldeiras

(estações 157 e 159). Progredindo para leste, entre a Ponta da Lobeira e a Ponta do Garajau (estações 145 a 147 e 161 a 164; estação 71 de Carmo, 2004) as estruturas observadas exibem direcções predominantes NNW-SSE a NW-SE (Fig. 8.22), compatíveis com a orientação de algumas linhas de água que aparentam ser controladas estruturalmente (falhas prováveis da Gaiteira, do Cimo da Gaiteira e da Ponta da Lobeira). Contudo, também se observam algumas falhas de direcção N-S. No interior da caldeira, a direcção estrutural mais frequente é a NE-SW. Esta direcção foi observada em afloramentos localizados nas proximidades das paredes E e W de ambas as caldeiras (estações 156, 157, 159 e 160; estações 58 e 60 de Carmo, 2004) (Fig. 8.22). Identificam-se, ainda, falhas com direcção NW-SE (estação 228) e E-W (estação 59 de Carmo, 2004).

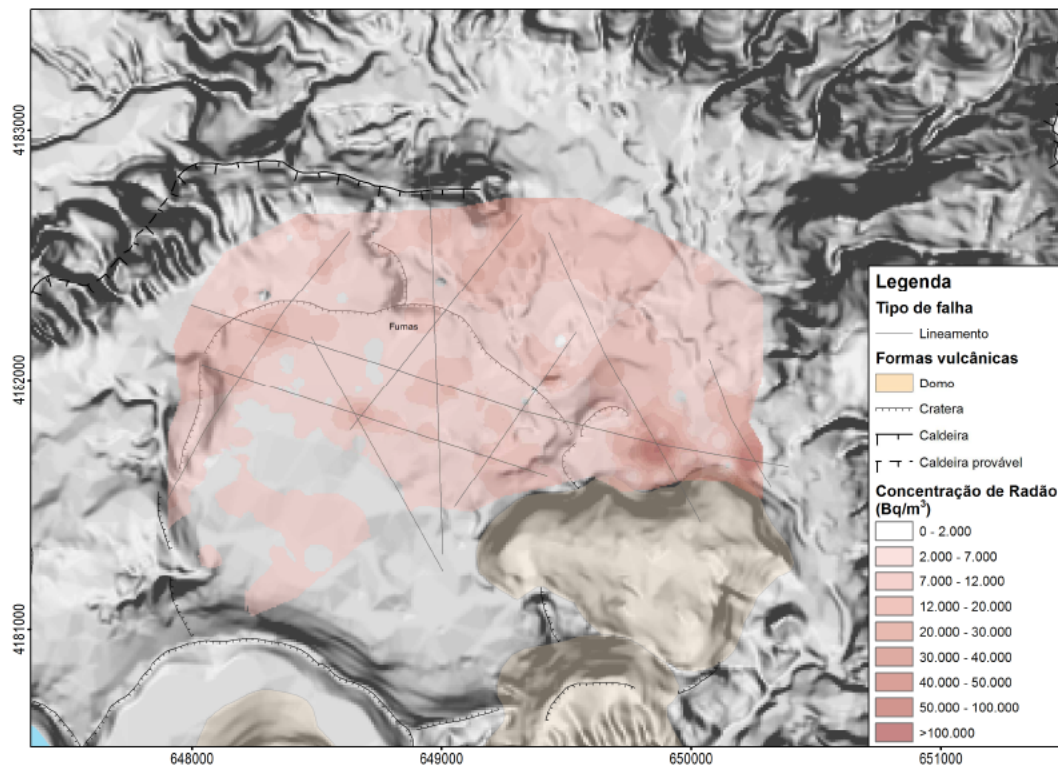


Figura 8.20 – Lineamentos deduzidos da cartografia de concentração de ^{222}Rn no solo de Silva (2006). Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

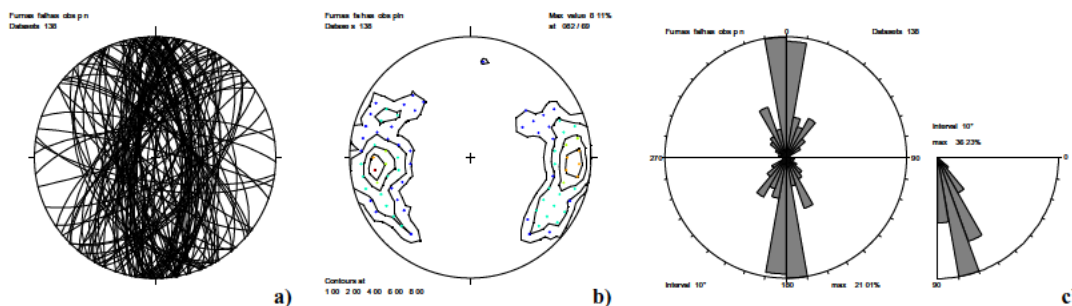


Figura 8.21 – Análise geométrica da totalidade das falhas observadas no Vulcão das Furnas: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

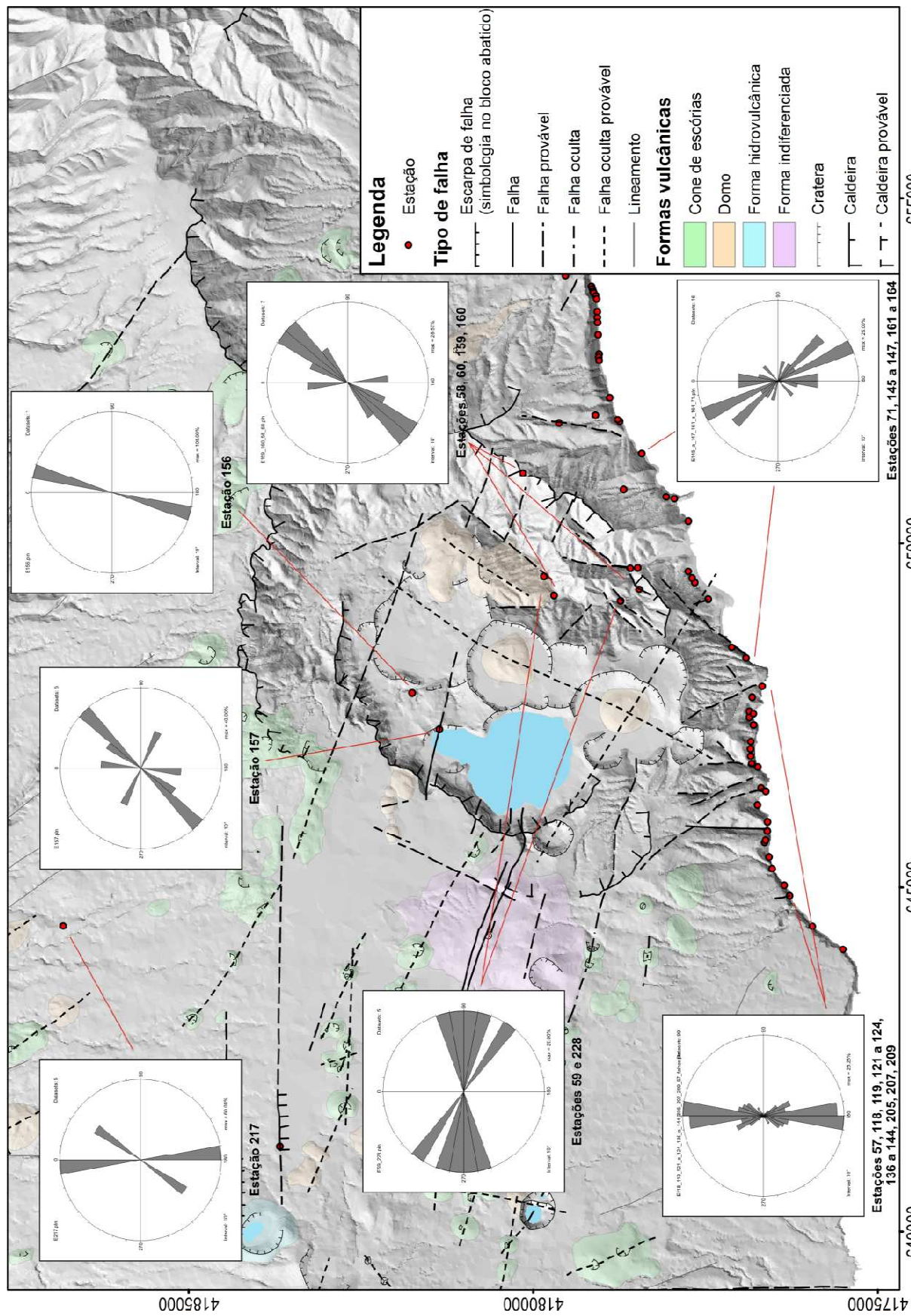


Figura 8.22 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas estações do Vulcão das Furnas, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

8.2.2.1 – Estações 118 e 119

Na Praia das Amoras (estações 118 e 119), as arribas são constituídas por depósitos piroclásticos de fluxo e de queda de natureza traquítica (*s.l.*) bem estratificados, gerados no decurso de erupções freatoplinianas, e estão truncadas por numerosos filões basálticos (*s.l.*). Segundo Guest *et al.* (1999) estes materiais incluem-se na Formação Superior das Amoras que, por sua vez, se distingue da Formação Inferior pela existência de uma discordância bem definida; no entanto neste local observaram-se três sequências distintas separadas por duas discordâncias (Fig. 8.23), o que complica o enquadramento dos depósitos afectados; provavelmente apenas os que estão sobre a descontinuidade superior pertencem à Formação Superior das Amoras. A afectar os depósitos presentes na base da arriba identificaram-se falhas com direcções NNW-SSE a N-S ($332-0^\circ$) e NW-SE (318°), com mergulhos elevados ($70-80^\circ$) para W e SW (Fig. 8.24), e separações normais de 6 a 13 cm.

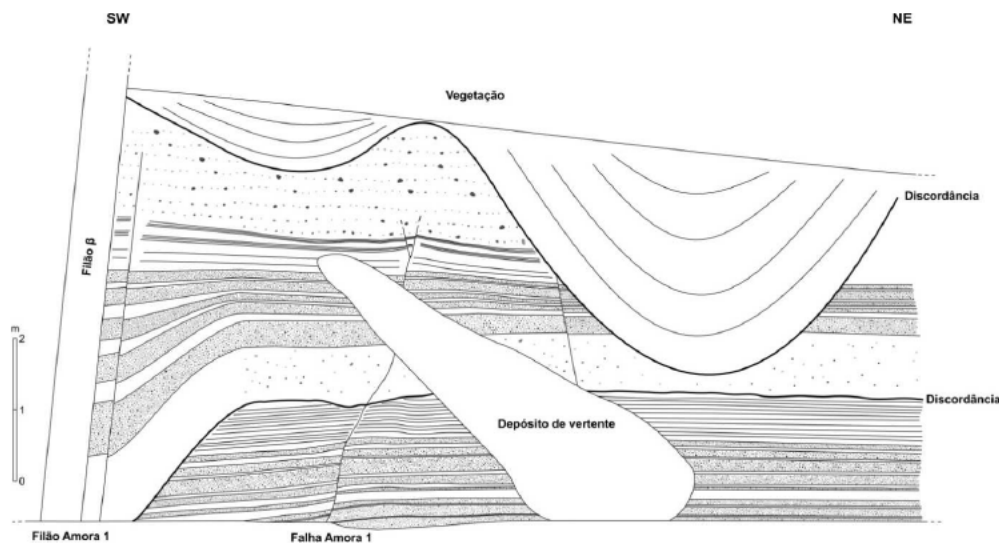


Figura 8.23 – Corte esquemático de um dos afloramentos da arriba litoral da Praia das Amoras (estação 118), onde se observam três falhas a afectar os depósitos da base. Apenas se mediu o plano da Falha Amora 1. A sequência é composta por alternância de níveis de fluxo e de queda, compostos por *lapilli* e cinzas pomíticas, muito estratificados, separados por duas discordâncias.

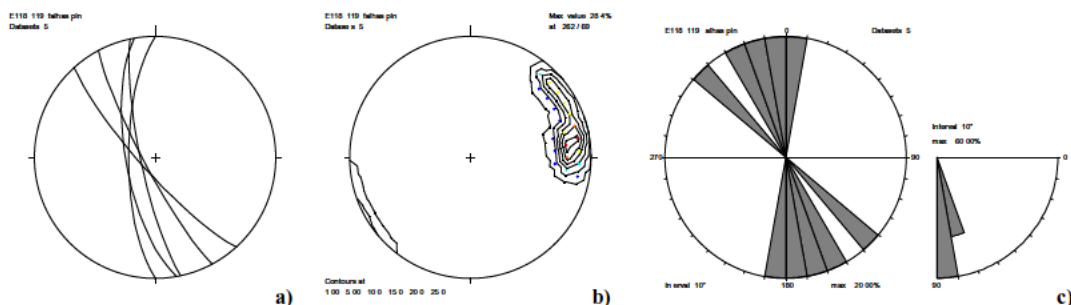


Figura 8.24 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 118 e 119: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

As falhas expostas na estação 118 apenas afectam as unidades situadas estratigraficamente abaixo da discordância superior. Na estação 119, a elevada concentração de intrusões lávicas produziu uma geometria muito complexa que, em alguns sectores provocaram intensa deformação e cozimento dos materiais intruídos (Fig. 8.25), pelo que não é possível estabelecer a estratigrafia dos depósitos.



Figura 8.25 – Arribas do flanco S do Vulcão das Furnas, no sector da Praia das Amoras (estações 118 e 119). Observam-se várias intrusões em depósitos piroclásticos que, em alguns casos, produziram intensa deformação.

8.2.2.2 – Estações 136 a 144

Ao longo do Caminho da Gailteira (trilho PR10SMI – Trails-Azores, *online*), que liga a Praia das Areias à Ribeira Quente pelas arribas litorais, identificaram-se vários acidentes com direcções NNW-SSE a N-S e inclinações superiores a 50° para W e E (Fig. 8.26) a afectar depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*). No entanto, não foi possível estabelecer correlações estratigráficas para aqueles depósitos, pelo facto dos afloramentos serem descontínuos.

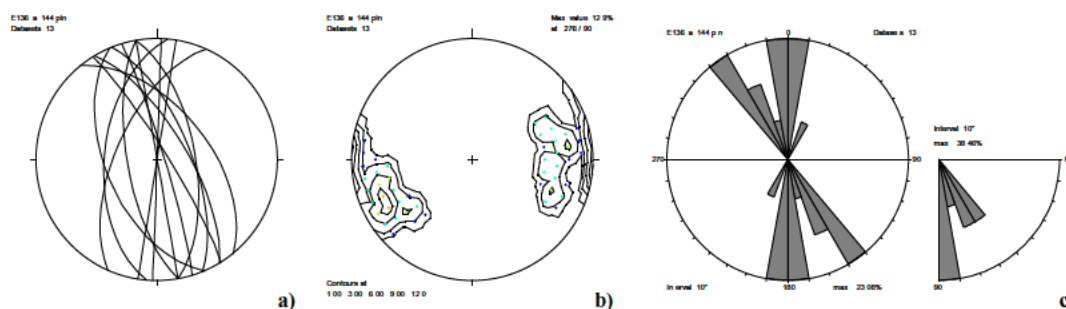


Figura 8.26 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 136 a 144: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

A componente de movimentação é essencialmente normal, com separações que variam desde 3 cm a 1.33 m. Observaram-se estrias em dois planos de falha com direcção N-S, indicando movimentação oblíqua direita normal e normal pura (Tabela 8.5, Fig. 8.27). Algumas destas fracturas apresentam anomalias de desgaseificação de CO₂ (Hipólito e Viveiros, com. pessoal).

Tabela 8.5 – Medições efectuadas nos planos das falhas Areias 79 e 83, identificados nas estações 139 e 142, respectivamente.

Estação	Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
	M	P				
139	647016	4176848	Areias 79	350°, 90°	27°, 170°	Direita normal
142	647560	4176862	Areias 83	5°, 54°W	54°, 276°	Normal

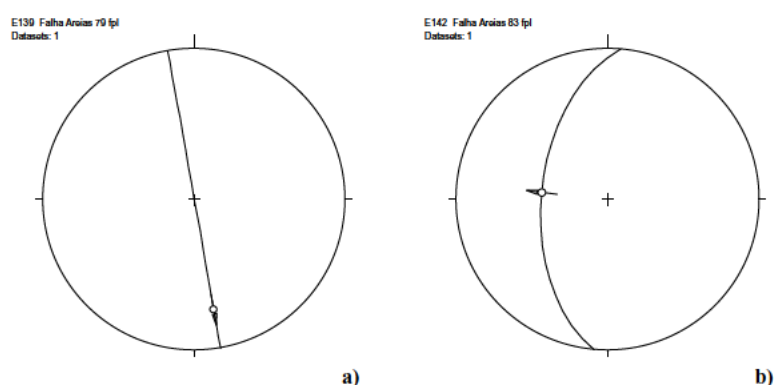


Figura 8.27 – Projecções estereográficas dos planos das falhas Areias 79 (a) e Areias 83 (b) e respectivas estrias, observadas na estação 139 e 142, respectivamente (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.2.3 – Estação 205

Na estação 205, localizada na arriba litoral a W da Ponta da Lobeira, observaram-se várias falhas afectando derrames lávicos basálticos (*s.l.*) intercalados por alguns depósitos piroclásticos traquíticos (*s.l.*) (Fig. 8.28). As estruturas tectónicas apresentam direcção N-S a NE-SW, com pendores superiores a 60° para W e E, e NW, respectivamente (Fig. 8.29). Todas apresentam componente de movimentação normal com separações a oscilar entre 30 cm e 3 m. Alguns dos acidentes parecem deslocar as unidades superiores (Formação do Tufo, aproximadamente 27000 anos BP) (Fig. 8.28), podendo mesmo corresponder a alguns dos acidentes observados no Caminho da Gaiteira (estações 142 e 143), o que não foi possível confirmar. Imediatamente a leste aflora um domo traquítico (*s.l.*) muito fracturado, em que algumas das fracturas são paralelas às estruturas tectónicas.

8.2.2.4 – Estação 145

A estação 145 localiza-se no Caminho da Gaiteira, no sector que passa nas arribas a W da praia da Ribeira Quente. Aqui identificaram-se algumas falhas com direcção em torno de N-S e NE-SW, com inclinações

geralmente superiores a 50° para E, W e SE, respectivamente (Fig. 8.30). Estas cortam depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*) de *lapilli* e cinzas, bem estratificados que, do ponto de vista estratigráfico se situam sobre o Ignimbrito da Povoação.



Figura 8.28 – Arribas do flanco S do Vulcão das Furnas, a W da Ponta da Lobeira (estação 205). Observam-se várias falhas deslocando derrames lávicos basálticos (*s.l.*). Alguns dos planos parecem igualmente afectar os depósitos piroclásticos que se encontram no topo da arriba (Formação do Tufo).

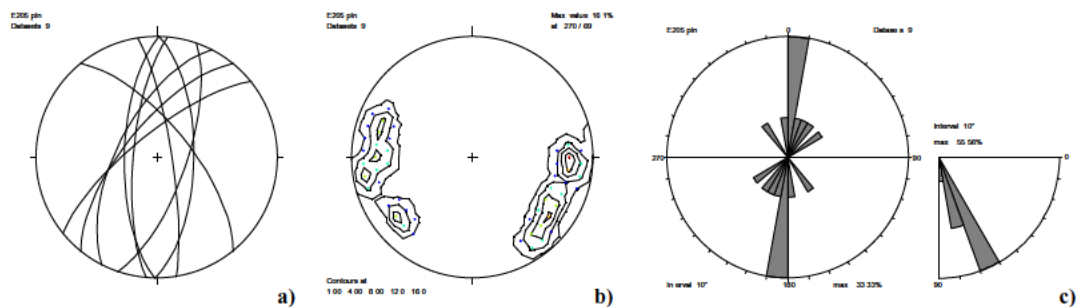


Figura 8.29 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 205: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

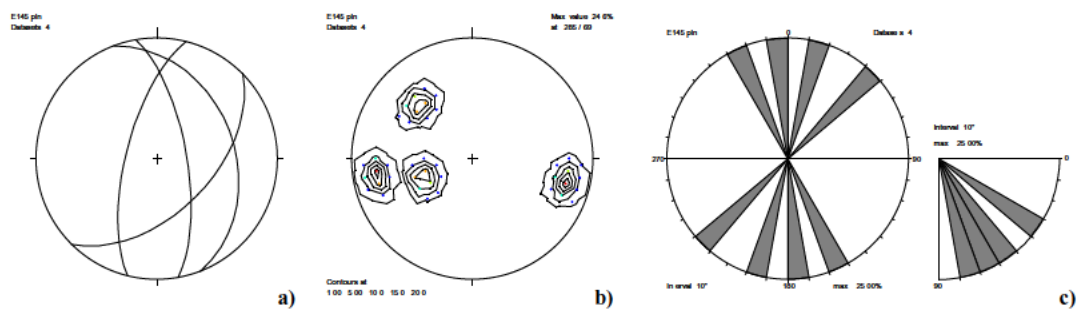


Figura 8.30 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 145: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

As falhas apresentam movimentação normal com deslocamentos de ordem centimétrica (até 8 cm). A Falha Ribeira Quente 12 (de direcção 45°) apresenta estrias que indicam movimentação oblíqua normal direita (Tabela 8.6 e Fig. 8.31).

Tabela 8.6 – Medições efectuadas no plano da Falha Ribeira Quente 12, identificada na estação 145.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
649189	4177461	Ribeira Quente 12	45°, 53°SE	47°, 171°	Normal direita

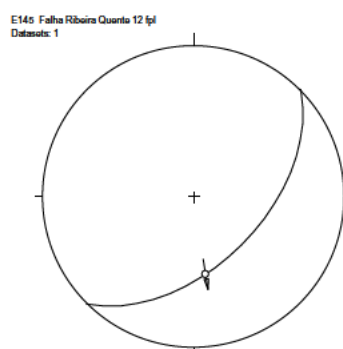


Figura 8.31 – Projecção estereográfica do plano da Falha Ribeira Quente 12 e respectivas estrias, observadas na estação 145 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.2.5 – Estações 162 a 164

As estações 162 a 164 foram observadas ao longo do trilho do Agrião (PR12SMI – Trails-Azores, *online*) que liga a Povoação à Ribeira Quente, no troço que passa nas arribas a leste da Ribeira Quente. Em geral, observam-se depósitos de queda, compostos por alternâncias de níveis de cinzas e de *lapilli* pomíticos, e de fluxo. Segundo Guest *et al.* (1999), estas unidades estão incluídas na Formação da Albufeira, que assenta na Escoda Lávica do Garajau e é coberta pelo Ignimbrito da Povoação (Fig. 8.32), tendo por isso idade superior a 30000 anos BP.

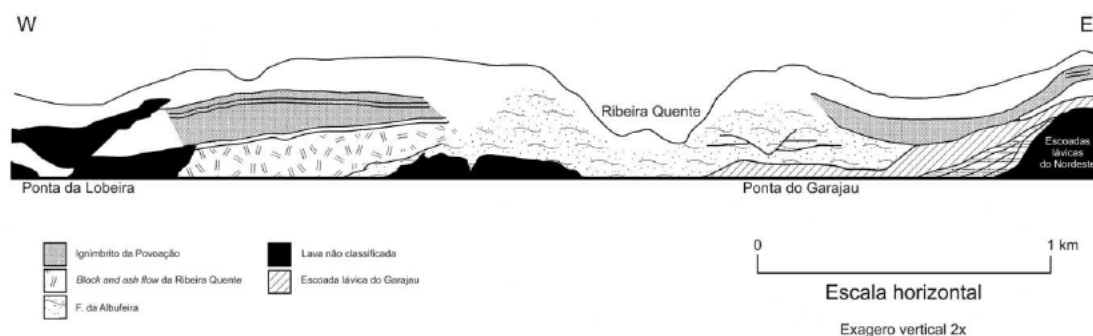


Figura 8.32 – Esquema das arribas litorais S do Vulcão das Furnas, no sector compreendido entre a Ponta da Lobeira e a Ponta do Garajau, mostrando as principais unidades estratigráficas (modificado de Guest *et al.*, 1999).

As falhas apresentam orientações NW-SE a NNW-SSE ($18-350^\circ$) e N-S, com ângulos de inclinação superiores a 40° para SW e E, respectivamente (Fig. 8.33). A movimentação é normal, produzindo separações de 8 a 15 cm.

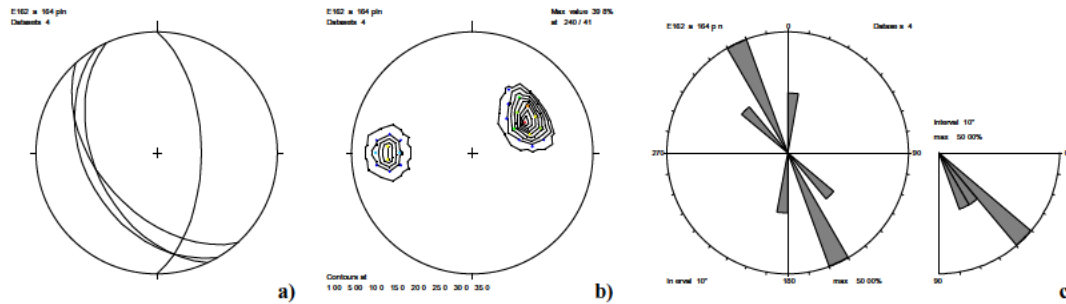


Figura 8.33 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 162 a 164: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.2.6 – Estação 159

Na estrada regional que liga a freguesia das Furnas à vila da Povoação, junto ao acesso para o lugar do Agrião, identificaram-se quatro falhas que cortam um depósito piroclástico de queda estratificado, composto por alternâncias de níveis de cinzas e *lapilli* fino pomíticos, de cor branca (Fig. 8.34) que, segundo Pacheco (com. pessoal), poderá corresponder à unidade Furnas C (1870 ± 120 anos BP; Guest *et al.*, 1994, 1999). Os acidentes apresentam maioritariamente direcção NE-SW ($29-40^\circ$), com excepção de um que evidencia direcção N-S, com inclinações superiores a 50° para SE e E, respectivamente (Fig. 8.35). A separação normal total observada é de pelo menos 18 cm para SE, indicando uma taxa de deslizamento mínima de 0.10 mm/ano. No entanto, estes valores podem estar subestimados, pois um dos acidentes (Falha Agrião 7) está parcialmente oculto por depósito de vertente. Por outro lado, como o corte está muito encoberto pela vegetação e por depósitos de vertente, não é possível verificar se as falhas cortam unidades mais recentes. Estes acidentes localizam-se no bordo leste da caldeira mais antiga e as suas direcções são compatíveis com a orientação deste bordo daquela estrutura vulcânica.

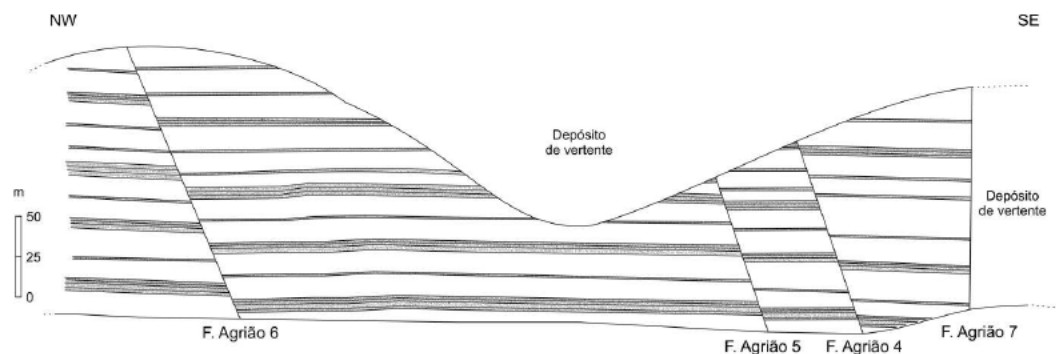


Figura 8.34 – Corte esquemático do afloramento observado na estação 159. As falhas cortam um depósito muito estratificado constituído por uma alternância de níveis espessos de cinzas e níveis finos de *lapilli* pomítico, com granulometria fina a média.

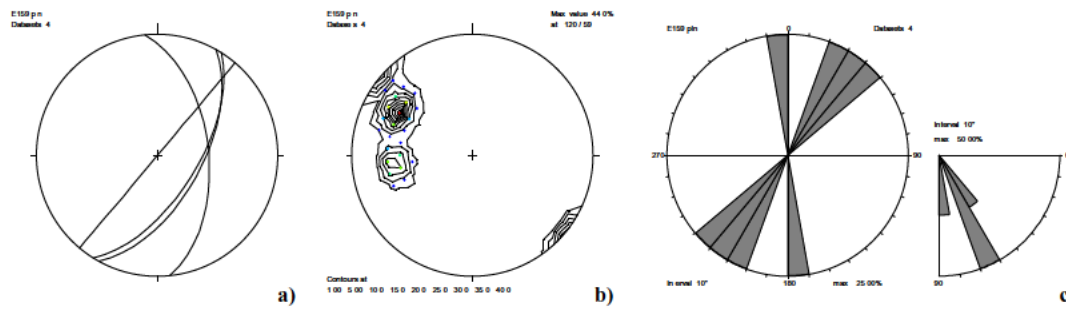


Figura 8.35 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 159: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.2.2.7 – Estação 160

No vale da Ribeira Quente, na parte final do trilho do Redondo (PR16SMI – Trails-Azores, *online*), observaram-se algumas fracturas num depósito compactado e de aspecto remobilizado, constituído por cinzas pomíticas de cor amarelada e com alguns líticos (Fig. 8.36), cuja posição estratigráfica se desconhece. Poderá corresponder ao material que Guest *et al.* (1994) referem como sendo de preenchimento da caldeira mais antiga (*caldera fill*). Algumas fracturas podem corresponder a planos de descompressão do talude, dado inclinarem em direcção ao vale. Todavia, um dos planos com atitude 45° , 55° SE deve corresponder a uma falha pois a sua direcção é oblíqua à vertente e o mergulho contrário ao declive do talude (Fig. 8.36). Embora a direcção da fractura nada tenha a ver com a orientação N-S do afluente rectilíneo adjacente, que sugere controlo tectónico, é correlacionável com a orientação da parede leste da caldeira mais antiga. A homogeneidade do depósito impede a determinação do tipo e da dimensão da separação produzida.



Figura 8.36 – Falha Ribeira Quente 20, observada no talude SE do afluente rectilíneo de direcção N-S da Ribeira Quente (estação 160). A escala mede 22 cm.

8.2.2.8 – Estação 156

A estação 156 localiza-se no caminho secundário do Cerrado da Urze, que liga a estrada regional das Furnas à lagoa com o mesmo nome. No talude S da estrada identificou-se uma falha (Falha Furnas 1) que produz 50 cm de separação normal num depósito piroclástico estratificado, constituído por uma alternância de níveis de cinzas e de *lapilli* pomítico mal calibrados, de dimensão fina a grosseira (Fig. 8.37). As características estratigráficas indicam tratar-se do depósito Furnas C. Apresenta atitude 14°, 70°WNW, mas a granulometria do depósito é desfavorável à observação de estrias. Considerando que a idade aproximada do depósito Furnas C é 1870±120 anos BP, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.27 mm/ano.

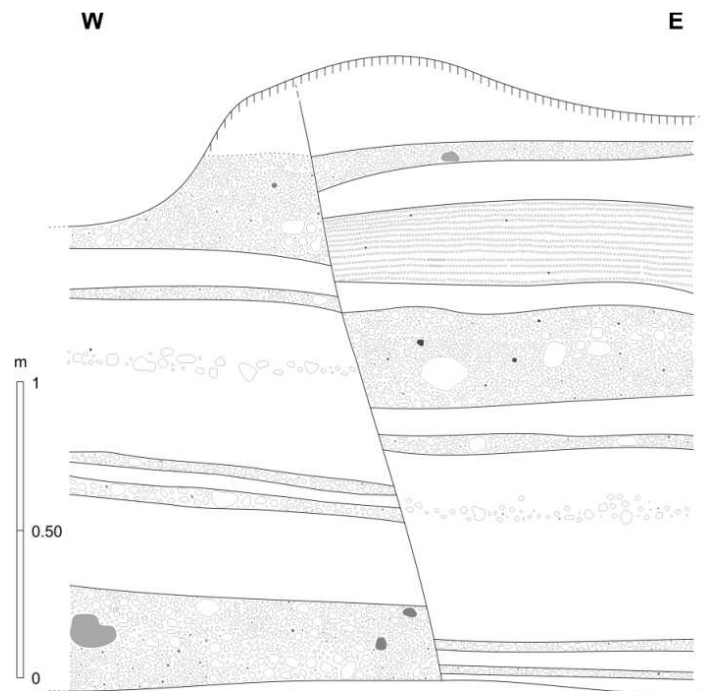


Figura 8.37 – Corte esquemático do afloramento da estação 156 onde se observa a Falha Furnas 1 a afectar o depósito Furnas C (≈1900 anos BP), constituído por uma alternância de níveis de cinza e de *lapilli* pomítico.

8.2.2.9 – Estação 228

Na estrada da Ribeira Quente, junto à base do domo traquítico (*s.l.*) das Marconas, observou-se uma caixa de falha com atitude 315°, 86°SW a afectar depósitos piroclásticos de queda pomíticos (Fig. 8.38). O depósito da base é grosseiro e pode estar relacionado com o domo das Marconas, sobre o qual assenta em discordância um depósito muito estratificado, com pedra pomes de aspecto muito fibroso. No entanto, não foi possível confirmar as correlações estratigráficas.

Com cerca de 56 cm de largura, a caixa de falha corresponde a uma zona de percolação de fluidos, estando preenchida por cinzas saturadas de água. No que respeita ao deslocamento, mediram-se 45 cm de separação normal ao nível do depósito do topo.



Figura 8.38 – Falha Furnas 26 exposta no talude da estrada da Ribeira Quente (estação 228). A escala mede 2.0 m.

8.2.2.10 – Estação 217

Nos taludes das estradas SCUT na zona do Burguete observaram-se várias falhas que afectam uma sequência composta por depósitos piroclásticos de natureza traquítica (*s.l.*) e provavelmente basáltica (*s.l.*) com aspecto muito alterado. Devido à proximidade geográfica, os depósitos ácidos terão sido gerados no decurso de erupções centradas no Vulcão das Furnas e/ou no Vulcão do Fogo. Do ponto de vista estratigráfico, a sequência encontra-se sob o depósito do Fogo A (4520±90 anos BP; Wallenstein, 1999) que, neste local não aflora. Da base para o topo compreende (Fig. 8.39):

1. Depósito estratificado de cinzas pomíticas de cor acastanhada, muito alteradas, com *lapill* fino disseminado;
2. Depósito muito alterado constituído por cinzas pomíticas de cor creme acastanhada com clastos de pedra pomes, também alterada, de cor amarela, na base, podendo corresponder a uma escoada piroclástica;
3. Depósito de natureza indeterminada de cor cinzenta esverdeada, com alguns clastos finos de pedra pomes de cor amarela;
4. Nível de cinzas basálticas de cor avermelhada, com alguns clastos grosseiros basálticos;
5. Nível de *lapilli* pomítico muito alterado, de cor amarelada;
6. Depósito de natureza indeterminada de cor acinzentada com alguns clastos finos de pedra pomes de cor amarela; o topo está alterado para solo;
7. Depósito de cinzas pomíticas de cor creme e com o topo alterado para solo;
8. Depósito de natureza indeterminada de cor cinzenta esverdeada;
9. Depósito de cinzas de cor amarelada muito rico em líticos, alguns grosseiros; para o topo está alterado para solo e, sensivelmente a meio, individualiza-se um nível estratificado de *lapilli* pomítico fino, alterado, de cor amarelada, e líticos;
10. Depósito de cinzas pomíticas de cor acastanhada com líticos; o topo está alterado para solo;
11. Depósito de natureza indeterminada;

12. Aterro.

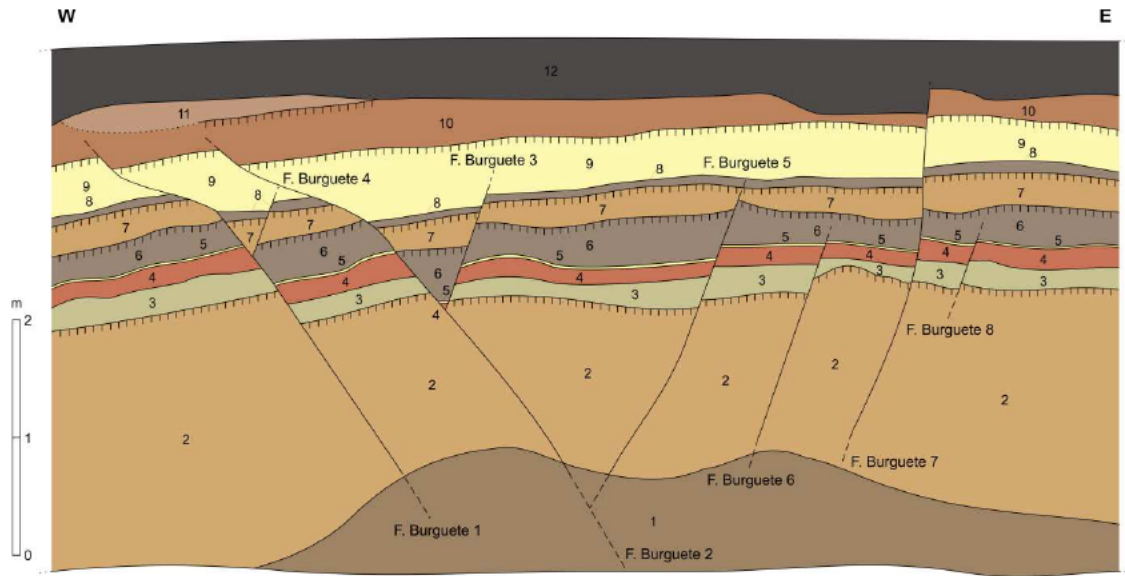


Figura 8.39 – Corte esquemático do afloramento da estação 217 onde se observa um conjunto de falhas a afectar depósitos piroclásticos provenientes do Vulcão das Furnas e/ou Vulcão do Fogo.

O elevado estado de alteração dos depósitos dificultou a identificação dos planos de falha na base do afloramento; por outro lado, a altura e o pendor do talude não permitiram o acesso aos melhores locais de afloramento dos planos, pelo que não possível medir a atitude de todos os acidentes. A geometria do conjunto sugere uma estrutura geral do tipo *flower structure* que deverá enraizar em profundidade numa estrutura única. As falhas apresentam direcções N-S e NE-SW ($33-38^\circ$), com mergulhos geralmente superiores a 50° para E e W, e NW, respectivamente (Fig. 8.40); a inclinação das falhas Burguete 1 e Burguete 2 diminui para o topo do afloramento. Aparentemente, a Falha Burguete 7 é a única que corta a sequência toda, no entanto, não é possível tirar quaisquer conclusões sobre possíveis roturas superficiais devido às obras de nivelamento. As direcções estruturais encontradas são compatíveis com as deduzidas da análise geomorfológica da região.

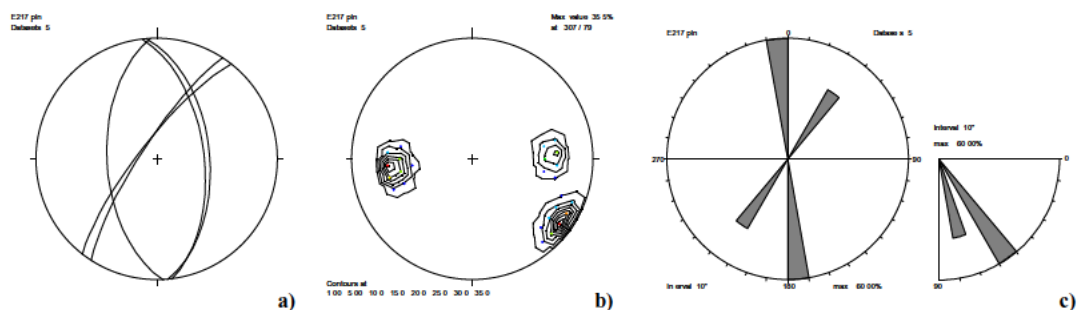


Figura 8.40 – Análise geométrica das falhas observadas na estação 217: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de Schmidt (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner et al., 2002).

8.3 – FILÕES

A arriba litoral S expõe numerosos filões de natureza predominantemente basáltica (*s.l.*). Com excepção de algumas estruturas inacessíveis, as atitudes dos filões foram medidas *in situ*. As direcções estruturais encontradas, NW-SE, N-S e NE-SW, com inclinações superiores a 60° (Fig. 8.41), identificam-se com as orientações das falhas inferidas da análise geomorfológica e observadas em afloramento (Fig. 8.42), indicando deste modo um controlo estrutural na instalação dos filões. A direcção estrutural WNW-ESE, que tem expressão em alinhamentos vulcânicos do Sistema Vulcânico Fissural do Congro que cruzam todo o maciço das Furnas, não foi identificada nas arribas, provavelmente devido ao facto daquela direcção ser aproximadamente paralela à costa.

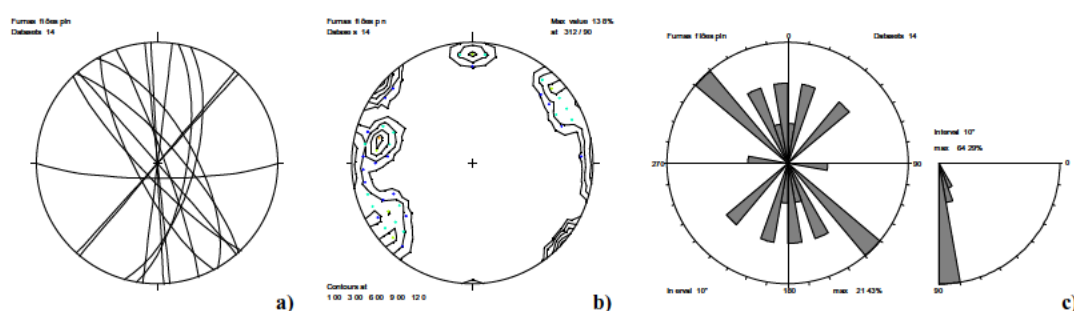


Figura 8.41 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados no Vulcão das Furnas: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

8.4 – DISCUSSÃO

8.4.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

O Vulcão das Furnas encontra-se cortado por falhas com direcção WNW-ESE, NE-SW, N-S e NNW-SSE, com expressão morfológica em alinhamentos vulcânicos e linhas de água de traçado rectilíneo. A morfologia das caldeiras mostra ainda que os eventos paroxismais que contribuíram para a sua formação foram condicionados estruturalmente por falhas orientadas WNW-ESE e NE-SW, situação corroborada pelo estudo de anomalias gravimétricas (Montesinos *et al.*, 1999).

A direcção estrutural WNW-ESE cruza todo o maciço. Esta direcção é particularmente evidente no sector W, onde está materializada por alinhamentos vulcânicos que se estendem desde o Sistema Vulcânico Fissural do Congro; na parede leste da caldeira mais antiga é deduzida da geometria da rede de drenagem. Embora não se tenham observado as falhas no terreno, o sentido de inclinação de escarpas na zona dos Cedros e de estruturas menores observadas em corte mostram inclinações superiores a 50° para SSW e NNE. Na área da caldeira afloram alguns acidentes tectónicos com orientação NE-SW, compatível com a morfologia alongada das caldeiras segundo esta direcção. Os mergulhos são superiores a 50° para NW e SE. As falhas com

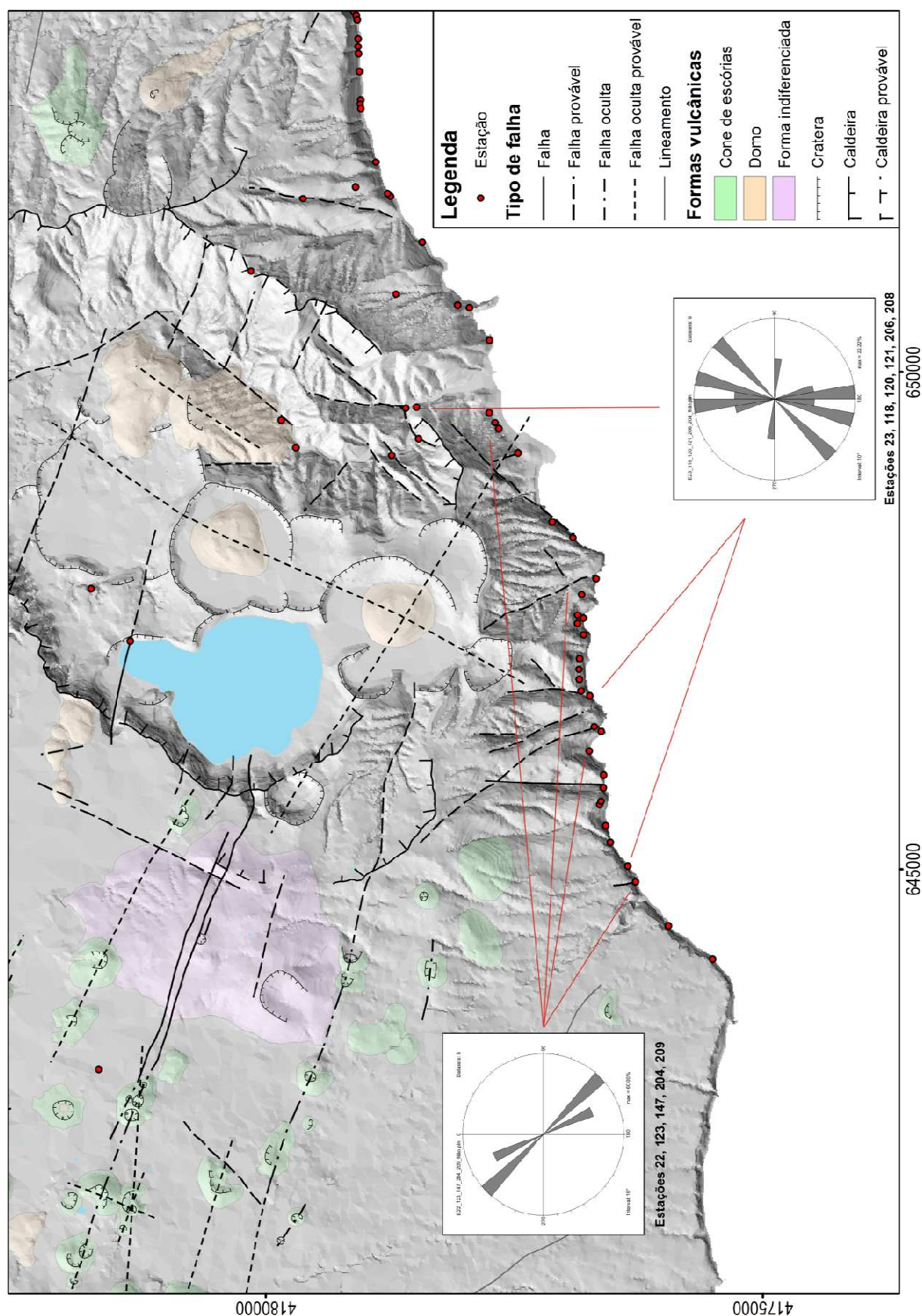


Figura 8.42 – Variação espacial das direcções dos filões observados nas diferentes estações do Vulcão das Furnas, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

orientação N-S assumem especial importância no flanco S do Vulcão das Furnas, onde controlam a instalação da rede de drenagem e afloram abundantemente nas arribas litorais. Tal como as outras direcções tectónicas, são constituídas por duas famílias inclinando (mais de 50°) em sentidos opostos, E e W. Ainda no flanco S, a disposição e a geometria de algumas linhas de água sugerem controlo estrutural por falhas orientadas NNW-SSE. A sua existência é comprovada pela exposição de falhas com esta direcção nas arribas. Os ângulos de inclinação são elevados (mais de 50°) para ENE e WSW.

8.4.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

Segundo Gaspar *et al.* (1995), as falhas de direcção WNW-ESE devem apresentar importante componente normal, sugerida não só pelo facto de se encontrarem no prolongamento de alinhamentos vulcânicos do sistema fissural do Congro, como também por parecerem condicionar a interrupção do bordo W da caldeira mais antiga. Esta hipótese é suportada pela presença de escarpas viradas a S a trincar o relevo vulcânico dos Cedros. Dado que esta família de acidentes materializa o sistema tectónico regional, os autores consideram que associada à componente distensiva ocorre provável componente de desligamento direito. Todas as falhas observadas (NW-SE, NNW-SSE, N-S e NE-SW) apresentam componente de movimentação normal, evidenciada por deslocamentos de marcadores estratigráficos.

As falhas com orientação N-S têm como acidente mais marcante a Falha das Amoras. Esta está morfologicamente expressa por um vale assimétrico de traçado rectilíneo que se estende do litoral S até próximo do bordo da caldeira e, na foz da ribeira, é reconhecida pela não correspondência dos depósitos expostos nas arribas de ambos os lados do vale, indicando importante componente de movimentação normal para W (da ordem das dezenas de metros), e pela presença abundante de falhas secundárias. Algumas destas apresentam estrias indicando movimentação oblíqua normal direita, sugerindo que a Falha das Amoras apresente também componente de desligamento. No entanto, a direcção e o tipo de cinemática não se enquadram no sistema tectónico regional, pelo que se admite que o seu desenvolvimento pode estar relacionado com um campo de tensões local associado a fases vulcânicas.

8.4.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

No caso das estruturas maiores cartografadas, deduzidas da análise geomorfológica, estimaram-se taxas de deslizamento para a Falha das Amoras, constringendo-se dois períodos de deformação, com base nas datações de importantes referências estratigráficas com 93000 anos e 30000 anos BP, que correspondem respectivamente a uma escoada lávica representante dos produtos vulcânicos subaéreos mais antigos do Vulcão das Furnas e ao Ignimbrito da Povoação, que marca o primeiro episódio de formação de caldeira. As separações observadas no topo da Formação Inferior das Amoras e no Ignimbrito da Povoação permitem estimar taxas de deslizamento de 0.81 mm/ano e 0.40 mm/ano (Tabela 8.7). Algumas falhas sintéticas e

antitéticas com o acidente principal apresentam estrias indicando movimentação normal pura e movimentação oblíqua, normal direita ou direita normal, pelo que a Falha das Amoras deve certamente apresentar componente horizontal. No entanto, desconhece-se a quantidade de deslocamento horizontal e, por conseguinte, o deslocamento total (*net slip*). Relativamente aos acidentes menores observados em arribas litorais e taludes de estrada obtiveram-se taxas de deslizamento para aqueles que deslocam níveis estratigráficos de idade conhecida (estações 159 e 156). Em ambos os casos, o marcador estratigráfico corresponde aos depósitos do evento Furnas C (≈ 1900 anos BP), e as taxas de deslizamento correspondentes apresentam valores superiores a 0.10 e 0.27 mm/ano, respectivamente (Tabela 8.7).

Tabela 8.7 – Taxas de deslizamento referentes à componente normal da movimentação para as falhas do Vulcão das Furnas.

Falha	Cinemática	Atitude (média)	Separação (m)	Idade do marcador (mil anos BP)	Taxa de deslizamento (mm/ano)
Amoras	N	2,?W	75	<93	>0.81
			12	30	0.40
Agrião 4 a 7 (E159)	N	34,67SE	>0.18	1.9	>0.10
Furnas 1 (E156)	N	14,70WNW	0.50	1.9	0.27

N – Normal

8.4.4 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

Apenas foi possível obter dados respeitantes ao valor do deslocamento por evento sísmico para algumas falhas aflorantes em barreiras de estradas (estações 159 e 156). Na estação 159, a unidade Furnas C está deslocada por vários acidentes tectónicos que no seu conjunto produzem uma separação normal de pelo menos 18 cm para SE, uma vez que um dos planos está parcialmente coberto por um depósito de vertente. Relativamente à Falha Furnas 1, exposta na estação 156, esta desloca o depósito Furnas C em 50 cm. As restantes estruturas observadas em corte apresentam separações normais que variam desde alguns centímetros a poucos metros. Contudo, a complexidade das geometrias expostas aliada à densa cobertura vegetal, como no caso das arribas da Praia das Amoras, impediu a avaliação da história evolutiva das mesmas e a determinação de deslocamentos por evento de rotura.

8.4.5 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

A Tabela 8.8 apresenta as magnitudes calculadas para algumas das falhas cartografadas e observadas do Vulcão das Furnas. No caso da Falha das Amoras, as magnitudes de momento estimadas com base no comprimento e na área de rotura (M_w 5.1 a 5.3, independentemente da espessura de crosta sismogénica considerada – 14 ou 8 km) podem estar subestimadas. Com efeito, o comprimento observado corresponde certamente a uma porção muito reduzida do comprimento total. No caso das falhas Furnas 8 e 9, o comprimento de rotura permite calcular magnitudes de 5.7 e 6.0 (ou 5.5 e 5.7, considerando a profundidade

focal de 8 km), respectivamente. No entanto, como aquelas estruturas estão associadas a fissuras eruptivas, aqueles valores podem estar sobrestimados. Quanto às falhas observadas em corte, o parâmetro deslocamento máximo indica valores de magnitude superiores a 6.0. Se os deslocamentos observados tiverem decorrido durante erupções vulcânicas, então a magnitude pode ser substancialmente mais baixa. Como se desconhece o comprimento das estruturas não foi possível comparar aqueles valores com magnitudes obtidas com base no comprimento e na área de rotura.

Tabela 8.8 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Vulcão das Furnas, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).

Falha	SRL (km)	M_w ($\pm 0.24-0.28$)	RA* (km)	M_w^* ($\pm 0.24-0.28$)	RA** (km)	M_w^{**} ($\pm 0.24-0.28$)	MD (m)	M_w (± 0.4)
Amoras	1.2	5.2	18	5.3	11	5.1	-	-
Furnas 8	3.3	5.7	51	5.7	29	5.5		
Furnas 9	5.8	6.0	89	6.0	51	5.7		
Agrião 4 a 7 (E159)	-	-	-	-			>0.18	6.1
Furnas 1 (E156)	-	-	-	-			0.5	6.5

$M_w/SRL - M_w = 5.08 + 1.16 \log(SRL)$; $M_w/RA - M_w = 4.07 + 0.98 \log(AR)$; $M_w/MD - M_w = 6.69 + 0.74 \log(MD)$; de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

8.4.6 – GRAU DE ACTIVIDADE

Como referido, a idade subaérea do Vulcão das Furnas aproxima-se de 100000 anos BP, pelo que todas as falhas documentadas são consideradas activas. A classificação das falhas do maciço das Furnas quanto ao grau de actividade teve por base a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977) (Tabela 8.9). De um modo geral, as falhas do Vulcão das Furnas incluem-se nas classes dos acidentes moderadamente activos (tipo B), com expressão geomorfológica geralmente bem marcada. Segundo Slemmons (1977), os intervalos de recorrência expectáveis para sismos de magnitude 6.0 são da ordem de algumas centenas a alguns milhares de anos. A taxa de deslizamento das falhas observadas na estação 159 recai sobre os acidentes com baixa actividade (tipo C); contudo, tal como já foi referido, podemos não estar a contabilizar a deformação real.

Tabela 8.9 – Grau de actividade das falhas do Vulcão das Furnas com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Falha	Taxa de deslizamento (mm/ano)	Matsuda
Amoras	0.81 0.40	B
Agrião 4 a 7 (E159)	>0.10	C/B
Furnas 1 (E156)	0.27	B

9 – TECTÓNICA DA REGIÃO POVOAÇÃO-NORDESTE

9.1 – ENQUADRAMENTO VULCANOLÓGICO

Na parte oriental da ilha localizam-se os sistemas vulcânicos mais antigos e inactivos, o Sistema Vulcânico do Nordeste e o Vulcão da Povoação, constituídos essencialmente por sequências de escoadas lávicas de natureza basáltica (*s.l.*) intercaladas por depósitos vulcanoclásticos mais evoluídos.

O Sistema Vulcânico do Nordeste corresponde ao vulcanismo mais antigo da ilha de S. Miguel, apresentando idades da ordem de 4.01 a 0.95 Ma (Abdel-Monem *et al.*, 1975). A actividade vulcânica que o edificou foi predominantemente do tipo efusivo, com produtos de composição variável entre basaltos e traquitos que, devido à ausência de sedimentos marinhos interestratificados e *pillow-lavas*, ter-se-ão desenvolvido em ambiente subaéreo. Apresenta uma espessura total de aproximadamente 1100 m. O estudo geológico, petrológico e geoquímico deve-se a Fernandez (1969 *in* Abdel-Monem *et al.*, 1975).

Devido ao seu enquadramento, a geologia do Vulcão da Povoação não é de fácil interpretação. Este vulcão tem expressão através de uma caldeira que trunca o maciço vulcânico do Nordeste formada, de acordo com Moore (1990), durante o Plistocénico Médio a Superior. De um modo geral, verifica-se que na base da caldeira encontram-se níveis de escoadas lávicas e alguns depósitos piroclásticos de natureza basáltica (*s.l.*), com origem provável no Vulcão da Povoação ou no Sistema Vulcânico do Nordeste. Sobre estes assentam depósitos pomíticos de queda e de fluxo gerados no decurso de episódios relacionados com a evolução do Vulcão das Furnas (Gaspar *et al.*, 2001). O Ignimbrito da Povoação (30000 anos BP) cobre a maior parte da superfície topográfica da caldeira da Povoação, aflorando nas vertentes de vales e nas arribas costeiras.

9.2 – FALHAS

A geologia estrutural da região Povoação-Nordeste, nomeadamente a análise geométrica e cinemática das falhas e filões que truncam aquele sector, foi estudada por Carmo (2004). No entanto, por se reconhecer que aquele trabalho apresenta algumas lacunas na análise geomorfológica, procedeu-se a uma caracterização mais minuciosa dos principais acidentes tectónicos da região mais antiga da ilha de S. Miguel.

9.2.1 – ESTRUTURAS TECTÓNICAS CARTOGRAFADAS

A região Povoação-Nordeste apresenta três conjuntos de falhas principais de direcções distintas (Carmo, 2004). As mais frequentes têm direcção NW-SE (300-330°) a WNW-ESE (280-300°), com inclinações fortes (60-90°) para SW e NE, compatíveis com a fracturação associada à zona de deformação do troço ocidental da

fronteira de placas EU-NU. Estas estão bem representadas no sector SE do maciço vulcânico do Nordeste pelas falhas de Água Retorta, do Vale Grande, do Cú de Judas e da Tronqueira, com expressão através de imponentes escarpas de falha, que formam o *Graben* de Água Retorta (Fig. 9.1; Tabela 9.1). Factores como a densa vegetação e a dimensão da própria ilha limitam o conhecimento do comprimento real destas estruturas. Em todo o caso, não exibem expressão de rotura superficial recente.

Com expressão morfológica menos marcada, ocorrem no flanco N arribas litorais e vales fluviais de traçado rectilíneo (eventuais vales de linha de falha) que definem lineamentos com orientação NNW-SSE (330-350°) e NE-SW (30-60°). Entre estes destacam-se a extensa arriba litoral rectilínea do Nordeste, com orientação NNW-SSE, e o imponente vale da Ribeira do Guilherme, com direcção NE-SW (Fig. 9.1), sugerindo condicionamento estrutural por falhas com aquelas direcções.

9.2.1.1 – Estruturas de direcção WNW-ESE a NW-SE

Como foi referido, no sector SE do maciço vulcânico do Nordeste a tectónica é claramente dominada por falhas com direcção WNW-ESE a NW-SE, expressas morfológicamente pelo *Graben* de Água Retorta. As falhas de Água Retorta e do Vale Grande mergulham para NE, enquanto que as falhas da Tronqueira e do Cú de Judas inclinam para SW (Fig. 9.1). A foto-interpretação permitiu ainda inferir, ainda, algumas falhas prováveis e lineamentos paralelos àquelas estruturas principais.

9.2.1.1.1 – Graben de Água Retorta

9.2.1.1.1.1 – Falha de Água Retorta

A Falha de Água Retorta (anteriormente designada por Falha da Saibreira de Água Retorta; Carmo, 2004) apresenta direcção média 290° e estende-se por 3.2 km, desde a arriba litoral até próximo do vale da Ribeira do Faial da Terra (Fig. 9.2). A escarpa de falha voltada a NNE tem expressão ao longo de 2.9 km.

Analisando os perfis transversais rectilíneos verifica-se que o comando da escarpa varia ao longo da sua extensão, atingindo um máximo de 200 m no extremo SE (Fig. 9.2), valor este provavelmente sobrestimado devido à instalação de uma linha de água na base da escarpa. No troço central, a separação vertical é da ordem dos 125 m. Para NE o seu traçado torna-se menos evidente, mas deve atravessar a Ribeira do Faial da Terra, no local onde a linha de água se torna menos encaixada, e continuar por um afluente de orientação paralela. Nas proximidades da caldeira da Povoação deixa de ter expressão; no entanto, a existência de um ressalto topográfico de aproximadamente 30-40 m junto ao bordo N da caldeira, com direcção 310°, sugere a sua continuidade para NW através da falha provável dos Graminhais, perfazendo um comprimento total de 13.4 km (Fig. 9.2). Esta perde expressão junto ao cone de escórias do Descampado.

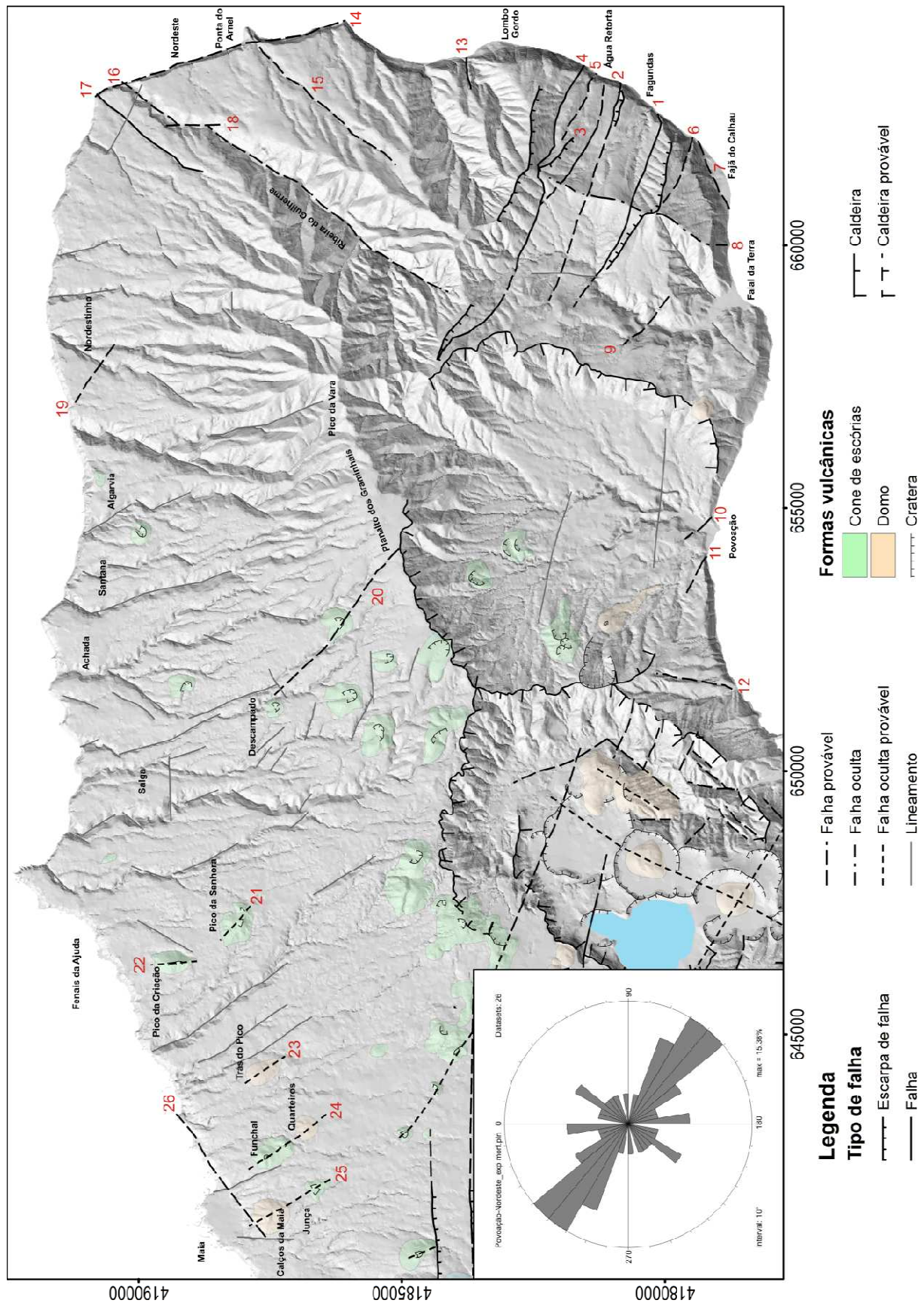


Tabela 9.1 – Estruturas tectónicas deduzidas a partir da análise geomorfológica da região da Povoação-Nordeste, com a respectiva informação acerca da direcção e do comprimento observável.

Referência	ID_Falha	Falha	Direcção média (Azimute)	Comprimento (m)
1	ID_FA2ARET001	Água Retorta	290	3221
2	ID_FA2VGRA001	Vale Grande	282	835
3	ID_FA2CUJU001	Cú de Judas	301	1213
4	ID_FA2TRON001	Tronqueira	300	6670
5	ID_FA2LESP001	Lomba do Espigão	297	1456
6	ID_FA2FCAL021	Fajã do Calhau 21	294	1395
7	ID_FA2FCAL022	Fajã do Calhau 22	65	1432
8	ID_FA2FCAL016	Fajã do Calhau 16	21	3715
9	ID_FA2FTER007	Faial da Terra 7	313	1296
10	ID_FA2PMOR001	Praia do Morro	319	680
11	ID_FA2RPAL001	Ribeira dos Palames	303	868
12	ID_FA2AGRI011	Agrão 11	12	1489
13	ID_FA2FELI001	Felicidade	82	619
14	ID_FA2PARN004	Ponta do Arnel 4	343	5013
15	ID_FA2PARN005	Ponta do Arnel 5	41	3577
16	ID_FA2RGU001	Ribeira do Guilherme 1	37	6967
17	ID_FA2NORD001	Nordeste 1	36	2563
18	ID_FA2RGU002	Ribeira do Guilherme 2	359	1124
19	ID_FA2SANT002	Santo António 2	304	1360
20	ID_FA2GRAM001	Graminhais	310	3679
21	ID_FA2FAJU003	Fenais da Ajuda 3	311	875
22	ID_FA2FAJU004	Fenais da Ajuda 4	335	883
23	ID_FA2MAIA006	Maia 6	325	963
24	ID_FA2MAIA007	Maia 7	325	1821
25	ID_FA2MAIA008	Maia 8	330	1836
26	ID_FA2MAIA003	Maia 3	54	2908

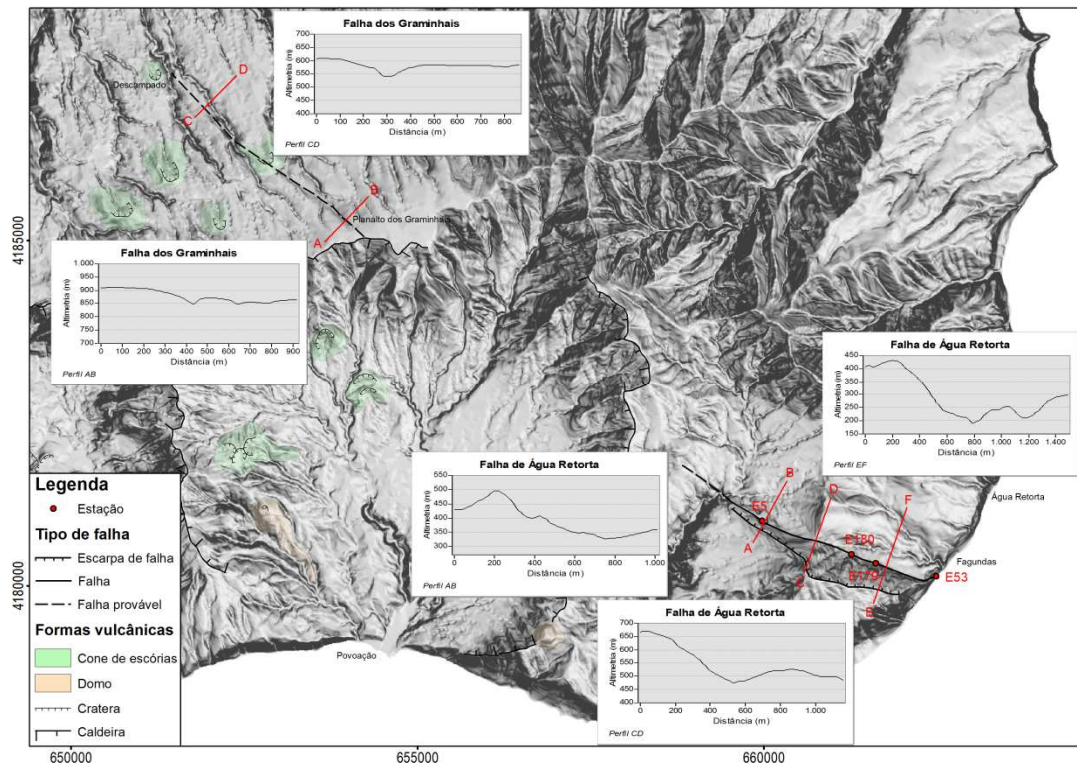


Figura 9.2 – Cartografia das falhas de Água Retorta e dos Graminhais sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivos perfis transversais rectilíneos, e localização das estações 5, 53, 179 e 180. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 30 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

O plano de falha encontra-se exposto na arriba litoral (estação 53), em vários troços do caminho secundário de acesso ao vértice geodésico de Água Retorta (estações 179 e 180) e numa antiga saibreira (estação 5) (Figs. 9.2 e 9.3), e apresenta uma inclinação média de 60° para NE. No último local apresenta estrias que indicam movimentação oblíqua normal com componente de desligamento esquerdo (Tabela 9.2 e Fig. 9.4).



Figura 9.3 – Falha de Água Retorta, exposta na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste, estação 53 (a) e numa antiga saibreira, estação 5 (b).

A presença de vegetação densa na arriba litoral (estação 53) impossibilitou o reconhecimento de marcadores estratigráficos, não sendo, assim, possível medir o valor da separação normal. Contudo, considerando o

comando da escarpa no troço central, 125 m, e uma inclinação média de 60° , estima-se uma separação normal acumulada de 144 m. Por outro lado, a atitude das estrias aponta para um *pitch* médio da ordem dos 60° , pelo que a movimentação horizontal correspondente será de 83 m e a movimentação total (*net slip*) cerca de 166 m.

Tabela 9.2 – Medições efectuadas no plano da Falha de Água Retorta, na estação 5.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
659974	4180939	Água Retorta	299°, 59°NE	48°, 341°	Normal esquerda
			295°, 64°NE	64°, 12°	Normal
				31°, 312°	Esquerda normal

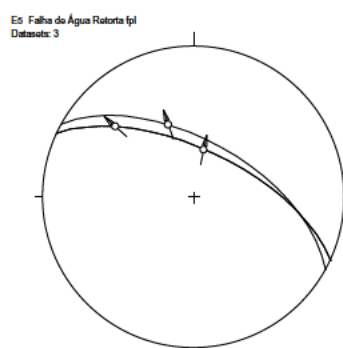


Figura 9.4 – Projeção estereográfica do plano da Falha de Água Retorta e respectivas estrias, medidas na estação 5 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Considerando a idade mais antiga disponível para o Sistema Vulcânico do Nordeste, 4.01 Ma, obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.036 mm/ano para a componente normal, 0.02 mm/ano para a componente horizontal e 0.04 mm/ano para o deslocamento total. Desconhece-se, no entanto, a sua relação temporal com a formação da caldeira do Vulcão da Povoação que, segundo Moore (1990), se terá formado no Plistocénico Médio a Superior. A Falha de Água Retorta, juntamente com a Falha da Tronqueira (como se verá adiante), terão contribuído para uma erosão mais acentuada no bordo NE da caldeira do Vulcão da Povoação.

9.2.1.1.1.2 – Falha do Vale Grande

Cerca de 1 km a N do acidente anterior, no Vale Grande, identificou-se outra falha, designada por Falha do Vale Grande, com orientação geral 282° que se estende desde a arriba litoral, onde o plano de falha se encontra exposto (Fig. 9.5), até perto da freguesia de Água Retorta, ao longo de 835 m (Fig. 9.6). Morfológicamente está materializada por uma escarpa ao longo de 730 m e um vale assimétrico com a vertente SW mais alta e mais íngreme que a vertente NE. O comando máximo é de 15 a 20 m junto ao litoral (Fig. 9.6). Para NE o seu traçado é deduzido do alinhamento de troços rectilíneos de linhas de água. A

atitude da falha medida na arriba litoral é 294° , 64° NNE, exibindo estrias que indicam movimentação oblíqua direita normal (Tabela 9.3 e Fig. 9.7). As estrias apresentam um *pitch* de 26° para E (estação 55).



Figura 9.5 – Falha do Vale Grande exposta na estação 55, na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste.

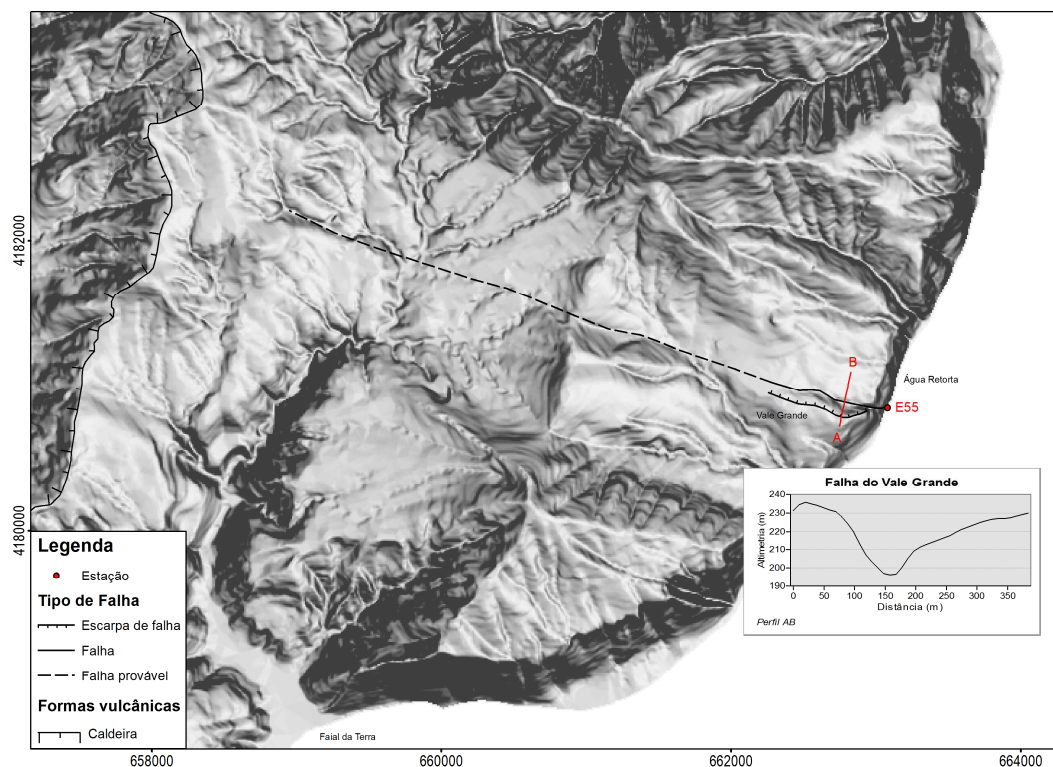


Figura 9.6 – Cartografia da Falha do Vale Grande sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivo perfil transversal rectilíneo, e localização da estação 55. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 34, Instituto Geográfico do Exército (2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A altura da arriba e a vegetação que a cobre impedem a determinação da separação normal. Assumindo o comando da escarpa e a inclinação do plano de falha, estima-se uma separação normal acumulada da ordem dos 17 a 22 m (média 20 m). Se se considerar o *pitch*, a separação horizontal associada será de 41 m e o

deslocamento total de 46 m. Atendendo que a falha afecta pelo menos os derrames lávicos mais antigos do Sistema Vulcânico do Nordeste, 4.01 Ma, estima-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.005 mm/ano para a componente normal, 0.01 mm/ano para o desligamento e 0.011 mm/ano para a movimentação total.

Tabela 9.3 – Medições efectuadas no plano da Falha do Vale Grande, na estação 55.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
663079	4180850	Vale Grande	294°, 64°NNE	23°, 101°	Direita normal

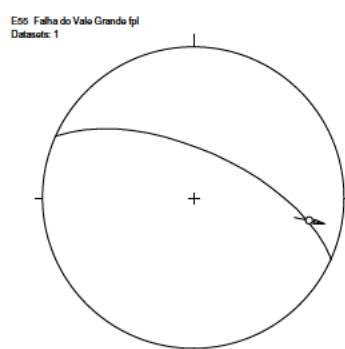


Figura 9.7 – Projecção estereográfica do plano da Falha do Vale Grande e respectivas estrias, medidas na estação 55 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

9.2.1.1.1.3 – Falhas da Tronqueira e do Cú de Judas

O traçado da falha que limita o sector N do *graben*, a Falha da Tronqueira, é pouco claro em alguns troços devido ao forte encaixe da rede de drenagem. Com direcção média 300°, a Falha da Tronqueira tem expressão morfológica através de uma escarpa descontínua voltada a SSW desde o litoral, onde aflora o plano de falha com atitude 317°, 65°SW (estação 70; Fig. 9.8), até junto do bordo da caldeira do Vulcão da Povoação (Fig. 9.9). O comprimento observável em terra é da ordem dos 6.7 km. O comando varia desde 150 a 200 m junto ao litoral a um máximo de cerca de 400 m no segmento central, diminuindo progressivamente para NW, em direcção à caldeira do Vulcão da Povoação, onde perde expressão (Fig. 9.9). Não é possível determinar a relação temporal entre ambas as estruturas devido ao encaixe da rede de drenagem; o recuo das cabeceiras destruiu qualquer expressão morfológica da falha que pudesse existir. Contudo, é evidente que a presença do *Graben* de Água Retorta facilitou a erosão fluvial mais intensa no bordo NE da caldeira do Vulcão da Povoação.

No troço central, a Falha da Tronqueira ramifica-se pela Falha do Cú de Judas, que se prolonga para SE, até próximo do litoral, ao longo de 1.2 km; a escarpa estende-se por 900 m (Fig. 9.9). Apresenta direcção média 301°, mergulho para SW e comando da ordem dos 200 m. O plano de falha foi observado na estrada regional (estação 3; Fig. 9.10), onde se mediu a atitude 311°, 70°SW.



Figura 9.8 – Falha da Tronqueira, exposta na arriba litoral SE do maciço vulcânico do Nordeste (estação 70).

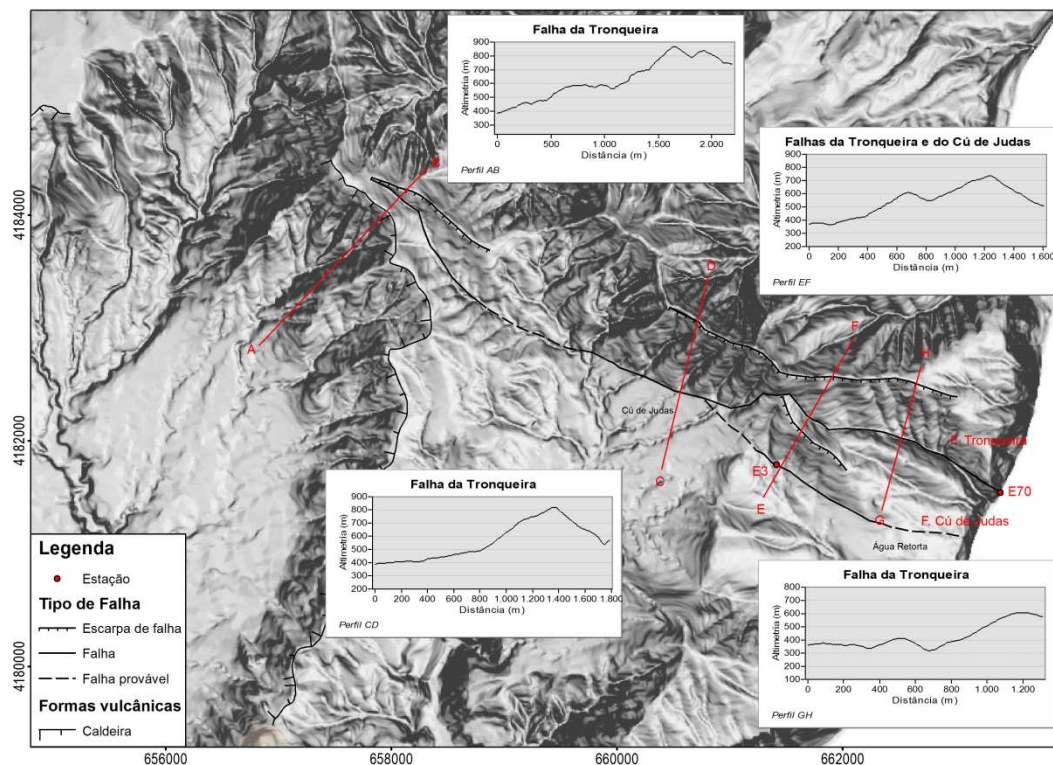


Figura 9.9 – Cartografia das falhas da Tronqueira e do Cú de Judas sobre o Modelo Digital do Terreno da região Povoação-Nordeste, com respectivos perfis transversais rectilíneos, e localização das estações 3 e 70. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 30 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

A inexistência de níveis estratigráficos de referência impediu a determinação do valor da separação normal produzida por estes acidentes. Assumindo que a Falha do Cú de Judas e a Falha da Tronqueira correspondem à mesma estrutura, é plausível que a separação vertical acumulada seja da ordem dos 400 m (200 m + 200 m), estando distribuída por dois segmentos no troço SE. Aquele valor é compatível com o comando da escarpa no segmento central. Considerando uma inclinação média de 65° obtém-se uma separação normal acumulada de cerca de 441 m, equivalendo a uma taxa de deslizamento para esta componente de 0.11

mm/ano, para os últimos 4.01 Ma. Não se observaram estrias, pelo que se desconhece se estes acidentes apresentam componente de desligamento.



Figura 9.10 – Falha do Cú de Judas exposta no talude da estrada regional em Água Retorta (estação 3). A escala mede 1.6 m.

9.2.1.1.2 – Falhas prováveis

No sector SE do maciço vulcânico do Nordeste, a orientação de algumas linhas de água paralelas às falhas do *Graben* de Água Retorta, sugere controlo estrutural. É o caso das falhas prováveis da Lomba do Espigão, Faial da Terra 7 e Fajã do Calhau 21 (Fig. 9.1 – estruturas 5, 9 e 6, respectivamente). A análise geomorfológica revela ainda a presença de um ressalto topográfico na vertente N, na zona do Nordestinho, sugerindo tratar-se de uma escarpa de falha voltada a NE (Fig. 9.1 – estrutura 19).

9.2.1.1.3 – Lineamentos

O padrão da rede de drenagem no flanco N do Sistema Vulcânico do Nordeste mostra vários lineamentos paralelos com direcção WNW-ESE a NW-SE oblíquos ao declive máximo da vertente, o que sugere controlo estrutural. Também no interior da caldeira do Vulcão da Povoação, o alinhamento de troços rectilíneos de linhas de água aponta para possível controlo tectónico.

9.2.1.2 – Estruturas de direcção NNW-SSE

No flanco N marcaram-se vários lineamentos com direcção NNW-SSE, paralelos à arribal litoral rectilínea do Nordeste, baseados no padrão da rede de drenagem.

9.2.1.2.1 – Falhas prováveis

A arriba litoral do Nordeste apresenta traçado rectilíneo com direcção NNW-SSE ao longo de aproximadamente de 5 km, sugerindo controlo estrutural (Fig. 9.1 – estrutura 14).

9.2.1.2.2 – Alinhamentos vulcânicos

No flanco N, os alinhamentos definidos pelos edifícios vulcânicos do domo dos Calços da Maia – cone de escórias da Junça e cone de escórias do Funchal – domo dos Quarteiros, e a forma alongada do domo de Trás do Pico apontam para condicionamento estrutural com direcção NNW-SSE (Fig. 9.1 – estruturas 25, 24 e 23, respectivamente).

9.2.1.2.3 – Lineamentos

Na vertente N, a análise de fotografia aérea revelou a presença de vales muito encaixados dispostos paralelamente uns aos outros com direcção NNW-SSE (Fig. 9.1). Algumas das linhas de água principais são compostas por vários troços curtos dispostos *en échelon* esquerdo e, por vezes, com direcção anómala relativamente ao declive geral do terreno. A afinidade destas direcções com a orientação da arriba litoral do Nordeste reforça a hipótese de provável controlo estrutural na sua instalação.

9.2.1.3 – Estruturas de direcção NE-SW

O vale rectilíneo e encaixado da Ribeira do Guilherme e vários troços rectilíneos de linhas de água com direcção NE-SW apontam para provável controlo estrutural.

9.2.1.3.1 – Falhas prováveis

Embora toda a região mais elevada do maciço vulcânico do Nordeste esteja intensamente dissecada pela rede de drenagem, a Ribeira do Guilherme destaca-se por apresentar um vale rectilíneo e bastante profundo (Fig. 9.1 – estrutura 16). O vale é simétrico, não existindo, portanto, indícios de movimentação vertical, o que não exclui a hipótese de corresponder a uma estrutura com movimentação em desligamento. A arriba litoral na zona da Maia exhibe traçado rectilíneo com continuidade para SW onde parece condicionar o bordo N, também rectilíneo, do domo traquítico da Maia (Fig. 9.1 – estrutura 26), pelo que este troço litoral pode estar controlado estruturalmente.

9.2.1.3.2 – Lineamentos

No flanco N do edifício vulcânico do Nordeste, a rectilinearidade e paralelismo de alguns vales com orientação NE-SW, bem como a sua obliquidade relativamente ao declive geral do terreno, reforça a

probabilidade destas estruturas terem natureza tectónica. Tal como foi reportado para os cursos de água com orientação NNW-SSE, estes também são formados por vários troços rectilíneos e curtos dispostos *en échelon* direito, sugerindo controlo estrutural na sua instalação.

9.2.2 – FALHAS OBSERVADAS EM AFLORAMENTO

De um modo geral, as direcções das estruturas observadas no terreno, WNW-ESE a NW-SE, NNW-SSE e NE-SW, corroboram as deduzidas da análise geomorfológica, verificando-se um predomínio nítido da primeira direcção (Fig. 9.11). Estas falhas inclinam 60° a 90° para SW e NE, e ocorrem principalmente nos sectores S e SE dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste, em arribas litorais e, ocasionalmente, em taludes de estradas ou em antigas pedreiras, nomeadamente no Vulcão da Povoação (estações 9, 10, 16 a 20, 26 a 28, 30 a 33, 43, 45 a 47, 49, 52, 69 de Carmo, 2004; estações 158, 168, 169, 178 e 197) e como falhas secundárias associadas ao *Graben* de Água Retorta (estações 3, 5, 7, 12, 38, 42, 53, 55, 56, 62, 64, 65, 70 de Carmo, 2004; estações 179 e 180) (Fig. 9.12).

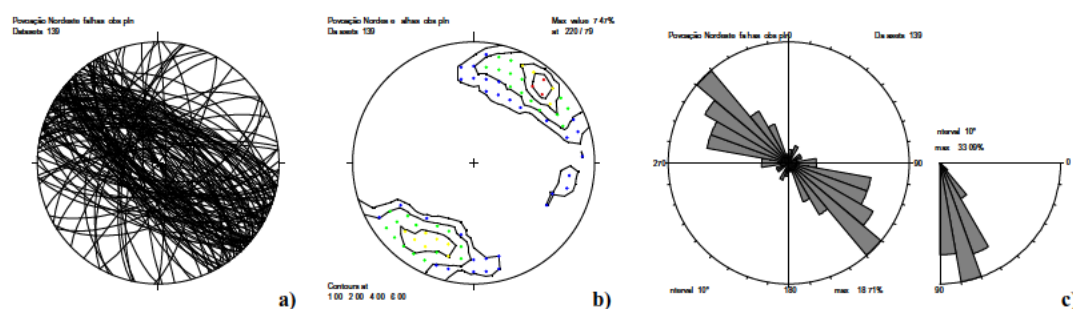


Figura 9.11 – Projecção estereográfica da totalidade das falhas medidas na região Povoação-Nordeste: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Embora em número claramente inferior observam-se, distribuídos por todo o maciço, acidentes NNW-SSE e NE-SW (Fig. 9.11), ambos apresentando inclinações em sentidos opostos, WSW e ENE, e NW e SE, respectivamente (Fig. 9.12). Na parte N do maciço, o número de estruturas expostas em corte diminui consideravelmente, dado o afastamento à principal zona de deformação, mas pode considerar-se que as direcções medidas em falhas aflorantes estão de acordo com as deduzidas da análise geomorfológica, NNW-SSE a NW-SE (estações 13 e 14) e NE-SW (estação 75).

A análise destas estruturas foi abordada por Carmo (2004) que verificou que a tectónica da região é caracterizada pela ocorrência de acidentes de direcção WNW-ESE a NW-SE com movimentação oblíqua esquerda normal (estações 5, 27, 28, 43 e 56), um grupo menos representativo de direcção NE-SW com movimentação normal (estação 64), falhas de direcção WNW-ESE a NW-SE com movimentação oblíqua direita normal (estações 55 e 68) e estruturas de direcção NNW-SSE com movimentação oblíqua esquerda

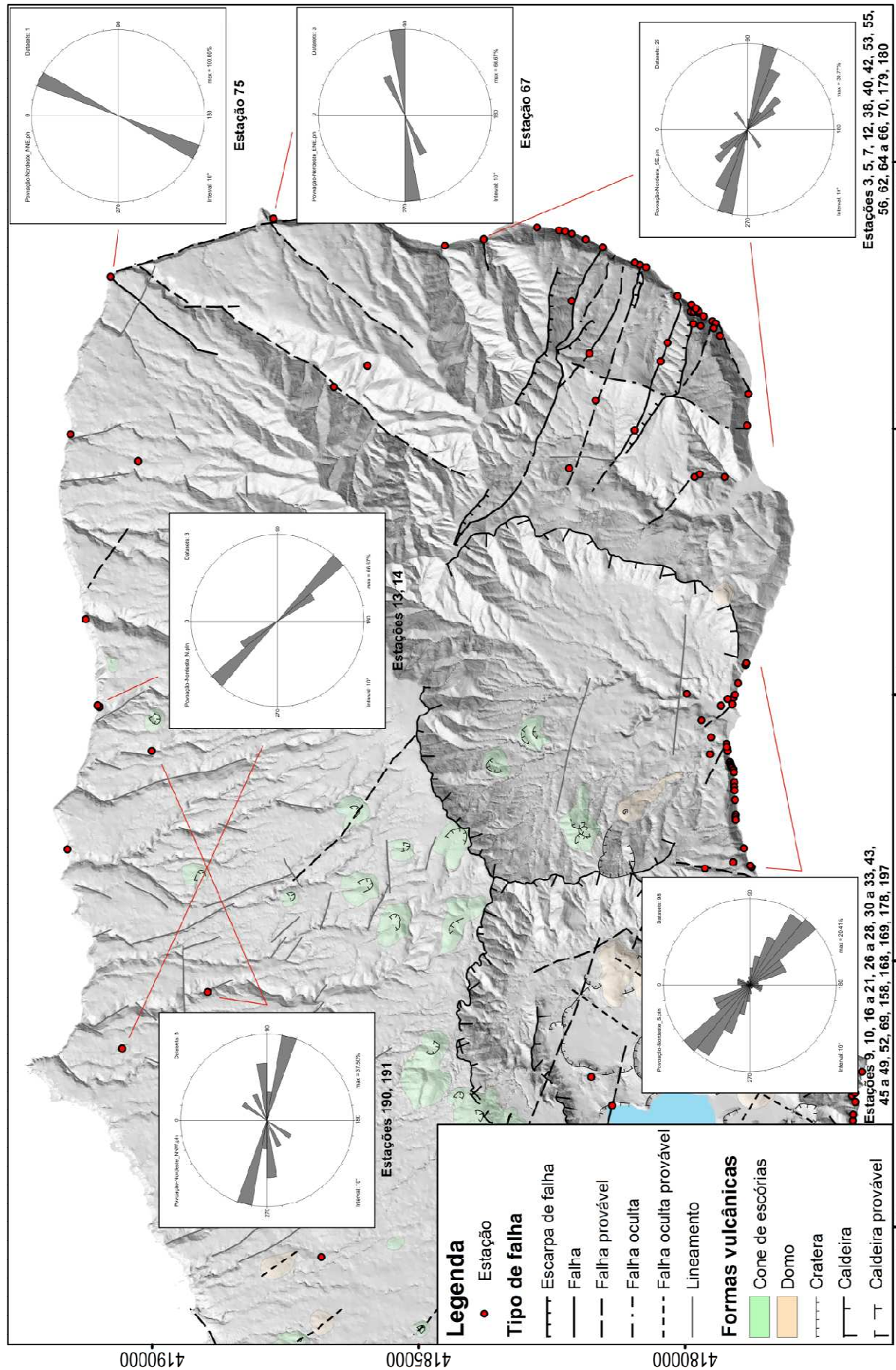


Figura 9.12 – Variação espacial das direcções estruturais obtidas nas diferentes estações da região Povoação-Nordeste, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha, e sua relação com as falhas cartografadas. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

normal (estações 32 e 48). Cada uma destas famílias é constituída por dois conjuntos de falhas com inclinações fortes (50-85°) em sentidos opostos. Importa referir, ainda, a presença de falhas com orientação em torno de E-W no flanco N (estações 190 e 191; Fig. 9.12).

9.2.2.1 – Estações 190 e 191

Para além das falhas estudadas por Carmo (2004), foi possível observar algumas estruturas tectónicas com orientações em torno de E-W e NE-SW nas margens dos vales das ribeiras do Folhado (Santana; estação 190) e da Salga (estação 191), aquando a abertura das novas estradas SCUT, que atravessam todo o flanco N do Sistema Vulcânico do Nordeste (Fig. 9.13). Os depósitos expostos têm posicionamento estratigráfico incerto, sendo provavelmente provenientes dos maciços vulcânicos do Nordeste e da Povoação, ou até mesmo do Vulcão das Furnas, e consistem numa alternância de derrames lávicos de natureza basáltica (*s.l.*) com níveis muito alterados, constituídos essencialmente por níveis de cinzas de natureza traquítica (*s.l.*) (Fig. 9.14).

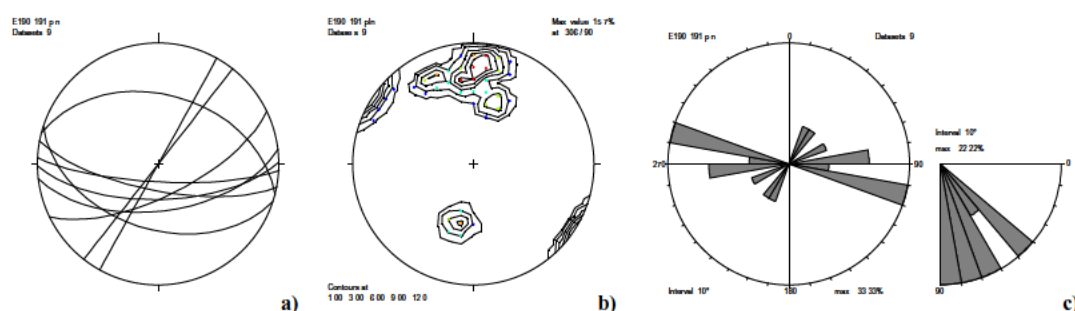


Figura 9.13 – Análise geométrica das falhas observadas nas estações 190 e 191: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).



Figura 9.14 – Aspecto geral dos depósitos expostos na estação 190: níveis de cinzas traquíticas com algum *lapilli* pomítico, que encimam um derrame lávico basáltico, deslocados por falhas. A escala mede 22 cm.

Na estação 190, quatro dos acidentes com orientação E-W e com inclinações a variar entre 45 e 80° para S, apresentam planos estriados, cujas atitudes indicam cinemática normal e movimentação oblíqua normal direita (Tabela 9.4; Fig. 9.15).

Tabela 9.4 – Medições efectuadas nas falhas da estação 190, em Santana.

Coordenadas		Falha	Atitude da falha	Atitude da estria	Cinemática
M	P				
653948	4190002	Santana 6	288°, 45°SSW	45°, 198°	Normal
		Santana 7	263°, 58°S	56°, 196°	Normal direita
		Santana 8	269°, 66°S	56°, 226°	Normal direita
		Santana 9	273°, 78°S	62°, 251°	Normal direita

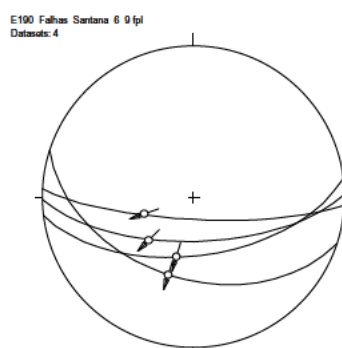


Figura 9.15 – Projeção estereográfica dos planos das falhas Santana 6 a 9 e respectivas estrias, medidos na estação 190 (hemisfério inferior da rede de Schmidt). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

9.3 – FILÕES

A região em causa é cortada por uma densa rede filoniana de natureza basáltica e traquítica (*s.l.*), expostos nas arribas litorais e em taludes de estrada, tendo-se determinado a atitude de 132 filões. Em geral, apresentam direcção dominante WNW-ESE a NW-SE, com inclinações acentuadas a subverticais (60-90°) (Fig. 9.16).

No maciço vulcânico do Nordeste a distribuição espacial das atitudes dos filões mostra que estes se dispõem radialmente em torno do edifício vulcânico: no Faial da Terra as direcções dominantes são NNW-SSE (estações 7, 8, 11 e 12), passando a WNW-ESE ou NW-SE em Água Retorta (estações 38 a 40, 42, 53 a 55, 61, 63 e 64), E-W no Lombo Gordo e Ribeira do Guilherme (estações 66, 68 e 195), NE-SW a NNE-SSW no Nordeste (estações 74, 196 e 216), N-S no Nordestinho (estação 73) e NW-SE na Achada e Algarvia (estações 15 e 72) (Fig. 9.17).

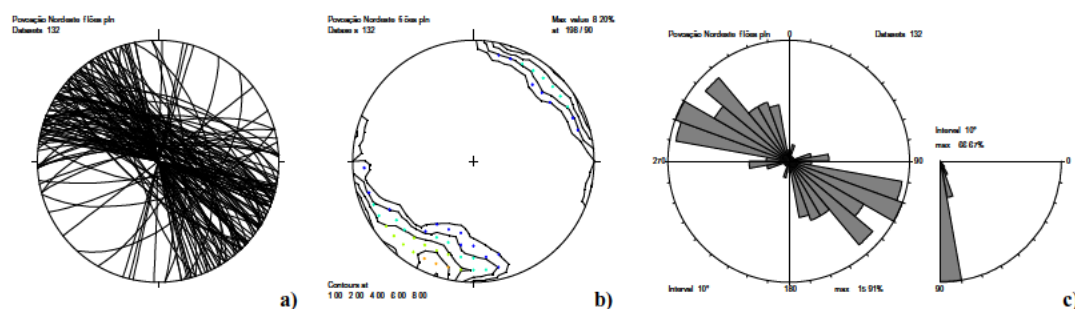


Figura 9.16 – Análise geométrica da totalidade dos filões observados nas diferentes estações dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos filões (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos filões e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

No Vulcão da Povoação, a direcção principal é NW-SE (estações 25, 26, 29, 30, 33, 50, 51 e 158) (Fig. 9.17). O paralelismo entre as atitudes das falhas dominantes e dos filões mostra que a sua instalação seja controlada pelo sistema de falhas regional, isto é, geradas pelo campo de tensões regional. Menos frequentemente observam-se filões com direcção NNW-SSE (estações 17 e 18) e NE-SW (estação 31).

9.4 – DISCUSSÃO

9.4.1 – ANÁLISE GEOMÉTRICA

A região Povoação-Nordeste encontra-se recortada por falhas de direcção WNW-ESE a NW-SE, NNW-SSE, NE-SW (Carmo, 2004) e E-W. As mais frequentes têm direcção NW-SE (300-330°) a WNW-ESE (280-300°), compatíveis com a fracturação associada à zona de deformação do troço ocidental da fronteira de placas EU-NU. Apresentam inclinações fortes (60-90°) para SW e NE, estando materializadas no sector SE do Sistema Vulcânico do Nordeste pelas falhas de Água Retorta, do Vale Grande, do Cú de Judas e da Tronqueira, que formam o *Graben* de Água Retorta.

As menos abundantes apresentam direcções NNW-SSE (330-350°), NE-SW (30-60°) e E-W, com inclinações fortes para WSW e ENE, NW e SE, e N e S, respectivamente. Estas direcções estão marcadas geomorfologicamente por algumas arribas litorais e vales fluviais de traçado rectilíneo (*e.g.* arriba litoral rectilínea do Nordeste, NNW-SSE, e vale da Ribeira do Guilherme, NE-SW), sugerindo controlo tectónico daquelas formas.

9.4.2 – ANÁLISE CINEMÁTICA

A cinemática dos acidentes tectónicos cartografados foi deduzida do deslocamento de referências estratigráficas e morfológicas, e através da medição de estrias em planos de falha. Nas estruturas maiores, associadas a escarpas de falha, os valores de separação foram deduzidos do comando das escarpas. Os valores obtidos, de ordem métrica a hectométrica, podem, contudo, estar sobrestimados devido a incisão

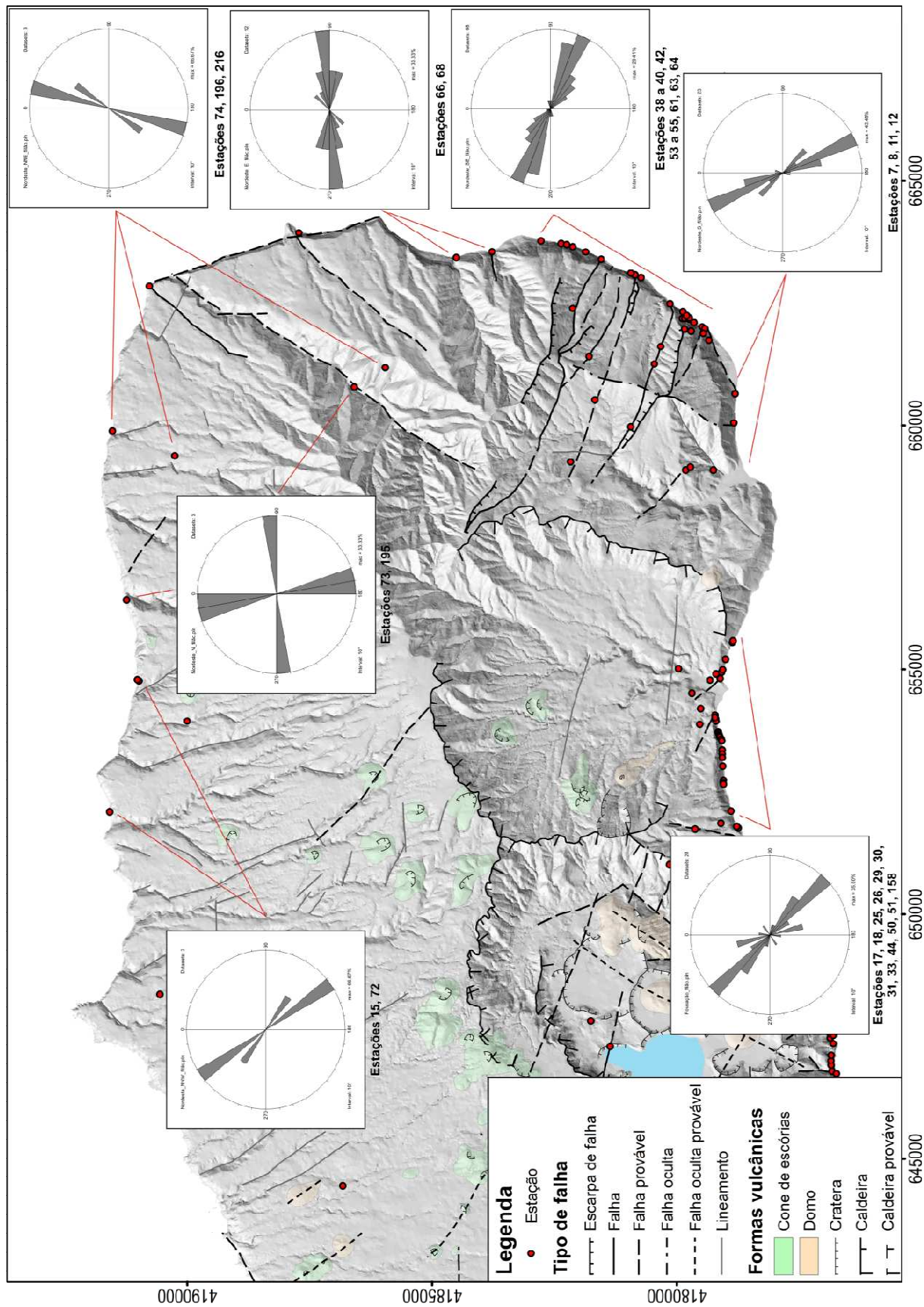


Figura 9.17 – Variação espacial das direcções dos flêdes observados nas diferentes estações dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste, através de histogramas circulares de frequências não ponderadas das direcções dos planos. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, folhas 29, 30, 33 e 34, Instituto Geográfico do Exército (2002 e 2003); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.

fluvial na base da escarpa ou subavaliados em resultado de deposição de materiais vulcânicos no bloco abatido. Nas estruturas menores, os deslocamentos são evidenciados pelo desnivelamento de superfícies estratigráficas e variam desde poucos centímetros a alguns metros. Contudo, em alguns casos, parte do valor da separação normal pode ser aparente e resultar da componente de desligamento ao deslocar estruturas inclinadas. A componente de desligamento é menos evidente. Não obstante, no flanco N a disposição *en échelon* de troços de linhas de água sugerem desligamento esquerdo em estruturas NNW-SSE e desligamento direito em acidentes NE-SW.

A informação resultante da observação de planos estriados não é muito abundante, devido ao facto de existirem poucos afloramentos dos planos de falha e à natureza desfavorável dos materiais afectados. Foi possível observar estrias quando os materiais deslocados (escoadas lávicas ou depósitos piroclásticos) apresentavam um grau de alteração significativo.

A análise cinemática mostra que a tectónica da região é caracterizada pela ocorrência de acidentes de direcção WNW-ESE a NW-SE e E-W com movimentação oblíqua direita normal (*e.g.* Falha do Vale Grande), estruturas de direcção NNW-SSE com movimentação oblíqua esquerda normal, falhas de direcção WNW-ESE a NW-SE com movimentação oblíqua esquerda normal (*e.g.* Falha de Água Retorta) e um grupo menos representativo de direcção NE-SW com movimentação normal com provável componente de desligamento direito associada, por analogia do observado no Vulcão das Furnas. Outro facto a salientar é o sentido de inclinação dos acidentes observados; cada uma destas famílias é constituída por dois conjuntos de falhas com inclinações fortes (60-90°) mergulhando em sentidos opostos (Carmo, 2004).

O facto de existirem quatro conjuntos de falhas com movimentação oblíqua, duas normais direitas inclinando em sentidos opostos e duas normais esquerdas também com dois sentidos de mergulho, é indicador de deformação tridimensional (Reches, 1983). As estruturas WNW-ESE a NW-SE direitas normais são conjugadas das falhas NNW-SSE esquerdas normais, e os acidentes WNW-ESE a NW-SE esquerdos normais são conjugados das falhas NE-SW normais com provável componente de desligamento direito (Fig. 9.18). Verifica-se, assim, a presença de duas populações de falhas incompatíveis com um só campo de tensões. As duas populações ocorrem conjuntamente, não parecendo haver qualquer correlação com um campo local associado a diferentes edifícios vulcânicos. Deste modo, esta situação implica a existência de dois campos de tensões distintos alternando no tempo (Carmo, 2004) (Figs. 9.19 e 9.20).

As estruturas WNW-ESE a NW-SE direitas normais conjugadas de estruturas NNW-SSE esquerdas normais são compatíveis com o campo de tensões actual determinado por Madeira e Ribeiro (1990), Madeira (1998), Lourenço *et al.* (1998) e Madeira e Brum da Silveira (2003) para o resto do arquipélago, ou seja, deformação tridimensional em regime transtensivo, com σ_1 horizontal orientada segundo NW-SE, σ_3 horizontal na direcção NE-SW e σ_2 vertical e igualmente compressivo (Fig. 9.19a). Após eventos sísmicos com componente

de desligamento dominante, dá-se uma permutação entre σ_1 e σ_2 (Fig. 9.19b) devido à queda de tensão segundo σ_1 , favorecendo a ocorrência de eventos sísmicos com componente normal dominante.

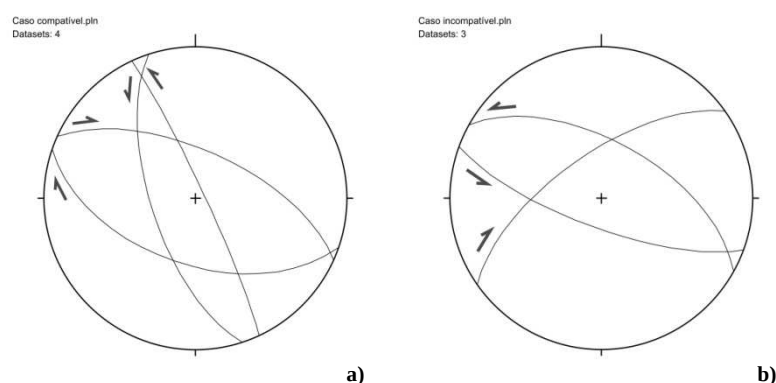


Figura 9.18 – Duas populações de falhas conjugadas incompatíveis com um único campo de tensões: a) estruturas WNW-ESE direitas normais conjugadas de estruturas NNW-SSE esquerdas normais; b) falhas WNW-ESE a NW-SE esquerdas normais conjugadas de falhas NE-SW normais com provável componente de desligamento direito (modificado de Carmo, 2004).

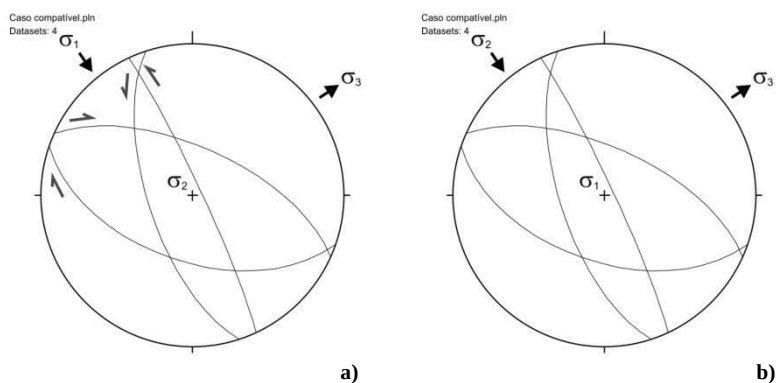


Figura 9.19 – Campo de tensões deduzido para o primeiro conjunto de falhas: a) desligamentos – σ_1 horizontal e NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 horizontal e NE-SW; b) falhas normais – σ_1 vertical, σ_2 horizontal, NW-SE, e σ_3 horizontal, NE-SW (modificado de Carmo, 2004).

As falhas WNW-ESE a NW-SE esquerdas normais conjugadas de falhas NE-SW normais direitas correspondem a uma situação distinta da determinada para a região dos Açores, implicando um campo de tensões diferente, com σ_1 horizontal orientada E-W, σ_3 horizontal e N-S, e σ_2 vertical e igualmente compressiva, originando desligamentos (Fig. 9.20a). Após eventos de cedência no final de fases com componente de desligamento dominante, pode igualmente ocorrer permuta entre σ_1 e σ_2 devido à queda de tensão segundo σ_1 , favorecendo a ocorrência de eventos sísmicos predominantemente normais (Carmo, 2004) (Fig. 9.20b). Este segundo campo de tensões deverá alternar no tempo com o campo de tensões com compressão NW-SE, podendo reactivar acidentes pré-existent com orientação favorável e gerar novos acidentes. Assim, as falhas WNW-ESE a NW-SE direitas normais passam a jogar como esquerdas normais sob o efeito de um campo com σ_1 E-W, gerando-se falhas NE-SW direitas normais como conjugadas (Carmo, 2004).

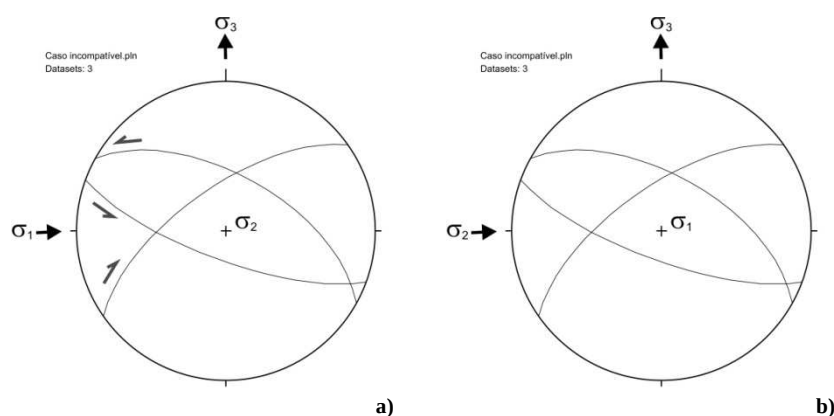


Figura 9.20 – Campo de tensões deduzido para o segundo conjunto de falhas: a) desligamentos – σ_1 horizontal e orientada E-W, σ_2 vertical e σ_3 horizontal segundo a direcção N-S; b) falhas normais – σ_1 vertical, σ_2 horizontal e E-W, e σ_3 horizontal, N-S (modificado de Carmo, 2004).

9.4.3 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

A densa cobertura de vegetação e a presença de linhas de água na base das escarpas de falha impossibilitaram a abertura de trincheiras, bem como a estimativa de valores para a separação normal acumulada. Também a dimensão das arribas litorais, onde as falhas afloram, limitaram o estudo paleossismológico, devido à inacessibilidade ou às más condições de afloramento das porções mais altas das arribas, onde afloram os depósitos vulcânicos mais recentes e com estratigrafia melhor constrangida. Os valores de comando das escarpas de falha e a preservação de estrias permitiram, em alguns casos, estimar o deslocamento acumulado, não só da componente normal, mas também da componente de desligamento e do deslocamento total (*net slip*). As taxas de deslizamento obtidas (Tabela 9.5) são baixas, podendo estar subestimadas devido à elevada idade do marcador utilizada, 4.01 Ma, que corresponde à datação mais antiga disponível para o Sistema Vulcânico do Nordeste.

9.4.4 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

Ponderando rotura total rotura total num único evento ao longo do comprimento máximo observável das estruturas tectónicas que constituem esta importante estrutura distensiva, estima-se uma magnitude de momento de 6.0 para a Falha da Tronqueira e de 5.7 para a Falha de Água Retorta (Tabela 9.6). Se considerarmos que esta última se prolonga para NW através da falha provável dos Graminhais, a magnitude aumenta para 6.4. Ressalva-se o facto daqueles valores poderem estar subestimados por não se conhecer o comprimento total das falhas que, certamente, se prolongam para SE na região imersa. As magnitudes obtidas através da área de rotura, considerando 14 km para a espessura da crosta sismogénica, são da mesma ordem de grandeza. No entanto, se assumirmos a profundidade focal obtida por Silva (2011) e Silva *et al.* (2012) para a zona sismogénica do Fogo-Congro, então as magnitudes descem para 5.5-6.1 e 5.8, respectivamente.

Tabela 9.5 – Taxas de deslizamento para as falhas dos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste.

Falha	Cinemática	Atitude (média)	Separação (m)		Idade do marcador (mil anos BP)	Taxa de deslizamento (mm/ano)		
			Normal	Desligamento		Normal	Desligamento	Total
Água Retorta	NE	290,60NE	144	83	4010	0.036	0.02	0.04
Vale Grande	ND	282,64NE	20	41	4010	0.005	0.01	0.011
Cú de Judas	N	301,70SW	441	-	4010	0.11	-	-
Tronqueira		300,65SW						

N – normal; E – esquerda; D – direita

Tabela 9.6 – Magnitude do sismo máximo provável, estimada a partir do comprimento (SRL) e da área de rotura (RA).

Falha	SRL	M_w	RA*	M_w^*	RA**	M_w^{**}
	(km)	($\pm 0.24-0.28$)	(km ²)	($\pm 0.24-0.28$)	(km ²)	($\pm 0.24-0.28$)
Água Retorta	3.2-13.4?	5.7-6.4?	50-207?	5.7-6.3?	28-118	5.5-6.1
Tronqueira + Cú de Judas	6.7	6.0	103	6.0	59	5.8

$M_w/SRL - M_w = 5.08 + 1.16 \log(SRL)$; $M_w/RA - M_w = 4.07 + 0.98 \log(AR)$; $M_w/MD - M_w = 6.69 + 0.74 \log(MD)$; de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

9.4.5 – GRAU DE ACTIVIDADE

Considerando as taxas de deslizamento, as falhas principais da região Povoação-Nordeste enquadram-se na classe C da classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), isto é, dos acidentes com baixa actividade (Tabela 9.7). No entanto, a expressão geomórfica das estruturas constituintes do *Graben* de Água Retorta sugere que o grau de actividade obtido através das taxas de deslizamento esteja subavaliado. Com efeito, o período de deformação pode ser mais curto que a idade das rochas mais antigas que se utilizou (4.01 Ma).

Tabela 9.7 – Grau de actividade das falhas da região Povoação-Nordeste com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Falha	Taxa de deslizamento	Matsuda
	(mm/ano)	
Água Retorta	0.04	C
Vale Grande	0.011	C
Tronqueira	0.11	B/C

10 – PALEOSSISMOLOGIA – AS FALHAS ALTIPRADO 1 E 2

Os estudos de paleossismologia com recurso à abertura de trincheiras foram aplicados a duas estruturas presentes na zona do Altiprado (Sistema Vulcânico Fissural do Congro), previamente seleccionadas através da análise do relevo por fotografia aérea e observação *in situ*.

10.1 – METODOLOGIA

A existência de bons acessos e a morfologia plana do terreno na zona do Altiprado facilitaram a acessibilidade de uma máquina retro-escavadora para abrir duas trincheiras orientadas perpendicularmente à direcção das falhas e cruzando as mesmas. Deste modo a escavação teve de começar ainda no bloco elevado. Após a abertura das trincheiras procedeu-se à sua limpeza, quer das paredes com um raspador, quer do fundo com uma enxada. Este procedimento facilitou a análise dos depósitos vulcânicos expostos, bem como os seus limites que foram marcados com o auxílio de pregos e fitas de sinalização. Efectuou-se o levantamento estratigráfico, do qual consta a descrição de todas as unidades presentes, bem como as tonalidades classificadas de acordo com a escala de cores de Munsell, e procedeu-se à amostragem de solos com restos vegetais e carvão para datações por radiocarbono (Anexo II). Seguidamente, preparou-se um referencial usando fio de algodão, pregos, martelo, fita métrica, bússola, fio de prumo, marcador e fitas de sinalização para realizar o levantamento geológico. O nivelamento e a verticalidade da linha de referência foram conseguidos com o auxílio de uma bússola, de um nível de bolha e de fio de prumo. Utilizando a fita métrica marcou-se a escala pretendida, diferenciando as unidades métricas a vermelho e as unidades centimétricas, de 10 em 10 cm, a preto. A cada 10 cm efectuou-se uma leitura, medindo-se as distâncias dos vários limites geológicos relativamente ao referencial e transpôs-se para o papel milimétrico na escala 1:20.

10.2 – FALHA ALTIPRADO 1

Como foi referido anteriormente, a Falha Altiprado 1 (FA1) apresenta expressão morfológica por escarpa de falha, com comando de cerca de 2 m, ao longo de aproximadamente 835 m. Actualmente este segmento está oculto por uma fiada de criptomérias. Para E e W o seu traçado torna-se mais incerto, mas a análise geomorfológica sugere que se prolonga para leste até próximo da caldeira do Vulcão das Furnas onde um cone de escórias parece estar truncado pela mesma, conferindo-lhe deste modo um comprimento de 5503 m. A escarpa virada a S apresenta direcção média de 87°, indicando importante componente de movimentação normal com abatimento para S. Na zona do Pau Queimado, um troço de linha de água aparenta estar desviado em desligamento direito (Fig. 7.3). Dado não existirem afloramentos onde fosse possível observar o plano de falha, foi aberta uma trincheira (trincheira “Altiprado Sul – TR1”; estação 184) aproximadamente

perpendicular à escarpa, com a direcção de 350°, 17.5 m de comprimento e 1.3 m de largura (Figs. 10.1 e 10.2). O local escolhido recaiu num intervalo na fiada de criptomérias, a fim de evitar o abate de árvores.



Figura 10.1 – Localização da trincheira “Altuprado Sul – TR1” (estação 184) na FA1. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 33, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.



Figura 10.2 – Vista geral da trincheira “Altuprado Sul – TR1” observada de S. A escada tem 4 m.

Para o levantamento geológico escolheu-se a parede leste da trincheira onde o corte se encontrava em melhores condições para perceber a geometria e a estratigrafia expostas; no entanto, devido ao facto de em algumas das unidades ocorrer variação lateral de fácies para o extremo N, as observações foram complementadas com as características expostas nesse sector. A sequência estratigráfica exposta na trincheira é composta por 6 depósitos de queda de natureza traquítica (*s.l.*), separados por paleossolos, produzidos no decurso de erupções centradas nos vulcões do Fogo e das Furnas (Fig. 10.3). Estes depósitos estão todos deslocados pela FA1 (Fig. 10.4). Da base para o topo, as unidades estratigráficas são constituídas por:

- Unidade 1 – composta por um paleossolo que contém fragmentos líticos de cor cinzenta escura numa matriz argilosa de tom castanho azeitonado (cor Munsell 2.5Y 4/3 – *olive brown*), rica em cristais de feldspato. A espessura máxima observada é de 27 cm. Correlacionando este paleossolo com outros observados em afloramentos próximos verifica-se que corresponde ao paleossolo do depósito Fogo A (4520±90 anos BP; Wallenstein, 1999).
- Unidade 2 – corresponde a um depósito de queda de natureza traquítica (*s.l.*) constituído por níveis alternados de cinzas e de *lapilli* pomítico fino, iniciando-se por um nível com 40 cm de cinzas de cor castanha azeitonada clara (cor Munsell 2.5Y 5/4 – *light olive brown*), passando a níveis finos, com cerca de 2 a 4 cm de espessura, de cinzas e de *lapilli* fino, com pedra pomes de cor amarelada e fragmentos líticos de dimensão milimétrica, verificando-se que a granulometria dos últimos níveis aumenta sensivelmente para o topo. A espessura máxima observada é de 1 m. As correlações estratigráficas estabelecidas com afloramentos vizinhos sugerem tratar-se do depósito Fogo C (menos de 3240±90 anos BP – idade da unidade Fogo B; Shotton *et al.*, 1970).
- Unidade 3 – composta por um depósito de cinzas com algum *lapilli* pomítico, com espessura de 75 cm, podendo definir-se vários níveis. Os 25 cm inferiores (3a) apresentam algum *lapilli* na base incluídos numa matriz argilosa de cor castanha forte (cor Munsell 7.5YR 5/6 – *strong brown*). Segue-se um nível (3b), com cerca de 20 cm de espessura, de *lapilli* de pedra pomes amarela alaranjada e líticos máficos numa matriz argilosa, podendo corresponder a um pequeno fluxo piroclástico. O topo (restantes 30 cm, nível 3c) é constituído por um nível de cinzas argilificadas de cor castanha (cor Munsell 10YR 4/3 – *brown*) sem *lapilli* pomítico. As características estratigráficas apontam para que seja o depósito Fogo D. No extremo N da trincheira, no bloco elevado, a unidade 3 está truncada por vários barrancos (paleocanais) dispostos paralela e perpendicularmente à direcção da trincheira, com profundidades variáveis entre 60 cm e 1 m.
- Unidade 4 – caracterizada por um nível de cinzas com 13 cm de espessura, alterado para paleossolo com cor cinzenta muito escura (cor Munsell 5YR 3/1 – *very dark grey*), apresentando finas concentrações de óxidos vermelhos no topo e na base. Observações noutras locais indicam que corresponde ao depósito Furnas C (≈1900 anos BP; Guest *et al.*, 1994). A unidade 4 encontra-se presente no fundo do paleocanal mais profundo, localizado no topo N, pelo que a deposição desta unidade deu-se após o episódio erosivo. O paleossolo foi datado por radiocarbono (amostra TR1-1) que forneceu uma idade máxima de soterramento de 410±30 anos BP (1440-1500 cal AD e 1600-1610 cal AD).

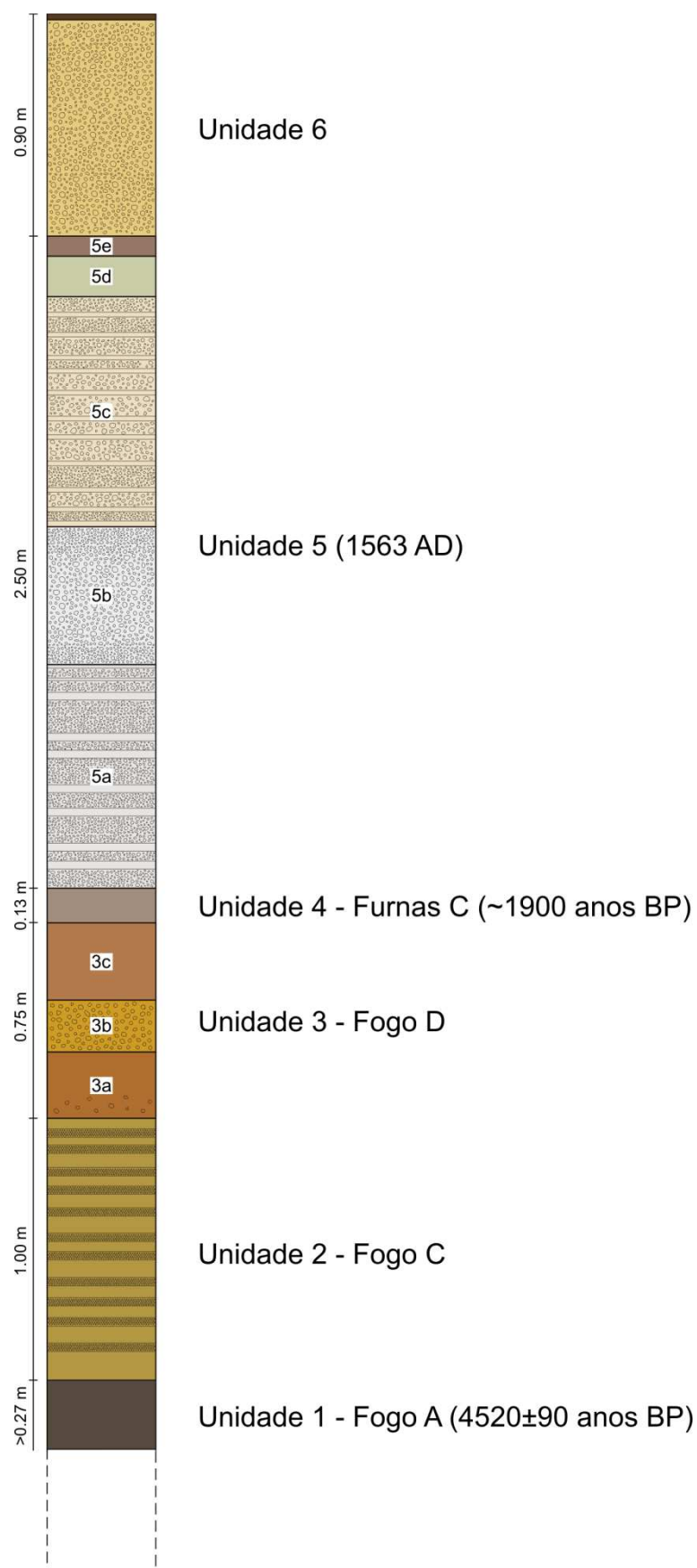


Figura 10.3 – Coluna litostratigráfica da sequência exposta na trincheira “Altirado Sul – TR1” e que está afectada pela FA1. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.

- Depósito C1 – depósito pouco coeso, constituído por cinzas de cor castanha e com alguns clastos de pedra pomes de cor amarela alaranjada provenientes das unidades 3 e 4 (Fig. 10.4). A geometria em cunha, diminuindo de espessura para sul, indica tratar-se de uma coluvião relacionada com a escarpa de falha.
- Unidade 5 – constituída por um depósito de queda de natureza traquítica (s.l.) estratificado, com cerca de 2.5 m de espessura, onde se podem diferenciar, da base para o topo, 5 níveis. Na base, nível 5a, ocorre uma sequência estratificada com cerca de 86 cm de espessura, composta por uma alternância de níveis de *lapilli* pomítico com espessura variável entre 5 e 25 cm, e de níveis de cinzas de cor cinzenta azeitonada (cor Munsell 5Y 5/2 – *olive grey*), com 3 cm de espessura média. Os níveis de *lapilli* são constituídos por uma mistura de *lapilli* de dimensão média a fina, em que a dimensão dos clastos da fracção média varia entre 2 e 4 cm, e a dimensão fina varia entre 1 e 5 mm; adicionalmente contêm líticos máficos de dimensão idêntica à do *lapilli* fino, que perfazem 5% a 10% do depósito. A pedra pomes apresenta-se fresca, de cor branca quando seca ou cinzenta muito clara quando húmida, angulosa e com fractura de arrefecimento, com vesículas muito finas e apresentando ocasionalmente bandas mais escuras (cinzentas). No topo N da trincheira este nível reduz a espessura para 70 cm e torna-se mais grosseiro, com níveis mais espessos de *lapilli* de queda, em que os clastos de pedra pomes têm 4 cm de diâmetro e apresentam, ocasionalmente, textura fibrosa. O nível 5b apresenta 53 cm de espessura e é composto por *lapilli* pomítico de queda, com gradação inversa na base e gradação normal no topo. A pedra pomes apresenta granulometria em torno de 1 a 5 cm, ocorrendo ocasionalmente clastos com dimensões que atingem até 7 cm no nível mais grosseiro. Na base e no topo predominam granulometrias de 1 a 5 mm. A pedra pomes tem alguns cristais de sanidina que, embora pouco abundantes, ocorrem, também, soltos na fracção mais fina. Ocasionalmente ocorrem clastos de pedra pomes bandada. A proporção de líticos ronda os 15% do depósito. No extremo N, este nível apenas apresenta gradação inversa, sendo mais grosseiro com clastos de pedra pomes com dimensões que podem chegar aos 6 cm. Com cerca de 88 cm de espessura, o nível 5c corresponde a uma alternância de níveis de queda, com espessuras da ordem dos 3 a 14 cm, de cinzas e areias com *lapilli* pomítico, cuja granulometria aumenta ligeiramente até ao meio do depósito. Os leitos de pedra pomes são constituídos por *lapilli* de dimensão variável entre 1 e 3 cm, podendo conter, no entanto, blocos com 10 a 19 cm. Os líticos, essencialmente clastos de basalto de cor cinzenta muito escura, constituem cerca de 5% do nível. No topo N apresenta dois níveis de cinzas na base, passando para o topo a um depósito de queda sem estratificação. Os líticos, predominantemente finos mas podendo ter 2 cm, tornam-se mais abundantes, constituindo 15% a 20% do depósito. O nível 5d apenas tem 15 cm de espessura máxima preservada e compreende um nível de queda de cinzas muito finas de cor cinzenta azeitonada (cor Munsell 5Y 5/2 – *olive grey*). Entre os níveis 5c e 5d ocorre localmente um depósito de escorrência superficial, cuja espessura pode atingir 14 cm, que poderá representar um episódio de chuva intensa entre os dois depósitos vulcânicos. O nível 5e consiste num paleossolo de cor cinzenta muito escura (cor Munsell 7.5YR 3/1 – *very dark grey*) formado sobre uma superfície erosiva nos níveis subjacentes; apresenta espessura máxima de 8 cm e contém frequentes fragmentos de carvão na base. A datação de radiocarbono (amostra TR1-2) indicou idade para o solo de 160±30 anos BP (1660-1710 cal AD, 1710-1880 cal AD e 1910-1950 cal AD). Esta unidade encontra-se a

preencher as depressões que truncam a unidade 3. A estrutura interna do depósito e a sua posição estratigráfica, bem como a correlação com afloramentos vizinhos indicam tratar-se do depósito da erupção histórica de 1563.

- Unidade 6 – composta por *lapilli* pomítico mal calibrado, com granulometria fina a média (0.5-3.0 cm) e apresenta 90 cm de espessura máxima no topo N da trincheira. Os clastos de pedra pomes são brancos, quando secos, a creme, quando húmidos, subangulosos a subrolados, de textura esponjosa e finamente vacuolar, e possuem fenocristais de sanidina. Apresenta líticos, essencialmente máficos, que constituem 5% a 10% do depósito e atingem dimensões da ordem dos 1.5 cm ou, localmente, 2 cm. Os espaços entre os clastos estão parcialmente preenchidos por uma matriz mais fina, que inclui partículas da dimensão de cinzas e de *lapilli* fino, líticos e alguns cristais de sanidina. Os líticos são de basalto e obsidiana e constituem menos de 5% do total do depósito. Contém abundantes fragmentos de solo de cor variada que podem atingir dimensões da ordem dos 9 cm. As suas características sugerem tratar-se do depósito da unidade 5 remobilizado, pelo que os intraclastos de solo deverão provir do solo do depósito de 1563. Um desses intraclastos foi datado (amostra TR1-3), revelando uma idade de 107.5 ± 0.4 pMC (*percent modern carbon*), sendo esta muito recente e próxima do ano 1950 AD, período em que se iniciaram os testes nucleares (note-se que para a idade de 0 BP foi estabelecido o valor padrão de 100 pMC). Se o intraclasto corresponder a um fragmento remobilizado do paleossolo da unidade 5 pode significar que este permaneceu exposto até ao período em que se iniciaram os testes nucleares (1950 AD), pelo que a unidade 6 será muito recente. Por outro lado, esta datação pode resultar de contaminação de restos vegetais recentes. O topo está coberto pelo solo actual, pouco desenvolvido.

Para complementar o estudo paleossismológico procedeu-se à limpeza do fundo da trincheira. Este procedimento revelou a existência de várias fracturas com abertura na zona de falha, que ocasionaram espaços vazios ou preenchidos com material caído dos depósitos dos níveis superiores, e permitiu intersectar o plano de falha principal (FA1). Este é materializado pelo contacto entre as unidades 1 e 2 e por uma zona de esmagamento de material fino da unidade 1, com fracturas marcadas por zonas pouco compactas e com espaços vazios. Na caixa de falha observa-se, ainda, uma lâmina de material arrastado do nível 3b.

No que respeita a atitude dos planos de falha, obtiveram-se direcções em torno de WNW-ESE a E-W. Com efeito, mediram-se 287° no plano de falha exposto no fundo da trincheira e 274° no plano observado na parede leste, junto à unidade 5a (Fig. 10.5). O mergulho é de 65° para SSW. Para além da FA1 observaram-se ainda, um plano secundário antitético com direcção ENE-WSW (67° , 90°) no fundo da trincheira, e fracturas verticais na parede do topo N (no bloco elevado), algumas com movimentação. Uma destas, com direcção 351° e sem movimentação aparente, parece controlar o encaixe de um dos paleocanais que trunca as unidades 2 e 3. A segunda (293°) consiste num plano muito irregular e de orientação mais ambígua, aparentando ter 3.5 cm de separação vertical.

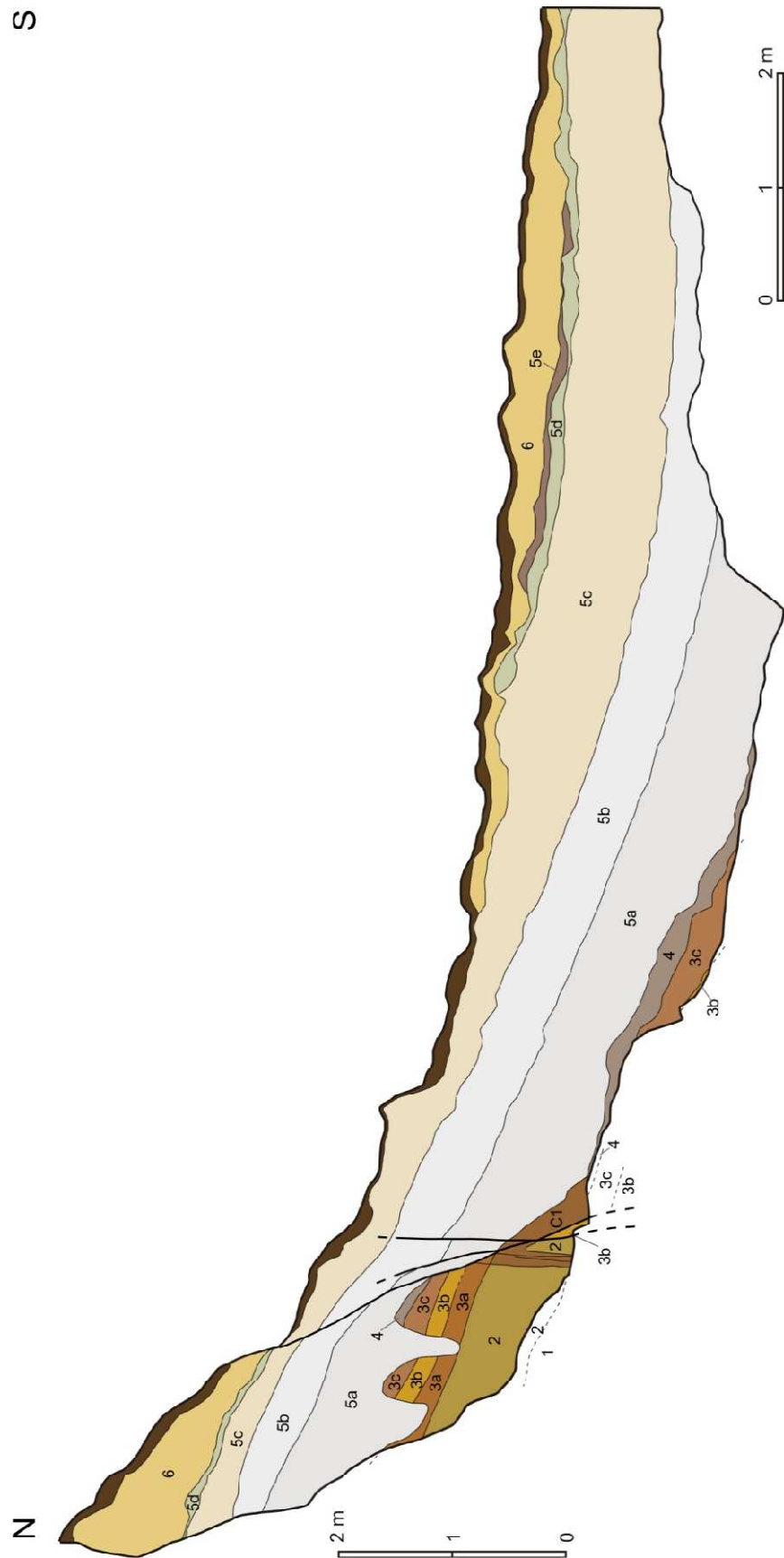


Figura 10.4 – Representação do levantamento da parede leste da trincheira “Altiprado Sul – TR1” efectuado na escala 1:20. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.

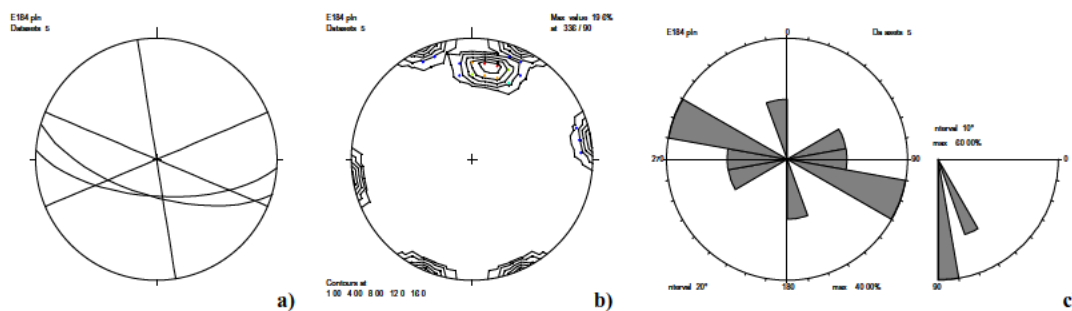


Figura 10.5 – Projecção estereográfica dos planos medidos na trincheira “Altiprado Sul – TR1”, observados na estação 184: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

A abertura da trincheira permitiu verificar que a FA1 afecta todos os níveis expostos e que a escarpa corresponde a uma face livre, sem solo, materializando a projecção da falha para a superfície (Fig. 10.4), indicando rotura recente. No que respeita ao deslocamento, foi medido 1.38 m de separação normal nas unidades inferiores (1 a 4) e 0.38 m nas unidades superiores (5 e 6), estando esta última distribuída por várias ramificações do plano de falha. A diferença nos valores de separação indica a ocorrência de pelo menos dois episódios de movimentação com rotura superficial (1 m + 0.38 m) que produziram separação normal acumulada de 1.38 m. Se se tomar como referência para a deformação a idade de 1900 anos BP (unidade 4), obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.73 mm/ano. Por outro lado, se considerarmos a idade do solo deslocado (410 ± 30 anos BP), a taxa de deslizamento é de 3.37 mm/ano. Ponderando o deslocamento mais recente (0.38 m) em 450 anos (unidade 5 – 1563 AD), a taxa de deslizamento é de 0.84 mm/ano.

10.3 – FALHA ALTIPRADO 2

A Falha Altiprado 2 (FA2) apresenta expressão morfológica marcada por uma escarpa quase imperceptível, com comando da ordem dos 40 cm, ao longo de 1690 m. Parece controlar tectonicamente o flanco S do Pico Moniz e, como se verá adiante, controlou a instalação de um paleocanal. Para leste o seu traçado torna-se incerto, mas a existência de alguns desvios no trajecto das linhas de água, bem como pequenos ressaltos que parecem ter sido cobertos por escoadas lávicas sugerem a sua continuidade. Apresenta direcção média de 87° com mergulho para S, indicando componente de movimentação normal com abatimento para S. De forma a comprovar a natureza tectónica da escarpa abriu-se uma primeira trincheira (“Altiprado Norte – TR2”) aproximadamente perpendicular (Fig. 10.6). No entanto, esta teve que ser abandonada em virtude do colapso das suas paredes e do seu consequente assoreamento provocados pela ocorrência de precipitação intensa no final do mês de Agosto de 2010, logo após a sua abertura. Por este motivo foi aberta uma nova trincheira (“Altiprado Norte – TR2a”), a cerca de 6 m a W da anterior, com direcção 1° e 28.6 m de comprimento por 1.9 m de largura, a qual foi analisada e interpretada (Figs. 10.6 e 10.7). Esta expõe praticamente a mesma sequência estratigráfica da trincheira “Altiprado Sul – TR1”, com excepção da unidade 1 que não foi atingida, duas falhas e um paleocanal de direcções aproximadas E-W (Fig. 10.8). O levantamento geológico

na parede W mostra que praticamente todas as unidades mantêm as suas características litológicas e estratigráficas, verificando-se apenas algumas variações nas espessuras expostas.

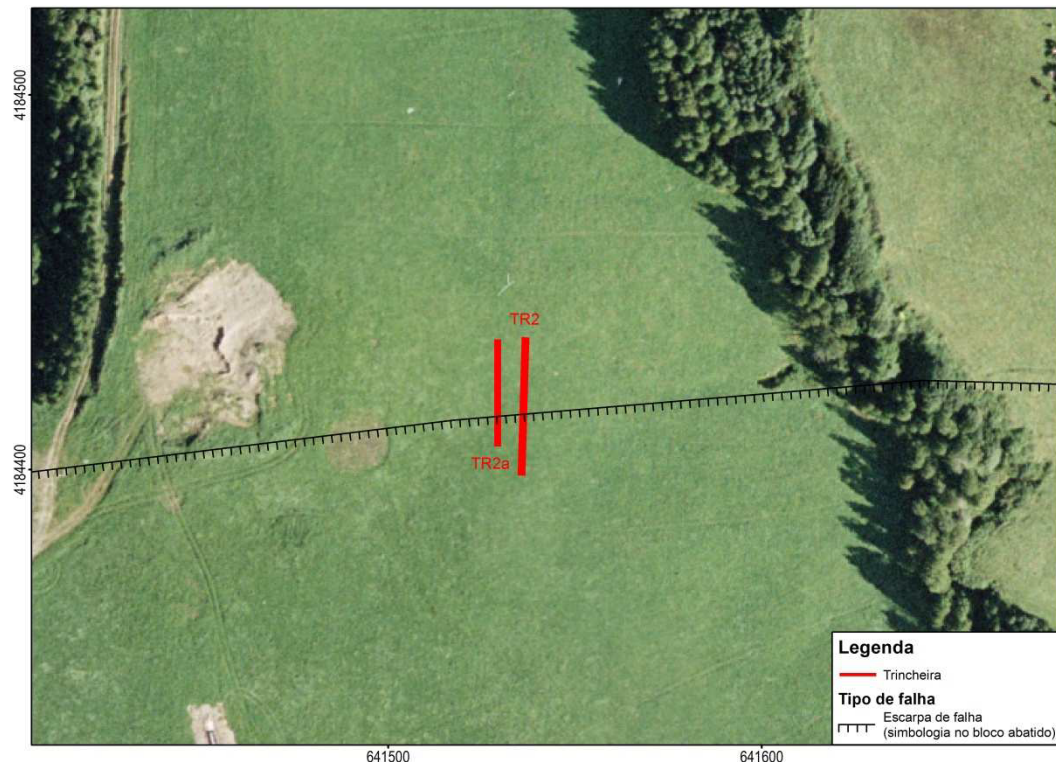


Figura 10.6 – Localização das trincheiras “Altiprado Norte – TR2” e “Altiprado Norte – TR2a” (estação 185) na FA2. Base: Carta Militar de Portugal, Açores, Folha 29, Instituto Geográfico do Exército (2002); Projecção UTM, Zona 26S; Datum WGS84.



Figura 10.7 – Vista geral da trincheira “Altiprado Norte – TR2a”, olhando para S.

A unidade 2 (Fogo C) apresenta espessura máxima observada de 92 cm. No que respeita à unidade 3 (Fogo D), o nível 3a exibe 37 cm de espessura máxima, o 3b 30 cm e o 3c 50 cm. No topo individualiza-se um nível descontínuo de cinzas alteradas de cor castanha (3d) que estava ausente na trincheira “Altiprado Sul – TR1”. A unidade 4 (Furnas C) tem espessura máxima observada de 20 cm, mas é muito irregular, correspondendo o topo a uma superfície erosiva, tal como já tinha sido verificado na trincheira “Altiprado Sul – TR1”. Contudo, aqui a unidade não está totalmente alterada para solo, verificando-se que o depósito é constituído por cinzas de natureza traquítica de cor cinzenta. Colheram-se alguns restos de carvão e troncos carbonizados no topo desta unidade (amostra TR2-7), cuja datação indicou idade de 340 ± 30 anos BP (1460-1640 cal AD). Entre os níveis 3d e 4 ocorre um depósito argiloso, contendo alguns clastos de pedra pomes de cor alaranjada, e com geometria em cunha, diminuindo de espessura para S, que pode corresponder a uma coluvião (C2), e cuja datação (amostra TR2-8), forneceu idade de 830 ± 30 anos BP (1160-1260 cal AD). Note-se que esta datação põe em causa a hipótese da unidade 4 corresponder realmente ao Furnas C, dado a sua idade ser de 1900 anos BP (Guest *et al.*, 1994). Na unidade 5 (1563 AD) verificam-se algumas diferenças de espessura em alguns dos níveis que a compõem. O nível 5a mantém-se constante e tem espessura máxima de 82 cm. Sensivelmente a meio do nível 5b, que apresenta 75 cm de espessura máxima e restos de carvão, surgem dois níveis mais proeminentes de *lapilli* pomítico fino com matriz de cinzas, com cerca de 2.0-2.5 cm de espessura. Com 84 cm de espessura máxima, o nível 5c é composto por um depósito de *lapilli* pomítico de queda, com estratificação incipiente, e com matriz de cinza, marcado pela presença de dois níveis de cinzas na base. O nível 5d não corresponde àquele observado na trincheira “Altiprado Sul – TR1”, sendo composto por um paleossolo de cor castanha avermelhada (cor Munsell 2.5YR 2.5/2 – *very dusky red*), muito rico em matéria orgânica, descontínuo e com espessura variável entre 5 a 20 cm, que cobre o fundo do paleocanal. Colheu-se uma amostra para datação (TR2-1) que revelou uma idade de 105.6 ± 0.4 pMC que corresponde à idade de soterramento pelo nível 6. A unidade 6 contém abundantes fragmentos de solo de cor variada e preenche o paleocanal, apresentando 2.4 m de espessura máxima observada no eixo daquela estrutura. O topo está ocupado pelo solo actual.

As falhas expostas (falhas Altiprado 2-1 e Altiprado 2-2) estão distanciadas uma da outra cerca de 3-4 m e cortam as unidades 2 a 5. Aparentemente, não afectam a totalidade desta última e apresentam várias ramificações e fracturas com abertura que provocaram espaços vazios ou que estão preenchidos por material alterado (Fig. 10.8). De modo a ajudar a percepção da sua geometria e observar em planta os planos de falha, removeu-se o material caído no fundo da trincheira.

A Falha Altiprado 2-1 (FA2-1) apresenta duas ramificações (FA2-1a e FA2-1b) que apenas afectam as unidades 2 e 3 (Fig. 10.8). As direcções medidas na parede e no fundo da trincheira variam entre 75° e 88° , com mergulhos elevados ($62-80^\circ$) para S (Fig. 10.9). No que respeita ao deslocamento, obtêm-se valores de separação normal diferentes nas unidades inferiores (2 e 3) e nas unidades superiores (4 e 5), estando

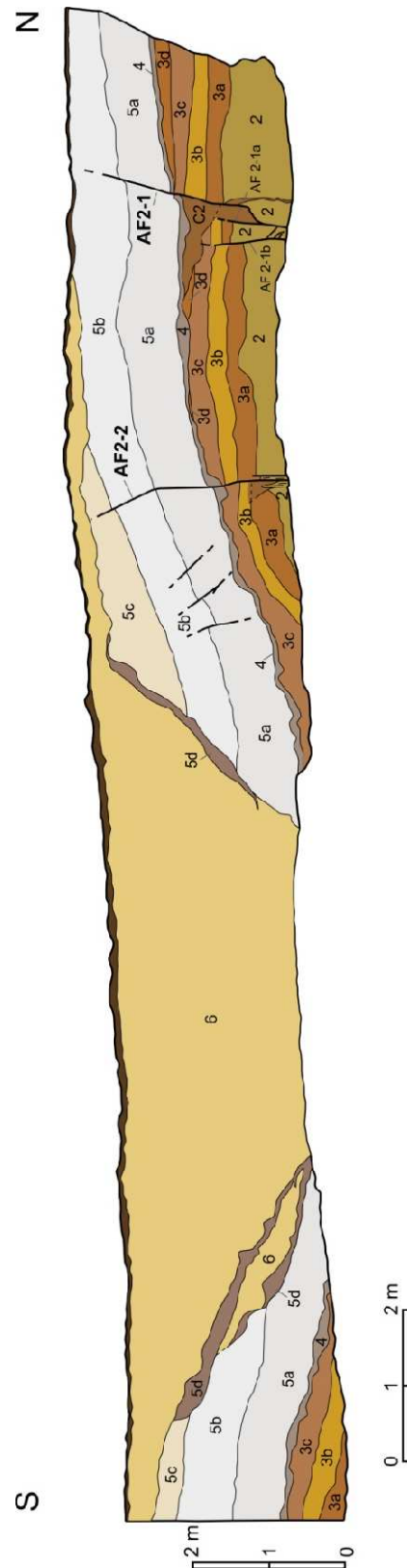


Figura 10.8 – Representação do levantamento da parede W da sanja “Altirado Norte – TR2a” efectuada na escala 1/20. A estratigrafia encontra-se descrita no texto.

distribuída pelas várias ramificações. Assim sendo, nas unidades 2 e 3 mediram-se 33 cm de separação total, enquanto que nas unidades 4 e 5 apenas se mediram 7 cm ao nível da FA2-1. Estas diferenças indicam a ocorrência de dois episódios de movimentação com rotura superficial que produziram separação normal acumulada de 33 cm (26 cm + 7 cm).

A direcção da Falha Altiprado 2-2 (FA2-2) varia entre 84° e 88°, com inclinação geral de 81-88°S (Fig. 10.9). No entanto, o plano é muito irregular, com variações frequentes no sentido de inclinação (com troços a mergulhar para N), e apresenta algumas ramificações que apenas afectam a unidade 2 e o nível 3a, com espaços abertos preenchidos com material alterado (Fig. 10.8). Nas unidades 2 e 3 o deslocamento é de cerca de 15 cm e nas unidades 4 e 5 mediram-se 4 cm de separação normal, revelando a ocorrência de dois episódios de movimentação que originaram separação normal acumulada de 15 cm (11 cm + 4 cm).

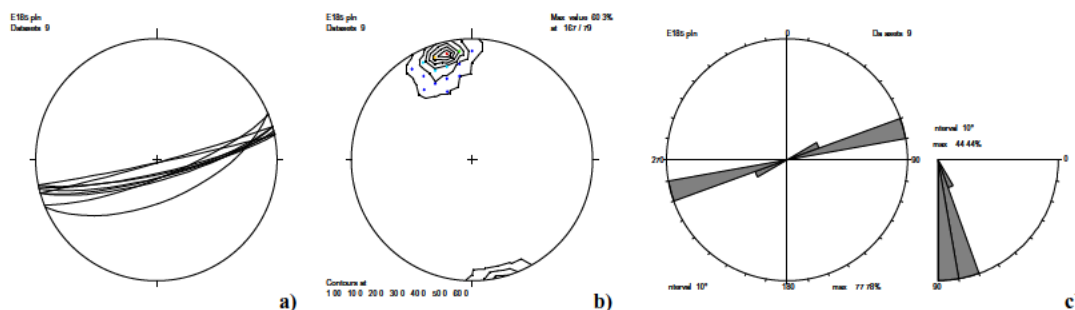


Figura 10.9 – Projecção estereográfica dos planos medidos na trincheira “Altiprado Norte – TR2a”, observados na estação 185: a) representação estereográfica no hemisfério inferior da rede de *Schmidt* (diagrama β); b) estereograma da densidade dos pólos dos planos de falha (diagrama π); c) histograma circular de frequências não ponderadas das direcções dos planos de falha e dos ângulos de inclinação. Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).

Verificam-se, assim, deslocamentos de 26 cm, 7 cm, 11 cm e 4 cm ao nível das falhas FA2-1 e FA2-2. Considerando que cada um daqueles deslocamentos corresponde a um único evento, então a FA2 foi responsável por quatro paleossismos. No entanto, dada a proximidade das falhas e o facto de ambas indicarem a ocorrência de dois episódios de movimentação, é plausível que as roturas tenham sido originadas pelos mesmos eventos, isto é, o primeiro originou 37 cm de separação normal (26 cm na FA2-1 + 11 cm na FA2-2) e o segundo produziu 11 cm de separação normal (7 cm na FA2-1 + 4 cm na FA2-2). Considerando uma separação acumulada de 48 cm nas duas ramificações em menos de 3240 ± 90 anos BP obtém-se uma taxa de deslizamento mínima de 0.15 mm/ano.

A separação das falhas está bem patente na parede W da trincheira, mas na parede leste quase passam despercebidas, sendo esta uma situação característica de falhas em desligamento. A irregularidade e verticalidade dos planos, com variações frequentes no sentido da inclinação, reduzida separação vertical e existência de várias ramificações indicam também forte componente de desligamento. No entanto, a ausência de estrias não permitiu confirmar esta hipótese.

Como já foi referido, sensivelmente a meio da trincheira encontra-se um paleocanal que trunca as unidades 2 a 5, que mergulham com maior ou menor inclinação em direcção ao eixo do paleocanal, e que está preenchido pela unidade 6. A inclinação das camadas sugere que aquela estrutura pode ter-se instalado e desenvolvido na vertical de uma escarpa de falha pré-existente, formada em roturas superficiais anteriores, aproveitando e degradando a depressão tectónica. A sua orientação, aproximadamente E-W, é um forte indício, dado que nesta região a rede hidrográfica tem orientação N-S.

10.4 – ANÁLISE PALEOSSISMOLÓGICA DAS FALHAS ALTIPRADO 1 E 2

Numa região vulcânica e sismicamente activa como a ilha de S. Miguel, os eventos vulcânicos são frequentemente precedidos e acompanhados de actividade sísmica importante passível de causar rotura em acidentes tectónicos. Deste modo, é fundamental entender a relação temporal entre a deposição de materiais vulcânicos e a movimentação tectónica, ou seja, perceber se esta última ocorreu anteriormente, durante ou posteriormente ao episódio eruptivo. Tendo em consideração o tipo de geometria exposta nas trincheiras, procurou-se comparar com os critérios estabelecidos por Villamor *et al.* (2011) para o *Rift* de Taupo (Nova Zelândia). Dada a proximidade das falhas FA1 e FA2 (FA2-1 e FA2-2) e o facto de afectaram a mesma sequência estratigráfica, é possível conjugar as duas histórias evolutivas e reconstituir um cenário geológico provável que considera a ocorrência de pelo menos 4 eventos sísmicos nos últimos 4500 anos com rotura superficial, relacionados com actividade tectónica e/ou eruptiva (Fig. 10.10):

- I. Deposição das unidades 1 (4520 ± 90 anos BP; Wallenstein, 1999) a 3 (menos de 3240 ± 90 anos BP);
- II. Rotura(s) superficial(ais) nas falhas FA2-1 e FA2-2, produzindo separações verticais de cerca de 26 e 11 cm, respectivamente;
- III. Episódio erosivo intenso do topo da unidade 3, com formação de paleocanais na zona da trincheira “Altiprado Sul – TR1”, orientados E-W e N-S; recuo da escarpa de falha FA2-1 com formação da coluvião C2, constituída por materiais da unidade 3, na zona da trincheira “Altiprado Norte – TR2a”;
- IV. Deposição da unidade 4 (≈ 1900 anos BP; Guest *et al.*, 1994) e formação de paleossolo (410 ± 30 anos BP; 1440 a 1500 cal AD);
- V. Rotura superficial na FA1 com separação vertical de aproximadamente 1 m;
- VI. Episódio erosivo provocando o recuo da escarpa da FA1 com formação da coluvião C1, constituída por materiais das unidades 3 e 4 e ocasionando localmente a redução de espessura da unidade 4;
- VII. Deposição da unidade 5 (1563 AD) e rotura(s) sin-eruptiva(s) sem expressão superficial e com separações verticais de cerca de 7 e 4 cm nas falhas FA2-1 e FA2-2, respectivamente;
- VIII. Episódio erosivo causando reduções significativas na espessura da unidade 5, removendo em alguns locais os níveis 5d e 5e, e instalação de um paleocanal na zona da trincheira “Altiprado Norte – TR2a”, truncando as unidades 2 a 5; desenvolvimento de paleossolo (160 ± 30 anos BP; 1660-1710 cal AD);

IX. Erosão e deposição da unidade 6, ambas provavelmente de origem antrópica, dado conter frequentes fragmentos de solo (se o enchimento fosse natural seria necessário um evento meteorológico muito severo e com energia suficiente para arrancar fragmentos de solo);

X. Rotura superficial na FA1 com separação vertical de cerca de 38 cm;

XI. Episódio erosivo que remobiliza a unidade 6 junto à escarpa de falha e pedogénese.

Como já foi referido anteriormente, o facto das unidades inferiores (1 a 4) apresentarem em ambas as trincheiras inclinação para S, sugere que estas estejam a cobrir uma paleotopografia relacionada com a existência prévia de escarpas de falha, formadas por eventos sísmicos com rotura superficial anteriores. A presença de linhas de água ou paleocanais orientados paralelamente às escarpas e perpendiculares à direcção geral da drenagem reforçam esta ideia.

Resumindo, no caso da FA1, a trincheira “Altiprado Sul – TR1” revelou a ocorrência de um evento posterior à formação do paleossolo da unidade 4 (410 ± 30 anos BP; 1440-1500 cal AD) e anterior à deposição da unidade 5 (1563 AD) com separação normal de 1 m, e um evento posterior à formação do solo da unidade 5 (160 ± 30 anos BP; 1660-1700 cal AD) e da deposição da unidade 6 com separação normal de 0.38 m. No caso da trincheira “Altiprado Norte – TR2a” existem duas hipóteses para a FA2. A primeira considera a ocorrência de quatro paleossismos, dois posteriores à deposição da unidade 3 (Fogo D – idade inferior a 3240 ± 90 anos BP) e anteriores à deposição da unidade 4 (Furnas C – 1900 anos BP) com separações de 26 cm na FA2-1 e 11 cm na FA2-2, e dois eventos provavelmente contemporâneos da erupção histórica de 1563 (unidade 5) ou posteriores a este evento, com separações de 7 cm na FA2-1 e 4 cm na FA2-2. Por outro lado, podem ter ocorrido apenas dois eventos, o primeiro no período compreendido entre 3240 e 1900 anos BP, produzindo uma separação normal acumulada de 37 cm nas falhas FA2-1 e FA2-2, e o segundo durante a erupção de 1563 ou posteriormente à mesma, com separação normal acumulada de 11 cm nas falhas FA2-1 e FA2-2.

Ressalva-se que, embora se descreva uma história evolutiva que considera cada um dos acidentes (FA1 e FA2) associados a dois eventos sísmicos, não se exclui a hipótese destas estruturas tectónicas terem actuado em simultâneo, devido à ocorrência de fenómenos de partição de deformação. Esta situação foi sugerida por Madeira (1998) devido à co-existência de falhas sub-paralelas com evidências de movimentação oblíqua, em desligamento e em falha normal na ilha do Faial. A deformação oblíqua transtensiva, no caso dos Açores, na parte inferior da litosfera pode ser acomodada superficialmente por movimentação tangencial e normal em acidentes tectónicos distintos sub-paralelos. Com efeito, as falhas FA1 e FA2 são sub-paralelas e situam-se relativamente próximas uma da outra. O facto da escarpa da FA1 ser bem mais evidente morfológicamente poderá indicar que esta absorve predominantemente a componente de movimentação normal, enquanto que as falhas FA2-1 e FA2-2 poderão acomodar a componente de desligamento, dado apresentarem planos

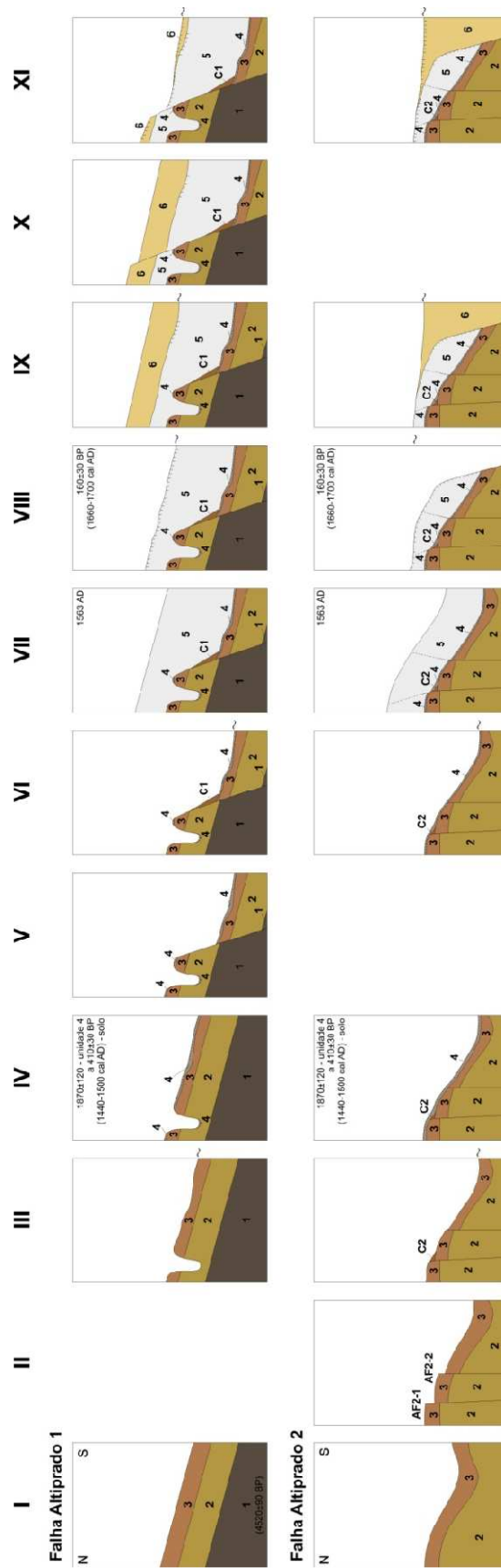


Figura 10.10 – Esquema simplificado da evolução tectono-estratigráfica das falhas Altiprado 1 e Altiprado 2. Descrição no texto.

aproximadamente verticais e irregulares, com variações frequentes no sentido de mergulho, e separações verticais pequenas apenas visíveis numa das paredes da trincheira “Altiprado Norte – TR2a”.

10.5 – DISCUSSÃO

Os estudos de paleossismologia nas falhas Altiprado 1 e 2, complementados por marcadores estratigráficos de idade conhecida, permitiram confirmar a sua natureza tectónica, revelando duas falhas normais de direcção E-W, com possível componente de desligamento associado, a cortar depósitos vulcânicos com idades inferiores a 4500 anos (Fogo A). Possibilitaram ainda estimar taxas de deslizamento e tecer algumas considerações quanto a deslocamentos por evento, períodos de retorno e avaliação do potencial sismogénico.

10.5.1 – TAXAS DE DESLIZAMENTO

Tal como referido anteriormente, apenas foi possível determinar a componente de movimentação normal nas falhas do Altiprado, pelo que as taxas de deslizamento referem-se unicamente a esta (Tabela 10.1).

As taxas de deslizamento obtidas para a FA1 variam entre 0.73 e 3.37 mm/ano. No entanto, deve salientar-se que a taxa de deslizamento mais elevada (3.37 mm/ano) pode estar sobreavaliada. Com efeito, esta foi estimada com base num marcador estratigráfico muito recente (410 anos), podendo não ser representativa da taxa média de movimentação. Como se verá adiante, aquele deslocamento ocorreu na sequência de um sismo de magnitude elevada. Se se considerar a idade do nível de referência mais antigo afectado (Furnas C; ≈ 1900 anos BP), a taxa de deslizamento é de 0.73 mm/ano. O deslocamento mais recente (0.38 m em 1563 AD) aponta para uma taxa de deslizamento da mesma ordem de grandeza daquele (0.84 mm/ano).

Tabela 10.1 – Taxas de deslizamento para as falhas do Altiprado.

Falha	Cinemática	Atitude (média)	Separação (m)	Idade do marcador (mil anos BP)	Taxa de deslizamento (mm/ano)
Altiprado 1	N	87,65S		1.9	0.73
			1.38	0.41	3.37
			0.38	0.45	0.84
Altiprado 2	N	75-89,62-88S	0.48	<3.2	>0.15

N - normal

Quanto à Falha Altiprado 2, a taxa de deslizamento (>0.15 mm/ano) é um pouco ambígua, pois desconhece-se a idade da primeira movimentação. Um dado adquirido é que ocorre após a deposição da unidade 3 (Fogo D) que, por sua vez apenas se sabe que é mais recente que o Fogo B, datado de 3240 ± 90 anos BP.

10.5.2 – DESLOCAMENTOS POR EVENTO SÍSMICO

As trincheiras “Altiprado Sul – TR1” e “Altiprado Norte – TR2a” permitiram reconhecer vários episódios de rotura superficial nas falhas do Altiprado, alguns resultantes de movimentações súbitas e atribuíveis a um único evento, outras apontando para deslocamentos acumulados em múltiplos episódios de movimentação. Atendendo a que o povoamento na ilha de S. Miguel se iniciou em 1439-43, e tendo em conta que o solo da unidade 4 (1440-1500 AD) está deslocado pelo primeiro evento sísmico da FA1, verifica-se que a maior parte dos deslocamentos ocorreram no período histórico.

O Sistema Vulcânico Fissural do Congro, nomeadamente a zona sismogénica do Fogo-Congro, apresenta sismicidade frequente, geralmente sob a forma de crises sísmicas com eventos de magnitude baixa a moderada. No entanto, há também registo de sismos de magnitude mais elevada, tais como o sismo histórico de 1522 que provocou vasta destruição e cerca de 5000 mortos. Deste modo, pesquisaram-se várias fontes bibliográficas (documentos históricos, artigos de jornais e catálogos sísmicos) de modo a determinar os sismos mais relevantes com epicentro provável localizado na área central da ilha de S. Miguel e passíveis de provocar rotura superficial. Em seguida referem-se os candidatos possíveis para os eventos identificados, descrevendo e discutindo os principais aspectos relacionados com os mesmos.

10.5.2.1 – Deslocamento 1 – FA2

De acordo com a evolução geológica proposta, o primeiro episódio de movimentação está relacionado com a FA2. Não é possível discriminar quantos paleossismos ocorreram; apenas se sabe que após a deposição da unidade 3 (idade inferior a 3240 ± 90 anos BP) e antes da deposição da unidade 4 (Furnas C, ≈ 1900 anos BP), portanto, em período pré-histórico, ocorreu rotura na FA2, produzindo uma separação normal acumulada de 37 cm.

10.5.2.2 – Deslocamento 2 – FA1

O segundo evento sísmico ocorreu na FA1, originando rotura superficial de 1 m. Ao observar a geometria exposta na trincheira “Altiprado Sul – TR1”, e atendendo às associações temporais entre vulcanismo e tectónica de Villamor *et al.* (2011), verifica-se que a coluvião se depositou sobre o paleossolo da unidade 4 (410 ± 30 anos BP; 1440-1500 cal AD) indicando que a rotura se deu após a formação do solo (portanto após um período de estabilidade eruptiva), e por isso não esteve associada a fenómenos vulcânicos. A idade recente dos depósitos afectados e a morfologia quase intacta da escarpa, dado não ter sofrido recuo significativo, indicam que a movimentação é muito recente e que deve estar relacionada com o sismo histórico de 22 de Outubro de 1522, isto é, a FA1 pode ter sido a fonte deste evento ou, numa segunda hipótese, corresponder a uma estrutura secundária e ter sofrido rotura desencadeada pela proximidade a uma estrutura principal ainda desconhecida. Este evento foi um dos sismos mais destruidores que afectou a ilha de

S. Miguel, provocando a morte a cerca de 5000 pessoas. No entanto, analisando os dados paleossismológicos disponíveis para este importante acidente verificam-se algumas incongruências que se discutem em seguida. Os relatos históricos indicam que “... se sentiu em toda a ilha um grandissimo e espantoso tremor de terra que durou por espaço de um credo, ... fazendo-a dar grandes abalos com roncões, e movimentos horrendos como ondas de mar furioso; parecendo a todos os moradores da ilha, que se virava o centro d’ella para cima e que o ceo cahia...” (Frutuoso, 1522-1591). A seguir ao sismo principal “... tornou outra vez a tremer mais brandamente outro tanto; a horas de terça, no mesmo dia, tornou a tremer muito rijo por pouco espaço; ao meio dia tremeu outra vez, e à véspera, outra... Do primeiro tremor antes que amanhecesse, arreventou e quebrou grande quantidade de terra, correndo por muitos logares, dos baixos para os altos, e doutras partes, dos altos para os baixos...” (Frutuoso, 1522-1591). Vila Franca do Campo, então capital da ilha, foi a vila mais afectada, não só pelo sismo que a destruiu em grande parte, mas também porque este desencadeou vários movimentos de vertente que a soterraram, destruindo o que ainda restava. Com base na distribuição e espessura daquele depósito, Marques (2004) e Marques *et al.* (2009) estimaram uma área afectada da ordem dos 4.5 km² e um volume de material de 6.75×10⁶ m³. Relativamente a outras partes da ilha e no que respeita a prejuízos causados directamente pelo sismo, Frutuoso (1522-1591) descreve estragos e/ou algumas vítimas mortais em Água de Pau, Ribeira Chã, Sta. Bárbara, Ponta Delgada, Lagoa e Maia. No Nordeste apenas a igreja ficou destruída, e na Ribeira Grande há relatos de estragos apenas numa casa. Muitos dos prejuízos e mortos deveram-se aos numerosos movimentos de vertente que ocorreram em várias partes da ilha, nomeadamente em Vila Franca do Campo, Ponta Garça, Fenais da Maia [Ajuda] e Furnas.

Os níveis de danos observados em toda a ilha, desde Ponta Delgada até ao Nordeste e com mais gravidade na zona central da ilha de S. Miguel (Vila Franca do Campo, Lomba [de Sta. Bárbara], Água de Pau e Maia) (Frutuoso, 1522-1591), poderiam ser gerados por deslocamento numa estrutura de direcção aproximada E-W. Avaliando a área em que Frutuoso descreve a ocorrência de movimentos de vertente (área compreendida entre Vila Franca do Campo, Ponta Garça, Furnas, Fenais da Maia [Ajuda] e Maia), Mendonça Dias (1945) refere que o epicentro se localizou provavelmente naquela faixa de terreno (Fig. 10.11), área em que se insere a FA1.

Ao reinterpretar os dados de macrossísmica à luz da Escala Macrossísmica Europeia (EMS-98), considerando principalmente o tipo e quantidade de estragos descritos nos relatos históricos, Silveira (2002) atribuiu intensidade máxima de grau X na zona de Vila Franca do Campo e na Lomba de Sta. Bárbara, grau IX em Água de Pau e em Lagoa, grau VIII em Ponta Delgada e grau VI/VII na Ribeira Grande. A partir da geometria obtida para as isossistas, considerou que o epicentro se localizou em terra, na vertente SE do Vulcão do Fogo, nas imediações do Pico da Cruz (a N de Vila Franca do Campo), localização a S da FA1, e atribuiu a forma elíptica das isossistas segundo a direcção NW-SE aos condicionalismos estruturais impostos por uma zona de fractura com aquela direcção (Fig. 10.12).



Figura 10.11 – Carta de intensidades do sismo de 22 de Outubro de 1522 (*in* Silveira, 2002) apresentada por Mendonça Dias (1945), na Escala Mercalli-Sieberg (MCS-17), com base nos relatos de Frutuoso (1522-1591). A zona mais afectada por movimentos de vertente localiza-se na área limitada pelas linhas a tracejado.

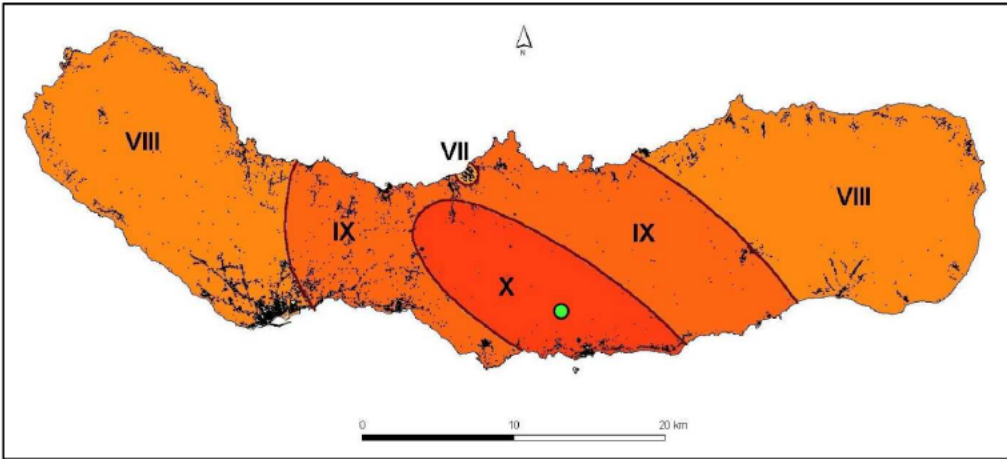


Figura 10.12 – Carta de isossistas do sismo de 22 de Outubro de 1522 (intensidades EMS-98). O círculo verde corresponde à localização epicentral deduzida por Silveira (2002) a partir da reinterpretação dos dados de macrossísmica.

Dada a reduzida quantidade e qualidade de informação relativamente a prejuízos materiais provocados pelo sismo de 1522 e ausência de informação nas zonas interiores da ilha, avaliou-se o seu impacto através dos efeitos ambientais (*Earthquake Environmental Effects*) usando a INQUA *Environmental Seismic Intensity Scale* (ESI 2007; Michetti *et al.*, 2004, 2007). Os efeitos ambientais correspondem a qualquer fenómeno (ou alteração) no meio ambiente gerado por um sismo, e podem ter origem primária, resultando da expressão superficial da fonte sísmica (rotura superficial e fenómenos de levantamento ou subsidência), ou terem origem secundária e resultarem da vibração do solo (Michetti *et al.*, 2007). A ESI 2007 (Michetti *et al.*, 2007) é uma escala de intensidades inovadora que atribui a determinados efeitos ambientais um grau de intensidade, podendo ser usada para complementar a avaliação da intensidade, dado que é consistente com a Escala de Mercalli Modificada (MM-31 e MM-56; Michetti *et al.*, 2007).

De acordo com a ESI 2007, para uma intensidade epicentral de grau X é comum ocorrerem efeitos ambientais primários, nomeadamente roturas superficiais com algumas dezenas de quilómetros de extensão e

com deslocamentos centimétricos a métricos, ou fenómenos de levantamento ou subsidência. Como foi referido anteriormente, os dados paleossismológicos indicam que ocorreu rotura superficial com deslocamento de 1 m do solo que cobre a unidade 4, valor este compatível com intensidade de grau X. No entanto, analisando os relatos históricos, verifica-se que não há referências a fenómenos daquela natureza. Apenas se menciona que “nas entranhas da terra soavam ronos medonhos...” e que a terra se movia “... com abalos e sacudimentos tão furiosos e impetuosos...” (Monte Alverne, 1629-1726) e que a ilha ficou “... tão escaluada que não ouue nella monte, nem serro, que não padecesse desunião, abrindo em si varias, diuersas, e medonhas grutas...” (Maldonado, 1644-1711). Frutuoso (1522-1591) menciona que o terramoto foi causado “... por ar encerrado nas concavidades da terra, que, buscando respiração por onde resfolegar, lidando e procurando ter porta sem a abrir, ... sacudiu a côdea da terra...”. Contudo, há que considerar que fenómenos de rotura superficial poderiam facilmente passar despercebidos face à localização preferencialmente litoral de todas as freguesias, quer no passado quer actualmente, e que anteriormente a zona central da ilha estava provavelmente coberta por densa vegetação de porte arbóreo. Frutuoso (1522-1591) escreve ainda que “... houve um homem que ouviu um ronco muito grande vir da banda do noroeste e ir para oriente, e chegando o dito ronco como sobre a vila de Água de Pau, começou a tremer a terra”, facto que sugere ser aquele o sentido de propagação da rotura.

No que respeita a efeitos secundários resultantes, estima-se que um sismo de intensidade de grau X afecte uma área da ordem dos 5000 km² e que, entre outros, ocorram movimentos de vertente com grandes quantidades de material deslocado (volumes superiores a 10⁵ e 10⁶ m³; Michetti *et al.*, 2007). Relativamente a volumes de material deslocados por movimentos de vertente, apenas se conhece o da escoada detrítica que soterrou Vila Franca do Campo. Marques (2004) e Marques *et al.* (2009) estimam um volume de material de 6.75×10⁶ m³, compatível com intensidade de grau X. Considerando a faixa de terreno que Mendonça Dias (1945) refere ser a mais afectada por movimentos de vertente (Fig. 10.11), obtém-se uma área da ordem dos 120 km², valor claramente inferior ao expectável de uma intensidade de grau X. Esta área afectada é geralmente esperada para intensidades de grau VII (cerca de 100 km²), intensidade geralmente considerada como limite para a ocorrência de fenómenos de rotura superficial em regiões vulcânicas, com comprimentos da ordem das dezenas a centenas de metros e com deslocamentos centimétricos (Michetti *et al.*, 2004). A diferença das intensidades pode dever-se a várias causas, nomeadamente a área afectada por efeitos secundários poder estar subavaliada por Mendonça Dias (1945) ou, por outro lado, face a condições geológicas locais (*e.g.* atenuação sísmica), a ESI 2007 não ser totalmente aplicável ao caso particular da ilha de S. Miguel.

10.5.2.3 – Deslocamento 3 – FA2

O terceiro episódio de movimentação (um ou mais eventos sísmicos) está registado nas FA2-1 e FA2-2, produzindo deslocamento normal acumulado de 11 cm da base do depósito da erupção histórica de 1563 no

Vulcão do Fogo (unidade 5). A granulometria do depósito, assim como a falta de coesão entre os elementos constituintes, dificultaram a materialização dos planos de falha e a verificação da sua continuidade para o topo do depósito. O facto das falhas aparentemente não afectarem a totalidade da unidade significa que as roturas podem ser contemporâneas (sin-eruptivas) da erupção de 1563 e terem sido induzidas pela actividade sísmica que acompanhou a mesma. Esta erupção, assim como a que ocorreu no mesmo ano no Pico do Sapateiro [Queimado], foram acompanhadas por tremor vulcânico intercalado por sismos relativamente importantes que se sobrepuseram no tempo e provocaram muita destruição na ilha, em particular nas vilas da Ribeira Grande, Lagoa e Água de Pau (Frutuoso, 1522-1591; Silveira, 2002). Dada a actividade sísmica estar associada a fenómenos vulcânicos com epicentros distribuídos por uma área relativamente grande, torna-se difícil determinar uma zona epicentral; no entanto, segundo Silveira (2002), os danos observados foram equivalentes aos que seriam provocados por um sismo que tivesse atingido intensidades (EMS-98) de grau X na Ribeira Grande e na Ribeira Seca, IX a X em Água de Pau, e VIII a IX na vila da Lagoa (Fig. 7.11)

Ao contrário do sismo de 1522, as descrições existentes não aludem para a ocorrência de efeitos ambientais secundários relacionados com a actividade sísmica. Reportam-se várias obstruções de ribeiras, mas todas relacionadas com a queda de pedra pomes e cinzas (unidade 5). Por outro lado, por não ser perceptível se as roturas originadas pelo evento sísmico 2 da trincheira “Altiprado Norte – TR2a” afectam a totalidade da unidade 5 (1563 AD), não se coloca de parte a hipótese de terem sido induzidas por um sismo histórico posterior, como por exemplo o sismo histórico de 1591 ou pela actividade sísmica que se iniciou a 2 de Setembro de 1630 e que precedeu e acompanhou a erupção histórica de 1630 no Vulcão nas Furnas.

10.5.2.4 – Deslocamento 4 – FA1

O último evento sísmico está associado à FA1 e, segundo os dados recolhidos na trincheira “Altiprado Sul – TR1”, originou rotura superficial de 0.38 m, medida pelo deslocamento da unidade 5 (1563 AD), do paleossolo que a cobre (1660-1710 cal AD, 1710-1880 cal AD e 1910-1950 cal AD) e da unidade 6 (≤ 1950 AD), significando que ocorreu recentemente, após aproximadamente 1700 AD, em período histórico ou instrumental. No entanto, nos relatos históricos, as únicas descrições que existem com referência a eventos de magnitude considerável com epicentro provável no Sistema Vulcânico Fissural do Congro e consistente com danos elevados nas localidades mais próximas e rotura superficial, são anteriores àquele período, e referem-se ao sismo de 1591, com localização epicentral desconhecida, e às crises sísmicas associadas às erupções históricas de 1563 e de 1630 nos vulcões do Fogo e das Furnas, respectivamente. A partir de 1700 AD, a informação disponível sobre a ocorrência de sismos resume-se a periódicos, não publicados diariamente, com notícias muito heterogéneas e sucintas, onde nem sempre os efeitos estão pormenorizadamente descritos, ou, a partir do período instrumental (1902-1980), a catálogos e anuários sismológicos, por vezes com erros nas localizações epicentrais, devido à pobre cobertura azimutal da rede sismográfica então existente.

Durante a pesquisa foram detectados poucos candidatos para este evento e, mesmo para aqueles encontrados, na generalidade, os efeitos descritos não são compatíveis com um sismo que cause modificações ao nível da superfície topográfica. Todavia, desde o século XX que se registam várias e importantes crises sísmicas no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, mais concretamente no sector compreendido entre o Vulcão do Fogo, a Lagoa do Congro e o Monte Escuro (zona sismogénica do Fogo-Congro), com sismos de magnitude fraca a moderada e para a maioria das quais existem localizações epicentrais (*e.g.* 1922, 1967, 1983, 1985, 1988, 1989, 1991, 1996, 2003, 2005, 2011 (Nunes e Oliveira, 1998; CVARG/CIVISA, 2013)), pelo que se admite que os 0.38 m possam corresponder a um valor acumulado de roturas geradas por sismos de magnitude moderada durante os períodos de incremento da sismicidade nesta região. Mais recentemente (a partir de 1997-1999), a aplicação conjunta de técnicas aperfeiçoadas de monitorização sísmica e geodésica permitiram chegar a resultados interessantes que reforçam esta ideia. Sem assumir qualquer compromisso, referem-se os eventos ou crises sísmicas que ocorreram a partir de 1563 e para os quais há descrições de estragos significativos nas localidades circundantes a esta zona epicentral ou de efeitos ambientais primários e/ou secundários.

A actividade sísmica que acompanhou a erupção vulcânica de 1563 no Vulcão do Fogo foi referida no ponto anterior, como possivelmente relacionada com a segunda movimentação na FA2. Contudo, não se invalida a hipótese da FA1 ter sido reactivada durante este evento, contribuindo assim para uma parte da separação acumulada observada na trincheira “Altiprado Sul – TR1”. A unidade 5 apresenta maior espessura no bloco abatido. Atendendo aos critérios definidos por Villamor *et al.* (2011) para o *Rift* de Taupo (Nova Zelândia), aquele tipo de geometria pode ser indicativo de movimentações sin-eruptivas.

O sismo do dia 26 de Julho de 1591 foi seguido de numerosas réplicas que persistiram até 12 de Agosto daquele ano e, segundo um autor anónimo, foram sentidos em toda a ilha (*s/d in* Canto, 1880). Dos poucos relatos que existem, o do holandês Linschoten é o que mais pormenorizadamente descreve o ocorrido. A sua obra (1596) foi traduzida por Torres (1856 *in* Canto, 1880) e editada em 1997 pelo CNCDP. Segundo aquele autor, o forte abalo provocou destruição quase total e muitos mortos em Vila Franca do Campo. Um autor anónimo escreveu ainda que a destruição se estendeu também à vila de Água de Pau (*s/d in* Canto, 1880). Este evento foi de tal forma violento e acompanhado de “... estrondos subterrâneos...”, verificando-se a abertura de fendas no solo e a ocorrência de movimentos de vertente: “a terra fendeu-se em algumas partes, mudaram de logar os rochedos e alguns montes foram destruídos e arrasados”. “Tambem de repente surgio da terra uma fonte ou olho de limpidíssima agoa, que correu clara durante quatro dias, e depois seccou” (Torres, 1856 *in* Canto, 1880). A escassez de relatos históricos, havendo apenas referência a estragos em duas vilas do lado S da ilha, não permitiu a Silveira (2002) inferir a localização do epicentro. A autora considerou danos de grau VIII ou superior (EMS-98) naquelas localidades (Fig. 10.13). Apesar de escassos, os dados existentes não incompatibilizam uma reactivação da FA1 que terá contribuído desta forma para a separação acumulada de 0.38 m.

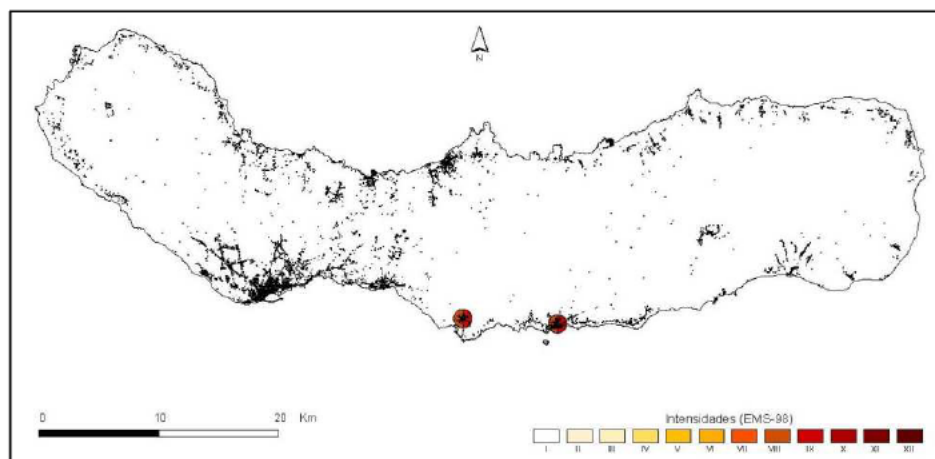


Figura 10.13 – Carta de isossistas do sismo de 26 de Julho de 1591 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002).

Segundo a ESI 2007 (Michetti *et al.*, 2007), é possível ocorrerem efeitos directos (rotura superficial) em zonas vulcânicas a partir da intensidade VII, com a formação de fendas no solo com alguma expressão (alguns centímetros de largura), movimentos de vertente em áreas propícias à sua ocorrência e surgimento de novas nascentes. Considerando as intensidades de grau VIII (EMS-98) de Silveira (2002) para Vila Franca do Campo e Água de Pau, e provável foco na FA1 ou nas imediações, é esperado que a intensidade epicentral seja superior a VIII, para a qual os efeitos directos se manifestam de forma mais acentuada (rotura superficial com centenas de metros de comprimento e deslocamentos de alguns centímetros). Desconhece-se, no entanto, o local de tais ocorrências e, deste modo, qual a área afectada pelos efeitos secundários.

A 2 de Setembro de 1630 a ilha de S. Miguel começou “... a tremer com muitos amiudados tremores, ainda que numas partes mais que em outras foram sentidos” (Monte Alverne, 1629-1726), acompanhados de “... ruídos subterrâneos” (Dias, 1936), que provocaram a destruição de todo o edificado dos lugares da Povoação e de Ponta Garça, e de muitas casas em Vila Franca do Campo (Monte Alverne, 1629-1726). A actividade sísmica desencadeou vários movimentos de vertente, verificando-se que “... muitos montes correram ao mar, e na Povoação a terra noventa braças entrou pelo mar, ficando vales altíssimos montes” (Monte Alverne, 1629-1726). Na cidade de Ponta Delgada o tremor era de tal ordem “... que o relógio d’esta cidade (sino de boa grandeza) chegou com a força do abalo, a dar tantas e tão apressadas horas que parecia rebate de guerra” (Gonçalves, 1630? *in* Canto, 1880). Após algumas horas de contínuo tremor, na madrugada de dia 3 daquele mês, iniciou-se uma erupção vulcânica subpliniana num local a S da Lagoa das Furnas. Reportam-se, ainda, alguns estragos na vila da Ribeira Grande (Homem, 1630? *in* Canto, 1880), sem menção se foram provocados pela actividade sísmica ou por fenómenos vulcânicos (Silveira, 2002). De acordo com Silveira (2002), os efeitos da crise sísmica podem ser equiparados aos originados por um sismo que tivesse atingido intensidades, na escala EMS-98, igual ou superior a VIII no vale das Furnas, em Ponta Garça e em Vila Franca do Campo, e VII (MM-56) em Ponta Delgada (Fig. 10.14). Considerando que a actividade sísmica se tenha distribuído por uma área ampla em torno do foco eruptivo e que em regiões vulcânicas os fenómenos

de rotura superficial são facilmente alcançados devido à superficialidade dos hipocentros, não se exclui uma possível reactivação da FA1 durante esta crise sísmica.

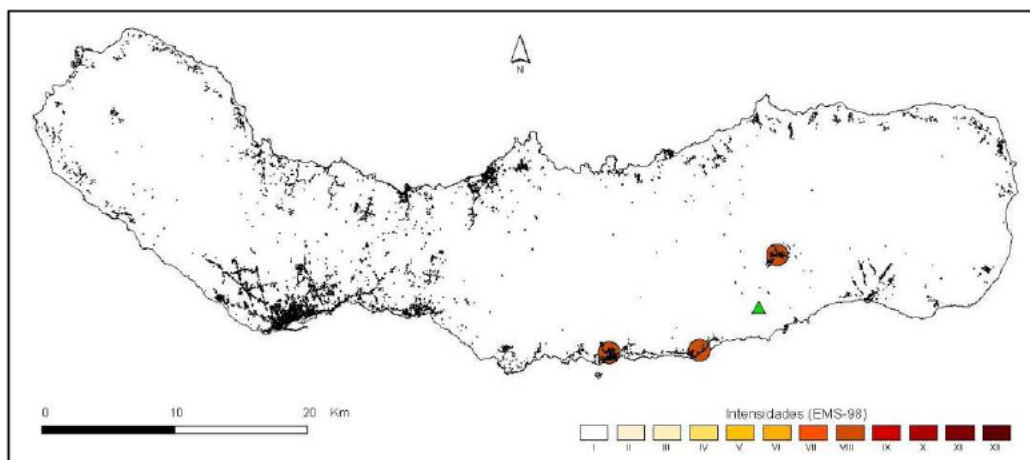


Figura 10.14 – Carta de intensidades locais relativas aos efeitos cumulativos da actividade sísmica ocorrida entre 2 e 8 de Setembro de 1630 (intensidades EMS-98) (Silveira, 2002). O triângulo verde assinala o foco eruptivo.

Também neste caso, os cronistas relatam principalmente o número de perdas humanas e danos estruturais, quer relacionados com a actividade sísmica quer relacionados com a erupção vulcânica, não mencionando de forma clara a ocorrência de efeitos ambientais relacionados com a primeira. Há referências à ocorrência de movimentos de vertente na Povoação, onde supostamente a terra terá entrado no mar ao longo de mais de 150 m (90 braças). Cole *et al.* (1995) consideram que este evento pode corresponder à descrição do movimento de vertente cuja cicatriz está presente na arriba fóssil junto à praia da Ribeira Quente, dado que o depósito de *debris-flow* correspondente está preservado sob o depósito de queda da erupção de 1630.

Na madrugada do dia 22 de Dezembro de 1884, por volta das 02h15m (Açoriano Oriental, nº 2593) ou 02h20m (O Novo Diário dos Açores, nº 532), ocorreu um sismo de magnitude elevada (mas de valor desconhecido) na Falha Gloria (37°30'N, 19°00'W; Martínez Solares e Mezcua Rodríguez, 2002). Este forte abalo foi sentido nos Açores, na ilha da Madeira, em Lisboa e em outras cidades do estrangeiro (Açoriano Oriental, nº 2593; Diário de Anúncios, nº 2). Em toda a ilha de S. Miguel foram sentidos “...dois tremores de terra, com curta intermittença, na direcção de oeste para leste, sendo o primeiro de grande duração e o segundo de grande oscilação...” e acompanhado de ruído subterrâneo (O Novo Diário dos Açores, nº 532). Segundo outras fontes (Açoriano Oriental, nº 2593) apenas se sentiu um prolongado tremor de terra, que a não ser o terror que produziu, poucos prejuízos ... causou.” Algumas testemunhas estimaram uma duração superior a 1 minuto (O Novo Diário dos Açores, nº 532), enquanto que outras calcularam uma duração superior a dois minutos (O Novo Diário dos Açores, nº 534). Nas ilhas de W, nomeadamente na ilha Terceira, reporta-se que, cerca das 02h30, foi sentido em toda a ilha um sismo com a mesma intensidade, mas sem causar estragos (Açoriano Oriental, nº 2594; Diário de Anúncios, nº 2). Outra notícia publicada n’ O Novo Diário dos Açores (nº 536?) indica que os dois sismos sentidos na Terceira, tendo o primeiro

ocorrido cerca das 02h15m, tiveram duração superior a 12 segundos cada um, estando espaçados cerca de 3 a 4 segundos, e que a direcção do movimento foi N-S. Informam, ainda, que praticamente toda a população terceirense sentiu os sismos e que provocaram poucos estragos. Na ilha da Madeira, os habitantes do Funchal sentiram, pelas 3h da manhã (hora local), dois tremores de terra, tendo o primeiro, o mais violento, durado cerca de 20 segundos, e o imediato cerca de 7 segundos (Silva e Meneses, 1978). Os dois sismos a que os jornais da época fazem referência nada mais são do que os impulsos gerados pela chegada das ondas P e S de um evento distante, localizado a cerca de 550 km a E da ilha de S. Miguel.

As descrições dos efeitos do sismo não foram imediatas, aparecendo consoante chegavam notícias das várias localidades, mas segundo consta provocaram fendas no tecto da Igreja de S. Pedro em Ponta Delgada e em várias casas localizadas fora da cidade (sem referência aos locais), abatimento de alguns muros (sem referência aos locais), e ainda a paragem de muitos relógios de banca (Açoriano Oriental, nº 2593; O Novo Diário dos Açores, nº 534). Nos Mosteiros registou-se a morte de um homem que caiu ao mar provavelmente em consequência do abalo (O Novo Diário dos Açores, nº 593). Em Fevereiro de 1885 surgiram notícias da ruína da torre e igreja de Porto Formoso (Açoriano Oriental, nº 2600) e da abertura de uma “...fenda longa e muito profunda n’uns pastos do Sr. Francisco Machado de Faria e Maia, na Achada das Furnas...” (Diário de Anúncios, nº 28). Quer a quantidade, quer a qualidade e inconsistência da informação dificultam a avaliação macrossísmica. O facto de se ter formado uma fenda nuns terrenos da Achada das Furnas é, por si só, bastante sugestivo. De acordo com a informação fornecida pelo Sr. João Furtado (funcionário da Altiprado – Empresa Agro-Pecuária de Achada das Furnas S.A.) os terrenos do Sr. Faria e Maia localizar-se-iam na zona da Lagoa de S. Brás, portanto a W da FA1, o que não seria de todo impeditivo de que se tratasse da mesma estrutura tectónica que poderia ter sido, posteriormente, colmatada por nivelamentos da superfície topográfica devido às actividades de lavoura e pecuária. Por outro lado, há a considerar a possibilidade de apenas ter sido reportada abertura de uma fenda naqueles terrenos devido ao facto do proprietário ser o Sr. Faria e Maia, um indivíduo conhecido e influente naquele período (Centro de Conhecimento dos Açores – Enciclopédia Açoriana, *online*; Wikipédia, *online*). Deste modo, é possível que a FA1 tenha sofrido rotura durante este evento.

No dia 15 de Abril de 1922 começaram a sentir-se sismos na Ribeira Grande, na Ribeira Seca e na Ribeirinha, bem como noutras localidades da parte oriental da ilha (*e.g.* Maia, Furnas e Vila Franca do Campo), alguns dos quais de certa intensidade (Diário dos Açores, nº 9047, 9048, 9051, 9052, 9054, 9063 e 9087; Correio dos Açores, nº 572, 575, 577, 584, 596 e 642). Embora sem produzir estragos importantes, “... o solo parecia trepidar continuamente...” e há registo da formação de fendas em algumas habitações e a queda de muros de pedra solta em Vila Franca do Campo. Após um período de acalmia, esta actividade sísmica retomou em Setembro do mesmo ano (Correio dos Açores, nº 699 e 700). Ferreira (1956) refere um evento sentido com intensidade VII (MCS-17) no dia 20 de Abril de 1922.

A 23 de Janeiro de 1954, às 00h03m e 01h15m (INMG e LNEC, 1986), a ilha de S. Miguel é afectada por dois “violentos abalos de terra” (Diário dos Açores, nº 22519) que provocaram estragos em algumas localidades, nomeadamente em Água de Pau, em Água d’Alto, na Ribeira Grande e em Vila Franca do Campo. As primeiras notícias (Diário dos Açores, nº 22519 e 25520; Correio dos Açores, nº 9859 e 9860) revelaram que na Ribeira Grande houve muitas casas que sofreram fendas e muitos muros que foram derrubados; em Água de Pau registaram-se fendas em muitas moradias e desmoronamentos de empenas, chaminés e muros; em Água d’Alto muitos prédios ficaram com fendas e ocorreu desmoronamento de algumas barreiras da estrada do Pisão. Os eventos foram sentidos em praticamente toda a ilha. Mendonça Dias (1955) refere que em Água de Pau, em Vila Franca do Campo e nos Fenais da Ajuda a intensidade máxima foi de grau VI (MCS-17) e Ferreira (1956) indica intensidade VI (MCS-17) para Água de Pau. O Catálogo Preliminar da Sismicidade Histórica e Instrumental para o arquipélago dos Açores (INMG e LNEC, 1986) localiza o epicentro na vertente N do Vulcão do Fogo, enquanto o Catálogo Sísmico da Região dos Açores (Nunes *et al.*, 2004) coloca o epicentro na vertente S. Ambos atribuem intensidade VI/VII para a ilha de S. Miguel, não especificando quais as localidades mais afectadas. O nível de estragos é consistente com um sismo de magnitude elevada, mas a quantidade e qualidade da informação disponível não permite a associação destes eventos à FA1.

Em Agosto de 1967, a zona central da ilha de S. Miguel foi novamente afectada por uma crise sísmica com epicentro no interior da ilha que, segundo comunicado do Observatório Afonso Chaves, esteve relacionada com a tectónica do maciço de Água de Pau (Vulcão do Fogo) (Diário dos Açores, nº 26480; Correio dos Açores, nº 13821). Os eventos mais fortes ocorreram no dia 10 de Agosto. Apesar de não existirem relatos de danos materiais, o Instituto de Meteorologia divulgou a carta de isossistas que aponta para intensidade epicentral máxima de grau VII (Escala de Mercalli Modificada de Wood e Neumann, MM-31) (Anuário Sismológico de Portugal – 1967) (Fig. 10.15). Com base nos dados de macrossísmica existentes, Paula (2001 *in* Nunes *et al.*, 2004) estimou uma magnitude de 4.6 que, atendendo às relações empíricas de Wells e Coppersmith (1994), é insuficiente para provocar rotura superficial. Contudo, Azzaro *et al.* (2000) e Ferreli *et al.* (2002) reportam episódios de rotura superficial em falhas localizadas no flanco leste do Vulcão Etna (Itália) geradas por eventos de baixa profundidade (inferior a 5 km) e de magnitude moderada ($M_w \approx 3.0$ a 5.0). A sismicidade em regiões vulcânicas é caracterizada por profundidades focais baixas e magnitudes moderadas, pelo que as intensidades epicentrais no Vulcão Etna são mais elevadas do que aquelas associadas a sismos de magnitude semelhante em outras áreas (Azzaro e Barbano, 1997). Como a área do epicentro é desabitada, fenómenos de rotura superficial podem ter passado facilmente despercebidos. O facto de não se terem verificado danos estruturais está provavelmente relacionado com a localização preferencial das zonas povoadas junto ao litoral.

No dia 13 de Julho de 1989 iniciou-se um período de intensa actividade sísmica na zona sismogénica do Fogo-Congro, registando-se no espaço de um mês mais de 3800 sismos, 100 dos quais sentidos pela

população. A maioria dos eventos apresentou magnitude baixa ($1 \leq M_D < 3$), tendo o sismo mais energético magnitude 3.4 (M_D) e atingido alguns centros populacionais com grau VI (MM-56) (Gaspar e Queiroz, 1989). De acordo com o estudo realizado por Gaspar e Queiroz (1989), a energia libertada durante esta crise sísmica foi equivalente à de um sismo com magnitude próxima de 4.

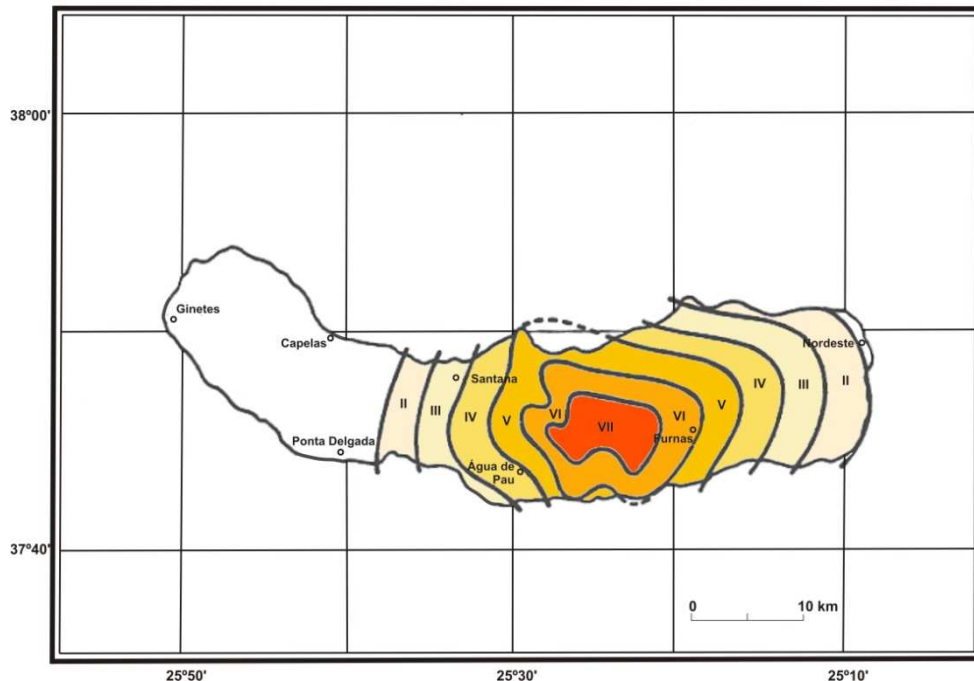


Figura 10.15 – Carta de isossistas do sismo de 10 de Agosto de 1967 (intensidades em MM-31; modificado da carta de isossistas de Anuário Sismológico de Portugal – 1967).

A 10 de Maio de 2005 iniciou-se uma importante crise sísmica centrada na região em causa (Fig. 10.16). Até ao final daquele ano registaram-se mais de 46800 eventos, com cerca de 170 sismos sentidos pela população. Embora com magnitudes geralmente fracas, o número de sismos manteve-se anormalmente elevado durante aquele período, registando-se dois picos de actividade em Maio e em Setembro. Foi durante este último, nos dias 20 e 21, que ocorreram os dois sismos mais energéticos (com $M_L \approx 4.1$ e 4.3, respectivamente), com epicentros localizados a leste do Vulcão do Fogo. Os sismos foram sentidos com intensidade máxima VI (MM-56) em Vila Franca do Campo, tendo ocorrido alguns danos ligeiros em igrejas e habitações (CVARG/CIVISA, 2013). A profundidade dos eventos não ultrapassou os 7 km (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012).

Apesar da grande dispersão de epicentros, a distribuição dos eventos de magnitude superior a 2.0 revela duas direcções estruturais predominantes (Fig. 10.16). No sector entre o Congro e o Vulcão das Furnas os epicentros definem uma orientação WNW-ESE, coincidente com aquela definida pelos vários alinhamentos vulcânicos da região, enquanto que ao longo do flanco leste do Vulcão do Fogo, os epicentros dispõem-se paralelamente a este, NNW-SSE, que, por sua vez, é concordante com o bordo leste do *Graben* da Ribeira Grande.

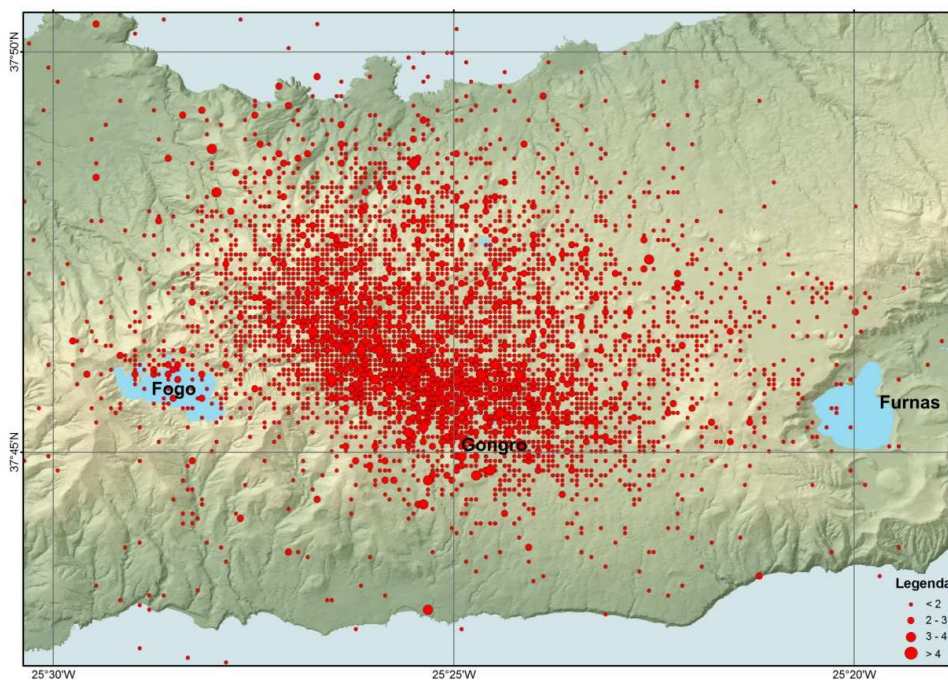


Figura 10.16 – Carta de epicentros referentes à crise sísmica na área compreendida entre o Vulcão do Fogo, Monte Escuro e Congro, no período compreendido entre Maio e Dezembro de 2005 (CVARG/CIVISA, 2013).

Durante a fase mais energética (Setembro) foram desencadeados mais de 250 movimentos de vertente que se distribuíram heterogeneamente por uma área próxima da zona epicentral com aproximadamente 10 km² (Fig. 10.17), tendo, alguns, formado represas no sector montante da Ribeira Grande (Marques *et al.*, 2007). Verificaram-se, ainda, algumas fendas abertas no solo na região compreendida entre o Vulcão do Fogo, Monte Escuro e Congro, das quais a mais extensa apresentava cerca de 1 km de comprimento, 15 cm de largura, e orientação E-W (Trotta, 2008) (Fig. 10.18). A orientação de alguns destes planos foi medida por uma equipa do CVARG que se encontrava em missão de campo para identificação das zonas mais atingidas pelos movimentos de vertente. As direcções encontradas variavam entre WNW-ESE e ENE-WSW (Fig. 10.19), direcções semelhantes àsquelas encontradas na FA1.

Atendendo a que a intensidade local máxima foi de grau VI em Vila Franca do Campo (MM-56; CVARG/CIVISA, 2013), depreende-se que na zona epicentral aquela tenha sido mais elevada. Segundo Amaral (com. pessoal), na zona mais afectada alguns edifícios de apoio à lavoura sofreram alguns danos (Fig. 10.20). Analisando as imagens disponíveis à luz da EMS-98, verifica-se que os edifícios são do tipo alvenaria (constituídas por pedras com reboco) enquadrados na classe de vulnerabilidade B, e que aparentemente sofreram danos de nível 3 a 4 (fendas em muitas paredes e queda de grandes pedaços de estuque/reboco; colapso parcial de paredes; Fig. 10.20) o que é compatível com uma intensidade de grau VII. Usando a ESI 2007 (Michetti *et al.*, 2007) verifica-se que os efeitos ambientais causados se ajustam a uma intensidade epicentral de grau VII, para a qual a área afectada é da ordem dos 10 km², formando-se fracturas com centenas de metros de comprimento e alguns centímetros (5-10 cm) de largura.

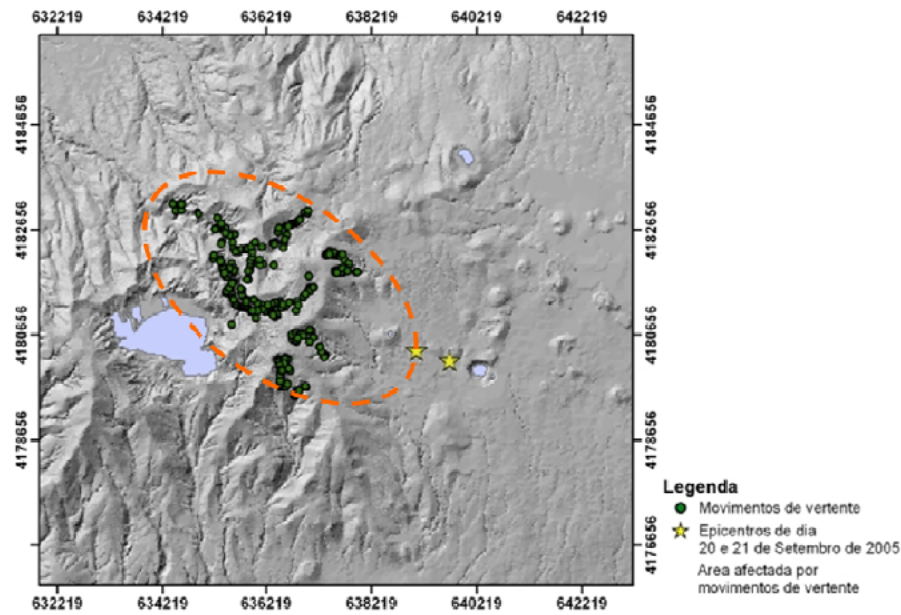


Figura 10.17 – Distribuição dos movimentos de vertente e dos epicentros dos sismos dos dias 20 e 21 de Setembro de 2005 (modificado de Marques *et al.*, 2007).



Figura 10.18 – Fenda no solo formada durante a fase mais energética da crise sísmica da zona sismogénica do Fogo-Congro, em Setembro de 2005. A fenda apresentava cerca de 1 km de comprimento e uma largura máxima de 15 cm. Legenda: a) aspecto geral; b) pormenor (fotografias gentilmente cedidas por Paulo Amaral).

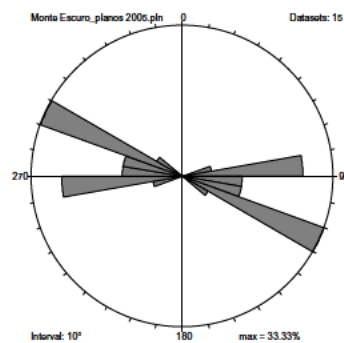


Figura 10.19 – Histograma circular de frequências não ponderadas das direcções das fendas abertas durante a fase mais energética da crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro (dados gentilmente cedidos por Rui Marques em Maio de 2011). Programa *TectonicsFP* (Ortner *et al.*, 2002).



Figura 10.20 – Pormenor (a,b) dos danos observados nos edifícios localizados na zona epicentral, provocados durante a fase mais energética da crise sísmica da zona sismogénica do Fogo-Congro, em Setembro de 2005 (fotografias gentilmente cedidas por Paulo Amaral).

Esta crise foi melhor estudada que as anteriores, devido não só a uma eficaz rede de monitorização sísmica com boa cobertura azimutal, como também à existência de uma rede de monitorização geodésica que permitiu verificar que ocorreu deformação crustal associada ao incremento de actividade sísmica (Trota, 2008). Integrando dados de GPS para o período 1999-2007, Trota (2008) verificou que a área Fogo-Congro sofreu elevada deformação crustal (Fig. 10.21) que se desenvolveu em três fases com alternância de processos de empolamento e subsidência, localizando-se inicialmente o centro de deformação na zona das Lombadas (fase I), e posteriormente migrado cerca de 2 km para leste (fase II e III) (Fig. 10.22). A fenda de 1 km de comprimento e orientação E-W, mencionada anteriormente, formou-se no alinhamento dos centros de deformação (Fig. 10.22; Trota, 2008).

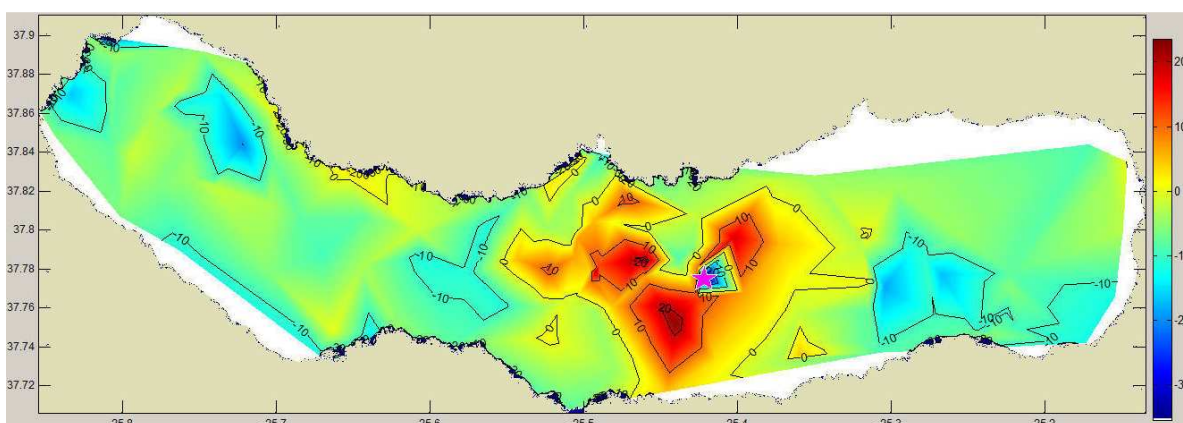


Figura 10.21 – Componente de velocidade de deformação vertical associada à crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro, considerando todas as fases de deformação. A estrela magenta indica o centro de deformação (Trota, 2008).

Com base nos factos do padrão de evolução da crise sísmica não se enquadrar na Lei de Omori, na quantidade reduzida de energia libertada, no padrão radial de deformação e nas assinaturas gravimétricas, Trota (2008) exclui uma origem tectónica para o episódio de deformação crustal e relaciona-a, bem como a actividade sísmica associada, à instalação de um corpo magmático em níveis crustais superficiais (a

profundidades entre 1800 e 2400 m). De acordo com o autor, durante as várias fases de deformação ocorreu reactivação de falhas pré-existentes ou formaram-se novas estruturas tectónicas (E-W; Trota, 2008). Dado o enquadramento em que se insere, coloca-se a hipótese de que a FA1 possa ter sido reactivada durante este período de deformação. Situações semelhantes foram reportadas para outros vulcões a nível mundial. As erupções vulcânicas de 1910, 1977-1982 e 2000 no Monte Usu foram acompanhadas de importante deformação crustal e sismicidade de magnitude moderada, devido à instalação de um criptodomo. Como resultado formaram-se novas estruturas tectónicas na área da cratera (*e.g.* Hokada *et al.*, 1981; Katsui *et al.*, 1985; Miura e Niida, 2002).

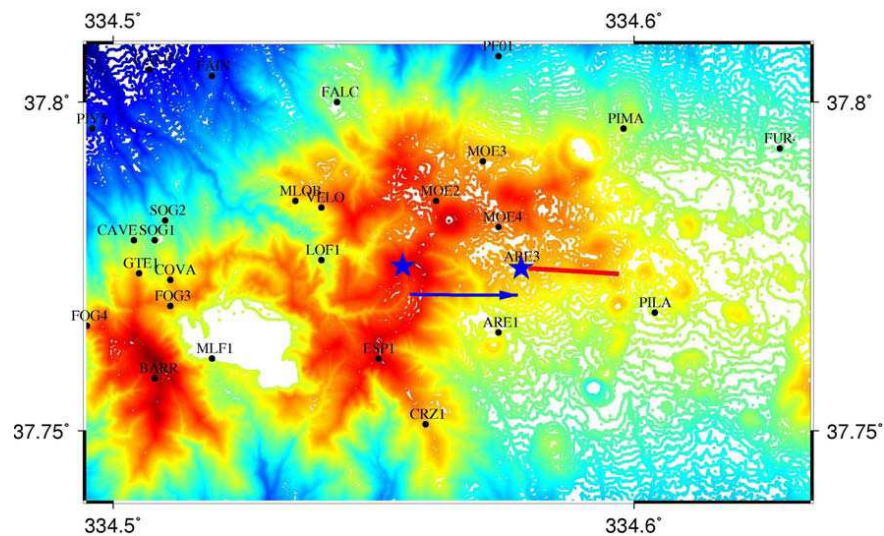


Figura 10.22 – Localização dos centros de deformação associados à crise sísmica de 2005, na zona sismogénica do Fogo-Congro, consoante as várias fases de deformação. A estrela azul a W corresponde ao centro de deformação da fase I, enquanto que a estrela a E corresponde ao centro de deformação das fases II e III. A seta azul indica o sentido de migração para leste e a linha vermelha, alinhada com os centros de deformação, representa a fenda aberta no solo (Trota, 2008).

Como apontado por Trota (2008), a sismicidade instrumental mostra que nesta região já ocorreram crises sísmicas com desenvolvimentos semelhantes, embora não existisse rede de monitorização geodésica para confirmar episódios de deformação crustal. O autor sugere que estes incrementos de actividade estão relacionados com intrusões magmáticas em níveis crustais elevados e/ou instabilidade da câmara magmática e consequente migração de magma para níveis superiores. Estes factores podem perturbar o campo de tensões local e, quando a tensão atinge um valor crítico, iniciar o processo de fracturação, privilegiando as zonas de fraqueza pré-existentes. Por outro lado, a rotura pode não ser tectónica, mas derivar da acomodação do material como resposta a uma intrusão.

Ao relocar a sismicidade da região central da ilha de S. Miguel, Silva (2011) e Silva *et al.* (2012) verificaram que as características da sismicidade da região do Congro, no período 2002-2010, são distintas das que ocorrem ao nível do Vulcão do Fogo. Ao contrário deste último, onde o campo de tensões determinado é compatível com o campo de tensões regional, a região do Congro parece ter estado sujeita a

um campo de tensões local, heterogéneo e distensivo, possivelmente potencializado por acção de fluidos hidrotermais. A ascensão de fluidos hidrotermais num meio fracturado faz com que planos de fraqueza estrutural pré-existent, potenciados pela carga gravitacional, funcionem como planos de deslocamento preferenciais.

Considerando o que acima se expôs, coloca-se a hipótese da separação normal de 38 cm observada na trincheira “Altiprado Sul – TR1” para a última movimentação da FA1 resultar da acumulação de vários eventos mais energéticos (mas de magnitude baixa a moderada) durante os períodos de maior actividade nesta região, relacionados ou não com fases magmáticas.

10.5.3 – PERÍODOS DE RETORNO

Considerando que a rotura superficial de 1 m na FA1, rompendo o solo histórico (1440-1500 cal AD), ocorreu num único evento, obtém-se que os últimos eventos (três ou mais) das falhas do Altiprado ocorreram em período histórico, o que daria intervalos de recorrência muito curtos. No entanto, importa referir que entre a deposição da unidade Furnas C (unidade 4), há cerca de 1900 anos BP (Guest *et al.*, 1994), e a formação do solo que sobre ela se desenvolveu (1440-1500 cal AD), existe um intervalo temporal longo (cerca de 1500 anos) sem registo geológico. Assim sendo, não foram estimados períodos de retorno, pois os dados sugerem que a distribuição temporal dos eventos deduzidos das trincheiras não é uniforme, estando antes agrupada no tempo (*cluster* de eventos).

Ao analisar a actividade sísmica da zona sismogénica Fogo-Congro, Nunes e Oliveira (1998) inferem que a partir de 1891, as principais crises sísmicas, com intensidades superiores a VI (MM-56), se têm manifestado com uma periodicidade média da ordem dos 20 anos, podendo haver algumas flutuações que conduzem a intervalos de 12 anos. No entanto, os 550 anos de história complementados pelos 30 anos de dados relativos à sismicidade instrumental não são suficientes para se poder estabelecer um padrão de comportamento para esta importante zona sismogénica.

10.5.4 – AVALIAÇÃO DA MAGNITUDE MÁXIMA EXPECTÁVEL

As magnitudes do sismo máximo provável gerado pelas falhas Altiprado 1 e 2 encontram-se na Tabela 10.3. As magnitudes obtidas através do comprimento das falhas e da área de rotura, independentemente da profundidade sismogénica considerada, variam entre 4.9 e 6.0, contrastando nitidamente com as adquiridas usando o deslocamento máximo (5.7 a 6.7). No primeiro caso, os valores reduzidos, e geralmente considerados insuficientes para gerar rotura superficial, podem estar subestimados pelo facto de não se conhecer a extensão total das falhas. Estas podem ser efectivamente mais longas, mas estarem cobertas por depósitos vulcânicos mais recentes. Como se verificou nas trincheiras, as falhas estão cobertas pelo espesso

depósito de pedra pomes de queda da erupção histórica de 1563 (unidade 5) que, na parte central da trincheira “Altiprado Sul – TR1”, atinge uma espessura da ordem dos 2.5 m. Há que considerar ainda, a possível destruição, total ou parcial, da escarpa por actividade antrópica. Esta área do Altiprado está sujeita a actividades de lavoura e, por conseguinte, acções de regularização dos terrenos podem ter destruído qualquer expressão morfológica. Com efeito, imediatamente a leste do ponto em que a FA1 perde expressão existe um relevo invulgar que aparenta ser um aterro (Fig. 7.2). Por outro lado, em regiões vulcânicas, caracterizadas por sismos superficiais, o comprimento de rotura superficial pode ser bem mais reduzido (Michetti *et al.*, 2007).

Tabela 10.2 – Magnitudes do sismo máximo registado para as falhas do Altiprado, baseadas no comprimento de rotura (SRL), na área de rotura (RA) e no deslocamento por evento (MD).

Falha	SRL (km)	M _w (±0.24-0.28)	RA* (km)	M _w * (±0.24-0.28)	RA** (km)	M _w ** (±0.24-0.28)	MD (m)	M _w (±0.4)
Altiprado 1	0.8-5.5	5.0-5.9	13-85	5.2-6.0	7-49	4.9-5.7	1	6.7
							0.38 ⁽¹⁾	6.4
Altiprado 2	1.7-3.0	5.3-5.6	26-46	5.5-5.7	15-26	5.2-5.5	0.37 ⁽²⁾	6.4
							0.11 ⁽²⁾	6.0
							0.26	6.3
							0.11	6.0
							0.07	5.8
							0.04	5.7

M_w/SRL – M_w=5.08+1.16log(SRL); M_w/RA – M_w=4.07+0.98log(AR); M_w/MD – M_w=6.69+0.74log(MD); de Wells e Coppersmith (1994)

* – considerando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica (Matias *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2007)

** – considerando uma espessura de 8 km para a crosta sismogénica (Silva, 2011; Silva *et al.*, 2012)

⁽¹⁾ – deslocamento máximo assumindo rotura na FA1 num único evento sísmico

⁽²⁾ – deslocamento máximo assumindo rotura em ambas as ramificações FA2-1 e FA2-2 num único evento sísmico

No que respeita às magnitudes obtidas através do deslocamento máximo, estas podem estar sobrestimadas. Recorde-se que, no caso da FA1, existe uma lacuna geológica entre a deposição da unidade 4 e a formação do solo que lhe sobrepõem de cerca de 1500 anos, pelo que a separação de 1 m pode não resultar de um evento único, mas sim da acumulação de vários eventos de magnitude menor que ocorreram durante aquele período. Infelizmente não existem indicadores estratigráficos entre aqueles dois níveis para confirmar estas suposições. Todavia, em regiões vulcânicas, a magnitude limiar para gerar rotura superficial pode ser significativamente mais baixa, devido à existência de fontes sismogénicas superficiais relacionadas quer com mecanismos vulcanotectónicos quer com mecanismos puramente tectónicos (Smith *et al.*, 1996; Azzaro *et al.*, 1998). Com base em vários casos mundiais de sismicidade associada a intrusões magmáticas, Payne *et al.* (1996) referem que sismos de magnitude baixa a moderada (M<4.5) podem originar deslocamentos de ordem métrica, ou que muitas vezes, os deslocamentos em falhas normais resultam não apenas de um único evento, mas da acumulação de deslocamentos durante uma ou mais fases magmáticas. Tal como foi referido para a FA1, após 1700 AD não há indícios de um sismo de magnitude elevada que provoque rotura superficial de 38 cm, pelo que se admite que aquela separação possa ter resultado da acumulação de eventos

de magnitude moderada, possivelmente relacionados ou não com fases magmáticas. Cita-se o exemplo da crise sísmica de 2005 na zona sismogénica do Fogo-Congro que decorreu na sequência de uma fase de reactivação dos sistemas vulcânicos. Os dados de macrossísmica disponíveis para os eventos mais significativos, apontados como possíveis candidatos para a última movimentação na FA1, sugerem intensidades epicentrais geralmente iguais ou superiores a VII que é a intensidade limiar para ocorrer rotura superficial em regiões vulcânicas (ESI 2007; Michetti *et al.*, 2007). Há ainda a considerar a hipótese de parte dos deslocamentos encontrados poderem resultar de movimentações assísmicas por *creep*. Neste caso, as magnitudes estariam sobrestimadas.

10.5.5 – GRAU DE ACTIVIDADE

A idade recente dos depósitos afectados (menos de 4500 anos) leva a considerar as falhas do Altiprado como activas. Apesar dos parâmetros sísmicos não serem claros, estes acidentes apresentam potencial para provocar rotura superficial ou deslocamento a níveis superficiais; tratando-se de uma área vulcânica, fenómenos de rotura superficial são facilmente conseguidos associados a sismos superficiais e de magnitude moderada, puramente tectónicos ou relacionados com fases magmáticas. A análise paleossismológica mostra que estes acidentes foram reactivados por sismos tectónicos e de magnitude moderada a elevada, relacionados com a tectónica regional (*e.g.* sismo histórico de 1522), ou durante crises sísmicas, com eventos de magnitude baixa a moderada, relacionadas ou não com intrusões magmáticas (*e.g.* erupção histórica de 1563 e crise sísmica na zona sismogénica do Fogo-Congro de 2005).

A Tabela 10.3 mostra que de acordo com a classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977), a FA1 insere-se na classe A, ou seja, dos acidentes muito activos, se considerarmos a datação do paleossolo que se sobrepõe ao depósito Furnas C como marcador para a deformação. A sua expressão geomorfológica, embora por vezes descontínua, corrobora aquela classificação. Ponderando a idade da unidade Furnas C, a taxa de deslizamento aponta para que seja um acidente moderadamente activo (tipo B). No caso da FA2, esta inclui-se na dos acidentes moderadamente activos (classe B), mas como a idade máxima da deformação não está bem constrangida, não se exclui a hipótese de pertencer ao tipo A. Os intervalos de recorrência para sismos de magnitude 6.0 em falhas com este grau de actividade são da ordem das dezenas a poucas centenas de anos (tipo A) ou de centenas a alguns milhares de anos (tipo B).

Tabela 10.3 – Grau de actividade das falhas Altiprado 1 e 2 com base na classificação de Matsuda (1975 *in* Slemmons, 1977).

Falha	Taxa de deslizamento	Matsuda
	(mm/ano)	
Altiprado 1	0.73-3.37	B/A
Altiprado 2	>0.15	B/A?

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O avanço de estudos multidisciplinares assentes em dados neotectónicos (Ribeiro, 1982; Madeira, 1986, 1998; Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira *et al.*, 1990; Madeira e Brum da Silveira, 2003; Carmo, 2004; Hipólito, 2009), batimétricos (Lourenço *et al.*, 1998), aeromagnéticos (Miranda *et al.*, 1991; Luis *et al.*, 1994; Luis e Miranda, 2008), gravimétricos (Luis *et al.*, 1998, Luis e Neves, 2006), sismológicos (Miranda *et al.*, 1998; Borges, 2003; Borges *et al.*, 2007, 2008; Dias *et al.*, 2007; Matias *et al.*, 2007) e geodésicos (Fernandes, 2004; Fernandes *et al.*, 2004, 2006; Trota *et al.*, 2006; Trota, 2008; Mendes *et al.*, 2013), apontam para que o terceiro ramo da JTA no sector da PA, o RT (s.l.), corresponda a uma estrutura difusa em regime transtensivo direito. O campo de tensões actuante é composto por uma compressão máxima (σ_1) horizontal e orientada NW-SE na zona axial da região cisalhada, rodando para N-S perto das áreas limítrofes, tracção máxima (σ_3) horizontal na direcção NE-SW (rodando para próximo de E-W junto às margens), e tensão intermédia (σ_2) vertical; após eventos de cedência pode ocorrer permutação entre σ_1 e σ_2 , produzindo alternância entre regimes transtensivos ou puramente distensivos (Madeira e Ribeiro, 1990; Madeira, 1986, 1998; Madeira e Brum da Silveira, 2003; Carmo, 2004; Hipólito, 2009). A deformação é acomodada em falhas WNW-ESE a NW-SE com movimentação oblíqua direita normal e em falhas conjugadas NNW-SSE a N-S com cinemática oblíqua esquerda normal.

Dada a sua localização no extremo SE do sector ocidental da fronteira de placas EU-NU, a deformação a que a ilha de S. Miguel está sujeita encontra-se bem representada por numerosas falhas activas. Convém, no entanto, salientar que o seu estudo não constituiu uma tarefa fácil. A ilha encontra-se coberta por densa vegetação e por depósitos piroclásticos recentes que frequentemente mascaram quaisquer evidências de morfologias derivadas de acções tectónicas e resultam numa quase ausência de afloramentos propícios à observação dos planos de falha. As melhores exposições localizam-se predominantemente nas arribas litorais, por vezes inacessíveis por terra, em taludes de estradas ou em pedreiras para exploração de inertes. Por este motivo, o traçado da maioria das estruturas cartografadas é inferido a partir da análise geomorfológica e consiste essencialmente em escarpas de falha, alinhamentos vulcânicos, vales fluviais e arribas litorais de traçado rectilíneo. Apenas para algumas estruturas maiores foi possível seguir o seu prolongamento cartográfico através da análise do relevo. Outra condicionante reside no facto de não existirem dados batimétricos com resolução que permitam determinar a extensão dos acidentes tectónicos para áreas imersas. Não obstante, os dados de campo corroboram as evidências deduzidas da análise cartográfica e morfo-estrutural.

No que respeita à cinemática, as falhas apresentam sempre componente de movimentação normal (acompanhada ou não de uma componente de desligamento), determinada a partir do deslocamento de marcadores geomorfológicos e estratigráficos e da observação de estrias. No caso das estruturas maiores com

expressão morfológica sob a forma de escarpa, em que não foi possível observar os planos de falha, a rejeição foi estimada unicamente a partir da separação provocada na superfície topográfica, observando-se comandos que variam desde alguns a dezenas de metros, podendo ocasionalmente atingir centenas de metros. O comando das escarpas de falha de maior dimensão e/ou a instalação de linhas de água no bloco abatido impossibilitaram a abertura de trincheiras para estudos mais detalhados. Nas estruturas menores expostas em corte, os valores de separação são de ordem centimétrica a métrica. Ressalva-se o facto de que, em alguns casos, parte do valor da separação normal, poder ser aparente e resultar de componente de desligamento ao deslocar marcadores inclinados. O mesmo acontece em algumas estruturas em que a movimentação é aparentemente inversa. Também a natureza de alguns dos materiais afectados (*e.g.* depósitos piroclásticos de queda) impede muitas vezes a preservação dos planos de falha. A presença de estrias indicando movimentação oblíqua testemunha a existência de componentes verticais e horizontais associadas. No entanto, devido à natureza dos materiais deslocados ser pouco propícia à formação de estrias, este tipo de informação é pouco abundante. Deste modo, a quantificação da componente horizontal da deformação é limitada. Apenas se encontraram estrias quando os materiais deslocados pelos planos de falha consistiam em escoadas lávicas relativamente alteradas (predominantemente nos maciços vulcânicos da Povoação e do Nordeste) ou em depósitos piroclásticos finos.

Os dados geométricos disponíveis para as falhas reconhecidas na ilha de S. Miguel permitem confirmar as direcções estruturais identificadas por Guest *et al.* (1994, 1999), Gaspar *et al.* (1995), Queiroz (1997), Wallenstein (1999) e Ferreira (2000). As falhas com direcção NW-SE (300-330°) a WNW-ESE (280-330°), a inclinar para NE e SW, dispõem-se paralelamente à fronteira de placas e são, portanto, dominantes. Constituem importantes estruturas distensivas, por vezes organizadas em *graben* (*e.g.* Mosteiros e de Água Retorta), encontrando-se representadas morfológicamente por escarpas de falha e por alinhamentos de centros eruptivos nas zonas de vulcanismo fissural. As falhas NNW-SSE (330-350°) a N-S, com mergulhos para E e W, são supostamente conjugadas das anteriores e apresentam expressão morfológica menos marcada, através de alguns alinhamentos vulcânicos e de lineamentos (deduzidos fundamentalmente do traçado de linhas de água e de arribas litorais). Apesar da escassez de dados cinemáticos, pode deduzir-se que as evidências neotectónicas identificadas em S. Miguel são compatíveis com as observações noutras partes do arquipélago, ou seja, falhas NW-SE a WNW-ESE com movimentação oblíqua normal direita, e falhas conjugadas NNW-SSE a N-S, apresentando movimentação oblíqua normal esquerda. Dispersas por toda a ilha ocorrem falhas com direcção NE-SW (30-60°), mergulhando para NW e SE, E-W, inclinando para N e S, e N-S, com mergulhos para W e E, morfológicamente expressas por alinhamentos vulcânicos, linhas de água de traçado rectilíneo e escarpas de falha.

Analisando a distribuição espacial das orientações à escala de ilha verifica-se que esta não é homogénea e que, de ocidente para oriente, ocorre uma rotação na orientação das estruturas tectónicas principais de NW-SE para WNW-ESE e, conseqüentemente do sistema conjugado de N-S para NNW-SSE.

No Vulcão das Sete Cidades e no Sistema Vulcânico Fissural dos Picos, as estruturas dominantes apresentam direcção NW-SE e, com menor representação, o sistema conjugado NNW-SSE a N-S. As falhas mais desenvolvidas estão morfologicamente bem expressas no flanco NW do vulcão através das escarpas que formam o *Graben* dos Mosteiros. Esta importante zona de fractura cruza o Vulcão das Sete Cidades e prolonga-se para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos sob a forma de alinhamentos vulcânicos, fissuras eruptivas e pequenas escarpas dispostos *en échelon* direito. Esta mesma direcção aflora também nas arribas do sector SE do vulcão das Sete Cidades (Rocha da Relva e Porto das Feteiras), verificando-se que a própria arribas litoral entre a zona da Candelária e Relva apresenta um traçado rectilíneo com orientação NW-SE. No que respeita à cinemática, a componente normal está bem evidenciada quer pelo deslocamento de marcadores estratigráficos e geomorfológicos quer pela observação de estrias, mas não foi detectada componente de desligamento direito. O sistema conjugado (NNW-SSE a N-S) tem menor expressão morfológica, correspondendo o acidente principal à Falha Feteiras 1 que parece condicionar a localização de alguns centros eruptivos no interior da caldeira do Vulcão das Sete Cidades. A presença de estrias nesta estrutura indica movimentação oblíqua esquerda normal.

No Vulcão do Fogo, a situação torna-se mais complexa. No flanco N, o padrão da rede de drenagem, a distribuição espacial das formas vulcânicas que materializam o *Graben* da Ribeira Grande (falhas W da Ribeira Grande e da Falca) e a exposição em corte de numerosas falhas mostram que a direcção estrutural dominante é a NW-SE a NNW-SSE, com mergulho para NE e SW. No entanto, na vertente S, as falhas N-S e NE-SW parecem ser mais influentes, estando evidenciadas por troços rectilíneos de linhas de água e por alinhamentos vulcânicos. Face à natureza dos depósitos afectados, a maior parte correspondendo a depósitos piroclásticos de queda, não foi possível a observação de estrias e, consequentemente, investigar a presença de componente de movimentação horizontal.

Na metade oriental da ilha, o sistema tectónico principal apresenta direcção WNW-ESE, estando evidenciado por alinhamentos vulcânicos no Sistema Vulcânico Fissural do Congro que se prolongam para o Vulcão das Furnas, pelas imponentes escarpas de falha que formam o *Graben* de Água Retorta e por numerosas falhas expostas nas arribas do sector mais antigo da ilha, a região Povoação-Nordeste. A presença de planos de falha estriados permitiu verificar a ocorrência quer de movimentações oblíquas esquerdas normais e quer de movimentações direitas normais. O sistema conjugado está orientado NNW-SSE, estando marcado geomorfológicamente no flanco N do Sistema Vulcânico do Nordeste por vales fluviais de traçado rectilíneo. Do ponto de vista cinemático, estas estruturas apresentam cinemática oblíqua esquerda normal.

A rotação na orientação dos sistemas tectónicos principais ao longo da extensão da ilha de S. Miguel, pode resultar de uma acomodação das falhas à presença em profundidade de um acidente com orientação E-W, relacionado com as antigas falhas transformantes que cortam o fundo oceânico, que pode ser reactivado pelo campo de tensões regional. Esta orientação torna-se mais evidente na metade oriental da ilha. Com efeito,

ainda que mantenham a direcção geral NW-SE, no sector leste do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos a distribuição dos alinhamentos vulcânicos parece evidenciar uma maior dispersão com orientação E-W. Esta mesma direcção está presente nas regiões da caldeira do Vulcão do Fogo e do Sistema Vulcânico Fissural do Congro em numerosos acidentes tectónicos, nomeadamente nas falhas do Altiprado. Esta hipótese é, ainda reforçada pelo alinhamento E-W nítido formado pelos vulcões do Fogo, Furnas, Povoação e Nordeste. Assim, e em virtude do regime transtensivo direito a que a região está sujeita, deduz-se que os vulcões poligenéticos centram-se na intersecção do sistema de falhas regional (NW-SE a WNW-ESE e N-S a NNW-SSE) com estruturas antigas de direcção E-W, possibilitando o desenvolvimento de câmaras magmáticas em profundidade, enquanto que nas zonas de vulcanismo fissural, a actividade vulcânica ocorre predominantemente ao longo das falhas de direcção NW-SE a WNW-ESE. A influência de falhas oceânicas com direcção E-W na localização e evolução dos vulcões centrais açorianos foi já proposta por Gaspar (1996) para a ilha Graciosa e por Queiroz (1997) para o Vulcão das Sete Cidades.

O significado das falhas com orientação NE-SW no contexto da tectónica regional continua por esclarecer. O controlo estrutural por parte de estruturas NE-SW foi também já referido para outras partes do arquipélago, nomeadamente durante a erupção na Crista Submarina da Serreta, em que na fase inicial da erupção, a emissão de balões de lava definiu um alinhamento NE-SW (Gaspar *et al.*, 2003). Também Matias *et al.* (2007) sublinha a presença desta direcção estrutural evidenciada pela distribuição das réplicas do sismo de 9 de Julho de 1998. Em S. Miguel, as falhas com orientação NE-SW ocorrem em toda a ilha afectando depósitos de idades diversas, e são particularmente evidentes no Vulcão das Furnas, onde controlam a morfologia das caldeiras (em conjunto com estruturas orientadas WNW-ESE). Neste vulcão e nos sistemas vulcânicos da Povoação e do Nordeste foi possível inferir a cinemática desta direcção através da presença de planos de falha estriados. Com efeito, a análise geométrica e o estudo cinemático deste sector oriental (Carmo, 2004) indica a ocorrência de dois conjuntos de falhas conjugadas com movimentação oblíqua e com padrão característico de deformação tridimensional (Reches, 1983; Reches e Dieterich, 1983): falhas WNW-ESE a NW-SE normais direitas conjugadas de falhas NNW-SSE normais esquerdas, e estruturas WNW-ESE a NW-SE normais esquerdas conjugada de acidentes NE-SW normais direitos. Enquanto que o primeiro conjunto de estruturas é compatível com o campo de tensões transtensivo definido para o RT (*s.l.*), o segundo implica um campo de tensões distinto e caracterizado por σ_1 horizontal e orientado E-W, σ_3 horizontal e aproximadamente N-S e σ_2 igualmente compressivo e vertical; após eventos com componente de desligamento dominante, a queda de tensão segundo σ_1 pode originar permuta entre σ_1 e σ_2 , favorecendo a ocorrência de eventos sísmicos com componente normal dominante (Reches e Dieterich, 1983; Madeira, 1998). Este campo de tensões pode alternar no tempo com o campo de tensões regional, produzindo novas estruturas ou reactivando os acidentes regionais NW-SE a WNW-ESE direitos normais que passam assim a esquerdos normais, gerando falhas NE-SW direitas normais como conjugadas.

No sector SE do Vulcão das Sete Cidades (Rocha da Relva e Porto das Feteiras), onde ocorrem com alguma frequência falhas com a direcção NE-SW, encontrou-se uma falha com direcção WNW-ESE com estrias indicando movimentação oblíqua esquerda normal (estação 89), o que significa que o campo de tensões distinto pode fazer-se sentir em toda a ilha.

A existência de dois campos de tensão diferentes num mesmo local do RT (s.l.) foi também reportada para a ilha Graciosa, onde falhas NNE-SSW a NE-SW esquerdas normais são conjugadas de acidentes tectónicos de direcção NW-SE a NNW-SSE com movimentação oblíqua direita normal, e falhas NNE-SSW, com movimentação direita normal são presumivelmente conjugadas de estruturas NW-SE a NNW-SSE esquerdas normais (Hipólito, 2009). Segundo Hipólito (2009), o segundo campo de tensões pode ser obtido se ocorrerem variações na largura da faixa cisalhada sujeita ao campo de tensões interplacas local como resposta a oscilações nas velocidades e direcções de expansão a N e a S da JTA. Deste modo, os sectores da PA a leste da CMA situados nas proximidades dos bordos da zona cisalhada, tais como a região oriental da ilha de S. Miguel ou a ilha Graciosa, podem ficar potencialmente sujeitas à influência de dois campos de tensão distintos, um local e outro externo.

Importa, no entanto, referir que, embora se esteja a tentar enquadrar os dados neotectónicos à luz dos modelos geodinâmicos definidos para este sector da fronteira de placas EU-NU, muita da deformação registada pode reflectir a sobreposição temporária de campos de tensões resultantes de fenómenos vulcânicos. Por exemplo, no Vulcão das Furnas, para além da direcção estrutural NE-SW, constata-se um predomínio de falhas com orientação N-S no flanco S. Estas deslocam depósitos com mais de 30000 anos e apresentam estrias que indicam movimentação normal e associada, por vezes, a desligamento direito. Dado que o sistema tectónico regional (WNW-ESE) está bem patente nos vários alinhamentos vulcânicos que se estendem desde o Sistema Vulcânico Fissural do Congro e cruzam o Vulcão das Furnas, aquelas estruturas devem resultar de tensões locais provavelmente relacionadas com processos de ascensão magmática e de vulcanismo.

Relativamente à rede filoniana, esta é mais evidente no Vulcão das Sete Cidades e no Sistema Vulcânico do Nordeste, onde os filões se dispõem radialmente em torno dos edifícios vulcânicos principais. Nos vulcões do Fogo, das Furnas e da Povoação, os filões apresentam direcções similares às das falhas observadas, sugerindo que a sua instalação esteja de acordo com os mesmos campos de tensões, regional ou local.

Exceptuando o sector mais antigo da ilha de S. Miguel, a região Povoação-Nordeste, com idades publicadas da ordem dos 4 Ma, as idades mais antigas obtidas para os restantes sistemas vulcânicos (menos de 300000 anos BP) marcam o carácter activo das estruturas tectónicas. A quantificação de deslocamentos por evento ou acumulados e a existência de marcadores estratigráficos de idade conhecida permitiram estimar taxas de deslizamento para algumas estruturas tectónicas maiores e para outras secundárias expostas em corte.

Quando a informação estratigráfica se revelou insuficiente, utilizou-se como limite do período de deformação a idade das rochas mais antigas aflorantes. Na maioria dos casos, as taxas de deslizamento obtidas dizem respeito à componente normal da movimentação. Somente um número restrito de estruturas com estrias preservadas permitiu determinar o deslocamento acumulado da componente de desligamento e o deslocamento total (*net slip*), bem como as taxas de deslizamento associadas. As taxas de deslizamento da componente normal variam entre 0.003 e 3.37 mm/ano, mostrando que as falhas identificadas podem ser classificadas desde acidentes com baixa actividade (tipo C) até acidentes muito activos (tipo A), de acordo com a classificação de Matsuda (1975 in Slemmons, 1977).

Os valores das taxas de deslizamento mais baixos foram determinados nas falhas do Sistema Vulcânico do Nordeste, do Vulcão do Fogo e do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. No caso do primeiro, a expressão morfológica bem marcada dos acidentes constituintes do *Graben* de Água Retorta sugere que as taxas de deslizamento (0.005 a 0.11 mm/ano) estão provavelmente subestimadas por, mediante a falta de marcadores temporais, se estar a considerar um período de deformação muito longo, correspondente à idade das rochas mais antigas expostas (4.01 Ma).

No Vulcão do Fogo, as taxas de deslizamento (0.003 a 0.13 mm/ano) podem estar subavaliadas por se estar a quantificar a deformação em acidentes menores associados a estruturas principais. Muecke *et al.* (1974) estimam uma taxa de subsidência média de 1 mm/ano para a zona central do *Graben* da Ribeira Grande. Uma vez que as falhas limítrofes desta estrutura distensiva não têm expressão morfológica clara, não pode ser excluído que parte daquele valor corresponda a compensação isostática do edifício vulcânico.

As taxas de deslizamento mais elevadas correspondem às falhas Altiprado 1 (3.37 mm/ano), no Sistema Vulcânico Fissural do Congro, e da Lombinha (1.91 mm/ano) e Lomba dos Homens (2.26 mm/ano), no Vulcão das Sete Cidades, todas morfológicamente expressas por escarpas de falha. A Falha Altiprado 1 apresenta sem dúvida o valor mais significativo, podendo, no entanto, estar sobrestimado por se estar a utilizar um marcador estratigráfico muito recente (410 anos). Considerando um período de deformação mais longo (1900 anos) obtém-se um valor de 0.73 mm/ano, mais coerente com as restantes estruturas observadas na ilha. As falhas da Lombinha e da Lomba dos Homens, como constituintes do *Graben* dos Mosteiros, terão desempenhado um papel importante ao longo da evolução do Vulcão das Sete Cidades. Segundo Queiroz (1997), a espessura da Formação da Bretanha e a acumulação de brechas no flanco NW do vulcão sugerem que aquela estrutura distensiva já existia ou que pelo menos a sua formação foi concomitante com a segunda fase de colapso, isto é, há 29000 anos BP. Também para estas estruturas foi possível constranger dois períodos de deformação. Assumindo a idade das rochas mais antigas (210000 anos), as taxas de deslizamento são da ordem dos 0.30 mm/ano. No entanto, se se considerar que a maior parte da sua expressão morfológica foi adquirida após a segunda fase de formação da caldeira, então obtém-se taxas de deslizamento superiores.

O conhecimento do comprimento das estruturas tectónicas maiores na área emersa e a determinação de deslocamentos por evento permitiram proceder a uma avaliação do potencial sismogénico para a ilha de S. Miguel recorrendo às correlações empíricas de Wells e Coppersmith (1994), considerando rotura num único evento. A área de rotura foi estimada primeiramente utilizando uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica na região dos Açores, de acordo com os dados de Matias *et al.* (2007) e Dias *et al.* (2007), e uma inclinação média das estruturas de 65°.

De um modo geral, as magnitudes máximas esperadas a partir do comprimento e da área de rotura variam entre 5.0 e 6.6, correspondendo o valor mais elevado às falhas constituintes do *Graben* dos Mosteiros, se considerarmos que estas estruturas se prolongam para o Sistema Vulcânico Fissural dos Picos. Contudo, estes valores podem estar subestimados, porque os comprimentos utilizados podem não corresponder à extensão total das estruturas tectónicas. Por exemplo, no caso das falhas constituintes dos *grabens* dos Mosteiros, da Ribeira Grande e de Água Retorta, os traços de falha prolongam-se certamente para áreas submersas, e no caso das falhas do Altiprado, a sua expressão superficial pode estar oculta por materiais vulcânicos mais recentes ou modificada por acções antrópicas.

No entanto, nas regiões vulcânicas a magnitude limiar para a ocorrência de rotura superficial pode ser significativamente mais baixa, por vezes até mesmo igual ou inferior a 4.0, devido à existência de fontes sismogénicas superficiais e quedas de tensão baixas (*stress-drop*), relacionadas quer com mecanismos vulcanotectónicos quer com mecanismos puramente tectónicos (Smith *et al.*, 1996; Azzaro *et al.*, 1998; Azzaro, 1999). Deste modo, utilizou-se a profundidade focal para estimar a espessura da crosta sismogénica, metodologia adoptada por Meletti *et al.* (2008) para o território italiano. De acordo com o estudo desenvolvido por Silva (2011) e Silva *et al.* (2012), a sismicidade da zona sismogénica do Fogo-Congro parece ocorrer preferencialmente até aos 8 km de profundidade. Aplicando este valor aos vários sistemas vulcânicos da ilha de S. Miguel, as magnitudes recalculadas variam entre 4.9 e 6.3.

O parâmetro deslocamento por evento conduz a magnitudes mais elevadas (M_w 5.7-6.9). Contudo, estas podem facilmente levar a uma sobreavaliação do potencial sismogénico ao se considerar que o deslocamento medido resulta de um só evento e não do deslocamento acumulado de vários sismos, quer sejam eles de origem tectónica, quer estejam relacionados com fenómenos vulcânicos. Há que considerar, também, a hipótese de parte dos deslocamentos encontrados poderem resultar de movimentações pós-sísmicas ou assísmicas (*creep*). Cita-se, por exemplo, a situação reportada na estação 129 (acidente secundário associado à Falha da Lomba dos Homens) em que se mediu uma separação normal de mais de 2 m, equivalendo a uma magnitude de momento ($M_w > 6.9$) muito superior à estimada através do comprimento e da área de rotura (M_w 6.4). Outro exemplo é a Falha Altiprado 1, em que o deslocamento mais recente de 38 cm, equivalendo a um sismo de magnitude 6.4, pode ser um valor acumulado de eventos de magnitude baixa a moderada ocorridos durante os períodos de incremento de sismicidade associados a reactivações dos sistemas

vulcânicos do Fogo e do Congro. As falhas Altiprado 2 e Achada das Furnas 23 (estações 185 e 218, respectivamente) sofreram deformação durante a erupção histórica de 1563 no Vulcão do Fogo, enquanto que a Falha da Lombinha sofreu rotura durante a erupção submarina histórica de 1811 ao largo do Vulcão das Sete Cidades. Para ambas as erupções não existem relatos sobre ocorrência de sismos de magnitude elevada, sendo os efeitos verificados resultantes de um número elevado de eventos menos energéticos.

Por este motivo, as fórmulas de Wells e Coppersmith (1994) devem ser aplicadas com alguma reserva em regiões vulcânicas. Não obstante, os Açores localizam-se no sector ocidental da fronteira de placas EU-NU, e os dados da sismicidade histórica e da sismicidade instrumental permitem verificar que nesta região ocorrem sismos de magnitude elevada, relacionados com mecanismos puramente tectónicos. Por exemplo, o sismo de 1 de Janeiro de 1980, de magnitude 7.2, apresentou uma distribuição epicentral das réplicas com uma extensão indicativa de um comprimento de rotura da ordem dos 50-60 km (Hirn *et al.*, 1980), compatível com a magnitude estimada. Deste modo, para sismos de natureza tectónica, o erro associado àquelas correlações não deve ser muito elevado.

Os estudos de paleossismologia permitiram ainda verificar que as falhas do Altiprado sofreram vários episódios de rotura em período histórico, no decurso de sismos de magnitude provavelmente elevada e relacionados com a tectónica regional, ou durante crises sísmicas com eventos de magnitude baixa a moderada, associadas ou não com fenómenos magmáticos. A descoberta mais interessante foi poder relacionar ao sismo histórico de 1522, um dos mais destrutivos do arquipélago dos Açores, a rotura mais antiga observada na trincheira aberta na Falha Altiprado 1; o deslocamento de 1 m medido corresponde a uma magnitude de momento de 6.7. Apesar da incoerência entre a extensão superficial da rotura e o deslocamento observado, a magnitude estimada parece coerente com os efeitos produzidos por aquele sismo histórico.

Do que acima se expôs, conclui-se que numa região em que a tectónica e o vulcanismo interagem, os estudos de neotectónica devem ser cuidadosamente aplicados, visto que o registo geológico nem sempre permite diferenciar roturas co-sísmicas, pós-sísmicas, assísmicas e sin-eruptivas. No entanto, embora persistam algumas incertezas relativamente aos parâmetros tectónicos das falhas identificadas na ilha de S. Miguel, pode concluir-se que se tratam de estruturas activas e com potencial, no sentido de falhas capazes, para causar rotura superficial relacionada quer com sismos puramente tectónicos de magnitude elevada, quer com episódios de reactivação vulcânica, de magnitude fraca a moderada. Os dados obtidos são insuficientes para determinar períodos de retorno.

A informação apresentada corresponde a uma primeira caracterização quantitativa da cinemática das estruturas tectónicas da ilha de S. Miguel, pretendendo-se que sirva como ponto de partida ao desenvolvimento de estudos mais pormenorizados de falhas consideradas como estruturas tectónicas mais

relevantes na ilha de S. Miguel. Um melhor conhecimento sobre o comportamento cinemático das estruturas identificadas pode ser fornecido pela informação proveniente da determinação de mecanismos focais para eventos com epicentro na ilha de S. Miguel e nas áreas submersas adjacentes. Ainda como trabalhos futuros sugerem-se a aplicação de técnicas de paleossismologia às falhas dos *grabens* dos Mosteiros, da Ribeira Grande e de Água Retorta e de estudos mais detalhados relativamente às falhas do Altiprado. Todavia, como nem sempre é possível proceder à abertura de trincheiras, uma hipótese a considerar seria a realização de sondagens ou a aplicação de métodos geofísicos, tais como sísmica de reflexão, nas estruturas com escarpas com comando elevado, ou GPR (*Ground-Penetrating Radar*), nas falhas sem expressão morfológica ou com escarpas de comando reduzido (*e.g.* falhas do Altiprado), permitindo, deste modo, aceder a uma maior profundidade e, conseqüentemente, a uma maior porção do registo geológico. A aplicação de técnicas geodésicas, como a instalação de distanciómetros ou extensómetros e implementação de redes de GPS, permitirá monitorizar aquelas falhas de modo a definir a sua evolução.

BIBLIOGRAFIA

Abdel-Monem, A.A.; Fernandez, L.A. e Boone G.M. (1975). K-Ar ages from the eastern Azores group (Santa Maria, São Miguel and the Formigas Islands). *Lithos*, 8: 247-254.

Abranches, J. (1869). *Album michaelense*. 1ª ed., Ponta Delgada, Typographia de Manoel Corrêa Botelho: 138 p.

Abranches, J. (1877). *Convulsões da Terra*. 1ª ed., Ponta Delgada, Typographia de Manoel Corrêa Botelho: 212 p.

Açores. Dir. Cícero de Medeiros. A. 1, nº 1 (Out. 1944) – , Ponta Delgada, ed. Bruno M. Duarte, prop. Empresa de Publicidade Açores Lda., 1944 – , Semanal.

O Açoriano Oriental. Dir. [fundador, editor e redactor Manuel António de Vasconcelos]. nº 1 (18 Abr. 1835) – , Ponta Delgada, [s.n.], 1935, Semanal passado a Diário.

Agostinho, J. (1935). Tectónica, sismicidade e vulcanismo das ilhas dos Açores. *Açoreana*, 1: 85-98.

Altamimi, Z.; Sillard, P. e Boucher, C. (2002). ITRF2000: a new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.

Anuário Sismológico de Portugal, volume 1, nº 21 – 1967. Serviço Meteorológico Nacional, Lisboa (Portugal). Publicado em Dezembro de 1968, 23 p.

Araújo, L. (1801). *Memoria chronologica dos tremores mais notáveis, e irrupções de fogo, acontecidos nas ilhas dos Açores, com a relação dos tremores que houverao nesta ilha Terceira desde 24 de Julho de 1800, até 4 de Setembro immediato. Acrescenta-se a noticia de hum fenomeno observado no dia 25 de Junho; a do estado das Furnas nesse mesmo dia, a experiencia feita para se tirar o enxofre das mesmas Furnas*. 1ª ed., Lisboa, Thypographia Chalcographica e Litteraria do Arco do Cego: 24 p.

Argus, D.F.; Gordon, R.G. e DeMets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12(11), doi: 10.1029/2011GC003751.

Asimow, P.D.; Dixon, J.E. e Langmuir, C.H. (2004). A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(1), Q01E16, doi:10.1029/2003GC000568.

Azzaro, R. (1999). Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *Journal of Geodynamics*, 28: 193-213.

Azzaro, R. e Barbano, M.S. (1997). Intensity-magnitude relationship for the Mt. Etna area (Sicily). *Acta Vulcanologica*, vol. 9(1/2): 15-21.

Azzaro, R.; Ferreli, L.; Michetti, A.; Serva, L. e Vitttori, E. (1998). Environmental hazard of capable faults: the case of the Pernicana Fault (Mt. Etna, Sicily). *Natural Hazards*, 17: 147-162.

Azzaro, R.; Bella, D.; Ferreli, L.; Michetti, A.; Santagati, F.; Serva, L. e Vitttori, E. (2000). First study of fault trench stratigraphy at Mt. Etna volcano, Southern Italy: understanding Holocene surface faulting along the Moscarello fault. *Journal of Geodynamics*, 29: 187-210.

Bastos, L.; Osório, L.; Barbeito, A. e Hein, G. (1998). Results from geodetic measurements in the western part of the African-Eurasian plate boundary. *Tectonophysics*, 294: 261-269.

Baubron, J.C., Rigo, A. e Toutain, J.P. (2002). Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonics areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France). *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 69-81.

Bessone, P. (1932). *Dicionário cronológico dos Açôres*. 1ª ed., Cambridge, Massachussets, Estados Unidos da América, edição do autor: 446 p.

Booth, B.; Walker, G.P.L. e Croasdale, R. (1978). A quantitative study of five thousand years of volcanism on São Miguel, Azores. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 228: 271-319.

Borges, P. (2003). *Ambientes litorais nos grupos Central e Oriental do arquipélago dos Açores – conteúdos e dinâmica de microescala*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade em Geologia Costeira. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 413 p.

Borges, J.F. (2003). *Fonte sísmica em Portugal – algumas implicações na Geodinâmica da região Açores-Gibraltar*. Tese de Doutoramento no ramo de Física. Universidade de Évora: 237 p.

Borges, J.F.; Bezzeghoud, M.; Buorn, E.; Pro, C. e Fitas, A. (2007). The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and some seismo-tectonic implications. *Tectonophysics*, 435: 37-54.

Borges, J.F.; Caldeira, B.; Bezzeghoud, M. e Buorn, E. (2008). Sismicidade e sismotectónica dos Açores: implicações geodinâmicas. In: C.S. Oliveira; A. Costa e J.C. Nunes (eds.), *Sismo 1998 – Açores. Uma década depois*, ISBN: 978-989-20-1223-0.

Buorn, E.; Udías, A. e Colombás, M.A. (1988). Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.

Burbank, D. e Anderson, R. (2001). *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science: 274 p. ISBN 978-0-632-04386-6.

Cabral, J. (1995). *Neotectónica em Portugal Continental*. Memórias do Instituto Geológico e Mineiro, 31, Lisboa: 265 p.

Cabral, J. (2003). A geologia na avaliação da perigosidade sísmica. Textos do seminário "Riscos Geológicos" da Associação Portuguesa de Geólogos. *Geonovas*, 17: 25-34.

Cannat, M.; Briais, A.; Deplus, C.; Escartín, J.; Georgen, J.; Lin, J.; Mercouriev, S.; Meyzen, C.; Muller, M.; Pouliquen, G.; Rabain, A. e Silva, P. (1999). Mid-Atlantic Ridge – Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 257-269.

Canto, E..Vulcanismo nos Açores. *Arquivo dos Açores*, Ponta Delgada, Universidade dos Açores, Volume II (1986). [reimpressão fac-similada da edição de 1880].

Canto, E..Vulcanismo nos Açores. *Arquivo dos Açores*, Ponta Delgada, Universidade dos Açores, Volume III (1981). [reimpressão fac-similada da edição de 1881].

Canto, E..Vulcanismo nos Açores. *Arquivo dos Açores*, Ponta Delgada, Universidade dos Açores, Volume V (1981). [reimpressão fac-similada da edição de 1883].

Carmo, R. (2004). *Geologia estrutural da região Povoação-Nordeste (ilha de S. Miguel, Açores)*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 121 p.

Castello Branco, A.; Zbyszewski, G.; Cândido de Medeiros, A. e Moitinho de Almeida, F. (1957). Étude géologique de la région de Furnas dans l'île de S. Miguel (Açores). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 38: 5-64.

Chaves, F.A. (1960). Erupções submarinas nos Açores. Informações que os navegantes podem prestar sobre tal assunto. *Açoreana*, v. 5, nº 4: 50 p.

Cluff, L.S.; Hansen, W.R.; Taylor, C.L.; Weaver, K.D.; Brogan, G.E.; McClure, F.E.; Idriss, I.M. e Blayney, J.A. (1972). Site evaluation in seismically active regions – an interdisciplinary team approach. International Conference on Microzonation.

Cole, P.D.; Queiroz, G.; Wallenstein, N.; Gaspar, J.L.; Duncan, A. e Guest, J. (1995). An historic subplinian/phreatomagmatic eruption: the 1630 AD eruption of Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69: 117-135.

Cole, P.D.; Guest, J.; Queiroz, G.; Wallenstein, N.; Pacheco, J.; Gaspar, J.L.; Ferreira, T. e Duncan, A. (1999). Styles of volcanism and volcanic hazards on Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 39-53.

Cordeiro, Pe. António. *História Insulana das ilhas a Portugal sujeitas no oceano occidental*. 3ª ed. [reimpressão fac-similada da 1ª ed. de 1717], Região Autónoma dos Açores, Secretaria Regional da Educação e da Cultura, 1981: 528 p.

Correio dos Açores: diário da manhã. Dir. José Bruno Carreiro, Francisco Luís Tavares, ed. Jacinto de Sousa Cardoso. – A. 1, nº 1 (1 Mai. 1920) – , Ponta Delgada, Empresa do Correio dos Açores, 1920 – . Diário.

O Correio Michaelense. Ed. Resp. F.J. Correa. – nº 1 (12 Set. 1846) – nº 925 (17 Fev. 1864); 2ª s. a. 32, nº 1 (18 Jul. 1878) – a. 35, nº 162 (9 Set. 1881) – , Ponta Delgada, [s.n.], 1846-1881, Semanal.

CVARG/CIVISA (2013). Base de dados do Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos e do Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores.

Delaney, P. e Pollard, D. (1981). Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dykes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. USGS Professional Paper 1202.

DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. e Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478.

DeMets, C.; Gordon, R.; Argus, D.F. e Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20): 2191-2194.

Detrick, R.; Needham, H.D. e Renard, V. (1995). Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33°N and 40°N. *Journal of Geophysical Research*, 100(B3): 3767-3787.

Diario de Annuncios: folha noticiosa e commercial. Prop. Nuno Cordeiro. nº 1 (1 Jan. 1885) – nº 2990 (11 Fev. 1895). Ponta Delgada, Typ. Minerva, Diário.

Diário dos Açores: publicação noticiosa de instrução e recreio. Prop. e admin. M.A. Tavares de Resende. – A. 12, nº 1954 (11 Jun. 1881), 3ª s., a. 21, nº 1 (2 Jan. 1891) – , Ponta Delgada, [s.n., 189?] – (Typ. de Manuel Corrêa Botelho). A 2ª s. corresponde ao aparecimento do título “O Novo Diário dos Açores”, entre 1881 e 1890, Diário.

Dias, U.M. (1936). *História do Vale das Furnas*. 1ª ed. Vila Franca do Campo, Empresa Tip. Lda.: 159 p.

Dias, N.A.; Matias, L.; Lourenço, N.; Madeira, J.; Carrilho, F. e Gaspar, J.L. (2007). Crustal seismic velocity structure near Faial and Pico islands (Azores), from local earthquake tomography. *Tectonophysics*, 445: 301-317.

Dinis, L. (2006). *Contribuição para a definição da escala vulcanoestratigráfica da ilha de S. Miguel (Açores)*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 140 p.

Dosso, L.; Bougault, H.; Langmuir, C.; Bollinger, C.; Bonnier, O. e Etoubleau, J. (1999). The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31-41°N). *Earth and Planetary Science Letters*, 170: 269-286.

Duncan, A.; Queiroz, G.; Guest, J.; Cole, P.D.; Wallenstein, N. e Pacheco, J. (1999). The Povoação Ignimbrite, Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 55-65.

Escartín, J.; Cannat, M.; Pouliquen, G.; Rabain, A. e Lin, J. (2001). Crustal thickness of V-shaped ridges south of the Azores: interaction of the Mid-Atlantic Ridge (36°-39°N) and the Azores hot spot. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B10): 21719-21735.

Faria, C. (2002). *Estudo de anomalias geoquímicas associadas a processos de desgaseificação difusa na ilha do Faial: contribuição para a cartografia de falhas activas*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 95 p.

Fernandes, R. (2004). *Present-day kinematics at the Azores-Gibraltar plate Boundary as derived from GPS observations*. Tese de Doutoramento, Delft Institute of Technology, Delft, Holanda: 196 p.

Fernandes, R.; Ambrosius, B.; Noomen, R.; Bastos, L.; Wortel, M.; Spakman, W. e Govers, R. (2003). The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 30(16): 1828.

Fernandes, R.; Bastos, L.; Ambrosius, B.; Noomen, R.; Matheussen, S. e Baptista, P. (2004). Recent geodetic results in the Azores triple junction region. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 683-699.

Fernandes, R.; Bastos, L.; Miranda, J.M.; Lourenço, N.; Ambrosius, B.; Noomen, R. e Simons, W. (2006). Defining the plate boundaries in the Azores region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 1-9.

Ferreira, H.A. (1956). Macrossismos sentidos em Portugal no período de 1901-1954. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, V(1), Memória nº 128: 10 p.

Ferreira, T. (2000). *Caracterização da actividade vulcânica da ilha de S. Miguel (Açores): vulcanismo basáltico recente e zonas de desgaseificação. Avaliação de riscos*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 248 p.

Ferrel, L.; Michetti, A.M.; Serva, L. e Vittori, E. (2002). Stratigraphic evidence of coseismic faulting and aseismic fault creep from exploratory trenches at Mount Etna volcano (Sicily, Italy). *Geological Society of America Special Paper*, 359: 49-62.

Forjaz, V.H. (1983). *Azores tectonic sketch*. Documento interno do Centro de Vulcanologia, Universidade dos Açores.

Forjaz, V.H. (1993). Carta tectónica de S. Miguel. Edição do Centro de Vulcanologia da Universidade dos Açores, 2 folhas na escala 1:50000.

Forjaz, V.H. (1994). *Geologia económica e aplicada da ilha de S. Miguel (Açores): recursos vulcanogeotérmicos*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia de Engenharia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, 573 p.

Forjaz, V.H.; Tavares, J.; Brito de Azevedo, E.; Nunes, J.C.; Serrão dos Santos, R.; Barreiros, J.P.; Les Gallagher; Barcelos, P.; Cardigos, F.; França, Z.; Dentinho, T.; Costa, M.; Magalhães, L.; Rodrigues, M.C.; Gonçalves, J.F.; Silva, V. e Serpa, V. (2004). *Atlas Básico dos Açores*. V.H. Forjaz (ed.), Observatório Vulcanológico e Geotérmico dos Açores: 112 p.

Friedlaender, I. (1929). Os Açores (trad. J. Agostinho). *Açoreana*, I(1): 39-58.

Frutuoso, G. (1522-1591). Livro Quarto das Saudades da Terra. In: G. Frutuoso, *Saudades da Terra*, 2ª ed. Ponta Delgada. Instituto Cultural de Ponta Delgada, 1981.

Gandino, A.; Guidi, M.; Merlo, C.; Rossi, R. e Zan, L. (1985). Preliminary model of the Ribeira Grande geothermal field (Azores Islands). *Geothermics*, 14: 91-105.

Gaspar, J.L. (1996). *Ilha Graciosa (Açores) – história vulcanológica e avaliação do hazard*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 260 p.

Gaspar, J.L. e Queiroz, G. (1989). Crise sísmica do Congro – Lagoa do Fogo: magnitudes e energia libertada durante o período de 13 de Julho a 19 de Agosto. Doc. CV/INIC 08/89.

Gaspar, J.L.; Ferreira, T.; Queiroz, G.; Wallenstein, N.; Pacheco, J.; Guest, J.; Duncan A. e Cole, P.D. (1995). Evolução morfoestrutural do vulcão das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores). *Memória nº 4 do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*: 999-1003.

Gaspar, J.L.; Queiroz, G.; Ferreira, T.; Trota, A.; Coutinho, R.; Valadão, P. e Alves, P. (2001). *Plano Municipal de Emergência – Concelho da Povoação*. Ed. Câmara Municipal da Povoação, Departamento de Geociências da Universidade dos Açores e Serviço Regional de Protecção Civil e Bombeiros dos Açores.

Gaspar, J.L.; Queiroz, G.; Pacheco, J.; Ferreira, T.; Wallenstein, N.; Almeida, M.H. e Coutinho, R. (2003). Basaltic lava balloons produced during the 1998-2001 Serreta Submarine Ridge (Azores). In: *Subaqueous explosive volcanism*, J. White, D. Clague e J. Smellie (eds.), American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 140: 205-212.

Gaspar, J.L.; Goulart, C.; Queiroz, G.; Silveira, D. e Gomes, A. (2004). Dynamic structure and data sets of a GIS database for geological risk and analysis in the Azores volcanic islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 233-242.

Gente, P.; Dymant, J.; Maia, M. e Goslin, J. (2003). Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hot spot during the last 85 My: emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(10), 8514, doi:10.1029/2003GC000527.

Giammanco, S.; Gurriere, S. e Valenza, M. (1997). Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily): the Pernicana Fault. *Applied Geochemistry*, 12: 429-436.

Gomes, A. (2013). *História eruptiva do Sistema Vulcânico Fissural dos Picos e avaliação da susceptibilidade a escoadas lávicas (ilha de São Miguel, Açores)*. Tese de Doutorado no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 352 p.

Goslin, J.; Thiot, J.-L.; Noël, O. e Francheteau, J. (1998). Slow-ridge/hotspot interactions from global gravity, seismic tomography and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope data. *Geophysical Journal International*, 135: 700-710.

Grimison, N.L. e Chen, W.-P. (1986). The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 92: 2029-2047.

Grünthal, G. (ed.) (1998): *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg: 99 p.

Guest, J.; Duncan, A.; Cole, P.D.; Gaspar, J.L.; Queiroz, G.; Wallenstein, N. e Ferreira, T. (1994). Preliminary report on the volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. ESF Furnas Laboratory Volcano, Eruptive History and Volcanic Open File Report, 1: 24 p.

Guest, J.; Gaspar, J.L.; Cole, P.D.; Queiroz, G.; Duncan, A.; Wallenstein, N.; Ferreira, T. e Pacheco, J. (1999). Volcanic geology of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 1-29.

Hipólito, A. (2009). *Geologia estrutural da ilha Graciosa – enquadramento no âmbito da Junção Tripla dos Açores*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 155 p.

Hipólito, A.; Madeira, J.; Gaspar, J.L. e Carmo, R. (2010). Neotectónica da ilha Graciosa – uma contribuição para o enquadramento geodinâmico da junção tripla dos Açores. *e-Terra*, Revista electrónica das Ciências da Terra, 11, 3, ISSN 1645-0388.

Hipólito, A.; Viveiros, F.; Carmo, R.; Silva, C.; Cabral, N.; Cabral, J.; Alfama, V. e Ferreira, T. (2011). Soil degassing surveys as a tool to identify hidden faults in volcanic areas: preliminary results at the Ribeira Grande graben (Fogo Volcano, S. Miguel Island, Azores) (Poster). European Geosciences Union General Assembly 2011, 3 a 8 de Abril, Viena, Áustria.

Hirn, A.; Haessler, H.; Hoang Trong, P.; Wittlinger, G. e Mendes Victor, L.A. (1980). Aftershock sequence of the January 1st, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores. *Geophysical Research Letters*, 7(7): 501-504.

Hokada, H.; Watanabe, H.; Yamashita, H. e Yokoyama, I. (1981). Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9: 311-334.

INMG e LNEC (1986). Sismicidade histórica e instrumental do arquipélago dos Açores (sismos sentidos no período 1444-1980). Estudos realizados para o novo hospital de Ponta Delgada, Relatório 1.

Katsui, Y.; Komuro, H. e Uda, T. (1985). Development of faults and growth of Usu-Shinzan cryptodome in 1977-1982 at Usu volcano, North Japan. *Journal of the Faculty of Science*, Hokkaido University, 21(3): 339-362.

Keller, E. e Pinter, N. (2002). *Active tectonics – earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall (2nd edition): 362 p. ISBN 0-13-088230-5.

Krause, D.C. e Watkins, N.D. (1970). North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 19: 261-283.

Laughton, A.S.; Whitmarsh, R.B.; Rusby, J.S.M.; Somers, M.L.; Revie, J.; McCartney, B. e Nafe, J.E. (1972). A continuous East-West fault on the Azores-Gibraltar Ridge. *Nature*, 237(5352): 217-220.

Laughton, A.S. e Whitmarsh, R.B. (1974). The Azores-Gibraltar plate boundary. In: Kristjansson (ed.), *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht: 63-81.

Linschoten, J.H.V. (1596). Itinerário, viagem ou navegação para as índias Orientais ou Portuguesas. Tradução da edição original de 1596, 2ª ed., Lisboa, Comissão Nacional para as Comemorações dos Descobrimentos Portugueses, 1998: 414 p.

Lourenço, N. (2007). *Tectono-magmatic processes at the Azores triple junction*. Tese de Doutoramento no ramo de Ciências do Mar, especialidade de Geologia Marinha. Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente, Universidade do Algarve: 239 p.

Lourenço, N.; Luis, J. e Miranda, M. (1997). Azores triple junction bathymetry. Carta editada pela Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa e Universidade do Algarve, 1 Folha.

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

Luis, J.; Miranda, J.M.; Galdeano, A.; Patriat, P.; Rossignol, J.C. e Mendes-Victor, L.A. (1994). The Azores triple junction evolution since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 125: 439-459.

Luis, J.; Miranda, J.M.; Galdeano, A. e Patriat, P. (1998). Constraints on the structure of the Azores spreading center from gravity data. *Marine Geophysical Researches*, 20: 157-170.

Luis, J. e Neves, M. (2006). The isostatic compensation of the Azores plateau: a 3D admittance and coherence analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 10-22.

Luis, J. e Miranda, J.M. (2008). Reevaluation of magnetic chrons in the North Atlantic between 35°N and 47°N: implications for the formation of the Azores Triple Junction and associated plateau. *Journal of Geophysical Research*, 113, B10105: 12 p.

Machado, F. (1959). Submarine pits of the Azores Plateau. *Bulletin Volcanologique* (série II), 21: 109-116.

Machado, F.; Quintino, J. e Monteiro, J.H. (1972). Geology of the Azores and the Mid-Atlantic Rift. *Proceedings do 24th Intern. Geol. Congress* (Montreal), section 3: 134-142.

Madeira, J. (1986). Geologia estrutural e enquadramento geotectónico da ilha de Santa Maria (Açores). Tese apresentada às Provas de Capacidade Científica para passagem a Assistente. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa: 107 p.

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 de Geodinâmica Interna. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa: 428 p.

Madeira, J. (2005). The volcanoes of Azores island: a world-class heritage. *Field Trip Guide Book do IV Internacional Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage*, organizado pela European Association for the Conservation of the Geological Heritage e Centro de Geociências da Universidade do Minho, Braga, Field Trip Book, 16 a 21 de Setembro de 2005, Edição LATTEX: 104 p.

Madeira, J. (2006). Erupções históricas nos Açores. In: *Enciclopédia Açoriana*. Edição do Centro de Estudos dos Povos e Cultura de Expressão Portuguesa da Universidade Católica Portuguesa e S.R. Educ. Cult. Centro do Conhecimento dos Açores. Presidência do Governo Regional dos Açores. Direcção Regional da Cultura da Região Autónoma.

Madeira, J. (2007). A erupção dos Capelinhos e o vulcanismo nos Açores. *Boletim do Núcleo Cultural da Horta*, 16: 29-44.

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

Madeira, J.; Cabral, J. e Ribeiro, A. (1990). Hierarchy of active faulting: examples from Portugal mainland and Azores. In: C.S. Oliveira, (ed.), *Prediction of Earthquakes: occurrence and ground motion*. LNEC, vol. I: 69-72.

Madeira, J. e Ribeiro, A. (1992). O regime tectónico nos Açores. *Monografia 10 anos após o sismo de 1 de Janeiro de 1980*. In: C.S. Oliveira, A.R.A. Lucas e J.H. Correia Guedes (eds.), S.H.R.O.P. dos Açores e L.N.E.C., vol. 1: 163-174.

Madeira, J. e Brum da Silveira, A. (2003). Active tectonics and first paleoseismological results in Faial, Pico and S. Jorge islands (Azores, Portugal). *Annals of Geophysics*, vol. 46(5): 733-761.

Madureira, P.; Moreira, M.; Mata, J. e Allègre, C. (2005). Primitive neon isotopes in Terceira island (Azores archipelago). *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 429-440.

Maldonado, Pe. Manuel L. (1644-1711). *Fenix Angrence*. 1ª ed. Angra do Heroísmo, Instituto Histórico da Ilha Terceira, 1990, vol. 2º: 717 p.

Marcos, M. (2006). *Estudo dos processos de desgaseificação difusa nos Açores, com base na análise de variações espaciais de CO₂ e temporais de ²²²Rn*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 135 p.

Marques, R. (2004). *Contribuição para o conhecimento da instabilidade geomorfológica nos Açores: estudo de movimentos de vertente associados a diferentes mecanismos desencadeantes*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 147 p.

Marques, R.; Queiroz, G.; Coutinho, R. e Zêzere, J.L. (2007). Actividade geomorfológica desencadeada pela crise sísmica de 2005 no vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores): avaliação da susceptibilidade com recurso a regressão logística. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, vol. V: 47-61.

Marques, R.; Zêzere, J.L.; Gaspar, J.L. e Amaral, P. (2009). Reconstituição e modelação probabilística da escoada detrítica de Vila Franca do Campo desencadeada pelo sismo de 22 de Outubro de 1522 (S. Miguel, Açores). *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, Vol. VI: 175-182.

Martínez Solares, J. e Mezcua Rodríguez, J. (2002). *Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. - 1900)*. Monografía num. 18, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Fomento: 253 p.

Matias, L.; Dias, N.A.; Morais, I.; Vales, D.; Carrilho, F.; Madeira, J. e Gaspar, J.L. (2007). The 9th of July 1998 Faial island (Azores, North Atlantic) seismic sequence. *Journal of Seismology*, 11: 275-298.

McCalpin, J. e Nelson, A. (2009). Introduction to paleoseismology. In: *Paleoseismology*, J. McCalpin (ed.), International Geophysics Series, vol. 95, Academic Press, Londres: 1-32.

McCalpin, J. (2009). Application of paleoseismic data to seismic hazard assessment and neotectonic research. In: *Paleoseismology*, J. McCalpin (ed.), International Geophysics Series, vol. 95, Academic Press, Londres: 602-707.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30: 109-185.

Medeiros, A. (2009). *Base de dados para a divulgação da geologia dos Açores*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 207 p.

Meletti, C.; Galadini, F.; Valensise, G.; Stucchi, M.; Basili, R.; Barba, S.; Vannucci, G. e Boschi, E. (2008). A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory. *Tectonophysics*, 450: 85-108.

Melo, F.. *A Margarita animada*. 2ª ed. [reimpressão fac-similada da 1ª ed. de 1723], Ponta Delgada, Instituto Cultural de Ponta Delgada, 1994: 241 p.

Mendes, V.B.; Madeira, J.; Brum da Silveira, A.; Trota, A.; Elosegui, P. e Pagarete, J. (2013). Present-day deformation in São Jorge Island, Azores, from episodic GPS measurements (2001-2011). *Advances in Space Research*, 51(8): 1581-1592.

Mendonça, J. (1758). *Historia universal dos terremotos, que tem havido no mundo, de que ha noticia, desde a sua creação até o seculo presente. Com huma narraçam individual do terremoto do primeiro de Novembro de 1755, e noticia verdadeira dos seus efeitos em Lisboa, todo Portugal, Algarves, e mais partes da Europa, Africa, e América, aonde se estendeu; e uma dissertação phisica sobre as causas geraes dos terremotos, seus efeitos, diferenças, e prognósticos; e as particularidades do ultimo*. 1ª ed., Lisboa, Offic. De Antonio Vicente da Silva [12]: 272 p.

Mendonça Dias, A. (1945). O sismo de 1522 em S. Miguel. *Insulana*, vol. I, nº 4: 490-500.

Mendonça Dias, A. (1947). Fisiografia e geotectónica da região de Vila Franca do Campo. *Insulana*, vol. III, nº1: 104-114.

Mendonça Dias, A. (1955). Modelo hipotético do mecanismo sísmico interessando a ilha de S. Miguel. *Boletim da Ordem dos Engenheiros*, IV(22), Memória nº 116: 9 p.

Michetti, A.M.; Esposito, E.; Mohammadioun, B.; Mohammadioun, J.; Gürpınar, A.; Porfido, S.; Rogozhin, E.; Serva, L.; Tatevossian, R.; Vittori, E.; Audemard, F.; Comerci, B.; Marco, S.; McCalpin, J. e Mörner, N.A. (2004). The INQUA scale: an innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in the environment. In: E. Vittori e V. Comerci (eds.), Special Paper, *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, vol. LXVII: 120 p.

Michetti, A.M.; Esposito, E.; Guerrieri, L.; Porfido, S.; Serva, L.; Tatevossian, R.; Vittori, E.; Audemard, F.; Azuma, T.; Clague, J.; Comerci, V.; Gürpınar, A.; McCalpin, J.; Mohammadioun, B.; Mörner, N.; Ota, Y. e Rogozhin, E. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 “ESI 2007”. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 74: 7-54.

Miranda, J.M.; Luis, J.; Abreu, I.; Mendes Victor, L.A.; Galdeano, A. e Rossignol, J.C. (1991). Tectonic framework of the Azores Triple Junction. *Geophysical Research Letters*, 18(8): 1421-1424.

Miranda, J.M.; Mendes Victor, L.A.; Simões, J.Z.; Luis, J.; Matias, L.; Shimamura, H.; Shiobara, H.; Nemoto, H.; Mochizuki, H.; Hirn, A. e Lépine, J.C. (1998). Tectonic setting of the Azores Plateau deduced from a OBS survey. *Marine Geophysical Researches*, 20: 171-182.

Miura, D. e Niida, K. (2002). Two-stage growth model of cryptodome by shallow intrusion, the 2000 eruption of Usu volcano, northern Japan. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, 47: 119-130.

Monte Alverne, Fr. Agostinho (1629-1726). *Crónicas da Província de S. João Evangelista das ilhas dos Açores*. 1ª ed. Ponta Delgada, Instituto Cultural de Ponta Delgada, 1961, vol. II: 520 p.

Montesinos, F.G.; Camacho, A.G. e Vieira, R. (1999). Analysis of gravimetric anomalies in Furnas caldera (São Miguel, Azores). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92: 67-81.

Moore, R.B. (1990). Volcanic geology and eruption frequency, São Miguel, Azores. *Bulletin of Volcanology*, 52: 602-614.

Moore, R.B. (1991a). Geologic map of São Miguel, Azores. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-2007, scale 1:50000.

Moore, R.B. (1991b). Geology of the three Late Quaternary stratovolcanoes on São Miguel, Azores. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1900: 46 p.

Moore, R.B. e Rubin, M. (1991). Radiocarbon dates for lava flows and pyroclastic deposits on São Miguel, Azores. *Radiocarbon*, vol. 33(1): 151-164.

Moreira, M.; Doucelance, R.; Kurz, M.; Dupré, B. e Allègre, C. (1999). Helium and lead isotope geochemistry of the Azores archipelago. *Earth and Planetary Science Letters*, 169: 189-205.

Muecke, G.K.; Ade-Hall, J.M.; Aumento, F.; MacDonald, A.; Reynolds, P.H.; Hyndman, R.D.; Quintino, J.; Opdyke, N. e Lowrie, W. (1974). Deep drilling in an active geothermal area in the Azores. *Nature*, 252, 5481: 281-285.

Needham, H.D. e Francheteau, J. (1974). Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48' north. *Earth and Planetary Science Letters*, 22: 29-43.

- Nunes, J.C. (1991). *Microsismos e Neotectónica: contribuição para o seu estudo nos Açores*. Provas de Capacidade Científica para passagem a Assistente, Universidade dos Açores, Departamento de Geociências: 245 p.
- Nunes, J.C. e Oliveira, C.S. (1998). Actividade sísmica do vulcão do Fogo, ilha de S. Miguel (Açores). In: Associação Portuguesa de Meteorologia e Geofísica (ed.), *Actas do I Simpósio de Meteorologia e Geofísica – Comunicações de Geofísica*, Lagos, Algarve: 55-60.
- Nunes, J.C.; Forjaz, V.H. e Oliveira, C.S. (2004). Catálogo sísmico da região dos Açores (CSRA), versão 1.0 (1850-1998). CDRom, ISBN 972-8612-17-6.
- Ortner, H.; Reiter, F. e Acs, P. (2002). Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for WindowsTM. *Computers & Geosciences*, 28: 1193-1200.
- Pacheco, J. (1995). *Caracterização do depósito vulcânico Furnas-C e seu contributo para a análise do hazard associado à actividade do vulcão das Furnas*. Provas de Progressão na Carreira de Investigação, Universidade dos Açores, Departamento de Geociências: 128 p.
- Pagarete, J.; Teixeira Pinto, J.; Mendes, V.B.; Antunes, C. e Ribeiro, H. (1998). The importance of classical geodetic observations for analysing the geodynamic behavior of the Azores archipelago. *Tectonophysics*, 294: 281-290.
- Payne, S.; Hackett, W. e Smith, R. (2009). Paleoseismology of volcanic environments. In: *Paleoseismology*, J. McCalpin (ed.), International Geophysics Series, volume 95, Academic Press, Londres: 271-314.
- Persuasão. Prop. Francisco Ignácio Rebello; ed. Resp. F.M.M. Pontes; red. Francisco Maria Supico, José Ignácio Rebello de Medeiros, Ponta Delgada, [s.n.], [1862?] – 1911, Semanal.
- Pillans, B. e Gibbard, P. (2012). The Quaternary period. In: *The geologic time scale 2012*. F. Gradstein; J. Ogg; M. Schmitz e G. Ogg (eds.), volume 2, Elsevier B.V.: 979-1010. ISBN: 978-0-44-459434-1.
- Pimentel, D. (2004). *Contribuição para a vulcanoestratigrafia da sequência eruptiva recente do flanco norte do Vulcão do Fogo, São Miguel (Açores)*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 126 p.
- Queiroz (1990). *Aspectos vulcanológicos do maciço das Sete Cidades*. Provas de Progressão na Carreira de Investigação, Centro de Vulcanologia do I.N.I.C., 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 Geologia, especialidade de Vulcanologia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências: 226 p.

Queiroz, G.; Gaspar, J.L.; Cole, P.D.; Guest, J.; Wallenstein, N.; Duncan, A. e Pacheco, J. (1995). Erupções vulcânicas no vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do século XV. *Açoreana*, 8(1): 159-165.

Queiroz, G.; Pacheco, J.M.; Gaspar, J.L.; Aspinall, W.P.; Guest, J.E. e Ferreira, T. (2008). The last 5000 years of activity at Sete Cidades volcano (São Miguel Island, Azores): implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178: 562-573.

Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II: theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95: 133-156.

Reches, Z. e Dieterich, J.H. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. I: failure of rocks in poliaxial, servo control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111-132.

Revista dos Açores. [Red.] José Torres e outros. nº 1 (1 Jan. 1851) – nº 104 (10 Dez. 1853), Ponta Delgada, Typ. das Letras Açorianas, 1851-1853, Semanal.

Ribeiro, A. (1982). Tectónica de placas: aplicação à sismotectónica e à evolução da fronteira de placas Açores-Gibraltar. *Geonovas*, 1(4): 87-96.

Rubin, A. (1992). Dyke-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research*, 97(B2): 1839-1858.

Rubin, A. e Pollard, D. (1988). Dyke-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar. *Geology*, 16: 413-417.

Searle, R. (1980). Tectonic pattern of the Azores triple junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 51: 415-434.

Sella, G.; Dixon, T. e Mao, A. (2002). REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), doi:10.1029/2000JB000033.

- Shotton, F.; Blundell, D. e Williams, R. (1970). Birmingham University Radiocarbon dates IV. *Radiocarbon*, 12(2): 385-399.
- Shotton, F. e Williams, R. (1973). Birmingham University Radiocarbon dates VII. *Radiocarbon*, 15(3): 451-468.
- Silva, C. (2006). *Estudo da desgaseificação difusa no Vulcão das Furnas (ilha de S. Miguel): o caso do ^{222}Rn* . Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 167 p.
- Silva, Pe. Fernando A. da; Meneses, C. (1978). *Elucidário Madeirense*. 4ª ed. Funchal, Secretaria Regional da Educação e Cultura, vol. III: 667 p.
- Silva, R. (2011). *Evaluation of spatial and temporal seismicity patterns in the central region of São Miguel (Azores): implications for whole-island seismic hazard assessment*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 236 p.
- Silva, R.; Havskov, J.; Bean, C. e Wallenstein, N. (2012). Seismic swarms, fault plane solutions, and stress tensors for São Miguel Island central region (Azores). *Journal of Seismology*, 16(3): 389-407.
- Silveira, D. (2002). *Caracterização da sismicidade histórica da ilha de S. Miguel com base na reinterpretação de dados de macrossísmica: contribuição para a avaliação do risco sísmico*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 149 p.
- Silveira, G.; Stutzmann, E.; Davaille, A.; Montagner, J.; Mendes-Victor, L. e Sebai, A. (2006). Azores hotspot signature in the upper mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156: 23-34.
- Slemmons, D.B. (1977). State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States. U.S. Army Engineers Miscellaneous Paper S-73-I: 129 p.
- Slemmons, D.B. e McKinney, R. (1977). Definition of active fault. U.S. Army Engineers Miscellaneous Paper S-77-B: 22 p.
- Smith, R.; Jackson, S. e Hackett, W. (1996). Paleoseismology and seismic hazards evaluations in extensional volcanic terrains. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101(B3): 6277-6292.

Soeiro de Brito, R. (2004). *São Miguel – a ilha verde: estudo geográfico (1950-2000)*. 2ª ed., Ponta Delgada, Fábrica de Tabaco Micaelense: 381 p.

Sousa, F. (2003). *Cartografia de anomalias geoquímicas associadas a processos de desgaseificação difusa no vulcão das Furnas (S. Miguel, Açores): contribuição para a avaliação de riscos vulcânicos*. Tese de Mestrado em Vulcanologia e Riscos Geológicos. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 106 p.

Thibaud, R.; Gente, P. e Maia, M. (1998). A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15°N and 40°N: constraints of the thermal structure. *Journal of Geophysical Research*, 103(B10): 24223-24243.

Trota, A. (2008). *Crustal deformation in S. Miguel and Terceira islands (Azores). Volcanic unrest evaluation in Fogo/Congro area (S. Miguel)*. Tese de Doutoramento no ramo de Geologia, especialidade de Geodesia. Universidade dos Açores, Departamento de Geociências: 281 p.

Trota, A.; Houlié, N.; Briole, P.; Gaspar, J.L.; Sigmundsson, F. e Feigl, K.L. (2006). Deformation studies at Furnas and Sete Cidades volcanoes (São Miguel island, Azores). Velocities and further investigations. *Geophysical Journal International*, 166: 952-956.

Udías, A. (1980). Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mechanics*, Suppl. 9: 75-84.

Udías, A. e López Arroyo, A. (1972). Plate tectonics and the Azores-Gibraltar region. *Nature*, 237(74): 67-69.

Udías, A.; López Arroyo, A. e Mezcuá, J. (1976). Seismotectonic of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31: 259-289.

Udías, A.; Espinosa, A.F.; Mezcuá, J.; Buforn, E.; Vegas, R.; Nishenko, S.P.; Martínez Solares, J.M. e López Arroyo, A. (1986). Seismicity and tectonics of the North African-Eurasian plate boundary (Azores-Iberia-Tunisia). U. S. Geol. Survey Open-File Report: 86-626.

Udías, A.; Buforn, E. e Mezcuá, J. (1988). Occurrence of large earthquakes in the Azores-Iberia region. *Seminar on the Prediction of Earthquakes*: 1-7.

Vales, D.; Matias, L.; Carrilho, F.; Madeira, J.; Morais, I. e Senos, M.L. (2001). Relocalização hipocentral e mecanismos focais da sequência sísmica que se seguiu ao sismo do Faial em 1998. Actas do 2º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG e 3º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia, Évora, 12-15 de Fevereiro: 5 p.

Villamor, P.; Berryman, K.R.; Nairn, I.A.; Wilson, K.; Litchfield, N. e Ries, W. (2011). Associations between volcanic eruptions from Okataina volcanic center and surface rupture of nearby active faults, Taupo rift, New Zealand: insights into the nature of volcano-tectonic interactions. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 123, no. 7-8: 1383-1405, doi:10.1130/B30184.1.

Viveiros, F. (2010). *Soil CO₂ flux variations at Furnas volcano (São Miguel Island, Azores)*. Tese de Doutoramento no ramo Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 266 p.

Viveiros, F.; Ferreira, T.; Silva, C.; Cardellini, C.; Wallenstein, N.; Hipólito, A. e Silva, R. (2008). Soil CO₂ degassing at Fogo-Congro volcanic systems (S. Miguel island, Azores) – correlation with seismovolcanic activity and tectonic lineaments. Poster apresentado na IAVCEI 2008 General Assembly, 17 a 22 de Agosto, Islândia.

Viveiros, F.; Cardellini, C.; Ferreira, T.; Caliro, S.; Chiodini, G. e Silva, C. (2010). Soil CO₂ emissions at Furnas volcano, São Miguel, Azores archipelago: volcano monitoring perspectives, geomorphologic studies, and land use planning application. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12208, doi: 10.1029/2010JB007555.

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 and Planetary Science Letters*, 218: 77-90.

Wallenstein, N. (1999). *Estudo da história recente e do comportamento eruptivo do vulcão do Fogo (S. Miguel, Açores). Avaliação preliminar do “hazard”*. Tese de Doutoramento no ramo Geologia, especialidade de Vulcanologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores: 266 p.

Wallenstein, N. e Silva, R. (2004). D.-3.2.2.2 – Geological and non-seismic data. EU e-Ruption project, contract ENR-2001-00024. Deliverable.

Wallenstein, N.; Chester, D. e Duncan, A. (2005). Methodological implications of volcanic hazard evaluation and risk assessment: Fogo Volcano, São Miguel, Azores. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140: 129-149.

Wallenstein, N.; Duncan, A. e Guest, J. (2007). Fogo Volcano (S. Miguel, Azores) morphostructural map 1:50000. D.-1.8 - Map, based on aerial imagery of volcano tectonic structures of Fogo volcano. EU VOLUME project, contract nº 08471. Deliverable.

Webster, J. (1821). *A description of the St. Michael*. 1ª ed., Boston, R.P. e C. Williams (ed.): 267 p.

Wells, D.L. e Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 4: 974-1002.

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): 3-18.

Yang, T.; Shen, Y.; Lee, S.; Solomon, S. e Hung, S. (2006). Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 11-26.

Yu, D.; Fontignie, D. e Schilling, J.-G. (1997). Mantle plume interactions in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30°N to 50°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146: 259-272.

Zbyszewski, G. (1961). Étude géologique de l'Île de S. Miguel (Açores). Separata do tomo XLV das *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*: 79 p.

Zbyszewski, G.; Moitinho d'Almeida, F.; Veiga Ferreira, O. e Torre de Assunção, C. (1958a). Carta Geológica de Portugal – S. Miguel (Açores), Folha “B”, escala 1:50000. Carta gravada e impressa pelo Instituto Geográfico e Cadastral.

Zbyszewski, G.; Moitinho d'Almeida, F.; Veiga Ferreira, O. e Torre de Assunção, C. (1958b). Notícia explicativa da Folha “B” da ilha de S. Miguel (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000. *Serviços Geológicos de Portugal*: 37 p.

Zbyszewski, G.; Veiga Ferreira, O. e Torre de Assunção, C. (1959a). Carta Geológica de Portugal – S. Miguel (Açores), Folha “A”, escala 1:50000. Carta gravada e impressa pelo Instituto Geográfico e Cadastral.

Zbyszewski, G.; Veiga Ferreira, O. e Torre de Assunção, C. (1959b). Notícia explicativa da Folha “A” da ilha de S. Miguel (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50000. *Serviços Geológicos de Portugal*: 22 p.

Zhang, Y.-S. e Tanimoto, T. (1993). High resolution global upper mantle structures and plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 98(B6): 9793-9823.

WEBGRAFIA

Centro de Conhecimento dos Açores – Enciclopédia Açoriana (*online*). Disponível no endereço: <<http://pg.azores.gov.pt/drac/cca/enciclopedia/ver.aspx?id=8055>>. Acedido em Abril de 2011.

Escala de Mercalli Modificada (1956) (*online*) – disponível no endereço <<http://www.ipma.pt/pt/enciclopedia/geofisica/escalas.macro/index.html>>. Acedido em Fevereiro de 2013.

GEBCO_08 (2010). IHO-UNESCO, General Bathymetry Chart of the Oceans, digital edition – disponível no endereço <http://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/>. Acedido em Maio de 2012.

Harvard CMT *Project* (*online*), Global Centroid Moment Tensor Catalog – disponível no endereço <<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>>. Acedido em Dezembro de 2012.

MORVEL and NNR-MORVEL56 (*online*) plate velocity estimates and information. C. DeMets, D. Argus, & R. Gordon – disponível no endereço <<http://geoscience.wisc.edu/~chuck/MORVEL/index.html>>. Acedido em Julho de 2012.

Museu de Metrologia (*online*) – disponível no endereço <<http://www.ipq.pt/museu/museu1.htm>>. Acedido em Abril de 2012.

Trails-Azores (*online*) – disponível no endereço <<http://www.trails-azores.com/index.php?ilha=saomiguel>>. Acedido em Maio de 2011.

UNAVCO (*online*) – Science product support – plate motion calculator. Disponível no endereço <http://www.unavco.org/community_science/science-support/crustal_motion/dxdt/model.html>. Acedido em Julho de 2012.

Wikipédia (*online*) – Wikipédia, a enciclopédia livre. Disponível no endereço: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Francisco_Machado_de_Faria_e_Maia>. Acedido em Abril de 2011.

RITA LÚCIO CARMO

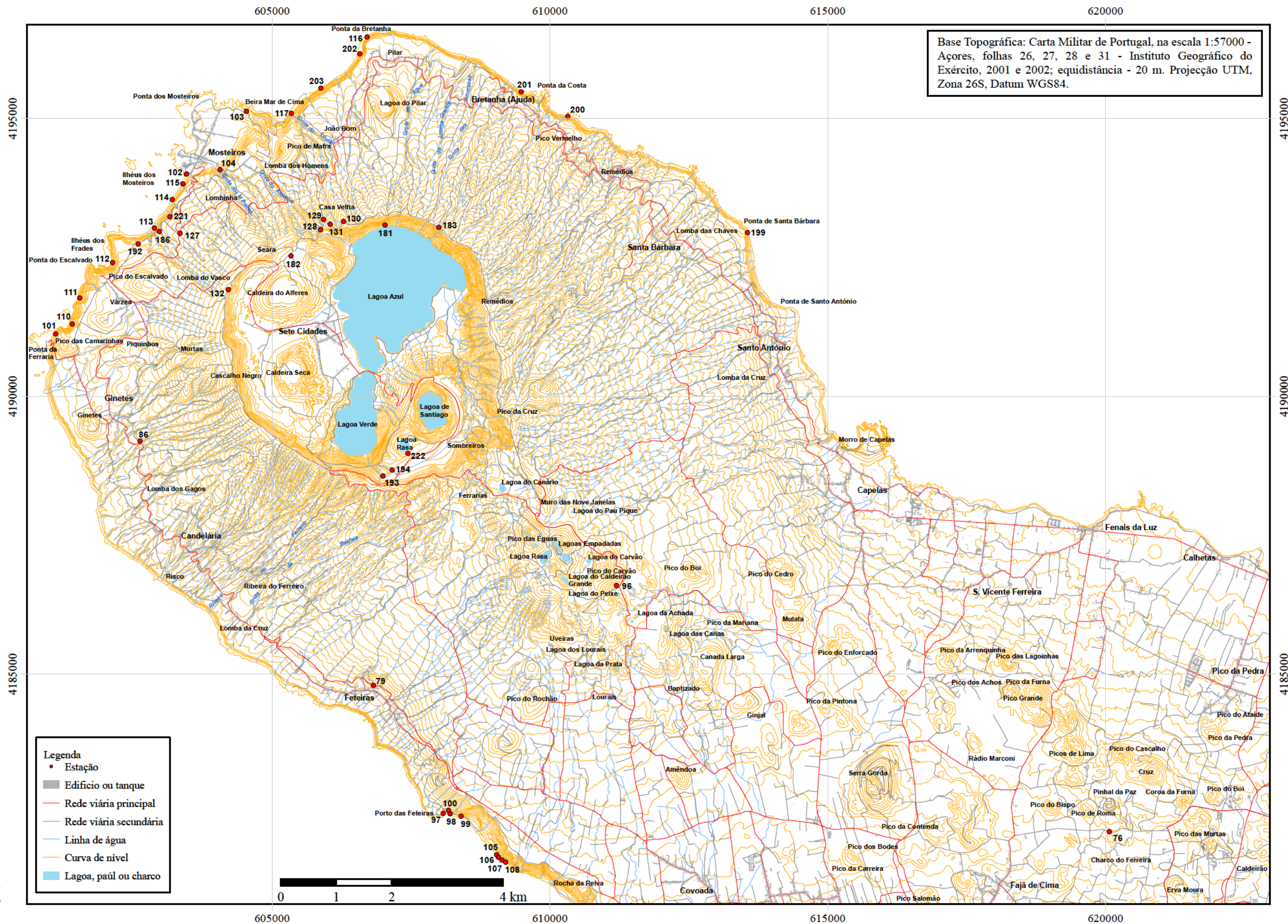
**ESTUDOS DE NEOTECTÓNICA NA ILHA DE S. MIGUEL,
UMA CONTRIBUIÇÃO PARA O ESTUDO DO RISCO SÍSMICO NO
ARQUIPÉLAGO DOS AÇORES**

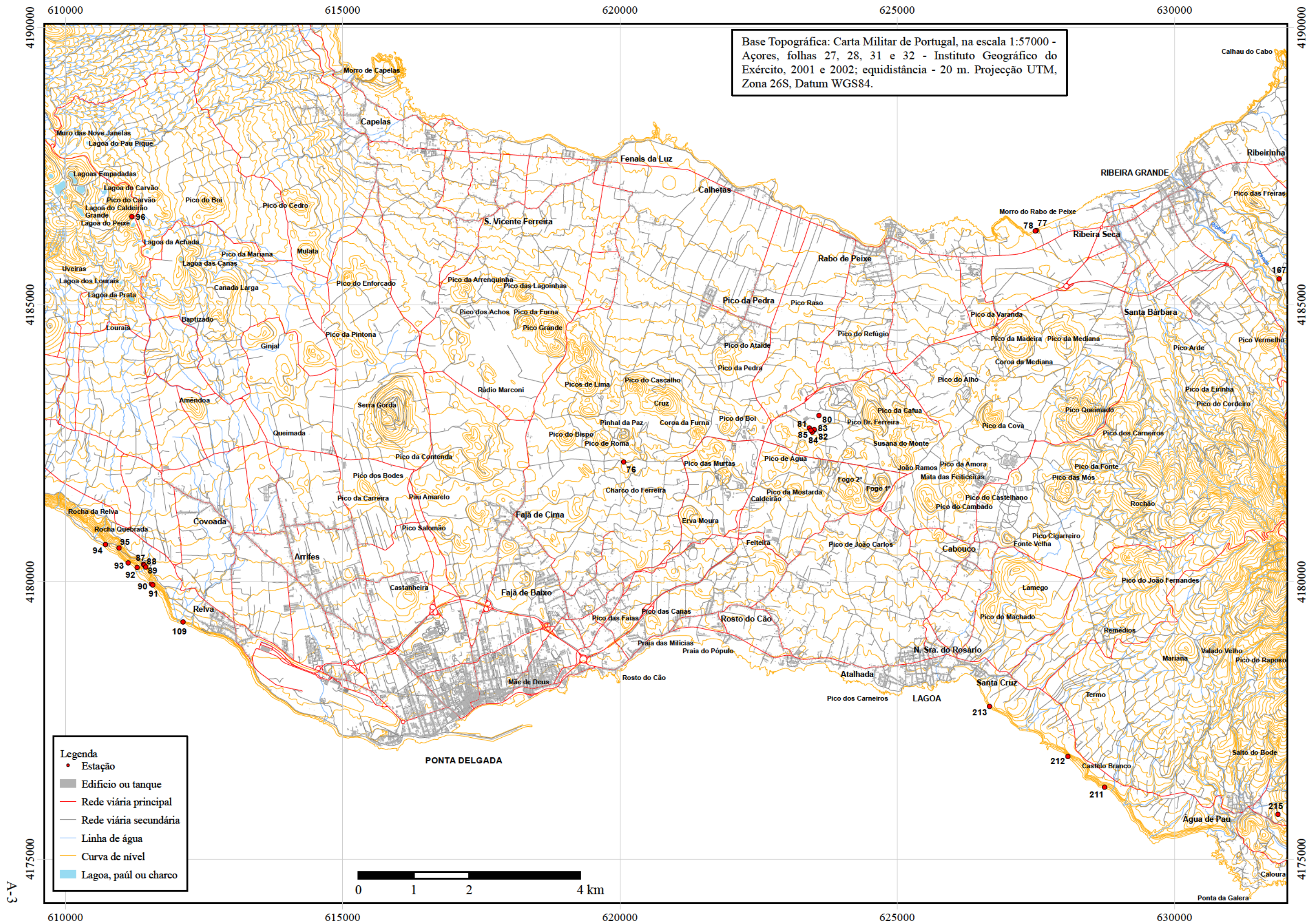
ANEXOS

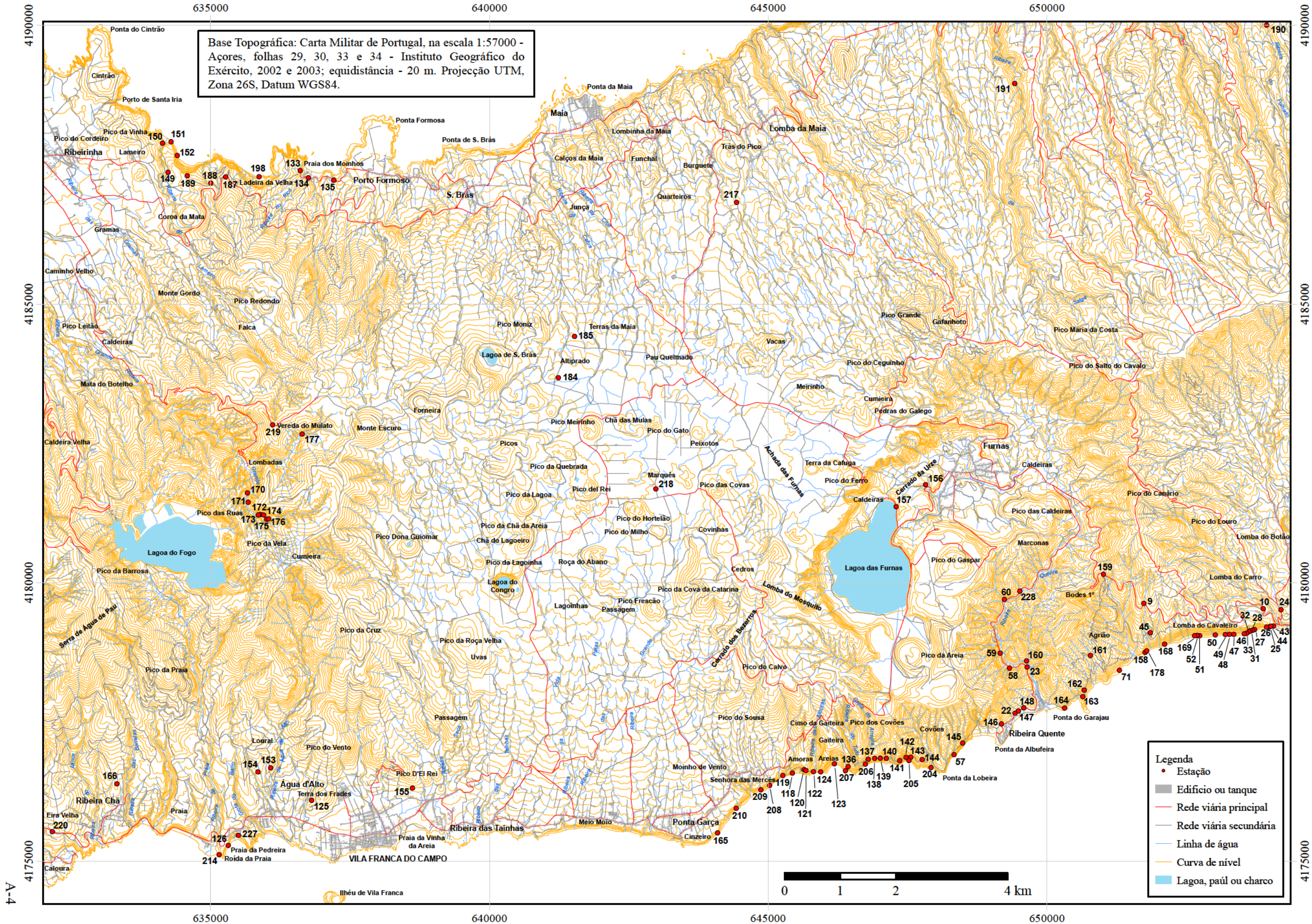


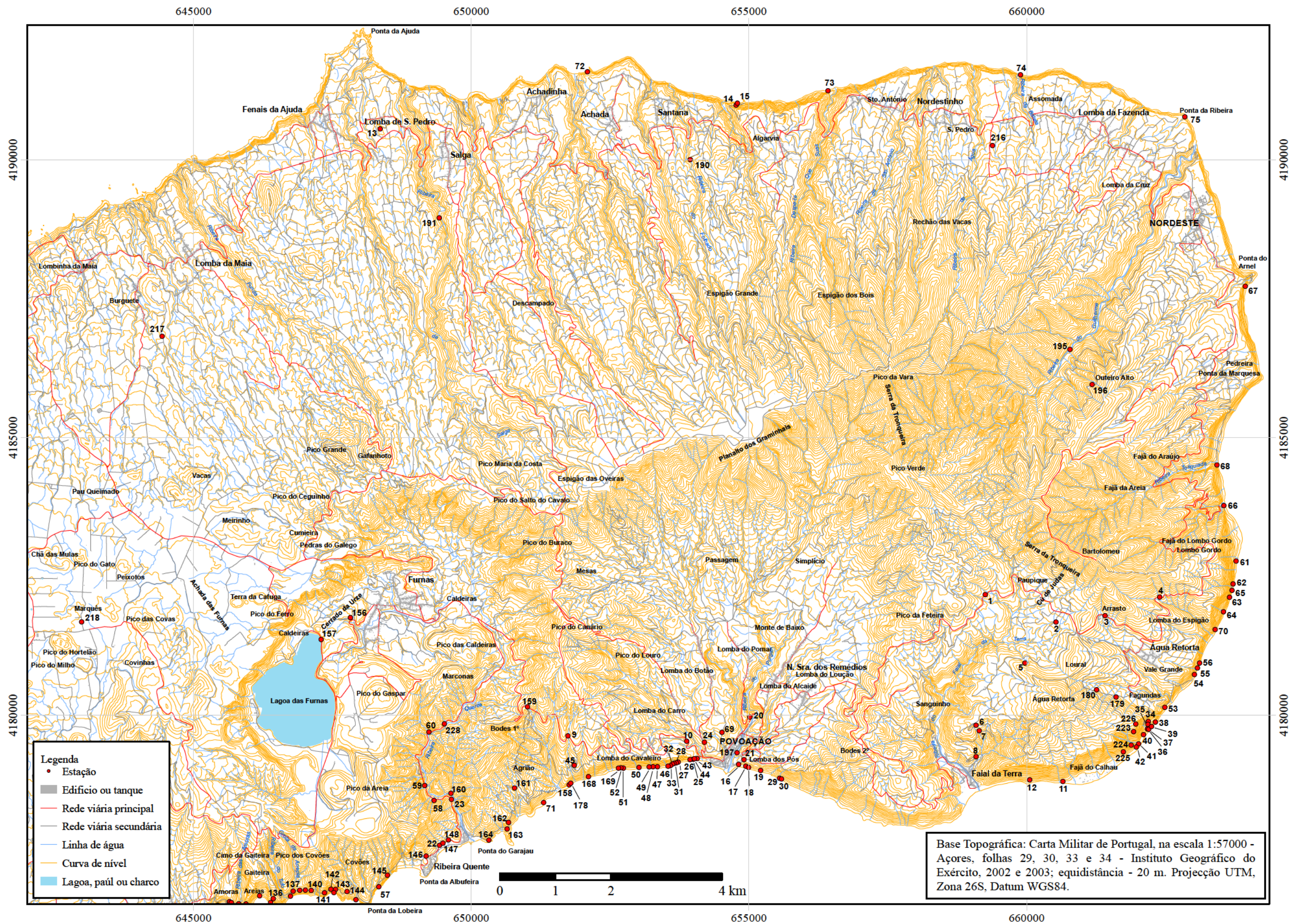
**DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DOS AÇORES
2013**

ANEXO I
LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ESTAÇÕES









ANEXO II
DATAÇÕES POR RADIOCARBONO

II.1 – TABELA SÍNTESE

Ref. do laboratório	Ref. da amostra	Tipo de amostra	Idade convencional	Data calibrada	Unidade
302767	TR2-8	Coluvião AF2-1	830±30 BP	1160 a 1260 cal AD (790 a 690 cal BP)	
295337	TR1-2	Fragmentos de carvão na base do solo da unidade 5	160±30 BP	1660 a 1710 cal AD (290 a 240 cal BP) 1710 a 1880 cal AD (240 a 60 cal BP) 1910 a 1950 cal AD (40 to 0 cal BP)	Fogo 1563
295327	E129-CSF3	Solo de coluvião proveniente do depósito SETE-P2	1950±30 BP	10 cal BC a 120 cal AD (1960 a 1830 cal BP)	
295326	TR2-7	Restos de carvão e troncos carbonizados? na unidade 4	340±30 BP	1460 a 1640 cal AD (490 a 310 cal BP)	Furnas C
295325	TR2-1	Paleossolo da unidade 5 a cobrir o fundo do paleocanal	105.6±0.4 pMC		
295324	TR1-3	Paleossolo da unidade 6	107.5±0.4 pMC		
295323	TR1-1	Paleossolo da unidade 4	410±30 BP	1440 a 1500 cal AD (510 a 440 cal BP) 1600 a 1610 cal AD (350 a 340 cal BP)	Furnas C

Amostras datadas por Espectrometria de Massa com Aceleradores (*Accelerator Mass Spectrometry*, AMS)

II.2 – CERTIFICADOS



*Consistent Accuracy . . .
... Delivered On-time*

Beta Analytic Inc.
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155 USA
Tel: 305 667 5167
Fax: 305 663 0964
Beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Darden Hood
President

Ronald Hatfield
Christopher Patrick
Deputy Directors

March 28, 2011

Ms. Rita Carmo
Universidade dos Acores
CIVISA-Complexo Cientifico
Ala Sul, 3 Piso
Rua da Mae de Deus
Ponto Delgada, Acores 9500-321
Portugal

RE: Radiocarbon Dating Results For Samples TR1-1, TR1-3, TR2-1, TR2-7, E129-CSF3

Dear Ms. Carmo:

Enclosed are the radiocarbon dating results for five samples recently sent to us. They each provided plenty of carbon for accurate measurements and all the analyses proceeded normally. As usual, the method of analysis is listed on the report with the results and calibration data is provided where applicable.

You will notice that two samples are reported with the units "pMC" rather than BP. "pMC" stands for "percent modern carbon". Results are reported in the pMC format when the analyzed material had more ^{14}C than did the modern (AD 1950) reference standard. The source of this "extra" ^{14}C in the atmosphere is thermo-nuclear bomb testing which on-set in the 1950s. Its presence generally indicates the material analyzed was part of a system that was respiring carbon after the on-set of the testing (AD 1950s). On occasion, the two sigma lower limit will extend into the time region before this "bomb-carbon" onset (i.e. less than 100 pMC). In those cases, there is some probability for 18th, 19th, or 20th century antiquity.

As always, no students or intern researchers who would necessarily be distracted with other obligations and priorities were used in the analyses. We analyzed them with the combined attention of our entire professional staff.

If you have specific questions about the analyses, please contact us. We are always available to answer your questions.

The cost of analysis was previously invoiced. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact me.

Sincerely,

Digital signature on file

	BETA ANALYTIC INC. DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD	4985 S.W. 74 COURT
		MIAMI, FLORIDA, USA 33155
		PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
		beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Ms. Rita Carmo

Report Date: 3/28/2011

Universidade dos Acores

Material Received: 3/8/2011

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	13C/12C Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 295323 SAMPLE : TR1-1 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1440 to 1500 (Cal BP 510 to 440) AND Cal AD 1600 to 1610 (Cal BP 350 to 340)	410 +/- 30 BP	-25.2 o/oo	410 +/- 30 BP
Beta - 295324 SAMPLE : TR1-3 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes COMMENT: The reported result indicates an age of post 0 BP and has been reported as a % of the modern reference standard, indicating the material was living about the last 60 years or so ("pMC" = percent modern carbon).	107.5 +/- 0.4 pMC	-25.1 o/oo	107.5 +/- 0.4 pMC
Beta - 295325 SAMPLE : TR2-1 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes COMMENT: The reported result indicates an age of post 0 BP and has been reported as a % of the modern reference standard, indicating the material was living about the last 60 years or so ("pMC" = percent modern carbon).	105.4 +/- 0.4 pMC	-26.1 o/oo	105.6 +/- 0.4 pMC
Beta - 295326 SAMPLE : TR2-7 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1460 to 1640 (Cal BP 490 to 310)	360 +/- 30 BP	-26.5 o/oo	340 +/- 30 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the 14C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby 14C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured 13C/12C ratios (delta 13C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta 13C. On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta 13C, the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "...". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

**BETA ANALYTIC INC.**

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

 4985 S.W. 74 COURT
 MIAMI, FLORIDA, USA 33155
 PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964
 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Ms. Rita Carmo

Report Date: 3/28/2011

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 295327 SAMPLE : E129-CSF3 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal BC 10 to Cal AD 120 (Cal BP 1960 to 1830)	1910 +/- 30 BP	-22.8 ‰	1950 +/- 30 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios (delta ^{13}C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ^{13}C . On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ^{13}C , the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by ***. The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-25.2:lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-295323

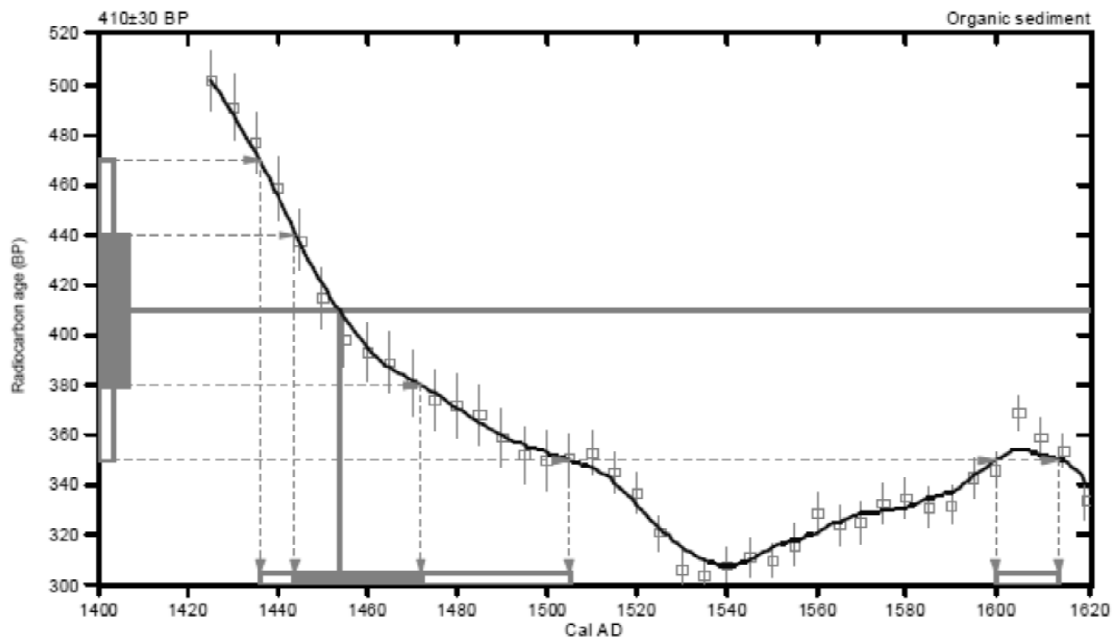
Conventional radiocarbon age: 410 ± 30 BP

2 Sigma calibrated results: Cal AD 1440 to 1500 (Cal BP 510 to 440) and
(95% probability) Cal AD 1600 to 1610 (Cal BP 350 to 340)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1450 (Cal BP 500)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1440 to 1470 (Cal BP 510 to 480)
(68% probability)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-26.5:lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-295326

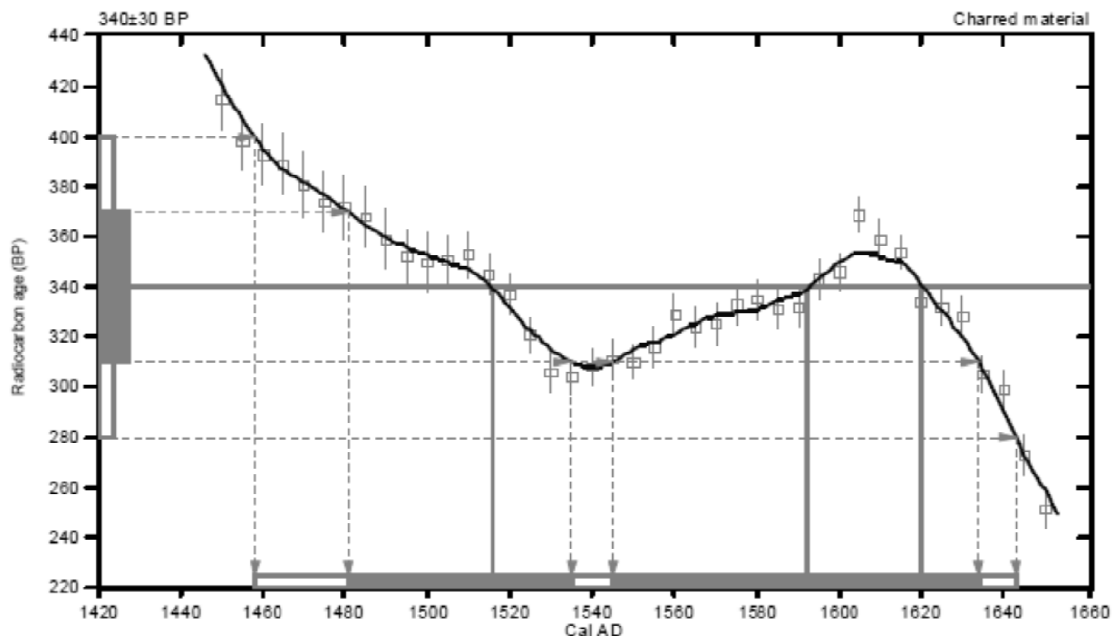
Conventional radiocarbon age: 340 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1460 to 1640 (Cal BP 490 to 310)
(95% probability)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1520 (Cal BP 430) and
Cal AD 1590 (Cal BP 360) and
Cal AD 1620 (Cal BP 330)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1480 to 1540 (Cal BP 470 to 420) and
(68% probability) Cal AD 1540 to 1630 (Cal BP 400 to 320)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-22.8;lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-295327

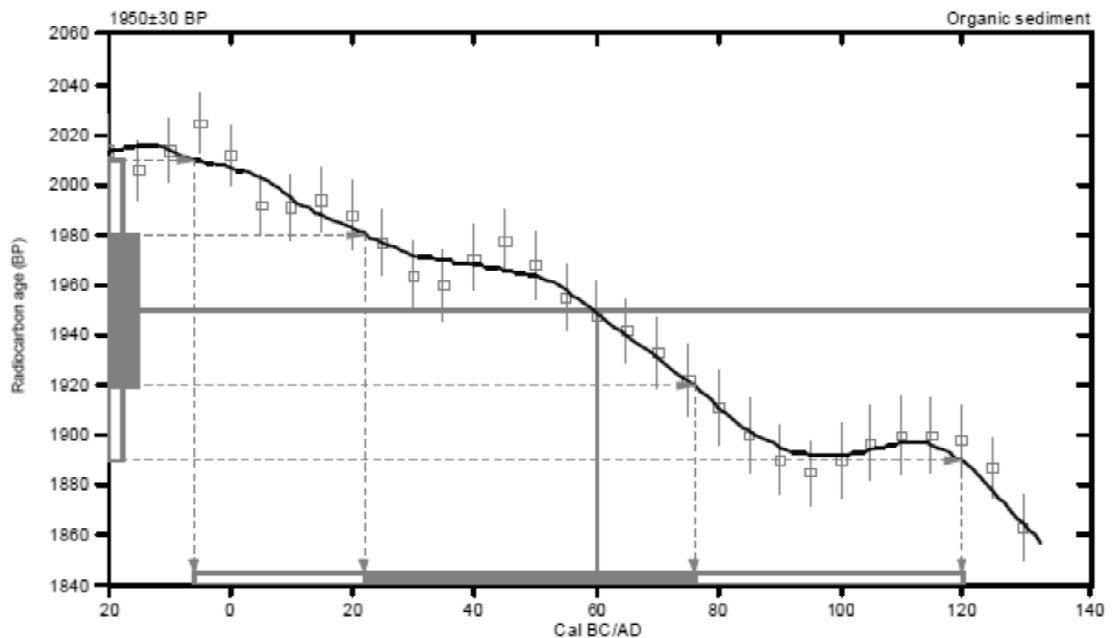
Conventional radiocarbon age: 1950±30 BP

2 Sigma calibrated result: Cal BC 10 to Cal AD 120 (Cal BP 1960 to 1830)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 60 (Cal BP 1890)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 20 to 80 (Cal BP 1930 to 1870)
(68% probability)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com



*Consistent Accuracy . . .
... Delivered On-time*

Beta Analytic Inc.
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155 USA
Tel: 305 667 5167
Fax: 305 663 0964
Beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Darden Hood
President

Ronald Hatfield
Christopher Patrick
Deputy Directors

April 5, 2011

Ms. Rita Carmo
Universidade dos Acores
CIVISA-Complexo Cientifico
Ala Sul, 3 Piso
Rua da Mae de Deus
Ponto Delgada, Acores 9500-321
Portugal

RE: Radiocarbon Dating Result For Sample TR1-2

Dear Ms. Carmo:

Enclosed is the radiocarbon dating result for one sample recently sent to us. It provided plenty of carbon for an accurate measurement and the analysis proceeded normally. The report sheet contains the method used, material type, applied pretreatments and, where applicable, the two sigma calendar calibration range.

As always, this report has been both mailed and sent electronically. All results (excluding some inappropriate material types) which are less than about 20,000 years BP and more than about ~250 BP include this calendar calibration page (also digitally available in Windows metafile (.wmf) format upon request). Calibration is calculated using the newest (2004) calibration database with references quoted on the bottom of the page. Multiple probability ranges may appear in some cases, due to short-term variations in the atmospheric ^{14}C contents at certain time periods. Examining the calibration graph will help you understand this phenomenon. Don't hesitate to contact us if you have questions about calibration.

We analyzed this sample on a sole priority basis. No students or intern researchers who would necessarily be distracted with other obligations and priorities were used in the analysis. We analyzed it with the combined attention of our entire professional staff.

Information pages are also enclosed with the mailed copy of this report. If you have any specific questions about the analysis, please do not hesitate to contact us.

The cost of analysis was previously invoiced. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact me.

Sincerely,

Digital signature on file

**BETA ANALYTIC INC.**

DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD

 4985 S.W. 74 COURT
 MIAMI, FLORIDA, USA 33155
 PH: 305-667-5167 FAX: 305-663-0964
 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Ms. Rita Carmo

Report Date: 4/5/2011

Universidade dos Acores

Material Received: 3/8/2011

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 295337	140 +/- 30 BP	-23.8 o/oo	160 +/- 30 BP
SAMPLE : TR1-2 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (charred material): acid/alkali/acid 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1660 to 1710 (Cal BP 290 to 240) AND Cal AD 1710 to 1880 (Cal BP 240 to 60) Cal AD 1910 to 1950 (Cal BP 40 to 0)			

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios (delta ^{13}C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ^{13}C . On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ^{13}C , the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "assumed". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-23.8;lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-295337

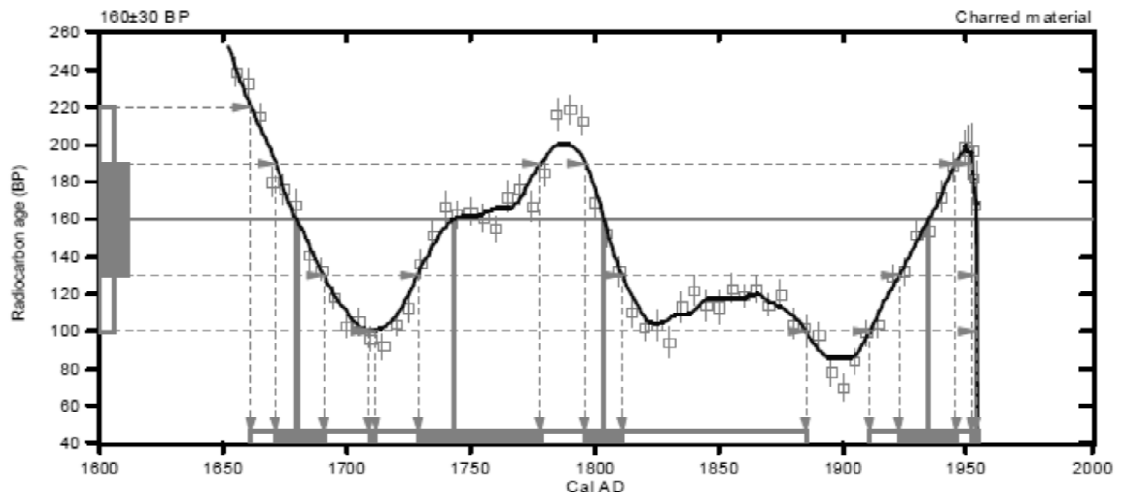
Conventional radiocarbon age: 160 ± 30 BP

2 Sigma calibrated results: Cal AD 1660 to 1710 (Cal BP 290 to 240) and
(95% probability) Cal AD 1710 to 1880 (Cal BP 240 to 60) and
Cal AD 1910 to 1950 (Cal BP 40 to 0)

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1680 (Cal BP 270) and
Cal AD 1740 (Cal BP 210) and
Cal AD 1800 (Cal BP 150) and
Cal AD 1940 (Cal BP 20) and
Cal AD 1950 (Cal BP 0)

1 Sigma calibrated results: Cal AD 1670 to 1690 (Cal BP 280 to 260) and
(68% probability) Cal AD 1730 to 1780 (Cal BP 220 to 170) and
Cal AD 1800 to 1810 (Cal BP 150 to 140) and
Cal AD 1920 to 1950 (Cal BP 30 to 0) and
Cal AD 1950 to 1950 (Cal BP 0 to 0)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com



*Consistent Accuracy . . .
... Delivered On-time*

Beta Analytic Inc.
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155 USA
Tel: 305 667 5167
Fax: 305 663 0964
Beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Darden Hood
President

Ronald Hatfield
Christopher Patrick
Deputy Directors

August 1, 2011

Ms. Rita Carmo
Universidade dos Acores
CIVISA-Complexo Cientifico
Ala Sul, 3 Piso
Rua da Mae de Deus
Ponto Delgada, Acores 9500-321
Portugal

RE: Radiocarbon Dating Result For Sample TR2-8

Dear Ms. Carmo:

Enclosed is the radiocarbon dating result for one sample recently sent to us. It provided plenty of carbon for an accurate measurement and the analysis proceeded normally. As usual, the method of analysis is listed on the report sheet and calibration data is provided where applicable.

As always, no students or intern researchers who would necessarily be distracted with other obligations and priorities were used in the analysis. It was analyzed with the combined attention of our entire professional staff.

If you have specific questions about the analyses, please contact us. We are always available to answer your questions.

Our invoice has been sent separately. Thank you for your prior efforts in arranging payment. As always, if you have any questions or would like to discuss the results, don't hesitate to contact me.

Sincerely,

Digital signature on file

	BETA ANALYTIC INC. DR. M.A. TAMERS and MR. D.G. HOOD	4985 S.W. 74 COURT MIAMI, FLORIDA, USA 33155 PH: 305-667-5167 FAX:305-663-0964 beta@radiocarbon.com

REPORT OF RADIOCARBON DATING ANALYSES

Ms. Rita Carmo

Report Date: 8/1/2011

Universidade dos Acores

Material Received: 7/21/2011

Sample Data	Measured Radiocarbon Age	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Ratio	Conventional Radiocarbon Age(*)
Beta - 302767 SAMPLE : TR2-8 ANALYSIS : AMS-Standard delivery MATERIAL/PRETREATMENT : (organic sediment): acid washes 2 SIGMA CALIBRATION : Cal AD 1160 to 1260 (Cal BP 790 to 690)	820 +/- 30 BP	-24.4 o/oo	830 +/- 30 BP

Dates are reported as RCYBP (radiocarbon years before present, "present" = AD 1950). By international convention, the modern reference standard was 95% the ^{14}C activity of the National Institute of Standards and Technology (NIST) Oxalic Acid (SRM 4990C) and calculated using the Libby ^{14}C half-life (5568 years). Quoted errors represent 1 relative standard deviation statistics (68% probability) counting errors based on the combined measurements of the sample, background, and modern reference standards. Measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios (delta ^{13}C) were calculated relative to the PDB-1 standard.

The Conventional Radiocarbon Age represents the Measured Radiocarbon Age corrected for isotopic fractionation, calculated using the delta ^{13}C . On rare occasion where the Conventional Radiocarbon Age was calculated using an assumed delta ^{13}C , the ratio and the Conventional Radiocarbon Age will be followed by "as". The Conventional Radiocarbon Age is not calendar calibrated. When available, the Calendar Calibrated result is calculated from the Conventional Radiocarbon Age and is listed as the "Two Sigma Calibrated Result" for each sample.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-24.4:lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-302767

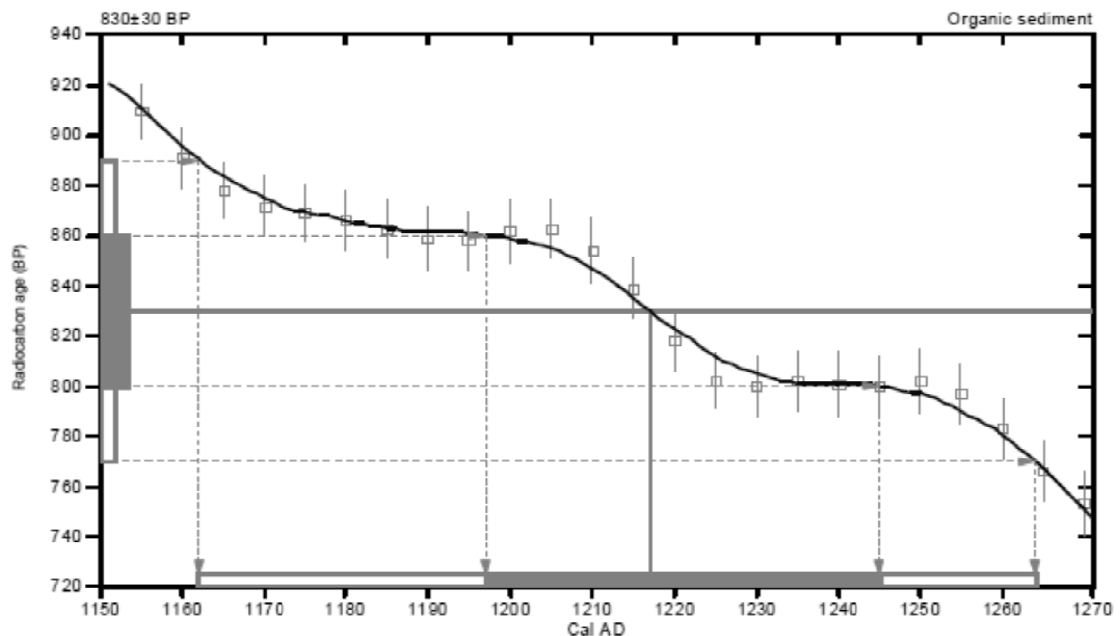
Conventional radiocarbon age: 830 ± 30 BP

2 Sigma calibrated result: Cal AD 1160 to 1260 (Cal BP 790 to 690)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal AD 1220 (Cal BP 730)

1 Sigma calibrated result: Cal AD 1200 to 1240 (Cal BP 750 to 700)
(68% probability)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com



**Consistent Accuracy
Delivered On Time**

Beta Analytic Inc
4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155
Tel: 305-667-5167
Fax: 305-663-0964
beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

The Radiocarbon Laboratory Accredited to ISO-17025 Testing Standards (PJLA Accreditation #59423)

Mr. Darden Hood
President

**Mr. Ronald Hatfield
Mr. Christopher Patrick**
Deputy Directors

Final Report

The final report is accessed as a PDF via a secure personal directory on our website. UserID and password are initially provided to you, which you can change to values of your choosing (letters and numbers only). A mailed copy is also sent to you including a statement outlining our analytical procedures, a glossary of pretreatment terms, calendar calibration information, and billing documents. In addition to the analytical result, the final report sheet includes the individual analysis method, the delivery basis, the material type and the individual pretreatments applied.

Pretreatment

Pretreatment methods are reported along with each result. All necessary chemical and mechanical pretreatments of the submitted material were applied at the laboratory to isolate the carbon, which may best represent the time event of interest. When interpreting the results, it is important to consider the pretreatments. Some samples cannot be fully pretreated, making their ^{14}C ages more subjective than samples, which can be fully pretreated. Some materials receive no pretreatments. Please look at the pretreatment indicated for each sample and read the pretreatment glossary to understand the implications.

Analysis

Results reported using the AMS technique were derived from reduction of sample carbon (after pretreatment) to graphite (100 %C), along with standards and backgrounds, with subsequent detection in one of two AMS instruments here in our facilities. Results reported using the radiometric technique were analyzed by synthesizing sample carbon (after pretreatment) to benzene (92% C), measuring for ^{14}C content in one of 53 scintillation spectrometers. If the Extended Counting Service was used, the ^{14}C content was measured for a greatly extended period of time.

The Radiocarbon Age and Calendar Calibration

The Conventional ^{14}C Age and related "percent modern carbon" (pMC) is the result after applying $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ corrections to account for isotopic fractionation differences between the sample and modern reference. Always cite both this age and the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in your reports and papers (as well as the laboratory number). The Conventional Radiocarbon Age is cited with the units "BP" (Before Present). "Present" is defined as AD 1950 for the purposes of radiocarbon dating. Results are reported as pMC for samples containing more ^{14}C than the modern reference standard. pMC results indicate the material was respiring carbon after the advent of thermo-nuclear weapons testing and is less than ~ 60 years old.

Calendar calibrations are included for applicable materials. If calibrations are not included for a result, it means it was too young, too old, or inappropriate for calibration. The calibration database and mathematics used are cited at the bottom of each calibration printout. The most appropriate approximation of age is the "2 sigma calibrated result". Be sure to cite this as well as the calibration database and mathematics used in your reports and papers.

Beta Analytic Inc. - 4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA - Tel: 305-667-5167 - Fax: 305-663-0964 - beta@radiocarbon.com

PRETREATMENT GLOSSARY

Standard Pretreatment Protocols at Beta Analytic

Unless otherwise requested by a submitter or discussed in a final date report, the following procedures apply to pretreatment of samples submitted for analysis. This glossary defines the pretreatment methods applied to each result listed on the date report form (e.g. you will see the designation "acid/alkali/acid" listed along with the result for a charcoal sample receiving such pretreatment).

Pretreatment of submitted materials is required to eliminate secondary carbon components. These components, if not eliminated, could result in a radiocarbon date, which is too young or too old. Pretreatment does not ensure that the radiocarbon date will represent the time event of interest. This is determined by the sample integrity. Effects such as the old wood effect, burned intrusive roots, bioturbation, secondary deposition, secondary biogenic activity incorporating recent carbon (bacteria) and the analysis of multiple components of differing age are just some examples of potential problems. The pretreatment philosophy is to reduce the sample to a single component, where possible, to minimize the added subjectivity associated with these types of problems. If you suspect your sample requires special pretreatment considerations be sure to tell the laboratory prior to analysis.

"acid/alkali/acid"

The sample was first gently crushed/dispersed in deionized water. It was then given hot HCl acid washes to eliminate carbonates and alkali washes (NaOH) to remove secondary organic acids. The alkali washes were followed by a final acid rinse to neutralize the solution prior to drying. Chemical concentrations, temperatures, exposure times, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of the sample. Each chemical solution was neutralized prior to application of the next. During these serial rinses, mechanical contaminants such as associated sediments and rootlets were eliminated. This type of pretreatment is considered a "full pretreatment". On occasion the report will list the pretreatment as "acid/alkali/acid - insolubles" to specify which fraction of the sample was analyzed. This is done on occasion with sediments (See "acid/alkali/acid - solubles")

Typically applied to: charcoal, wood, some peats, some sediments, and textiles "acid/alkali/acid - solubles"

On occasion the alkali soluble fraction will be analyzed. This is a special case where soil conditions imply that the soluble fraction will provide a more accurate date. It is also used on some occasions to verify the present/absence or degree of contamination present from secondary organic acids. The sample was first pretreated with acid to remove any carbonates and to weaken organic bonds. After the alkali washes (as discussed above) are used, the solution containing the alkali soluble fraction is isolated/filtered and combined with acid. The soluble fraction, which precipitates, is rinsed and dried prior to combustion.

"acid/alkali/acid/cellulose extraction"

Following full acid/alkali/acid pretreatments, the sample is bathed in (sodium chlorite) NaClO_2 under very controlled conditions (Ph = 3, temperature = 70 degrees C). This eliminates all components except wood cellulose. It is useful for woods that are either very old or highly contaminated.

Applied to: wood

"acid washes"

Surface area was increased as much as possible. Solid chunks were crushed, fibrous materials were shredded, and sediments were dispersed. Acid (HCl) was applied repeatedly to ensure the absence of carbonates. Chemical concentrations, temperatures, exposure times, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of each sample. The sample was not be subjected to alkali washes to ensure the absence of secondary organic acids for intentional reasons. The most common reason is that the primary carbon is soluble in the alkali. Dating results reflect the total organic content of the analyzed material. Their accuracy depends on the researcher's ability to subjectively eliminate potential contaminants based on contextual facts.

Typically applied to: organic sediments, some peats, small wood or charcoal, special cases

Beta Analytic Inc. - 4985 SW 74 Court, Miami, Florida 33155 USA - Tel: 305-667-5167 - Fax: 305-663-0964 - beta@radiocarbon.com

PRETREATMENT GLOSSARY
Standard Pretreatment Protocols at Beta Analytic
(Continued)

"collagen extraction: with alkali" or "collagen extraction: without alkali"

The material was first tested for friability ("softness"). Very soft bone material is an indication of the potential absence of the collagen fraction (basal bone protein acting as a "reinforcing agent" within the crystalline apatite structure). It was then washed in de-ionized water, the surface scraped free of the outer most layers and then gently crushed. Dilute, cold HCl acid was repeatedly applied and replenished until the mineral fraction (bone apatite) was eliminated. The collagen was then dissected and inspected for rootlets. Any rootlets present were also removed when replenishing the acid solutions. "With alkali" refers to additional pretreatment with sodium hydroxide (NaOH) to ensure the absence of secondary organic acids. "Without alkali" refers to the NaOH step being skipped due to poor preservation conditions, which could result in removal of all available organics if performed.

Typically applied to: bones

"acid etch"

The calcareous material was first washed in de-ionized water, removing associated organic sediments and debris (where present). The material was then crushed/dispersed and repeatedly subjected to HCl etches to eliminate secondary carbonate components. In the case of thick shells, the surfaces were physically abraded prior to etching down to a hard, primary core remained. In the case of porous carbonate nodules and caliches, very long exposure times were applied to allow infiltration of the acid. Acid exposure times, concentrations, and number of repetitions, were applied accordingly with the uniqueness of the sample.

Typically applied to: shells, caliches, and calcareous nodules

"neutralized"

Carbonates precipitated from ground water are usually submitted in an alkaline condition (ammonium hydroxide or sodium hydroxide solution). Typically this solution is neutralized in the original sample container, using deionized water. If larger volume dilution was required, the precipitate and solution were transferred to a sealed separatory flask and rinsed to neutrality. Exposure to atmosphere was minimal.

Typically applied to: Strontium carbonate, Barium carbonate
(i.e. precipitated ground water samples)

"carbonate precipitation"

Dissolved carbon dioxide and carbonate species are precipitated from submitted water by complexing them as ammonium carbonate. Strontium chloride is added to the ammonium carbonate solution and strontium carbonate is precipitated for the analysis. The result is representative of the dissolved inorganic carbon within the water. Results are reported as "water DIC".

Applied to: water

"solvent extraction"

The sample was subjected to a series of solvent baths typically consisting of benzene, toluene, hexane, pentane, and/or acetone. This is usually performed prior to acid/alkali/acid pretreatments.

Applied to: textiles, prevalent or suspected cases of pitch/tar contamination, conserved materials.

"none"

No laboratory pretreatments were applied. Special requests and pre-laboratory pretreatment usually accounts for this.



*Consistent Accuracy
Delivered On Time*

Beta Analytic Inc

4985 SW 74 Court
Miami, Florida 33155
Tel: 305-667-5167
Fax: 305-663-0964
beta@radiocarbon.com
www.radiocarbon.com

Mr. Darden Hood
President

Mr. Ronald Hatfield
Mr. Christopher Patrick
Deputy Directors

The Radiocarbon Laboratory Accredited to ISO-17025 Testing Standards (PJLA Accreditation #59423)

Calendar Calibration at Beta Analytic

Calibrations of radiocarbon age determinations are applied to convert BP results to calendar years. The short-term difference between the two is caused by fluctuations in the heliomagnetic modulation of the galactic cosmic radiation and, recently, large scale burning of fossil fuels and nuclear devices testing. Geomagnetic variations are the probable cause of longer-term differences.

The parameters used for the corrections have been obtained through precise analyses of hundreds of samples taken from known-age tree rings of oak, sequoia, and fir up to about 10,000 BP. Calibration using tree-rings to about 12,000 BP is still being researched and provides somewhat less precise correlation. Beyond that, up to about 20,000 BP, correlation using a modeled curve determined from U/Th measurements on corals is used. This data is still highly subjective. Calibrations are provided up to about 19,000 years BP using the most recent calibration data available.

The Pretoria Calibration Procedure (Radiocarbon, Vol 35, No.1, 1993, pg 317) program has been chosen for these calendar calibrations. It uses splines through the tree-ring data as calibration curves, which eliminates a large part of the statistical scatter of the actual data points. The spline calibration allows adjustment of the average curve by a quantified closeness-of-fit parameter to the measured data points. A single spline is used for the precise correlation data available back to 9900 BP for terrestrial samples and about 6900 BP for marine samples. Beyond that, splines are taken on the error limits of the correlation curve to account for the lack of precision in the data points.

In describing our calibration curves, the solid bars represent one sigma statistics (68% probability) and the hollow bars represent two sigma statistics (95% probability). Marine carbonate samples that have been corrected for $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, have also been corrected for both global and local geographic reservoir effects (as published in Radiocarbon, Volume 35, Number 1, 1993) prior to the calibration. Marine carbonates that have not been corrected for $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ are adjusted by an assumed value of 0 ‰ in addition to the reservoir corrections. Reservoir corrections for fresh water carbonates are usually unknown and are generally not accounted for in those calibrations. In the absence of measured $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios, a typical value of -5 ‰ is assumed for freshwater carbonates.

(Caveat: the correlation curve for organic materials assume that the material dated was living for exactly ten years (e.g. a collection of 10 individual tree rings taken from the outer portion of a tree that was cut down to produce the sample in the feature dated). For other materials, the maximum and minimum calibrated age ranges given by the computer program are uncertain. The possibility of an "old wood effect" must also be considered, as well as the potential inclusion of younger or older material in matrix samples. Since these factors are in determinant error in most cases, these calendar calibration results should be used only for illustrative purposes. In the case of carbonates, reservoir correction is theoretical and the local variations are real, highly variable and dependent on provenience. Since imprecision in the correlation data beyond 10,000 years is high, calibrations in this range are likely to change in the future with refinement in the correlation curve. The age ranges and especially the intercept ages generated by the program must be considered as approximations.)

ANEXO III
BASE DE DADOS
(NOTA EXPLICATIVA)

A AZORIS foi criada pelo Centro de Vulcanologia e Avaliação de Riscos Geológicos com o objectivo de arquivar, manipular e modelar toda a informação georreferenciada necessária para avaliar o risco e a vulnerabilidade na região dos Açores (Gaspar *et al.*, 2004). É composta por vários conjuntos de dados temáticos, definidos de acordo com o tipo de informação que, por sua vez, se subdividem em vários campos (básicos, de monitorização e históricos). Estes encontram-se estruturados de forma a que a avaliação de riscos geológicos possa ser feita ao nível do arquipélago, da ilha, do concelho, da freguesia ou do lugar.

Os dados tectónicos obtidos ao nível da ilha de S. Miguel farão parte integrante da base de dados AZORIS, no conjunto de informação geológica e geomorfológica, onde se incluem campos descritivos e interpretativos de estruturas observadas nas campanhas de cartografia ou deduzidas através da análise de fotografia aérea ou do modelo digital de terreno. Os resultados encontram-se organizados e distribuídos por três tabelas em formato Excel®, elaboradas com base no definido por Carmo (2004), de acordo com o tipo de informação a que dizem respeito (Fig. III.1):

- ESTAÇÕES;
- FALHAS;
- FILÕES.

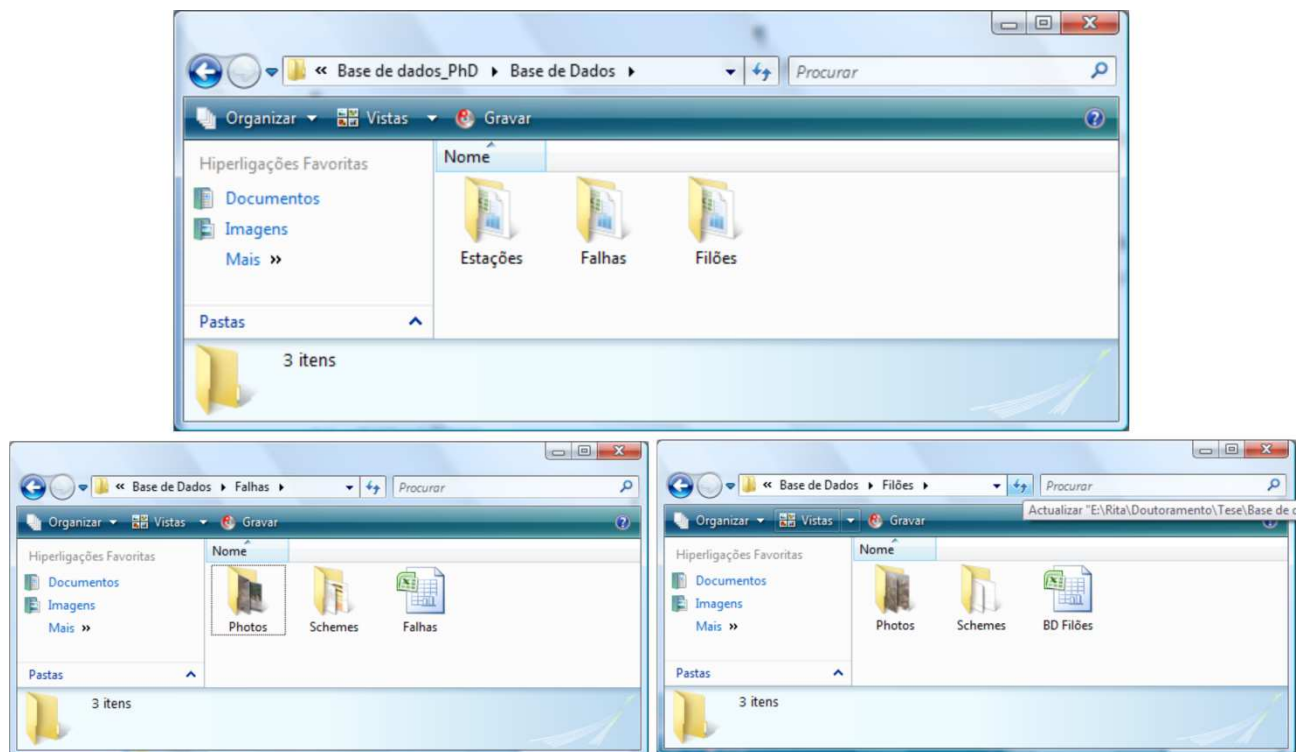


Figura III.1

No entanto, neste trabalho, sentiu-se a necessidade de criar mais alguns campos e melhorar outros de modo a sistematizar ao máximo a informação obtida referente a cada uma das estruturas determinadas.

Os campos Separation e Slip Rate foram adaptados de modo a incluir os respectivos valores para as várias componentes da movimentação (*i.e.* vertical, horizontal e total). Assim, aqueles foram repartidos em V Separation, H Separation e Net Slip, no caso da quantificação da separação, e V Slip Rate, H Slip Rate e Total Slip Rate para a taxa de deslizamento. Também o campo Max Quake foi dividido em SRL Max Quake, RA Max Quake e MD Max Quake, para distinguir qual o parâmetro tectónico utilizado na estimação do potencial sismogénico (*i.e.* comprimento de rotura, área de rotura e deslocamento máximo).

Por outro lado, acrescentaram-se os campos Length, Cart Fault Str, Cart Fault Dip Dir e U Volc, cuja inserção é explicada mais à frente.

As bases de dados FALHAS e FILÕES são acompanhadas por duas subpastas, *Schemes* e *Photos*, que contêm os esquemas interpretativos e fotografias dos afloramentos estudados (Fig. III.1).

III.1 – ESTAÇÕES

Nesta tabela identificam-se as estações de campo em que foram observadas as estruturas em causa e a respectiva localização geográfica (coordenadas UTM).

ID TTSTATION

Código de identificação das estações, composto por 9 caracteres alfanuméricos, sob a forma TTSZ00000, em que TT corresponde à informação básica dos dados (*i.e.* *Tectonic*), S significa estação (*i.e.* *Station*), Z identifica a ilha (S. Miguel é a ilha número 2) e os seguintes referem-se ao número da estação (*e.g.* ID_TTS200043 – estação 43 da ilha de S. Miguel).

M

Longitude (meridiano), em UTM; campo constituído por 6 caracteres numéricos.

P

Latitude (paralelo), em UTM; campo constituído por 7 caracteres numéricos.

LOCAL

Campo destinado à identificação toponímica do local onde se situa a estação, permitindo no máximo 50 caracteres alfabéticos.

III.2 – FALHAS

A tabela FALHAS, cujos campos são apresentados seguidamente, comporta toda a informação descritiva associada às falhas observadas.

ID_FAULT

Campo reservado para a inserção do código de identificação da falha ou fractura constituído por 10 caracteres alfanuméricos, sob a forma FAZKKKK000, em que FA diferencia a estrutura observada (*i.e. Fault*), Z corresponde ao número da ilha e KKKK000 refere-se ao código relacionado com o nome da estrutura tectónica (*e.g.* ID_FA2FETE001).

FAULT_NAME

Nome da falha ou fractura correspondente ao ID_FAULT e composto no máximo por 40 caracteres alfanuméricos (*e.g.* Falha Feteiras 1 – ID_FA2FETE001).

LENGTH

Comprimento, em metros, da estrutura em causa.

ID_TTSTATION

Campo que faz ligação com a tabela ESTAÇÕES.

ST_OBS

Espaço destinado à identificação das diferentes medições que se efectuaram nas várias estações, permitindo um máximo de 5 caracteres alfanuméricos, correspondendo o primeiro à letra O (*i.e. Observation*) e os seguintes ao número da observação (*e.g.* O1 – observação 1).

MAG_FAULT_STR

Direcção magnética do plano de falha ou fractura (*i.e. Magnetic Fault Strike*) em azimutes, medida com a bússola; campo constituído no máximo por 3 caracteres numéricos que variam entre 0° e 359°.

CAR_FAULT_STR

Direcção cartográfica do plano de falha ou fractura (*i.e. Cartographic Fault Strike*) em azimutes. O seu cálculo é obtido acrescentando a declinação magnética (9-11°W) à direcção magnética do plano, no caso das estruturas observadas em corte, ou medida directamente na carta para as estruturas inferidas da análise geomorfológica (direcção média). Campo constituído no máximo por 3 caracteres numéricos que variam entre 0° e 359°.

FAULT_DIP

Inclinação do plano de falha ou fractura, variando entre 0° e 90°, sendo composto no máximo por cinco caracteres alfanuméricos (valor da inclinação + sentido de inclinação; *e.g.* 75WNW).

CART_FAULT_DIP_DIR

Direcção cartográfica de máxima inclinação do plano de falha ou fractura (*i.e. Cartographic Fault Dip Direction*) em azimutes, obtida através da direcção cartográfica. Campo constituído no máximo por 3 caracteres numéricos que variam entre 0° e 359°.

STRIATION_PLU

Mergulho das estrias (*i.e. Striation Plunge*), constituído no máximo por 2 caracteres numéricos (0° a 90°).

STRIATION_TREND

Direcção cartográfica, em azimutes, do plano vertical que contém as estrias, e composto no máximo por 3 caracteres numéricos (0° a 360°). O seu cálculo é obtido introduzindo a declinação magnética (9-11°W) à direcção magnética do plano.

V_COMP

Classificação da componente vertical da movimentação, podendo ser normal, inversa ou vertical, e constituído no máximo por 8 caracteres alfabéticos.

DOWN_THROW

No caso das falhas com componente vertical, este campo serve para indicar qual o bloco abatido e é constituído no máximo por 3 caracteres alfabéticos (*i.e.* WNW, se for este o bloco que abateu).

V SEPARATION

Refere-se à separação vertical (*i.e. Vertical Separation*), em metros, dos níveis de referência, e composto no máximo por 30 caracteres alfanuméricos.

H COMP

Classificação da componente de desligamento presente, podendo ser esquerda ou direita, e composto no máximo por 8 caracteres alfabéticos.

H SEPARATION

Refere-se à separação horizontal (*i.e. Horizontal Separation*), em metros, dos níveis de referência, e composto no máximo por 30 caracteres alfanuméricos.

NET SLIP

Refere-se ao deslocamento total, em metros, dos níveis de referência, sendo composto no máximo por 30 caracteres alfanuméricos.

UVOLC

Marcador estratigráfico ou topográfico truncado pela falha ou fractura; permite, no máximo, 100 caracteres alfanuméricos.

UVOLC AGE

Idade, ou intervalo de idade, para um dado marcador estratigráfico ou topográfico deslocado pela falha; permite, no máximo, 50 caracteres alfanuméricos.

V SLIP RATE

Corresponde à velocidade média de deformação para a componente vertical (*i.e. Vertical Slip Rate*; mm/ano), determinada a partir da razão entre o deslocamento vertical e a idade do marcador (estratigráfico ou topográfico). É constituído, no máximo, por 16 caracteres alfanuméricos.

H SLIP RATE

Corresponde à velocidade média de deformação para a componente horizontal (*i.e. Horizontal Slip Rate*; mm/ano), determinada a partir da razão entre o deslocamento horizontal e a idade do marcador (estratigráfico ou topográfico). É constituído, no máximo, por 16 caracteres alfanuméricos.

TOTAL SLIP RATE

Corresponde à velocidade média de deformação total (*i.e. Total Slip Rate*; mm/ano), determinada a partir da razão entre o *net slip* e a idade do marcador (estratigráfico ou topográfico). É constituído, no máximo, por 16 caracteres alfanuméricos.

SURF RUPTURE

Refere-se, sempre que exista, às dimensões da rotura superficial (em metros) e é constituído no máximo por 10 caracteres alfanuméricos.

SRL MAX QUAKE

Magnitude do sismo máximo expectável para uma determinada estrutura tectónica baseada na sua extensão (Wells e Coppersmith, 1994), supondo rotura total do acidente.

RA MAX QUAKE

Magnitude do sismo máximo expectável para uma determinada estrutura tectónica baseada na sua área de rotura (Wells e Coppersmith, 1994) assumindo uma espessura de 14 km para a crosta sismogénica, de acordo com Matias *et al.* (2007) e uma inclinação média das estruturas de 65°.

MD MAX QUAKE

Magnitude do sismo máximo expectável para uma determinada estrutura tectónica, baseada no deslocamento máximo da falha (Wells e Coppersmith, 1994).

MAX QUAKE REG

Refere-se à magnitude do sismo máximo gerado pela falha, baseada na sismicidade histórica ou instrumental.

RECUR INTERVAL

Corresponde ao intervalo de tempo médio entre eventos sísmicos com origem numa determinada estrutura tectónica, para uma magnitude mínima de 5.5-6.0. Este campo permite um máximo de 20 caracteres alfanuméricos.

HAZARD CLASS

Classificação do grau de actividade da falha, utilizando as classificações de Matsuda (1975) e Cluff, Coppersmith e Knuepfer (1982), consoante os dados disponíveis. No caso vertente, utilizou-se a primeira.

PHOTO

Campo reservado à inserção do código de fotografias (gerais e de pormenor) das falhas ou fracturas observadas, sendo constituído por 10 caracteres alfanuméricos sob a forma TTZEEEEEE00, em que os dois primeiros se referem ao tipo de informação em causa (*i.e. Tectonic*), Y ao número da ilha, EEEEE à estação onde foi fotografada e os dois últimos ao número da fotografia tirada naquela estação (*e.g. TT20001801* – fotografia 1 da estação 18 da ilha de S. Miguel). As fotografias encontram-se numa pasta própria (*i.e. Photos*) e estão associadas à tabela de dados através de um *link*.

SCHEME

Campo destinado a esquemas localizados numa pasta própria (*i.e. Schemes*) que se encontram associados à tabela através de *links*. É composto por 10 caracteres alfanuméricos, sob a forma TSZEEEEEE00, em que os dois primeiros se referem ao tipo de informação e imagem em causa (*i.e. Tectonic Scheme*), Z ao número da ilha, EEEEE à estação onde foi efectuado e os dois últimos ao número do esquema daquela estação (*e.g. TS20001801* – esquema tectónico 1 da estação 18 da ilha de S. Miguel).

OBS

Campo reservado a comentários relevantes e de ordem variada que complementam os restantes dados tectónicos. Este campo permite um máximo de 500 caracteres.

ID QUAKE

Código de sismos associados a uma determinada estrutura tectónica, composto por 15 caracteres numéricos sob a forma QAAAAMMDDHHMMSS, em que Q significa sismo (*i.e. Quake*), e os restantes caracteres referem-se ao dia e hora do evento: AAAA corresponde ao ano, MM ao mês, DD ao dia, HH à hora, MM ao minuto e SS ao segundo. Este campo está associado a uma tabela, incluída na informação de índole sismológica, que contém os dados relativos a todos os sismos históricos e instrumentais do arquipélago.

ID DYKE

Devido ao facto de algumas fracturas se encontrarem preenchidas por filões, este campo estabelece a ligação à tabela FILÕES.

ID_UVOLCANO

Código correspondente à unidade geológica mais recente afectada. É constituído por 9 caracteres, com o formato UVZXX0000, em que UV se refere ao tipo de informação em causa (*i.e. Volcanic Unit*), Y ao número da ilha, XX ao número da unidade vulcanológica e os restantes quatro às subunidades (*e.g.* ID_UV2070000 – Sistema Vulcânico do Nordeste, ilha de S. Miguel). Este campo está associado a uma tabela, inserida na informação geológica e geomorfológica, onde é atribuído um código a cada unidade estratigráfica do arquipélago.

III.3 – FILÕES

Esta tabela inclui dados relativamente aos filões medidos. Os campos constituintes são apresentados seguidamente.

ID_DYKE

Campo destinado à inserção do código de identificação dos filões observados e que estabelece a ligação à tabela das falhas. É constituído por 10 caracteres alfanuméricos, sob a forma DYZKKKK000, em que DY indica tratar-se de um filão (*i.e. Dyke*), Z corresponde ao número da ilha e KKKK000 referem-se ao nome do filão (*e.g.* ID_DY2FTER001).

DYKE_NAME

Nome do filão correspondente ao ID_DYKE e composto no máximo por 40 caracteres alfanuméricos (*e.g.* Filao Faial da Terra 1 – ID_DY2FTER001).

ID_TTSTATION

Código de identificação da estação em que foram observados os filões e que estabelece a ligação à tabela ESTAÇÕES.

ST_OBS

Espaço destinado à identificação das diferentes observações que se efectuaram nas várias estações, permitindo um máximo de 5 caracteres alfanuméricos, correspondendo o primeiro à letra O (*i.e. Observation*) e os seguintes ao número da observação (*e.g.* O1 – observação 1).

MAG DYKE STR

Campo correspondente à direcção magnética do filão (*i.e. Magnetic Fault Strike*) em azimutes, medida com a bússola, e constituído no máximo por 3 caracteres numéricos (0-359°).

CAR DYKE STR

Direcção cartográfica do filão (*i.e. Cartographic Dyke Strike*) em azimutes, calculada através da introdução da declinação magnética (9-11°W) à direcção magnética do plano. Campo constituído no máximo por 3 caracteres numéricos que variam entre 0° e 359°.

DYKE DIP

Inclinação (0-90°) e sentido de inclinação do filão, composto no máximo por cinco caracteres alfanuméricos (*e.g.* 75WNW).

CART DYKE DIP DIR

Direcção cartográfica de máxima inclinação do filão (*i.e. Cartographic Dyke Dip Direction*) em azimutes, obtida através da direcção cartográfica. Campo constituído no máximo por 3 caracteres numéricos (0-359°).

THICKNESS

Espessura do filão, em metros, representada no máximo por 10 caracteres alfanuméricos.

COMPOSITION

Natureza litológica do filão, permitindo um máximo de 20 caracteres alfabéticos.

PHOTO

Campo destinado ao código de fotografias (gerais e de pormenor) dos filões observados, sendo constituído por 10 caracteres alfanuméricos, DYZEEEE00, em que os dois primeiros se referem ao tipo de estrutura (*i.e. Dyke*), Z ao número da ilha, EEEEE à estação onde foram fotografados e os dois últimos ao número da fotografia tirada naquela estação (*e.g.* DY20001101 – fotografia 1 da estação 11 da ilha de S. Miguel). As fotografias encontram-se numa pasta própria (*i.e. Photos*) e encontram-se associadas à tabela de dados através de um *link*.

SCHEME

Campo destinado ao código de esquemas dos filões, armazenados numa pasta própria (*i.e. Schemes*) e associados a esta tabela através de *links*. É composto por 10 caracteres alfanuméricos com formato DSZEEEE00, em os dois primeiros se referem ao tipo de estrutura em causa (*i.e. Dyke Scheme*), Z ao número da ilha, EEEEE à estação onde foi fotografada e os dois últimos ao número do esquema daquela estação (*e.g.* DS20001101 – esquema 1 de um filão observado na estação 11 da ilha de S. Miguel).

OBS

Campo reservado a comentários de ordem variada, permitindo um máximo de 500 caracteres.

ID_FAULT

Como os filões estão intruídos em falhas ou fracturas, este campo estabelece a ligação à tabela FALHAS.

ID_UVOLCANO

Código correspondente à unidade geológica mais recente truncada pelo filão e que estabelece a ligação à tabela com os códigos das unidades estratigráficas do arquipélago, inserida na informação geológica e geomorfológica. É constituído por 9 caracteres, com o formato UVZXX0000, em que UV se refere ao tipo de informação em causa (*i.e. Volcanic Unit*), Z ao número da ilha, XX ao número da unidade vulcanológica e os restantes quatro às subunidades (*e.g.* ID_UV2070000 – Sistema Vulcânico do Nordeste, ilha de S. Miguel).