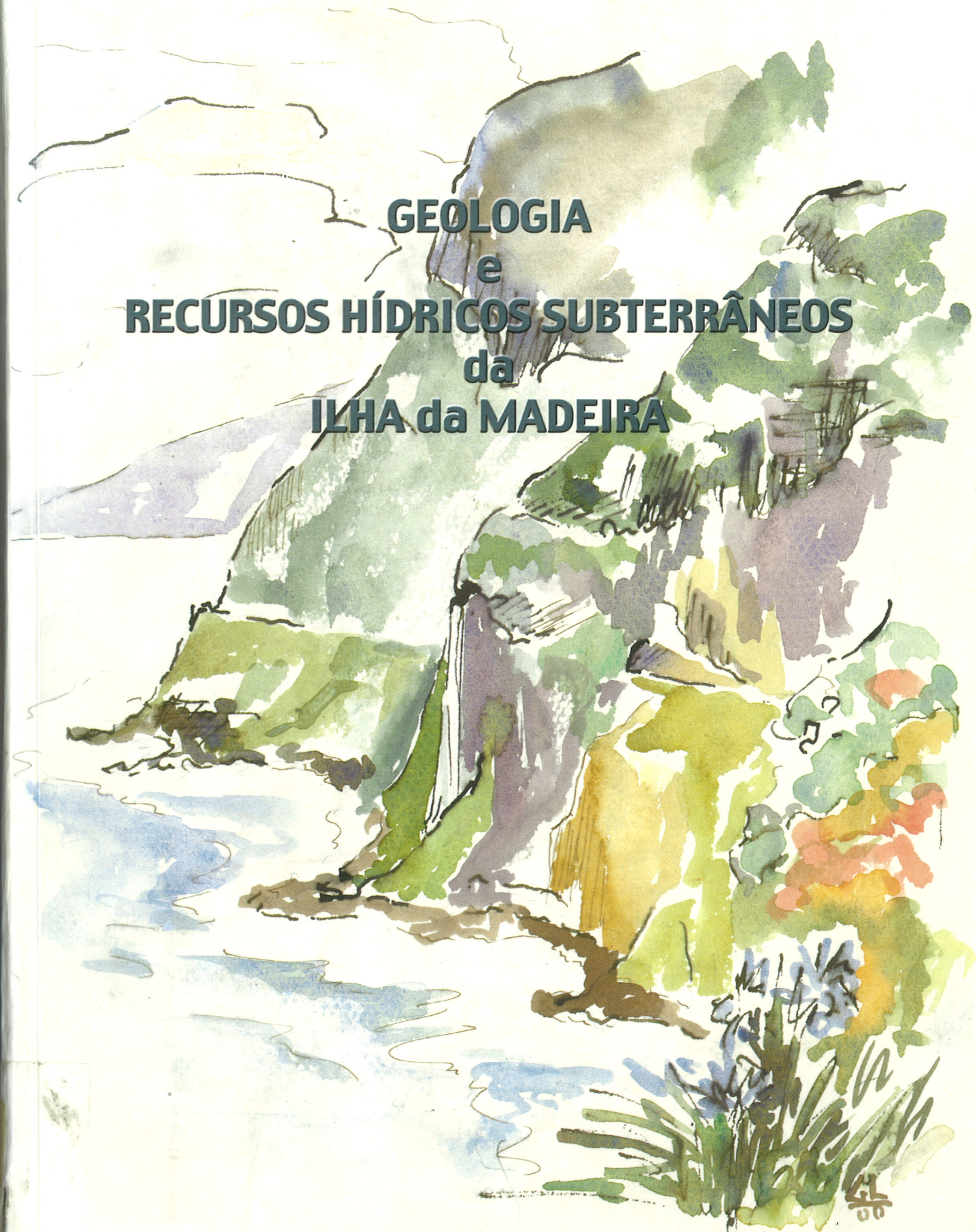


SUSANA LUÍSA RODRIGUES NASCIMENTO PRADA

**GEOLOGIA
e
RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS
da
ILHA da MADEIRA**



SUSANA LUÍSA RODRIGUES NASCIMENTO PRADA

GEOLOGIA
e
RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS
da
ILHA da MADEIRA

Dissertação apresentada à Universidade da Madeira
para obtenção do grau de Doutor em Geologia

UNIVERSIDADE DA MADEIRA
FUNCHAL
2000

Ao Paulo, meu marido

À Vera, minha filha

ÍNDICE

Lista de Figuras	VII
Lista de Fotografias.....	XI
Agradecimentos.....	XIV
Resumo.....	XVII
Abstract	XIX
I. INTRODUÇÃO.....	1
I.1 Antecedentes.....	4
I.2 Trabalhos Realizados.....	5
II. GEOLOGIA	8
II.1 Enquadramento Regional	8
II.1.1 Localização Geográfica.....	8
II.1.2 Enquadramento Tectónico.....	11
II.1.3 Petrologia e Geoquímica	14
II.2 Vulcano-estratigrafia	14
II.2.1 Complexo Vulcânico Antigo (CA).....	16
II.2.2 Calcários Marinhos dos Lameiros - S. Vicente (CM).....	26
II.2.3 Depósito Conglomerático Brechóide (CB)	29
II.2.3.1 Porto da Cruz.....	36
II.2.3.2 São Roque do Faial.....	39
II.2.3.3 Faial	40
II.2.3.4 Ponta Delgada.....	41
II.2.3.5 Vale da Ribeira de São Vicente.....	41
II.2.3.6 Vale da Ribeira Brava.....	42
II.2.3.7 Vale da Ribeira da Ponta do Sol.....	43
II.2.3.8 Vale da Ribeira da Janela	44
II.2.4 Complexo Vulcânico Principal (CP).....	45
II.2.5 Complexo Vulcânico S. Roque/Paul (SRP).....	52
II.2.6 Episódios Vulcânicos Recentes (VR).....	61
II.2.7 Depósitos de Vertente (dv), Fajãs (fj), Quebradas (q), Depósitos de	

Enxurrada Recentes (dr), Areias de Praia (ap), Dunas Fósseis (df), Terraços (t) e Aluviões (a)	65
II.2.7.1 Depósitos de Vertente (dv)	65
II.2.7.2 Fajãs (fj).....	66
II.2.7.3 Depósitos de Enxurrada Recentes (dr)	67
II.2.7.4 Areias de Praia (ap)	67
II.2.7.5 Dunas Fósseis (df)	68
II.2.7.6 Terraços (t).....	70
II.2.7.7 Aluviões (a)	70
II.3 Modelo de Evolução da Ilha da Madeira.....	71
III. GEOMORFOLOGIA.....	77
III.1 Generalidades	77
III.2 Relevos Principais.....	81
III.2.1 O Maciço Central	81
III.2.2 O Paul da Serra	83
III.2.3 A Ponta de São Lourenço.....	84
III.3 A Rede Hidrográfica	86
III.4 As Arribas	88
IV. CLIMATOLOGIA	93
IV.1 Caracterização Genérica do Clima do Arquipélago da Madeira	93
IV.2 Caracterização Climática da Ilha da Madeira	100
IV.2.1 Estações Meteorológicas e Postos Udométricos.....	100
IV.2.2 Precipitação.....	104
IV.2.2.1 Colmatação de Lacunas de Dados.....	104
IV.2.2.2 Correção de Erros.....	107
IV.2.2.3 Testes Estatísticos	110
IV.2.2.4 Precipitação Média Anual	112
IV.2.2.4.1 Variação da Precipitação com a Altitude	113
IV.2.2.4.1.1 Variação da Precipitação com a Altitude a Norte.....	115
IV.2.2.4.1.2 Variação da Precipitação com a Altitude a Sul	116
IV.2.2.4.2 Variação da Precipitação com a Distância ao Mar.....	117
IV.2.2.4.3 Distribuição Sazonal da Precipitação	119

IV.2.3 Temperatura	121
IV.3 Balanço Hidrológico do Paul da Serra.....	124
IV.3.1 Importância do Paul da Serra.....	124
IV.3.2 Climatologia.....	125
IV.3.2.1 Precipitação	127
IV.3.2.1.1 Tratamento dos Dados.....	127
IV.3.2.1.2 Cálculo da Precipitação Média Anual	130
IV.3.2.2 Temperatura	132
IV.3.2.3 Caracterização Climática do Paul da Serra	133
IV.3.3 Balanço Hídrico Diário - BASEQUEL.....	138
IV.3.3.1 Cálculo da Evapotranspiração Potencial	142
IV.3.3.2 Resultados Obtidos.....	144
IV.3.4 Avaliação dos Recursos Hídricos Subterrâneos no Paul da Serra	151
IV.3.5 Avaliação das Reservas	152
IV.3.5.1 Descarga Subterrânea do Maciço do Paul da Serra	152
IV.3.5.2 Reservas no Maciço do Paul da Serra	154
IV.3.6 Discussão de Resultados	155
IV.4 Precipitação Oculta	156
IV.4.1 Historial do Estudo da Precipitação por Intercepção Directa da Água das Nuvens	159
IV.4.1.1 Colectores Naturais	161
IV.4.1.2 Colectores Artificiais	168
IV.4.2 Factores que Influenciam a Quantidade de Água Captada	179
IV.4.3 Caso Particular da Ilha da Madeira.....	180
IV.4.3.1 Origem dos Nevoeiros.....	180
IV.4.3.2 Selecção do Local Experimental	183
IV.4.3.2.1 Estação da Bica da Cana	184
IV.4.3.2.2 Estação do Chão das Feiteiras	187
IV.4.3.3 Metodologia e Equipamento Utilizado	188
IV.4.3.4 Resultados Obtidos.....	192
IV.4.3.4.1 Resultados Obtidos com o "Standard Fog Collector"	193
IV.4.3.4.2 Resultados Obtidos na Vegetação	196
IV.4.3.5 Discussão de Resultados	198

V. HIDRODINÂMICA	200
V.1 Hidrogeologia de Ilhas Vulcânicas.....	200
V.1.1 Modelos Hidrogeológicos de Ambientes Insulares Vulcânicos.....	201
V.1.1.1 Havai.....	201
V.1.1.1.1 Aquíferos Suspensos (<i>perched</i>).....	201
V.1.1.1.2 Aquíferos Limitados por Filões.....	202
V.1.1.1.3 Aquífero de Base	203
V.1.1.2 Polinésia Francesa	203
V.1.1.3 Reunião.....	204
V.1.1.4 Canárias	207
V.1.1.5 Açores.....	211
V.2 Comportamento Hidrogeológico das Formações Vulcânicas	211
V.2.1 Escoadas.....	212
V.2.2 Piroclastos	215
V.2.3 Condutas.....	219
V.2.3.1 Chaminés	219
V.2.3.2 Filões	220
V.2.4 Depósitos Sedimentares	222
V.2.5 Falhas	224
V.2.6 Características Hidrodinâmicas à Escala dos Edifícios Vulcânicos	227
V.3 Caracterização Hidrodinâmica da Ilha da Madeira	230
V.3.1 Sistemas de Captação	230
V.3.1.1 Os Poços	233
V.3.1.2 As Galerias	233
V.3.1.2.1 Descrição das Galerias e Túneis.....	233
V.3.1.2.1.1 Sistema Tornos.....	233
V.3.1.2.1.2 Galeria do Rabaçal.....	235
V.3.1.2.1.3 Galeria das Rabaças	236
V.3.1.2.1.4 Galeria do Porto Novo	237
V.3.1.2.1.5 Galeria das Fontes Vermelhas.....	238
V.3.1.2.1.6 Galeria da Fajã da Ama.....	239
V.3.1.2.1.7 Túnel do Norte	240
V.3.1.2.1.8 Túnel da Encumeada.....	241

V.3.1.2.1.9 Furado Novo	242
V.3.1.2.1.10 Túnel da Levada do Seixal.....	242
V.3.1.2.1.11 Túnel da Rocha Vermelha	243
V.3.1.2.1.12 Galeria do Cidrão	243
V.3.1.2.1.13 Túneis do Empreendimento “Aproveitamentos de Fins Múltiplos da Ribeira dos Socorridos”	243
V.3.1.2.2 Variação dos Caudais das Galerias.....	246
V.3.1.2.2.1 Galeria do Porto Novo	246
V.3.1.2.2.2 Galeria do Rabaçal	249
V.3.1.2.2.3 Galeria das Rabaças	253
V.3.1.3 Os Furos.....	254
V.3.1.3.1 Parâmetros Hidrodinâmicos.....	255
V.3.1.3.2 Gradientes Piezométricos	260
V.3.2 Recursos Captados	264
V.3.2.1 Recursos Captados no Furos	265
V.3.2.2 Recursos Captados nas Galerias e Túneis	266
V.3.2.3 Recursos Captados pelas Levadas	267
V.3.2.4 Recursos Captados para Rega	268
V.3.2.5 Recursos Totais Captados.....	269
V.3.3 Modelo Hidrogeológico para a Ilha da Madeira	270
V.3.3.1 Aquíferos Suspensos	270
V.3.3.2 Nível de Saturação Regional ou Aquífero Vulcânico Generalizado.....	271
V.3.3.3 Aquíferos Compartimentados.....	273
V.3.4 Esquema de Fluxo Subterrâneo na Madeira.....	275
VI. HIDROQUÍMICA	276
VI.1 Considerações Gerais.....	276
VI.2 Caracterização Hidrogeoquímica.....	279
VI.2.1 Parâmetros Físicos	279
VI.2.1.1 Temperatura	279
VI.2.1.2 Condutividade	284
VI.2.2 Parâmetros Químicos.....	291

VI.2.2.1 PH.....	291
VI.2.2.2 Alcalinidade	294
VI.2.2.3 Dureza Total.....	295
VI.2.2.4 Catiões.....	295
VI.2.2.5 Aniões	299
VI.2.2.6 Sílica.....	305
VI.2.2.7 Razões entre Espécies Dissolvidas.....	307
VI.2.3 Fácies Hidrogeoquímicas.....	310
VI.2.4 Qualidade da Água para Consumo Humano.....	313
VII. CONCLUSÕES	316
VII.1 Geologia.....	316
VII.2 Climatologia	321
VII.2.1 Caracterização Climática da Ilha da Madeira.....	321
VII.2.2 Balanço Hídrico do Paul da Serra	323
VII.2.3 Avaliação da Precipitação Oculta na Ilha da Madeira.....	323
VII.3 Hidrodinâmica	325
VII.4 Hidroquímica	329
BIBLIOGRAFIA.....	332

LISTA DE FIGURAS

Figura II.1 - Localização do Arquipélago da Madeira.....	10
Figura II.2 - A ilha da Madeira no contexto do Atlântico central, onde também se posicionam os restantes arquipélagos da Macaronésia (Açores, Canárias e Cabo Verde)	11
Figura II.3 - Posicionamento da ilha da Madeira na Crista Madeira –Tore.....	13
Figura II.4 - Projecção das rochas granulares da Madeira no diagrama QAPF	23
Figura II.5 - Síntese dos resultados de geocronologia absoluta das rochas magmáticas da Madeira.....	25
Figura II.6 - Corte transversal, esquemático, da Ribeira de S. Roque do Faial, junto da ponte daquela ribeira.	59
Figura II.7 - Hipótese de evolução do relevo da Ponta de S. Lourenço, no sítio da Piedade	69
Figura III.1 - – Perfil da ilha da Madeira segundo a direcção W-E, mostrando os dois grandes maciços, o do Paul da Serra e o Central.....	79
Figura III.2 - – Perfil da ilha da Madeira segundo a direcção N-S, passando pelo Paul da Serra.....	80
Figura IV.1 - Anticiclone dos Açores centrado nas proximidades e para sul dos Açores e orientado na direcção aproximada sudoeste-nodeste.	94
Figura IV.2 - Anticiclone dos Açores, centrado nas proximidades e para norte dos Açores e orientado norte-sul.	95
Figura IV.3 - Anticiclone dos Açores, muito desenvolvido sobre o noroeste da Europa e orientado na direcção sudoeste-nordeste	96
Figura IV.4 - Anticiclone dos Açores muito desenvolvido, centrado para norte da Madeira e orientado oeste-este.....	97
Figura IV.5 - Anticiclone dos Açores, orientado na direcção sudoeste-nordeste.	98
Figura IV.6 - Localização dos postos udométricos e estações meteorológicas na Ilha da Madeira.....	103
Figura IV.7 - Dupla Acumulação para a estação do Porto Moniz	108
Figura IV.8 - Dupla Acumulação para o posto da Ponta do Pargo	108
Figura IV.9 - Dupla Acumulação para a estação das Queimadas	109
Figura IV.10 - Dupla Acumulação para o posto dos Canhas	109
Figura IV.11 - Relação da precipitação com a altitude para a ilha da Madeira	114
Figura IV.12 - Relação da precipitação com a altitude para a encosta norte da ilha da Madeira.....	115

Figura IV.13 - Relação da precipitação com a altitude para a encosta sul da ilha da Madeira.....	116
Figura IV.14 - Relação da precipitação com o afastamento costeiro na ilha da Madeira.....	117
Figura IV.15 - Localização e configuração do enclave central.....	118
Figura IV.16 - Distribuição mensal da pluviosidade no Lugar de Baixo.....	119
Figura IV.17 - Distribuição mensal da pluviosidade no Funchal.....	119
Figura IV.18 - Distribuição mensal da pluviosidade no Santo da Serra.....	120
Figura IV.19 - Distribuição mensal da pluviosidade na Bica da Cana.....	120
Figura IV.20 - Distribuição mensal da pluviosidade no Areeiro.....	120
Figura IV.21 - Variação da temperatura do ar com a altitude.....	121
Figura IV.22 - Variação da temperatura do ar com a altitude na encosta norte.....	122
Figura IV.23 - Variação da temperatura do ar com a altitude na encosta sul.....	122
Figura IV.24 - Localização dos postos meteorológicos no Paul da Serra.....	126
Figura IV.25 - Curva de Dupla Acumulação da série pluviométrica da Bica da Cana.....	128
Figura IV.26 - Curva de Dupla Acumulação da serie pluviométrica da Ribeira do Alecrim.....	128
Figura IV.27 - Distribuição anual da precipitação média caída no Paul da Serra.....	132
Figura IV.28 - Diagrama Termo - Pluviométrico de Gausssen para o Paul da Serra.....	137
Figura IV.29 - Distribuição da recarga aquífera.....	146
Figura IV.30 - Distribuição da escorrência superficial.....	148
Figura IV.31 - Relação entre a dimensão das gotas e o seu ângulo de queda para diferentes velocidades do vento.....	157
Figura IV.32 - A árvore-fonte.....	165
Figura IV.33 - Captador de Hohenpiessenberg montado sobre um udómetro, com 15,96 cm de diâmetro do bocal (200 cm ² de área).....	170
Figura IV.34 - "Standard Fog Collector".....	176
Figura IV.35 - Formação de nuvens orográficas.....	182
Figura IV.36 - Perfil topográfico do Paul da Serra, na direcção SW-NE, passando pela Bica da Cana.....	185
Figura IV.37 - Distribuição anual dos dias com nevoeiro, na Bica da Cana.....	186
Figura IV.38 - Variação da precipitação oculta na Bica da Cana.....	194
Figura IV.39 - Variação da precipitação oculta no Chão das Feiteiras.....	194
Figura IV.40 - Água proveniente do nevoeiro captada pela Urze 1, na Bica da Cana.....	197

Figura IV.41 - Água proveniente do nevoeiro captada pela Urze 2, na Bica da Cana.....	197
Figura V.1 - Modelo hidrogeológico conceptual das ilhas do Havai	202
Figura V.2 - Modelo hidrogeológico conceptual das ilhas da Polinésia.....	204
Figura V.3 - Modelo hidrogeológico conceptual do maciço do Piton des Neiges	205
Figura V.4 - Modelo hidrogeológico conceptual do vulcão do Piton de la Fournaise..	206
Figura V.5 - Modelo hidrogeológico simplificado do maciço de Famara, na ilha de Lanzarote	208
Figura V.6 - Modelo hidrogeológico simplificado da ilha de Tenerife	209
Figura V.7 - Modelo hidrogeológico conceptual da ilha de Tenerife	210
Figura V.8 - Mapa de lineamentos tectónicos obtido de imagem de satélite da Ilha da Madeira.....	226
Figura V.9 -Localização das principais captações de água subterrânea na ilha da Madeira.....	232
Figura V.10 - Evolução dos caudais da galeria do Porto Novo.	247
Figura V.11 - Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1996 a Junho de 1997.....	247
Figura V.12 - Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1997 a Junho de 1998.....	248
Figura V.13 - Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1998 a Junho de 1999.	248
Figura V.14 - Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1999 a Janeiro de 2000.....	248
Figura V.15 - Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1991/92	249
Figura V.16 - Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1992/93	250
Figura V.17 - Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1996/97	250
Figura V.18 - Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1991/92, desfasadas 1 mês.	251
Figura V.19 - Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1992/93, desfasadas 2 meses.....	252
Figura V.20 - Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1996/97, desfasadas 1 mês.	252
Figura V.21 - Representação dos níveis estáticos em função da distância ao mar.....	263
Figura V.22 - Recursos hídricos subterrâneos consumidos na ilha da Madeira.....	270

Figura V.23 - Esquema hidrogeológico conceptual para a ilha da Madeira.....	275
Figura VI.1 - Representação gráfica da temperatura das águas em função da altitude (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).....	284
Figura VI.2 - Representação gráfica da condutividade das águas dos aquíferos suspensos e do aquífero de base (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).....	285
Figura VI.3 - Representação gráfica da condutividade dos aquíferos suspensos e do aquífero de base (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).....	287
Figura VI.4 - Representação gráfica do CO2 total das águas, em função da condutividade.....	289
Figura VI.5 - Representação gráfica do pH, em função do CO2 total das águas.....	293
Figura VI.6 - Representação gráfica do Na, em função da condutividade das águas...	297
Figura VI.7 - Representação gráfica do Ca, em função da condutividade das águas...	297
Figura VI.8 - Representação gráfica do Mg, em função da condutividade das águas..	298
Figura VI.9 - Representação gráfica do K, em função da condutividade das águas. ...	298
Figura VI.10 - Representação gráfica do bicarbonato, em função da condutividade das águas.....	301
Figura VI.11 - Representação gráfica do cloreto, em função da condutividade das águas.....	301
Figura VI.12 - Representação gráfica do sulfato, em função da condutividade das águas.....	302
Figura VI.13 - Representação gráfica do sódio, em função do cloreto das águas.....	303
Figura VI.14 - Representação gráfica do cloreto, em função do bicarbonato das águas.....	304
Figura VI.15 - Representação gráfica do sulfato, em função do sódio das águas.....	304
Figura VI.16 - Representação gráfica da sílica, em função do sódio (colheita de Novembro de 1992).....	306
Figura VI.17 - Representação gráfica da sílica, em função do sódio (colheita de 1999).....	306
Figura VI.18 - Projecção dos diagramas de Stiff para as águas da ilha da Madeira.....	312
Figura VI.19 - Diagramas de qualidade da água para consumo humano.....	315

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia II.1 - Densidade de filões que atravessam o Complexo Antigo.	18
Fotografia II.2 - Escoadas pertencentes ao Complexo Antigo, profundamente alteradas, no Faial.....	19
Fotografia II.3 - Escoadas pertencente ao Complexo Antigo, sã, com disjunção prismática, no Faial.	20
Fotografia II.4 - Chaminé vulcânica contemporânea do CA, posta a descoberto, no leito da Ribeira Seca.....	21
Fotografia II.5 - Filão chaminé contemporâneo do CA, situado junto do Paredão.....	21
Fotografia II.6 - Afloramento de rochas granulares, sendo visíveis as bolas de disjunção.....	24
Fotografia II.7 - Aspecto actual do afloramento dos calcários dos Lameiros.....	28
Fotografia II.8 - Paredão formado por Depósito Conglomerático-Brechóide, no Pico das Furnas.....	31
Fotografia II.9 - Aspecto de um talude da estrada que liga o Arco de São Jorge ao Arco Pequeno, talhado em Depósito Conglomerático-Brechóide.	32
Fotografia II.10 - Afloramento de Depósito Conglomerático-Brechóide, no Pico Redondo.	33
Fotografia II.11 - Aspecto de CB bastante alterado, sendo difícil a distinção com o CA, que está por baixo.	34
Fotografia II.12 - Alternância de fácies finas e grosseiras de Depósito Conglomerático- Brechóide, no Porto da Cruz.	36
Fotografia II.13 - Fácies grosseira, alterada, de Depósito Conglomerático- Brechóide, no Porto da Cruz.	37
Fotografia II.14 - CB a aflorar sob o mugarito, no Porto da Cruz.	38
Fotografia II.15 - CB cortado por filões, na Penha de Águia.....	39
Fotografia II.16 - O CB aparece intercalado no Complexo Antigo e na escoada do Complexo vulcânico S. Roque/Paul, na margem esquerda da Ribeira de S. Roque do Faial.....	40
Fotografia II.17 - CB metamorfizado por escoadas do Complexo Principal, na margem direita da Ribeira de S. Vicente.....	42
Fotografia II.18 - Túnel talhado em CB que, por sua vez, está atravessado por um filão, no caminho de acesso à galeria das Rabaças.	44
Fotografia II.19 - Arriba constituída por um conjunto de camadas de fluxo (freatomagmáticos) que estão sob uma escoada basáltica, provavelmente do Complexo Principal.....	47

Fotografia II.20 - Depósito de ribeira intercalado em escoadas do Complexo Principal, na Ribeira de S. Tiago.....	49
Fotografia II.21 - Arriba entre o Campanário e a Ribeira Brava, onde é visível uma falha.....	51
Fotografia II.22 - Retalhos da escoada que correu dentro do vale de S. Vicente, há cerca de 0,89 Ma.....	54
Fotografia II.23 - Aspecto de um tubo de lava de pequenas dimensões, semi preenchido por lava, nas Ginjas.....	55
Fotografia II.24 - Parte do cone de piroclastos que se foi depositar dentro do vale da Ribeira do Seixal.....	56
Fotografia II.25 - Cratera do Santo da Serra.....	57
Fotografia II.26 - Escoada subaérea que entrou no mar, na foz da Ribeira da Janela.....	62
Fotografia II.27 - Cone da última erupção na Ilha da Madeira, de acordo com Forjaz (in Alves e Forjaz, 1991), o pico da Ponta da Cruz.....	63
Fotografia II.28 - Depósito de pedra pomes a cobrir parte do cone do Pico da Ponta da Cruz.....	64
Fotografia II.29- Aspecto da fajã na base da Penha de Águia.....	66
Fotografia III.1 - Troço jusante do vale da Ribeira dos Socorridos.....	82
Fotografia III.2 - Situado a uma altitude média de 1400m, o planalto do Paul da Serra é localmente perturbado pela ocorrência de aparelhos vulcânicos contemporâneos do São Roque/Paul.....	84
Fotografia III.3 - Aspecto de parte da Ponta de São Lourenço.....	85
Fotografia III.4 - Foz suspensa da Ribeira de João Delgado (Véu da Noiva).....	89
Fotografia III.5 - Arriba vertical, na costa sul da Madeira (Fajã dos Padres).....	90
Fotografia III.6 - Leque lávico na foz da Ribeira do Seixal.....	91
Fotografia IV.1 - Udógrafo colocado sob uma <i>Erica arborea</i> L. na Bica da Cana.....	191
Fotografia IV.2 - "Standard Fog Colector" protegido por vedação metálica, na Bica da Cana.....	192
Fotografia V.1 - Escoada com disjunção prismática e em lajes, no Faial.....	213
Fotografia V.2 - Aspecto de uma escoada basáltica argilificada.....	213
Fotografia V.3 - Tubo de lava no interior da escoada que foi preencher o vale de São Vicente.....	214
Fotografia V.4 - Cobertura de piroclastos pouco alterados, com comportamento próximo do das areias, no Paul da Serra.....	216
Fotografia V.5 - Piroclastos impermeabilizados (tufos), na estrada para o pico do Areeiro.....	217
Fotografia V.6 - Nascentes associadas a níveis de tufos.....	217

Fotografia V.7 - Cozimento em piroclastos finos.	218
Fotografia V.8 - Lagoa no interior da cratera do Fanal.....	220
Fotografia V.9 - Filão denso e compacto, actua como barreira.	221
Fotografia V.10 - Filão com disjunção em lajes, funciona como conduta.....	222
Fotografia V.11 - Secção do túnel da Encumeada escavada em Depósito Conglomerático Brechóide.....	223
Fotografia V.12 - Depósito de ribeira intercalado em escoadas do Complexo Principal, na margem esquerda da Ribeira Brava.	224
Fotografia V.13 - Plano de falha improdutivo, no túnel dos Socorridos III.	225
Fotografia V.14 - Galeria do Rabaçal	236
Fotografia V.15 - Galeria das Rabaças.....	237
Fotografia V.16 - Fractura no túnel da Encumeada, onde emergem águas quentes com elevados teores em CO ₂	241

AGRADECIMENTOS

O preâmbulo está na dissertação de mestrado. Assegurei, então, a todos quantos, directa ou indirectamente, me acompanharam nessa caminhada, a minha perene gratidão. Continuam, pois, todos presentes em cada letra de todas as palavras que deram corpo ao presente estudo.

Hoje, quero fixar, pela escrita, na consciência da distância entre o pensamento e a palavra, o nome das pessoas e instituições, com as quais e graças às quais, atingi a nova meta. Assim, permitam-me que lhes diga Muito Obrigada:

O Professor Doutor Manuel Oliveira da Silva, professor catedrático do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, pela disponibilidade da sua competência científica, da sua vasta experiência de investigador e dos seus dotes de pedagogo. Por ter sido base e coluna do edifício da minha formação académica. Base, pela motivação desde os meus tempos de faculdade; coluna, pelo sustentáculo dos momentos de entusiasmo como de desânimo, de progresso como de pausa, inerentes a todo o labor científico.

O Professor Doutor António Morais Romão Serralheiro, professor catedrático jubilado do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, pela pródiga, paternal e entusiástica transmissão do seu imenso saber da cartografia das regiões vulcânicas.

O Professor Doutor José Manuel Castanheira da Costa, Reitor da Universidade da Madeira pela magnanimidade de reitor e de homem de ciência, demonstradas na condução do meu processo.

A Professora Doutora Rita Maria César e Sá Fernandes de Vasconcelos, pela inigualável fraternidade de professora, de colega e de amiga.

O Eng. Jorge Jardim Fernandes, Secretário Regional do Equipamento Social, por me ter possibilitado visitar a rede de túneis em execução e permitido a divulgação ^{de} dados científicos ali recolhidos.

A Investimentos e Gestão da Água S.A., na pessoa do seu Presidente Eng. António Jorge dos Santos Pereira e dos seus colaboradores, a todos os níveis, pela oferta, sem restrições, dos meios para a obtenção dos dados, imprescindíveis à elaboração e conclusão deste estudo.

A Empresa de Electricidade da Madeira S.A., ao seu Conselho de Administração e seus técnicos, pelas facilidades concedidas no acesso à informação e aos túneis dos "Fins Múltiplos da Ribeira dos Socorridos"

O Dr. César Gundersen Pestana, director do Instituto de Meteorologia da Madeira, pelos dados meteorológicos disponibilizados e pelos esclarecimentos acerca da dinâmica dos nevoeiros.

Os colegas, Professor Doutor Virgílio Cruz, Professora Doutora Rosário Carvalho e Dr. Simões Duarte, pela total disponibilidade, pelas referências bibliográficas, por todos os esclarecimentos científicos e conselhos, pelas inúmeras provas de amizade...

Os colegas Professor Doutor José Madeira, Professor Doutor Paulo Fonseca, Professor Doutor João Mata, Dr. Filipe Rodrigues e Professor Doutor Mário Cachão, pelas estimulantes e frutíferas conversas.

A amiga e colega de departamento, Dra. Maria de Lurdes Cunha e Silva Freitas, pelo estímulo da palavra certa nos momentos difíceis.

A Professora Doutora Maria Isabel Carvalho de Melo Torres, pela solidariedade total e absoluta ao longo de todo o processo e particularmente nestas últimas e decisivas horas.

O Dr. Marco Orlando do INAG, pela competência e pelo perfeccionismo com que elaborou algumas das figuras deste trabalho.

A Dra. Mónica Fernández, por ter transformado e tratado um monte de papéis em preciosos dados.

O Eng. Magro do LREC, pelos dados de algumas séries de precipitação e de velocidades do vento.

A Eng. Alexandra Reynolds do Laboratório Regional de Controlo de Qualidade da Água da Madeira, pela eficiência e o rigor com que elaborou as análises laboratoriais da amostragem de 1999.

O Departamento de Geologia da FCUL, pela execução das análises laboratoriais das amostragens de 1992/93.

O Professor Doutor Alberto Vieira e o Eng. Francisco Taboada, que gentilmente facultaram os meios necessários para a reprodução da carta geológica.

A pintora Maria Margarida de Azevedo e Lemos Gomes Clode pelo carinho com que concebeu a capa deste trabalho.

O Eng. Alberto Velez Grilo, director da Secção Autónoma de Engenharia de Sistemas e Computadores da UMA, pela disponibilização dos meios necessários à impressão do trabalho. O Sr. Nelson Vasconcelos, que manejou a feitura dos exemplares desta tese, com empenhada eficiência.

O Sr. Rui Gomes, do Sector de Gestão e Recursos Físicos da UMA, pela enorme dedicação ao meu trabalho.

Os meus sogros, pela disponibilidade amiga e afectuosa das suas pessoas, dos seus espaços e do seu tempo. Os meus cunhados, Patrícia e Zé, pela ternura com que acompanharam a minha filha. A Rita e a Elsa, pela dedicação e o zelo de que a têm feito objecto.

A tia Guida, devota fiel da minha causa.

Os meus pais e a minha irmã que sempre fizeram sua a minha carreira.

O Paulo, que me acompanhou em todas as horas.

A Vera, por me ter acrescentado uma nova dimensão à vida.

RESUMO

Nesta tese da especialidade de Hidrogeologia, é apresentado um primeiro levantamento vulcano-estratigráfico da ilha da Madeira. Os trabalhos de campo permitiram definir, até agora, sete unidades geológicas principais, descritas da mais antiga para a mais recente:

- 1- Complexo Vulcânico Antigo (CA)
- 2- Calcários Marinhos dos Lameiros - S. Vicente (CM)
- 3- Depósito Conglomerático-Brechóide (CB)
- 4- Complexo Vulcânico Principal (CP)
- 5- Complexo Vulcânico S. Roque/Paul (SRP)
- 6- Episódios Vulcânicos Recentes (VR)
- 7- Depósitos de Vertente (dv), Fajãs (fj), Quebradas (q), Depósitos de Enxurrada Recentes (dr), Areias de Praia (ap), Dunas Fósseis (df), Terraços (t), e Aluviões (a)

A caracterização climática da ilha da Madeira foi feita com base nos dados recolhidos em 27 pontos de observação climatológicos, dos quais 14 são estações meteorológicas e 13 são postos udométricos, o que representa uma densidade de 1 ponto de observação/27 km². Constatou-se que a variação da precipitação com a altitude não era linear e dependia da orientação das vertentes.

Efectuou-se o balanço hídrico sequencial diário, com base nos valores de precipitação média diária, registados no Paul da Serra, durante os últimos 15 anos hidrológicos.

Pretendeu-se quantificar a precipitação oculta na vegetação típica da ilha da Madeira, de modo a poder avaliar a contribuição daquele tipo de precipitação para os recursos hídricos subterrâneos, e, ainda, determinar qual o potencial daquele recurso natural, como contribuição importante às fontes tradicionais de

abastecimento de água à ilha. Para o efeito, procedemos a dois tipos principais de medição: medição directamente sob a vegetação de altitude da Madeira, o urzal, que se desenvolve entre os 1200 e os 1600 m de altitude, e construção de aparelhos constituídos por obstáculos artificiais, de modo a interceptarem as gotículas de água contidas no nevoeiro. Pela sua importância, os resultados obtidos justificam o desenvolvimento futuro deste estudo.

A caracterização hidrodinâmica das formações da ilha da Madeira baseou-se nas observações feitas no interior das galerias e túneis em escavação, na análise dos registos de caudais de galerias e nascentes e na interpretação de ensaios de bombeamento dos furos de captação. Os dados evidenciam a grande heterogeneidade e anisotropia características do meio vulcânico. As transmissividades vão desde 11 m²/d até 25 766 m²/d.

A caracterização hidrogeoquímica permitiu identificar um grupo de 5 águas termais, emergentes em falhas, no Complexo Antigo, com características muito próprias, bastante distintas das restantes, que representam, quer em quantidade, quer em volume de caudais captados, a grande maioria das águas da ilha da Madeira. O principal fenómeno mineralizador das águas é a hidrólise de minerais silicatados, verificando-se, nas águas dos furos, nas das nascentes de altitude e nas situadas próximo do litoral, o efeito da contaminação de sais de origem marinha.

A partir dos dados hidrogeológicos obtidos, foi possível elaborar um modelo conceptual de funcionamento hidrogeológico para a ilha da Madeira, que, apesar de possuir alguns elementos comuns, é, no seu conjunto, diferente dos modelos conhecidos para outras ilhas vulcânicas, nomeadamente, Canárias, Reunião, Havai e Polinésia Francesa.

ABSTRACT

In this Hydrogeology speciality thesis a first volcanostratigraphic survey of Madeira Island is presented. Fieldwork has so far allowed the differentiation of seven main geological units, here described from the more ancient to the more recent ones:

1. Ancient Volcanic Complex (CA)
2. Lameiros - S. Vicente marine limestones (CM)
3. Conglomeratic Breccia Unit (CB)
4. Main Volcanic Complex (CP)
5. S. Roque-Paul Volcanic Complex (SRP)
6. Younger Volcanics (VR)
7. Slope Deposits (dv), Fajãs (fj), Landslide (q), Recent mud flow deposits (dr), Beach sand (ap), Fossil Sand Dunes (df), Stream Terrace Sediments (t), and Alluvium (a)

The climatological characterisation of Madeira Island was based on data obtained from 27 climatological observation sites of which 14 are meteorological stations and 13 udometric stations. This represents an observation site density of 1 to 27 km². It was concluded that the variation of precipitation with altitude was not linear and depended on slope orientation. A daily sequential hydrologic balance was organised based on daily average precipitation rates registered at Paul da Serra during the last 15 hydrological years. Occult precipitation on Madeira's typical vegetation was quantified so as to evaluate the contribution of this type of precipitation on subterranean hydro resources and, moreover, to determine how important this natural resource is to the traditional sources of the island's water supply. To that effect, two main types of measurement were used: directly on Madeira's altitude vegetation, the heather, which grows at an altitude of 1200 to 1600 m and by building devices which consisted of artificial obstacles to intercept fogwater droplets. The importance of the obtained results fully justifies the future development of this study.

The hydrodynamic characterization of Madeira Island's formations was based on observation of the interior of galleries and tunnels under excavation; on the analysis of records of gallery and water source streams and on the interpretation of pumping trials

on water-collecting holes. Data stresses a high heterogeneity and anisotropy characteristic of a volcanic environment. Transmissivities range from 11 m²/d to 25766m²/d.

Hydrogeochemical characterization allowed the identification of a group of 5 thermal waters emerging from faults in the Ancient Complex. These show particular characteristics quite different from the remaining that represent the greatest majority of Madeira Island's waters both in quantity and in volume of collected streams. The main water mineralisation phenomenon is the hydrolysis of silica rich minerals. The effect of sea salts contamination was observed on hole water, on altitude and on coastal areas water sources.

The hydrogeological data obtained allowed the formation of a conceptual model of the hydrogeological functioning of Madeira Island, which although showing some common elements is altogether different from the known models for other volcanic islands, namely the Canary Islands; Reunion; Hawaii and French Polynesia.

I. INTRODUÇÃO

"... logo ao outro dia com muita deligencia mandou o capitam tomar certas vasilhas d'ágoa, e terra, e páos não conhecidos no Reyno, que levou ao Infante, por lho ter encomendado; e com vento honesto partiram para o Reyno sua rota batida; e com a nova certa do descobrimento da nova ilha em poucos dias chegavam a Lisboa, onde, sabida por El-Rey a certeza deste caso, e vistas as ágoas, terra, e páos da ilha tão fresca e graciosa, como lhe davam por nova, houve muito prazer no que o capitam João Gonçalves tinha descoberto, e o recebeo com muita honra, mandado por tal nova fazer procissões em Lisboa, com festas, e danças e com determinação de no anno seguinte mandar o mesmo João Gonçalves Zarco povoar aquella ilha, a que o dito capitam poz nome da Madeira , por causa do muito, espesso e grande arvoredo de que era coberta ; ... E he ella tão nobre, e fertil, e generosa em seus moradores, que, tirando Inglaterra, antiquissima em povoação e mui illustre com a Magestade de seus Reys em todo o mar Oceano Occidental, esta ilha da Madeira se pode com verdade chamar princeza de todas."

Alvaro Rodrigues de Azevedo
in Saudades da Terra (1873)

A água, para além de constituir um recurso natural indispensável à vida e à manutenção das actividades económicas, é um importante factor de desenvolvimento das regiões.

Numa altura em que a evolução do planeta e as profundas modificações climáticas parecem tender para a acentuação da desertificação, a água torna-se um bem cada vez mais escasso, tendo vindo a aumentar as preocupações universais, quer em relação à sua quantidade, quer à sua qualidade.

Essas preocupações são ainda mais pertinentes, quando estão em causa ambientes insulares, onde, pelo seu peculiar enquadramento físico, se verifica uma fragilidade ambiental superior à dos continentes.

Na Madeira, as águas subterrâneas constituem a única fonte de abastecimento de água, sendo, por ora, suficientes para garantir as necessidades de consumo, apesar de as disponibilidades não se distribuírem uniformemente no espaço e no tempo.

Os recursos hídricos subterrâneos assumem, assim, grande importância no potencial endógeno ambiental da Região Autónoma da Madeira, onde estão, pela “Investimentos e Gestão da Água, S.A.”, a ser adoptadas novas formas mais adequadas a uma gestão racional da água, ao seu melhor aproveitamento e à preservação da sua qualidade, de modo a proporcionar às populações o necessário abastecimento, que concilie, de forma prudente, o trinómio, quantidade, qualidade e custo.

O aproveitamento da água para irrigar as culturas ricas, da cana de açúcar e da vinha, e accionar os primitivos moinhos e engenhos do fabrico do açúcar, data do povoamento da ilha, após a sua redescoberta pelos navegadores do Infante Dom Henrique.

Assim, nos últimos 500 anos, tem-se vindo a assistir à construção de um sistema de mais de 1000 km de aquedutos a céu aberto, as levadas, as quais, contornando as encostas e precipícios das ribeiras, captam e transportam as águas dos milhares de nascentes que corriam abandonadas para o mar.

Sem prejuízo do regadio a norte, os caudais reunidos nas levadas da costa norte são conduzidos através de um sistema de levadas/ túnel, para a encosta sul da ilha, onde o clima favorece a fixação do homem e a exploração agrícola.

Em 1943, é criada a Comissão Administrativa dos Aproveitamentos Hidráulicos da Madeira, com a incumbência de promover e orientar a execução do plano de novos aproveitamentos hidroagrícolas e hidroeléctricos. Nesta perspectiva, iniciou-se, em 1944, a construção de nova e ampla rede de levadas, para a condução da água das nascentes, conjuntamente com algumas escorrências

superficiais, do norte para o sul, aproveitando, ainda, a possibilidade de conjugar as necessidades de abastecimento e regadio, com a produção de energia eléctrica.

Quando a descarga natural das nascentes deixou de ser suficiente para as exigências de uma população em crescimento e do desenvolvimento económico e turístico, houve necessidade de recorrer a outros sistemas de captação, como as galerias (horizontais) e os furos (verticais).

O potencial das galerias para interceptar e captar água subterrânea foi posto em evidência, quando, em 1960, durante a abertura do túnel dos Tornos, destinado a transportar as águas captadas desde a Boaventura, Serra do Faial e Fajã da Nogueira, para a rega e abastecimento à cidade do Funchal, se interceptou, acidentalmente, um caudal de cerca de 600 l/s.

Em finais da década de 70, inicia-se uma campanha de captação de águas subterrâneas, quer nas zonas baixas de algumas bacias hidrográficas, através de captações tubulares verticais, os furos, quer nas zonas altas, por meio de galerias de captação, processo que continua, ainda, nos dias de hoje. Actualmente a Investimentos e Gestão da Água, S.A., tem em curso novos investimentos, quer de captação, quer na rede de distribuição e controlo da qualidade de água, estando em execução o furo JK 25, na Ribeira do Vigário, em Câmara de Lobos, e a 5ª galeria de captação, a da Fajã da Ama, na vertente norte do Paul da Serra.

A energia hídrica constitui, na Madeira, um recurso de elevado potencial, uma vez que tem vindo a representar, em função do ano hidrológico, 25% a 30% do consumo total de electricidade da Região Autónoma da Madeira, com uma produção de cerca de 100 a 120 GWh/ano.

I.1 ANTECEDENTES

Decorrido meio milénio sobre o início da colonização, a ilha da Madeira possuía uma população de 250 000 habitantes e uma área arável de cerca de 30 000 ha, dos quais apenas 11 000 ha eram, embora imperfeitamente, irrigados, por serem insuficientes os recursos até então aproveitados. Esta situação impunha o aproveitamento integral das riquezas hídricas, tendo o Estado, em 1939, enviado à Madeira uma Missão para proceder ao reconhecimento das suas possibilidades técnicas e económicas, do ponto de vista hidroagrícola e hidroeléctrico.

Surge assim, em 1940, o primeiro estudo sobre os recursos hídricos da ilha da Madeira, o memorável e exaustivo Relatório da Missão.

A este trabalho seguiram-se o de Zbyszewsky *et al.* (1975), o de Ferreira (1979), o de Taylor (1983), o de Loureiro (1984), e o de Almeida *et al.* (1984).

Com o V Simpósio de Geologia Aplicada e do Ambiente, realizado no Funchal, e dedicado à hidrogeologia das rochas vulcânicas, surgem novos trabalhos, nomeadamente o de Câmara e Loureiro (1988), os de Duarte e Silva (1988), o de Esteves (1988), o de Ferreira (1988) e o de Silva (1988), a maior parte deles, em consequência de estudos feitos antes e durante a execução das recentes captações, efectuadas pela Direcção Regional do Saneamento Básico.

Mais recentemente, surgiram os trabalhos de Novo *et al.* (1994), Duarte (1995), Rodrigues (1995) e Duarte (1998).

Uma vez que alguns destes trabalhos são de carácter espacialmente localizado, outros específicos, quanto à temática, e ainda outros de carácter genérico, surgiu a necessidade de elaborar um estudo mais completo e aprofundado, de modo a permitir uma análise global, qualitativa e quantitativa, dos recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira.

O presente trabalho é uma continuação do estudo hidrogeológico do Paul da Serra, iniciado em 1990, como dissertação de mestrado. Nele pretendeu-se contribuir para o conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos do maciço do Paul, unidade de elevada importância no contexto dos recursos hídricos da Madeira. Dando continuidade ao tema tratado no mestrado, no qual se fez uma primeira abordagem apenas a uma unidade hidrogeológica, este trabalho visa o alargamento de idêntica metodologia à totalidade da ilha.

I.2 TRABALHOS REALIZADOS

Sendo objectivo deste trabalho conhecer, o mais aprofundadamente possível, a localização, a quantidade e a qualidade dos recursos hídricos subterrâneos da Madeira e, simultaneamente, contribuir para o conhecimento científico da hidrogeologia dos ambientes insulares vulcânicos, poucas foram as tarefas que, dentro da metodologia proposta, ficaram por concretizar.

Não obstante a pouca informação de base, existente à data do início dos trabalhos, justo será realçar a receptividade sempre encontrada da parte da administração e dos técnicos do IGA, hoje transformado, de modo a criar condições para um acréscimo de eficácia na gestão e no abastecimento da água, na R.A.M., em “Investimentos e Gestão da Água, S.A.”. A sua participação interessada na elaboração deste estudo, pondo à nossa disposição a informação que ia sendo obtida, meios e pessoal para a recolha de dados específicos, foram ajudas marcantes na prossecução do trabalho que, com o tempo, fomos construindo.

Assim, em relação à revisão e actualização da cartografia geológica existente, o estudo de cartografia e vulcanoestratigrafia da Madeira, elaborado nesta tese da

especialidade de Hidrogeologia, apesar de ter ultrapassado bastante o necessário para uma tese desta natureza, mostrou-se fundamental na respectiva interpretação hidrogeológica. Todavia, devido ao terreno acidentadíssimo, à abundante cobertura vegetal que cobre a quase totalidade da ilha e, principalmente, porque o objectivo principal deste estudo não era a cartografia geológica rigorosa, não foi possível elaborar um trabalho de maior pormenor. Trata-se, pois, de apenas um primeiro levantamento vulcano-estratigráfico da ilha. Os trabalhos de campo, com a colaboração de A. Serralheiro, permitiram definir, até agora, sete unidades geológicas principais, entre as quais o Depósito Conglomerático Bréchoide, pelas suas características e extensão, exerce forte controlo na circulação subterrânea.

Na caracterização climática da ilha, apesar da existência de algumas lacunas de informação que dificultaram a colmatação das séries de dados, julgamos ter obtido correlações interessantes e inovadoras.

Pretendeu-se, ainda, à semelhança dos trabalhos de Cunha (1964), em Cabo Verde, Schemenauer e Cereceda (1991), no Chile, Marzol *et al.* (1994), em Canárias, Azevedo (1998), nos Açores, etc., quantificar a precipitação oculta na vegetação típica da ilha da Madeira, de modo a poder avaliar a contribuição daquele tipo de precipitação para os recursos hídricos subterrâneos, e, ainda, determinar qual o potencial daquele recurso natural, como contribuição importante às fontes tradicionais de abastecimento de água à ilha. Para o efeito, procedemos a dois tipos principais de medição: directamente sob a vegetação de altitude da Madeira, o urzal, que se desenvolve entre os 1200 e os 1600 m de altitude; construção de aparelhos constituídos por obstáculos artificiais, o "*Standard Fog Collector*", de modo a interceptarem as gotículas de água contidas no nevoeiro.

Perante os surpreendentes valores de precipitação oculta obtidos, quer com o SFC, 5001 l/m² /ano, quer sob a vegetação, três vezes e meia superior ao valor da

precipitação média anual caída na zona, teremos de admitir a importância da precipitação oculta nas zonas altas da Madeira.

A caracterização hidrodinâmica, feita com base em observações efectuadas no interior das galerias e túneis, na análise dos registos de caudais de galerias e de nascentes (aqui não foi possível concretizar o objectivo inicial de controlar em registo contínuo, a produtividade total e por sectores, de todas as galerias), e ainda, na interpretação de ensaios de bombeamento dos furos, permitiu-nos elaborar um modelo conceptual de funcionamento hidrogeológico para a ilha.

A caracterização hidrogeoquímica baseou-se em 5 campanhas de amostragem, 4 das quais periódicas, durante o ano hidrológico 92/93 e a última apenas alguns anos mais tarde, após a abertura dos últimos furos de captação. Delas, apenas foram analisados os elementos maiores em solução e o CO₂ livre. Em consequência de muitas das análises possuírem erros de balanço fora dos limites, as amostragens foram ligeiramente reduzidas. Outra das tarefas que ficou por realizar foi a análise isotópica, que tinha por objectivo ajudar na definição do modelo hidrogeológico da Madeira.

Por fim, realça-se que a diversidade do tema, as dificuldades encontradas na obtenção de dados e a natureza heterogénea e anisótropa do meio vulcânico, fazem deste estudo não um trabalho definitivo, mas mais um contributo para o conhecimento da hidrogeologia deste e de outros ambientes insulares vulcânicos e, principalmente, que venha a ter utilidade na tomada de decisões para a captação e utilização dos recursos hídricos subterrâneos da ilha da Madeira.

II. GEOLOGIA

"... Este terremoto, assim exclusivo á ilha da Madeira, parece dar força á opinião de que ella e o seu archipélago surgiram de um fóco vulcânico local, por assim dizêr. No entretanto, accordes com a remotissima tradição egypciaca, attestada por Platão, da existência e submersão quasi total da magna *Atlantida*, illustres sábios, vêem na Flor do Oceano e nas demais ilhas convisinhas, não formações originarias n'este dispersas como são, se não insulados despojos de um vasto continente afundido, tudo obra provavel de convulsões vulcanicas de periodo terciario, hypothese esta que se corrobora já pela carencia de seguros vestigios de crateras n'estas ilhas, já pela grande profundidade das aguas em volta das suas aprumadas costas, já pela analogia da sua fauna e flora com as das terras mais proximas, que ainda assim tão separadas demoram por longos intersticios de mar. Mas, em todo o caso, de mais ou menos remota formação, continentaes ou insulados de origem, a progenitura vulcanica e submarina está-lhes estampada desde a base ao cume; em uma ou outra hypothese, os abalos terrestres denunciam a causa remotissima do immenso cataclismo de que ellas são obra e monumento."

Dicionário Universal Português Ilustrado

II.1 ENQUADRAMENTO REGIONAL

II.1.1 Localização Geográfica

O Arquipélago da Madeira, situado no Atlântico Norte, ocupa uma posição central no Atlântico Oriental, entre os paralelos 30° 01' e 33° 08' e os meridianos 15° 51' e 17° 16' (Figura II.1).

Com uma área total de 796,77 km², o arquipélago da Madeira é formado pela Madeira, maior e principal ilha do arquipélago, com uma área de 736,75 km²; pelo Porto Santo, com 42,17 km²; pelas Desertas (Deserta Grande, Bugio e Ilhéu Chão), com 14,23 km² de área total, e pelas Selvagens (Selvagem Grande e Selvagem Pequena), as mais pequenas ilhas do arquipélago, com 3,62 km².

Este conjunto de ilhas, administrativamente agrupado no arquipélago da Madeira, constitui, hoje, do ponto de vista político - administrativo, uma Região Autónoma da República Portuguesa, com órgãos de governo próprio e com poderes legislativos e executivos próprios, definidos na constituição.

No entanto, do ponto de vista geográfico, geológico e geotectónico, parece mais correcto separá-las em três grupos distintos:

O grupo Madeira - Desertas, uma vez que a isóbata dos 200 m une a Madeira às Desertas; estas consideram-se um prolongamento natural da ilha da Madeira, além de que existe, ainda, semelhança geológica entre elas;

O Porto Santo, que apesar de se situar em pleno domínio oceânico, próximo da Madeira, encontra-se separado desta por um canal onde as isóbatas descem a mais de 2000 m, o que indica constituírem edifícios vulcânicos distintos, apresentando, ainda, litologia muito mais diversificada e idades mais antigas das formações aflorantes, às encontradas na Madeira;

O grupo das Selvagens, situado a 250 km a SSE da extremidade leste da Madeira, já no domínio oceânico - marginal, tal como o arquipélago de Canárias, de que apenas dista 130 km, possuindo mesmo grandes afinidades com aquela província vulcânica.

Estes factos levam a que alguns autores, quando se referem, do ponto de vista geológico, ao arquipélago da Madeira, não incluam as Selvagens.

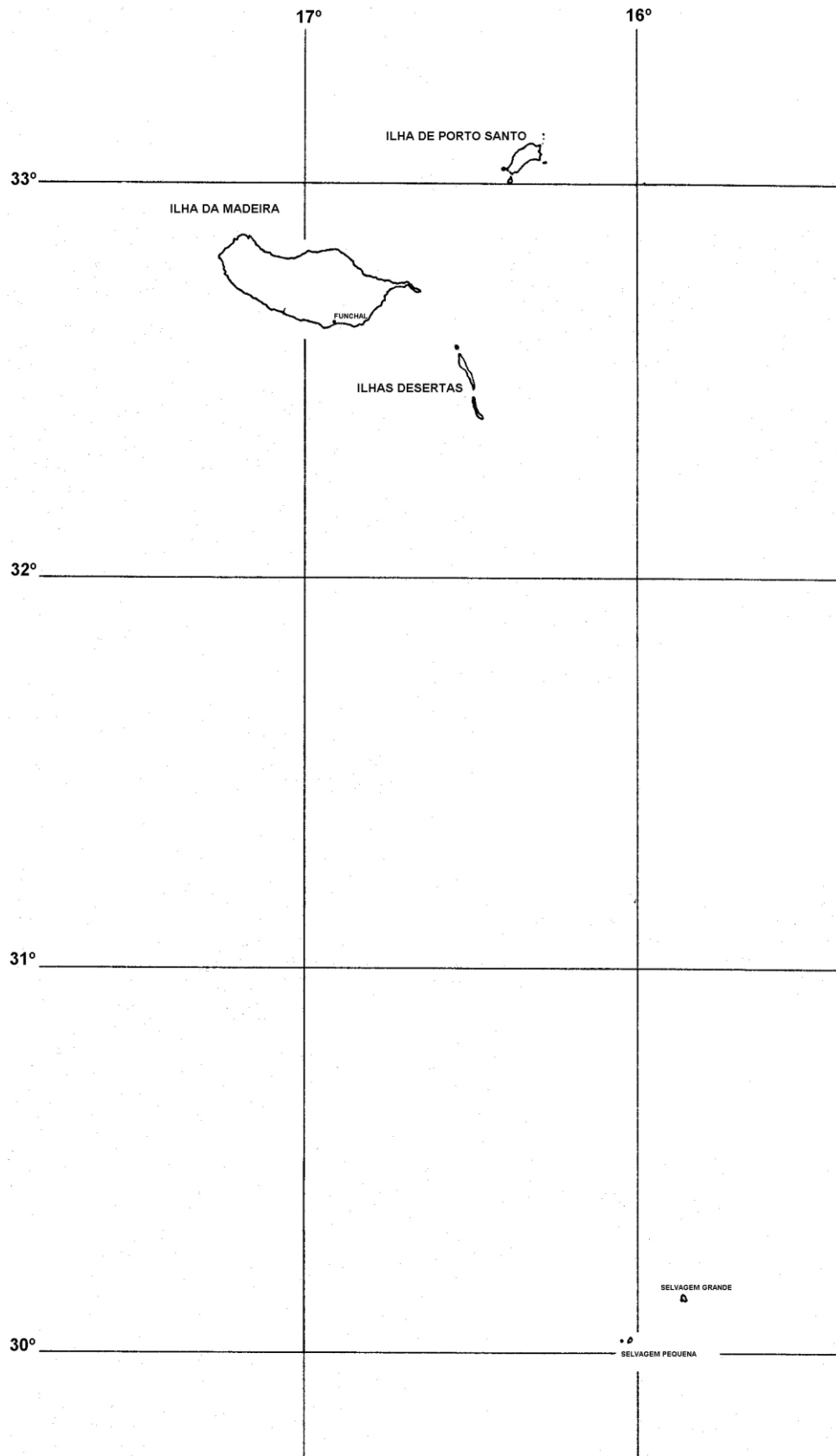


Figura II.1- Localização do Arquipélago da Madeira.

II.1.2 Enquadramento Tectónico

A ilha da Madeira está situada na placa Africana, mais concretamente na região intraplaca, limitada, a nordeste, pelos Açores, junto da crista média Atlântica, a norte, pela complexa estrutura Açores – Gibraltar, e, a sudeste, pelas Canárias, cujas ilhas orientais estão situadas no talude continental adjacente do cratão oeste-africano, onde a litosfera apresenta características transicionais entre os tipos oceânico e continental (Mata, 1996), (Figura II. 2).

A ilha da Madeira ergue-se, assim, acima de uma vasta planície submarina, no seio da placa africana, numa zona onde a crosta oceânica tem 130 Ma, formando um maciço vulcânico com mais de 5 km de altura, do qual, apenas, cerca de 1/3 se encontra emerso.

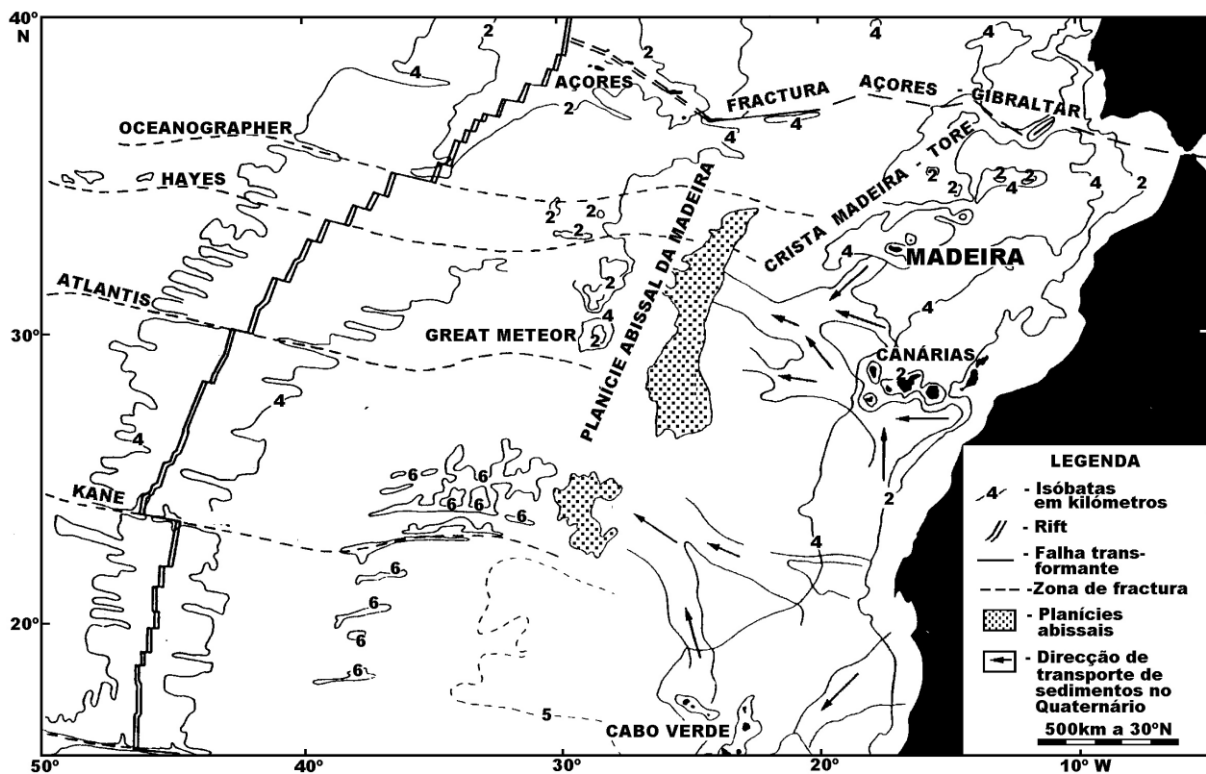


Figura II.2- A ilha da Madeira no contexto do Atlântico central, onde também se posicionam os restantes arquipélagos da Macaronésia (Açores, Canárias e Cabo Verde) (adaptado de Weaver *et al.*, 1986, por Mata, 1996).

A actividade sísmica na Madeira é baixa, sendo, na maior parte dos casos, reflexo dos sismos gerados na fronteira de placas Açores-Gibraltar ou nas falhas activas que retalham as plataformas continentais oeste - ibérica e africana (Carvalho e Brandão, 1991).

De acordo com Ferreira (1993), a instalação das ilhas que constituem o arquipélago da Madeira processou-se em dois domínios morfo - estruturais distintos, separados por ampla fossa abissal:

a Elevação Oceânica Madeira-Tore, com expressão subaérea nas ilhas da Madeira, Porto Santo e Desertas, situadas em pleno domínio oceânico (Figura II. 3); e

a Margem Atlântica, definida pela transição entre o domínio oceânico e continental africano, com representação nas ilhas Selvagens.

Segundo Mata (1996), a Crista Madeira-Tore que engloba, além da Madeira, Desertas e Porto Santo, os montes submarinos de Dragon, Lion, Josephine, Ashton e Tore, trata-se, ao contrário do que tem sido proposto, de uma estrutura compósita não atribuível, no seu todo, aos efeitos da actuação de um mesmo penacho mantélico. Os efeitos da referida pluma poder-se-ão apenas restringir à extremidade sul daquele alinhamento, ou seja Porto Santo, Madeira e, eventualmente, Dragon.

A Madeira é um exemplo de magmatismo oceânico intraplaca (o que corresponde apenas a 7% do magmatismo actual), sendo consensualmente considerada como um exemplo de um ponto quente (“hot-spot”), ou seja, uma zona pontual caracterizada por um fluxo de calor anómalo, cuja consequência mais evidente é a ocorrência de vulcanismo, Mata (1996). A origem destes centros isolados de actividade vulcânica foi atribuída por Morgan (1971;1972) à actuação do que apelidou de pluma mantélica, entidade que se pode definir como uma corrente colunar ascendente de material sólido, a temperatura superior à do encaixante, em relação ao qual se caracteriza por uma menor densidade e

viscosidade. A sobrevivência deste conceito altamente especulativo e polémico à altura da sua proposição, confere a Morgan um lugar de destaque na história do pensamento geológico do nosso século.

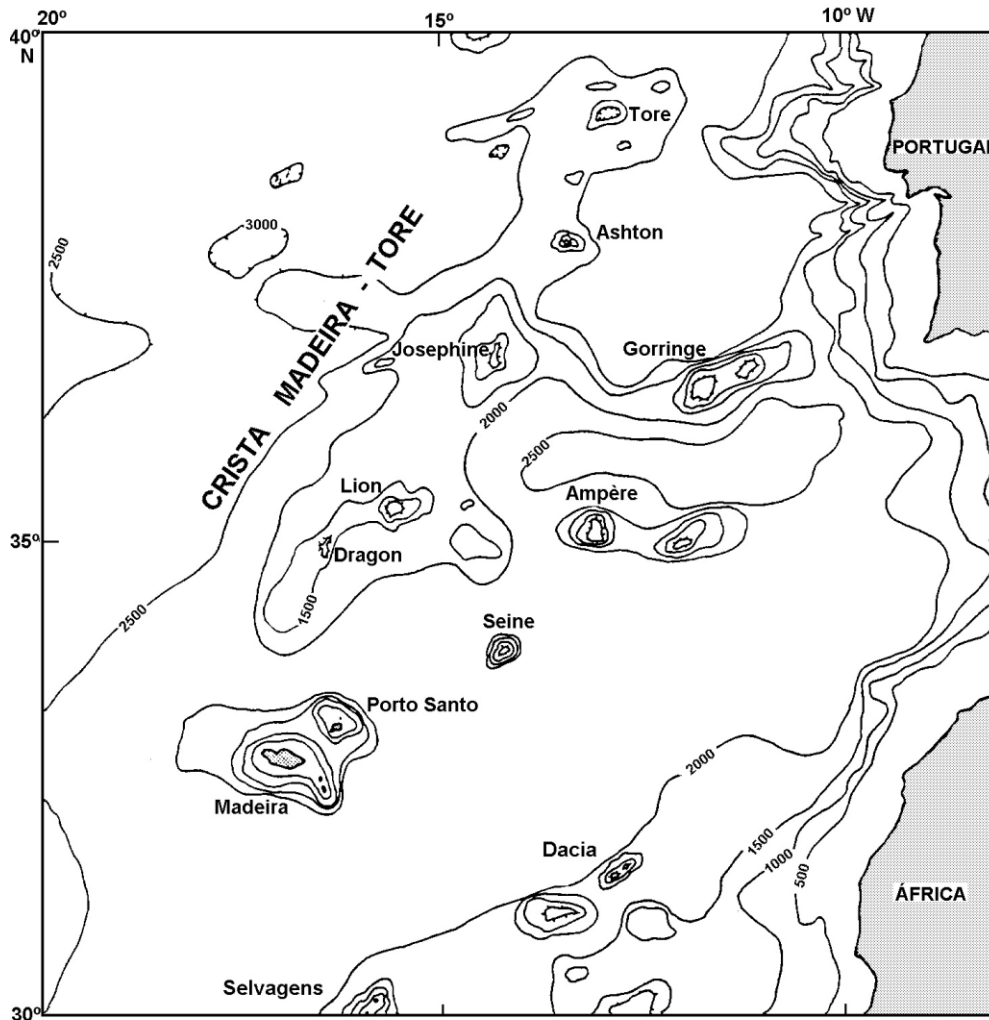


Figura II.3- Posicionamento da ilha da Madeira na Crista Madeira –Tore (adaptado de Laughton *et al.*, 1960, por Mata, 1996). Isóbatas em fathoms (1 fathom = 1.8288 m).

A Madeira corresponde a um ponto quente gerado pela actuação de uma pluma mantélica (e.g. Ferreira, 1985; Mata, 1996) que, para Mata *et al.* (1998), terá resultado da destabilização de uma região sísmica e quimicamente anómala do manto. Esta foi definida por Hoernle *et al.* (1995) como abrangendo uma área de 2000 x 4000 km e englobando, também, porção mantélica subjacente à Madeira.

II.1.3 Petrologia e Geoquímica

As lavas madeirenses são alcalinas e, entre elas, predominam claramente os litótipos de carácter pouco diferenciado - basanitos e basaltos alcalinos, estando as rochas intermédias apenas representadas em pequenos e raros afloramentos, nomeadamente a escoada mugearítica do Porto da Cruz, os vários níveis freatomagmáticos com pedra pomes traquítica e alguns filões traquíticos.

Como é típico das rochas alcalinas, a olivina é um mineral bastante abundante nas lavas da Madeira de características mais primitivas, tornando-se a piroxena e, em menor grau, a plagioclase mais abundante nos termos mais evolucionados. Os óxidos são ubíquos sugerindo que a sua composição é muito variável.

O carácter alcalino das lavas deve-se mais a teores elevados em Na_2O do que às baixas concentrações em K_2O , o que permitiu classificar a série em estudo como alcalina sódica.

Como é típico das séries alcalinas, as lavas da Madeira são maioritariamente sub-saturadas, apresentam concentrações de elementos incompatíveis relativamente elevadas e mostram padrões de terras raras, caracterizados por altos valores da razão entre elementos leves e pesados ou médios.

II.2 VULCANO-ESTRATIGRAFIA

Os primeiros escritos sobre a geologia da Madeira surgem no início do século XIX, com Bennet (1811), Drumond (1818), Vargas de Bedemar (1837), Mousinho de Albuquerque (1837), Macaulay (1840), Lyell (1854), Hartung (1864), Ramos (1879) e Tierno (1897). Muitos têm sido os autores, que, durante

o século XX, se têm vindo a debruçar sobre os mais variados aspectos da geologia da ilha, tendo sido publicada, em 1975, a primeira carta geológica, na escala 1/50000, de Zbysewski *et al.*, 1975, editada pelos Serviços Geológicos de Portugal. A este trabalho seguiram-se o de Mitchell-Thomé (1976), o de Mata *et al.* (1989) e o de Alves e Forjaz (1991).

O estudo de cartografia e vulcano-estratigrafia da Madeira, apresentado nesta tese da especialidade de Hidrogeologia, ultrapassou bastante o necessário e desejável para uma tese desta natureza. No entanto, para poder compreender a sua hidrogeologia - como se processa a recarga e circulação interna das águas, porque é que determinadas áreas apresentam maior circulação, enquanto outras são menos transmissivas - houve necessidade de efectuar um estudo estratigráfico, com definição das respectivas unidades geológicas e delimitação aproximada das respectivas áreas. Todavia, devido ao terreno acidentadíssimo, à abundante cobertura vegetal que cobre a quase totalidade da ilha e, principalmente, porque o objectivo principal deste estudo não era a cartografia geológica rigorosa, não foi possível elaborar um trabalho de maior pormenor, tratando-se apenas de um primeiro levantamento vulcano-estratigráfico da ilha.

Os trabalhos de campo, com a colaboração de A. Serralheiro, permitiram definir, até agora, sete unidades geológicas, cuja descrição se fará, de acordo com a sua posição estratigráfica, das mais antigas para as mais modernas.

As rochas vulcânicas, básicas na sua maioria, constituem, em superfície e em volume, a quase totalidade da parte emersa da ilha, mais de 98% do material aflorante (Mata, 1996), condicionando fortemente a sua morfologia.

As formações sedimentares, importantes pelo facto de, nalguns casos, conterem fósseis, têm pouca representatividade na ilha, resumindo-se os sedimentos terrestres a aluviões e terraços, dunas fósseis (fossilíferas), fajãs, quebradas, depósitos de vertente e de enxurrada e os de fácies marinha, conglomerados, calcários e calcarenitos fossilíferos, cascalheiras e areias de praia.

Quanto ao metamorfismo, resume-se a acções muito ligeiras de contacto, de escoadas e filões espessos, sem importância no contexto geológico.

Foi possível individualizar as seguintes unidades geológicas principais, descritas da mais antiga para a mais recente:

- 1- COMPLEXO VULCÂNICO ANTIGO (CA)
- 2- CALCÁRIOS MARINHOS DOS LAMEIROS - S. VICENTE (CM)
- 3- DEPÓSITO CONGLOMERÁTICO-BRECHÓIDE (CB)
- 4- COMPLEXO VULCÂNICO PRINCIPAL (CP)
- 5- COMPLEXO VULCÂNICO S. ROQUE/PAUL (SRP)
- 6- EPISÓDIOS VULCÂNICOS RECENTES (VR)
- 7- DEPÓSITOS DE VERTENTE (dv), FAJÃS (fj), QUEBRADAS (q), DEPÓSITOS DE ENXURRADA RECENTES (dr), AREIAS DE PRAIA (ap), DUNAS FÓSSEIS (df), TERRAÇOS (t), E ALUVIÕES (a)

II.2.1 Complexo Vulcânico Antigo (CA)

Para melhor compreensão do conceito de Complexo Antigo, teremos de atender ao crescimento de uma ilha vulcânica, onde os primeiros derrames acabam por ficar englobados no interior do cone, quando ele atinge grandes dimensões.

No caso concreto da Ilha da Madeira, um edifício vulcânico com um volume total de $9,2 \times 10^3 \text{ km}^3$ (parte emersa e imersa), dos quais apenas $0,4 \times 10^3 \text{ km}^3$ se encontram emersos, o que corresponde a 4,2% do volume total, Schmincke (1982), o Complexo Antigo compreende os afloramentos das rochas mais antigas da parte emersa, no actual nível de erosão da ilha.

Embora, actualmente, bastante destruído, o CA constitui ainda uma grande mancha que as mais profundas ribeiras e a abrasão marinha vão pondo a

descoberto, desde os 1600 m de altitude, nas zonas centrais da proto-ilha, até ao nível do mar. Aflora, a norte, nos vales da Ribeira da Janela, Ribeira de S. Vicente, na Ponta Delgada, na Ribeira do Porco, no Arco de S. Jorge, no Faial, nas Ribeiras Seca, da Metade e Ribeiro Frio, no Porto da Cruz, estendendo-se, pela costa, até ao Caniçal e Ponta de S. Lourenço. A sul, aflora no vale de Machico, dos Socorridos, da Ribeira Brava e da Ribeira da Ponta do Sol.

Nos vulcões em escudo, categoria na qual a Madeira se inclui, o crescimento não se faz apenas a expensas de uma única conduta, a chaminé principal, mas por grande número de condutas, principalmente, filões. No caso particular da Madeira, como sugere, não só a sua configuração - perímetro alongado e irregular e ausência de caldeira de subsidência ou de explosão - não oferece dúvidas a classificação.

No CA, uma vez que a quantidade de filões que cortam as formações mais antigas é tanto maior quanto mais intensa for a actividade vulcânica posterior, a densidade dos filões é tal que, muitas vezes, não é possível dizer se o conjunto é formado apenas por filões, ou se parte não corresponderá à rocha encaixante que ficou compreendida entre dois deles (Fotografia II.1). Com excepção dos relacionados com as actividades vulcânicas mais recentes, os filões contemporâneos do CA estão, em geral, bastante alterados, com cores cinzentas claras e também acastanhadas. Encontram-se muitas falhas a cortarem o CA, tendo-se instalado, em algumas delas, filões. As caixas de falha possuem, na maioria dos casos, material milonitizado.

Resultante de actividade subaérea, efusiva e explosiva, o CA é constituído por escoadas, cones e vastos campos de piroclastos, de todas as dimensões. Em certos locais, como no Maciço Central, verifica-se um claro predomínio da actividade explosiva, representada por espessos depósitos piroclásticos predominantemente grosseiros. Estes piroclastos encontram-se fortemente compactados e consolidados, designando-se por tufos. Estes materiais

vulcânicos, devido à forma como se depositam, apresentam-se inclinados, em contraste com os derrames dos complexos vulcânicos posteriores. Estão, como já se referiu, profusamente cortados por filões.



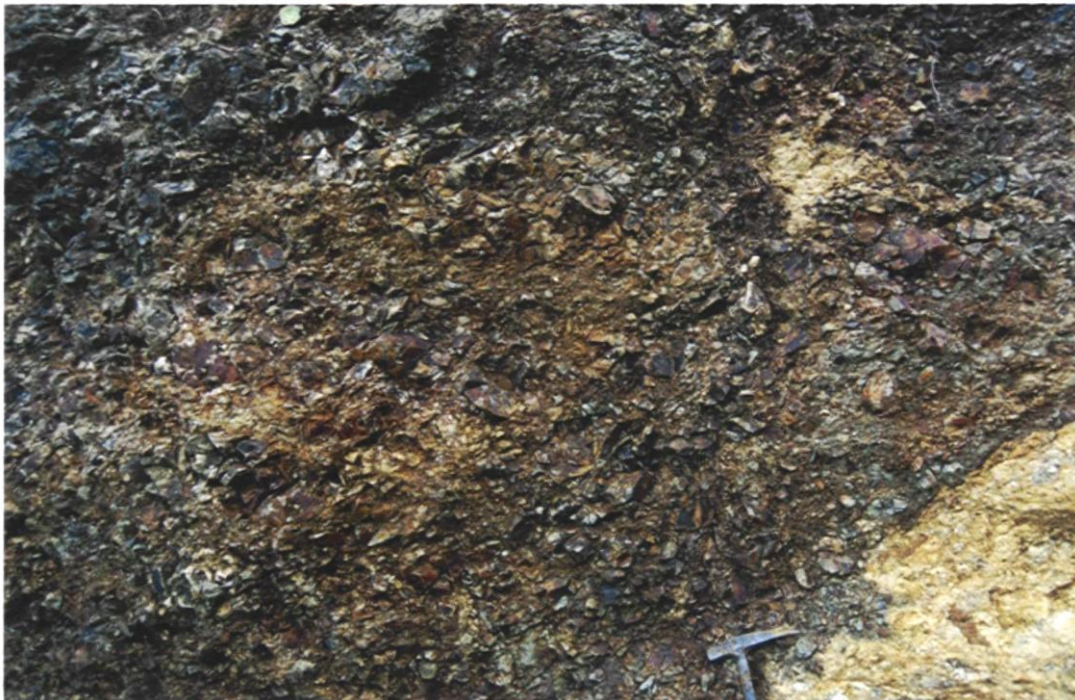
Fotografia II.1- Densidade de filões que atravessam o Complexo Antigo.

O vulcanitos submarinos têm expressão quase nula, quer no CA, quer nos complexos vulcânicos posteriores. Foi referida a sua existência por Alves e Forjaz (1991) e por A. Serralheiro (comunicação oral) na Baía de Abra. A sua quase ausência pode ficar a dever-se ao elevado grau de alteração em que se encontra a maior parte dos materiais aflorantes do CA e à erosão, principalmente marinha, como o recuo das arribas. Pode também suceder não se ter realmente depositado aquele tipo de materiais.

Os afloramentos de CA encontram-se desde são até profundamente alterados. De maneira geral, os afloramentos estão muito alterados em materiais argilosos, com comportamento semelhante ao das regiões de modelado argiloso, o que se

traduz pela rede hidrogáfica com interflúvios adoçados, com excepção dos protegidos por retalhos de mantos ou pelo Depósito Conglomerático-Brechóide.

Na Fajã do Mar, no Faial, encontram-se separadas apenas por alguns metros, escoadas do CA em fase final de arenização a passar a argilificação, chegando-se a poder confundir com o CB (Fotografia II.2), quando bastante alterado, e outra, completamente sã, com apenas disjunção prismática bem desenvolvida (Fotografia II.3). Por este facto, o critério alteração é considerado secundário na separação das diferentes unidades, sendo fundamental o estratigráfico e também, apesar de menos importante, o morfológico.



Fotografia II.2- Escoadas pertencentes ao Complexo Antigo, profundamente alteradas, no Faial.

Do mesmo modo, bem conservadas encontram-se, no leito da Ribeira Seca, e no canal do norte, junto do Paredão, uma chaminé vulcânica e um filão chaminé, respectivamente, ambos contemporâneos do CA (Fotografias II.4 e II.5).



Fotografia II.3- Escoda pertencente ao Complexo Antigo, sã, com disjunção prismática, no Faial.

Tivemos oportunidade de observar o CA dentro de túneis rodoviários e hidráulicos em execução. As escoadas, de natureza basáltica, na maioria, mas também de natureza intermédia, em avaliação feita em amostra de mão, encontram-se desde pouco alteradas a muito alteradas, predominando estas últimas. Os piroclastos encontram-se bem consolidados. Todo o complexo se encontra profusamente atravessado por filões e falhas, nos quais, normalmente circula água.

Na parte inferior de certos vales, onde aflora o Complexo Antigo, em fase avançada de alteração, há tendência para a formação de vales em V, com inclinações suaves que contrastam com a parte superior dos mesmos, de perfil subvertical. São exemplos os vales de S. Vicente, dos Socorridos, de Machico e outros.



Fotografia II.4- Chaminé vulcânica contemporânea do CA, posta a descoberto, no leito da Ribeira Seca.



Fotografia II.5- Filão chaminé contemporâneo do CA, situado junto do Paredão.

O Complexo Antigo está coberto, em grande parte, pelo Complexo Principal, apesar de estratigraficamente não ser a unidade que se lhe segue, pelo Depósito Conglomerático-Brechóide, menos frequentemente, por escoadas e cones de piroclastos do Complexo S. Roque/Paul e, pontualmente, pelos calcários recifais, nomeadamente no sítio dos Lameiros.

A erosão pôs a descoberto uma intrusão de rochas granulares que afloram no sítio do Massapez, na área da levada Nova, na cota 250 m, numa extensão de mais de 400 m. Um outro afloramento, provavelmente ainda não conhecido, foi encontrado no talvegue da Ribeira da Cruz da Guarda ou do Fundão, não tendo sido possível, devido à vegetação intensa, determinar a sua extensão.

Estes afloramentos representam os testemunhos da cristalização dos magmas alcalinos em bolsadas, no interior do edifício vulcânico. Dado que estão instalados no conjunto que forma o CA, poderão ser contemporâneos do final do Complexo Antigo ou da primeira fase do Complexo Principal.

As rochas granulares da Madeira foram descritas, entre outros, por Gagel. (1912) e Silva *et al.* (1975), tendo estes autores demonstrado estar-se em presença de litótipos, variando entre os gabros com feldspatóides e os essexitos (Figura II. 4). Nestes, segundo Mata (1996), são particularmente evidentes os efeitos de processos metassomáticos de alcalinização sódica e potássica, o que, tendo sido posto em evidência por observação em lâmina delgada, foi confirmado do ponto de vista químico.

As rochas do Complexo Antigo, que constituem a formação encaixante, encontram-se, naquela zona, profundamente alteradas, transformadas em argila, assim como a maior parte dos filões que o atravessam, o que leva a crer poderem ser contemporâneos desta fase.

Os gabros e essexitos encontram-se, também, bastante alterados, com zonas em fase de disjunção em bolas, arenização grosseira e zonas argilificadas. Apenas se encontram amostras sãs nos núcleos das bolas de disjunção (Fotografia II.6).

Estão intensamente cortados por filões basálticos, a maior parte deles bastante alterados, sendo, no entanto, ainda possível, em alguns, observar xenólitos de rochas granulares.

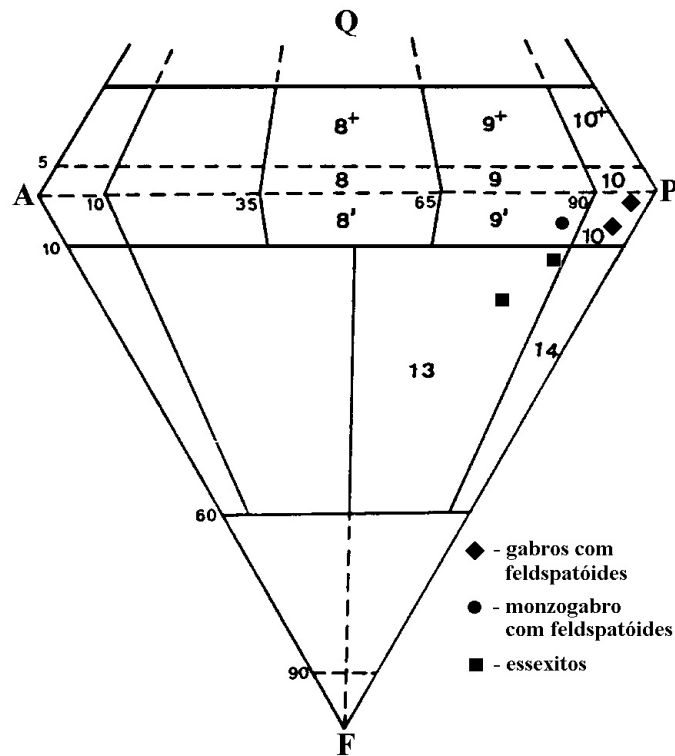


Figura II.4- Projeção das rochas granulares da Madeira no diagrama QAPF, extraído de Silva *et al.* (1975).

Quanto à definição espacio-temporal do Complexo Antigo, deduz-se dos estudos de geocronologia absoluta que os vários autores realizaram sobre as rochas da Ilha da Madeira (veja-se Watkins e Abdel-Monem, 1971; Ferreira *et al.*, 1975 e 1988; Feraud *et al.*, 1984; Mata *et al.*, 1995 e Mata, 1996), socorrendo-se, para o efeito, do método K-Ar.

A idade radiométrica mais antiga, 24,1 Ma (Ma, abreviatura de *mega annum*, significa milhões de anos), foi obtida por Forjaz (in Alves e Forjaz, 1991), em escoadas aflorando junto do farol da Ponta de S. Lourenço, integradas no que aquele autor designou por Complexo Vulcânico do Caniçal (> 20 Ma), a unidade mais antiga aflorando na Ilha da Madeira.



Fotografia II.6- Afloramento de rochas granulares, sendo visíveis as bolas de disjunção.

Todas as outras idades obtidas, e que se encontram sintetizadas na Figura II.5, são significativamente diferentes deste valor, aconselhando a sua singularidade a

uma certa prudência e à realização de mais datações isotópicas no referido local, de forma que possa, de modo indubitável, ser confirmado ou infirmado aquele valor (Mata, 1996).

Ferreira *et al.* (1998) dataram isotopicamente uma escoada, que, segundo estes autores, se encontra subjacente aos calcários dos Lameiros, tendo obtido o valor de 5,2 Ma. Note-se, contudo, que esta escoada não se posiciona nos níveis inferiores do Complexo Antigo, não sendo, portanto, de excluir que se venham a obter idades mais antigas para as rochas vulcânicas aflorantes na Madeira.

Com base nestes dados, poder-se-á, pois, considerar que o Complexo Antigo se terá desenvolvido entre >5,2 Ma e 24,1 Ma, talvez, até há 5,2 Ma.

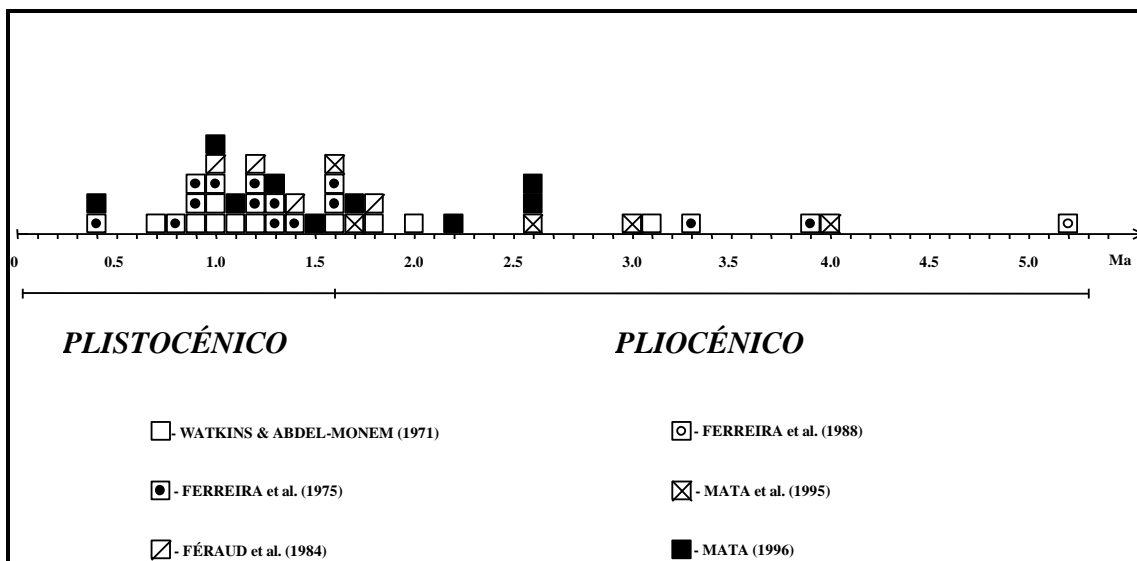


Figura II.5- Síntese dos resultados de geocronologia absoluta das rochas magmáticas da Madeira (adaptado de Mata,1996).

II.2.2 Calcários Marinhos dos Lameiros - S. Vicente (CM)

Uma das primeiras referências à presença de rochas calcárias na Ribeira de S. Vicente foi feita, por Mousinho de Albuquerque (1837), do seguinte modo: “Existe igualmente na Costa do Norte junto a S. Vicente um grande ninho de calcareo branco, duro e luzente, no interior do qual se acha um ninho menor de basalto dividido em prismas formados de camadas concêntricas à maneira de basalto globuloso, de que atraz temos fallado; calcareo evidentemente subordinado à formação bazáltica, em que se acha intercalado e inteiramente destituído e separado da formação calcária, de que fizemos menção, tratando da Ponta de S. Lourenço, vizinhanças da Pontinha junto ao Funchal e Praia Formosa”.

Pela descrição “... dividido em prismas formados de camadas concêntricas à maneira de basalto globuloso...”, parece tratar-se de um corte transversal de um rolo de escoada submarina o que, aliás, não é de estranhar onde se encontram sedimentos marinhos.

Alguns anos depois, Lyell (1854) refere a presença de calcários em S. Vicente, como rochas contendo corais e conchas e que estavam interestratificadas entre rochas vulcânicas submarinas e subaéreas.

Segundo Romariz (1971a), aquele pequeno afloramento, em exploração em 1970, e aquando da sua visita à ilha, como pedreira para cal, reúne biocalcaritos recifais, brancos, semi-cristalinos, essencialmente de hexacoraliários, e biocalcaritos neríticos, róseos, com algas (Melobesiáceas), foraminíferos, briozoários, fragmentos rolados de conchas, outros organoclastos calcários e detritos arenosos oriundos das rochas vulcânicas.

Mais recentemente, Galopim de Carvalho *et al.* (1990), retomando o estudo destes calcários, mostrou tratar-se de um calcário levemente dolomítico, de fácies bentónica, contendo 97% de carbonatos, 2,8% de fracção fina, silte argiloso, e

apenas 0,1% de areia. No que se refere aos componentes carbonatados, verifica-se que as zonas bem cristalizadas são essencialmente calcíticas, enquanto, nas de granularidade mais fina do cimento, existe alguma quantidade de dolomite associada à calcite, sempre dominante.

O estudo geoquímico daqueles calcários, realizado pelos mesmos autores, revelou a particularidade de, ao contrário do normalmente descrito para rochas carbonatadas, apresentarem anomalia positiva do elemento Europium (Eu). Este facto foi explicado pela formação daqueles calcários em águas que, em virtude da meteorização das rochas vulcânicas, se encontravam enriquecidas naquele elemento.

Actualmente, esses calcários formam um afloramento de dimensão muito reduzida devido a escorregamentos, localizado na margem direita da Ribeira de S. Vicente, aproximadamente a 2,5 km da foz, a uma altitude de cerca de 400 m. O afloramento é constituído essencialmente por conglomerados, que se julga estarem na base daquele depósito sedimentar marinho, restando, no topo, alguns vestígios dos calcários fossilíferos descritos por Romariz (1971a). O afloramento encontra-se cortado por filões, como se pode ver na fotografia II.7.

Inicialmente consideradas de idade helveciana (Mayer, 1864, citado por Carvalho e Brandão, 1991), estas rochas acabaram por ser atribuídas ao Vindoboniano (11,2 Ma). Dados mais recentes de geocronologia isotópica, obtidos numa escoada, que, segundo Ferreira *et al.* (1988), se encontra subjacente a estas formações sedimentares, atribuem a idade de 5,2 Ma. Sendo assim, os calcários depositaram-se no fim do Messiniano ou já no Pliocénico.

Segundo Galopim de Carvalho *et al.* (1990), a presença de *Amphistegina* sp. D'ORBIGNY não contraria a idade miocénica superior.



Fotografia II.7- Aspecto actual do afloramento dos calcários dos Lameiros.

De acordo com Cachão (comunicação oral, citado por Mata, 1996), a discrepância de idades obtidas fica a dever-se ao facto de a sua datação paleontológica ter sido feita com base na associação de moluscos (lamelibrânquios e gastrópodes), critério que actualmente não tem qualquer validade. Na realidade, as actuais escalas bioestratigráficas, definidas para o Neogénico, assentam na associação de foraminíferos planctónicos e nanofósseis calcários, grupos que não tinham, ainda, sido aqui estudados.

Recentemente, em comunicação oral, Cachão revelou-nos que, após estudos preliminares, efectuados nos nanofósseis calcários, os dados não se mostraram conclusivos.

A formação de calcários parece não se ter restringido ao sítio dos Lameiros, em S. Vicente, onde a exploração a que foram sujeitos levou à sua quase extinção. De acordo com Pereira (1989), “um filão mais abundante encontra-se à altitude

de 420 m, verificado pelo geólogo Victor Hugo Forjaz da FCL. Este cientista descobriu recentemente que o referido filão aflorava em igual altitude à referida, na freguesia da Boaventura, a uns poucos de quilómetros distante de S. Vicente, entre o sítio da Falca e o da Achada da Madeira, atravessando uma das maiores montanhas insulares...”. Pelo interesse que nos despertaram estas afirmações, dirigimo-nos à Boaventura, onde, para além de basaltos, apenas encontramos filões traquíticos!

II.2.3 Depósito Conglomerático Brechóide (CB)

Esta formação sedimentar é constituída por espessos depósitos de enxurrada, bastante compactados e cimentados, designada na literatura geológica saxónica, pelos termos *mud flows* e na francesa por *coulées boueuses* ou ainda, internacionalmente, pelo vocábulo javanês *lahar*, que significa enxurrada, foi descrita pela primeira vez, na ilha da Madeira, por Nascimento (1990).

Formado em clima muito diferente do actual, caracterizado por abundantes e concentradas chuvadas, este depósito conglomerático-brechóide, o CB, é constituído por, aproximadamente, 95% de clastos, em geral muito mal calibrados, com dimensões que vão, desde escassos milímetros, até cerca de 2 metros de maior dimensão. Quanto ao rolamento dos clastos, variam de angulosos, a grande maioria, a subangulosos, encontrando-se ainda calhaus rolados, principalmente os de menores dimensões. São frequentes, no interior da formação, intercalações arenosas e/ou puramente conglomeráticas.

Verifica-se, em geral, que o CB próximo da fonte, que se julga ser o Maciço Central, é mais grosseiro, com clastos maiores e angulosos. Nas zonas mais distantes, os depósitos apresentam ainda níveis de alta energia com muitos calhaus angulosos, subangulosos e mal rolados, que alternam, algumas vezes,

com níveis de baixa energia, constituídos por camadas bem sedimentadas e pouco espessas.

Quanto à natureza dos clastos, parece ser pouco variada (em amostra de mão), encontrando-se basaltos com fenocristais de piroxena, basaltos olivínicos, basaltos vacuolares, alguns dos quais preenchidos por sílica secundária cristalizada e ainda traquitos, restos de bombas vulcânicas, areões, escórias, etc.. Muitos destes clastos são restos de prismas de disjunção e outros apresentam disjunção em bolas.

A matriz, derivada de material de natureza essencialmente basáltica, de cor negra, acizentada, varia de grosseira a fina, constituindo ela própria um conglomerado-brechóide; o cimento é muito pouco abundante nos afloramentos mais próximos da fonte, aumentando a quantidade de matriz fina e de cimento, a partir das zonas centrais para a periferia.

O CB encontra-se desde muito pouco alterado a profundamente alterado. Quando pouco alterado, apresenta grande compacidade e consistência que se traduz, no caso de se encontrar coberto por mantos ou retalhos destes, por relevos verticais, constituindo verdadeiros paredões, como é o caso do Paredão, na vertente norte do Paul da Serra, o Pico das Furnas, na zona dos Vinháticos (Fotografia II.8), o afloramento no talude da estrada que liga o Arco de São Jorge ao Arco Pequeno (Fotografia II.9), etc.; e, no caso de se encontrar a descoberto, traduz-se por relevos verticais, mas adoçados no topo, como se pode ver no Pico Redondo, na zona dos Vinháticos (Fotografia II.10), e no Pico da Cabra, na Ribeira Grande de São Vicente.



Fotografia II.8- Paredão formado por depósito conglomerático-brechóide, no Pico das Furnas.

Torna-se às vezes, muito difícil, fazer a distinção entre os materiais do CB e certos depósitos de vertente antigos, principalmente aqueles que já não possuem vazios entre os clastos e depósitos de antigas aluviões. No entanto, muitas vezes a presença de filões, a atravessarem aqueles depósitos, indica-nos estarmos em presença de CB e não de depósitos de vertente, uma vez que estes são menos extensos, e ainda, por desaparecerem mais rapidamente com a erosão, sendo pouco provável virem a ser atravessados por filões.



Fotografia II.9- Aspecto de um talude da estrada que liga o Arco de São Jorge ao Arco Pequeno, talhado em depósito conglomerático-brechóide.



Fotografia II.10- Afloramento de depósito conglomerático-brechóide, no Pico Redondo.

Quando muito alterado, transforma-se em materiais argilosos que se desagregam facilmente, adquirindo um comportamento semelhante ao das regiões de modelado argiloso. Em certos casos, quando o grau de alteração do CB é muito adiantado, chega a confundir-se com mantos em fase de argilificação, como se pode observar no Porto da Cruz (Fotografia II.11). As fácies mais finas de CB, que é poligénico, podem, em raras circunstâncias e numa análise superficial, confundir-se com piroclastos alterados (monogénicos). As fácies finas de CB têm maior compacidade do que os piroclastos subaéreos, uma vez que se depositaram em meio aquoso. A confusão pode dar-se quando ambos se apresentam alterados com cor amarela e possuem estratificação (Fotografia II.12).



Fotografia II.11- Aspecto de CB bastante alterado, sendo difícil a distinção com o CA, que está por baixo.

Quanto à extensão, esta formação mostrou ser ainda mais extensa do que se supunha inicialmente, Nascimento (1990), encontrando-se ampla e irregularmente distribuída na ilha. Afloram em áreas de superfície variável com espessuras que chegam a atingir os 100 m. Encontram-se afloramentos na maior parte dos vales mais profundos, desde a cota 1100 m até ao nível do mar: no vale da Ribeira de S. Vicente, desde a cabeceira até à foz; na Ponta Delgada, na Terceira Lombada e nas Quebradas, encontrando-se, aqui, a orla marítima atulhada de penedos caídos da arriba; na Boaventura; no Arco de São Jorge; no Faial e nas Cruzinhas; em São Roque do Faial; na Penha de Águia; no Porto da Cruz, desde o Folhadal até junto do mar; no Caniçal; no Cural das Freiras, situado dentro do vale da Ribeira dos Socorridos; no vale da Ribeira Brava, na Encumeada, no Pico das Furnas e no Pico Redondo; na cabeceira da Ribeira da Ponta de Sol, no sítio das Rabaças e ainda, na cabeceira da Ribeira da Janela, a mais longa ribeira da Madeira, no sítio do Rabaçal.

De acordo com A. Serralheiro (1976), a génese destes espessos depósitos, de fácies terrestre, existentes também no Arquipélago de Cabo Verde e na Ilha de Santa Maria, no Arquipélago dos Açores, implica a existência das seguintes condições:

- a) presença de edifícios vulcânicos, assaz grandes, mas com avançado grau de erosão e dissecção, os quais forneceram os materiais - para que seja possível tais depósitos atingirem espessuras semelhantes às encontradas, é forçoso que os relevos em dissecção tenham altitudes que possam transmitir energia suficiente às águas, a fim de poderem carrear os materiais e espalhá-los pela área de sedimentação;
- b) condições de pluviosidade em regime de enxurrada, ou outra mobilização importante de água;
- c) pequena ou nula actividade vulcânica no local - o que impediria a erosão de actuar intensamente, não permitindo a formação de depósitos, tal como se conhecem.

Ora, na Madeira, parece ter existido, após a formação da ilha como entidade emersa de dimensões consideráveis, não muito inferior à actual, uma vez que existe CB à cota 1100 m, um período de acalmia vulcânica, durante o qual se formaram os calcários recifais. Como consequência deste período de fraca ou nula actividade vulcânica, a ilha esteve exposta a intensos processos erosivos, donde se terão gerado os materiais que, juntamente com condições climáticas específicas, alternância de períodos secos com fortes e longas chuvadas, originaram os espessos depósitos de enxurrada, que se foram depositar um pouco por toda a ilha, preenchendo uma morfologia antiga. Este depósito conglomerático-brechóide representa, assim, o último testemunho da destruição dos relevos altos da ilha primitiva, zona coincidente com os mais elevados picos actuais e designada por Maciço Central.

Apesar de, por extravasar o âmbito deste trabalho, não ter sido nossa preocupação cartografar em pormenor a totalidade dos afloramentos, passamos a descrever os afloramentos mais importantes:

V.1.1.1 Porto da Cruz

É na zona do Porto da Cruz que se encontra um dos afloramentos mais extensos de CB, ocupando, praticamente, toda a zona baixa da vila. Encontram-se, ainda, alguns restos nas zonas mais altas, aos 500 m de altitude. O CB constitui vários cabeços, desde o mar até ao cimo de alguns montes, tendo preenchido vales fluviais, pelo que, possui fácies finas intercaladas. Essas areias até se confundem, quando menos cuidadosamente observadas, com piroclastos compactados (Fotografia II.12).



Fotografia II.12- Alternância de fácies finas e grosseiras de depósito conglomerático- brechóide, no Porto da Cruz.

Na Maiata de Baixo, junto da foz, há uma alternância de fácies fina e grosseira, com muitos calhaus rolados, sugerindo ter entrado no mar.

Em muitos locais, a fácies grosseira, alterada, apresenta aspectos que quase parecem escoadas muito alteradas, mas apresentam heterogeneidade de litologias (Fotografia II.13).



Fotografia II.13- Fácies grosseira, alterada, de depósito conglomerático-brechóide, no Porto da Cruz.

No Rochão, o CB aflora sob o mugarito (Fotografia II.14). Os clastos são, na maior parte, rolados, com grande percentagem de cimento de cor creme alaranjada devido à alteração. A presença de grande percentagem de cimento e rolamento dos clastos indica grande distância à fonte.

Pelo facto de as fácies finas do CB, quando muito alteradas, serem fáceis de escavar, existem várias grutas escavadas pelo homem, na base do depósito.



Fotografia II.14- CB a aflorar sob o mugearito, no Porto da Cruz.

Na arriba e na vertente leste da Penha d'Águia, o CB, constituído por fácies essencialmente grosseiras, está cortado por um enxame de filões subverticais (Fotografia II.15).



Fotografia II.15- CB cortado por filões, na Penha de Águia.

II.2.3.2 São Roque do Faial

O CB aparece intercalado entre o Complexo Antigo e a escoada do Complexo vulcânico S. Roque/Paul, a mesma que aflora no Faial, e que preencheu antigo vale, escavado depois da deposição do Complexo Principal (Fotografia II.16), na margem esquerda, junto do leito da Ribeira de S. Roque do Faial.

Aflora ainda na margem direita da Ribeira de S. Roque, sob o CP, na Penha de Águia, com uma espessura de cerca de 200 m, encontrando-se, tal como na arriba e na vertente leste, profusamente cortado por filões.



Fotografia II.16- O CB aparece intercalado no Complexo Antigo e na escoada do Complexo vulcânico S. Roque/Paul, na margem esquerda da Ribeira de S. Roque do Faial.

II.2.3.3 Faial

O CB aflora no cutelo entre a Ribeira da Metade e a Ribeira Seca, nas Cruzinhas, com a alternância de fácies grosseiras e finas.

Na foz da Ribeira da Metade, encontra-se coberto por uma escoada do Complexo Principal, a qual, por sua vez, está coberta pela escoada do Complexo S. Roque/Paul, que correu no interior do vale.

Na Fajã do Mar, aflora sobre o Complexo Antigo, que, em alguns sítios, está são e, noutros, completamente alterado, a 50 m de altitude. Neste último e extenso afloramento, encontram-se muitos calhaus rolados de grandes dimensões que poderão ter sido englobados durante o percurso, dentro do vale de antigas ribeiras.

II.2.3.4 Ponta Delgada

O CB estende-se por vasta área, aflorando, nas Quebradas, junto de um miradouro, sobre o Complexo Antigo, no ribeiro do Velho, junto da ponte, aqui bastante compacto, com numerosos calhaus bem rolados, na área do Lombinho, com fácies fina sobre as grosseiras e, na descida para a Achada do Castanheiro, os mantos do Complexo Principal correram sobre o CB, provocando um cozimento na fácies fina, arenosa e argilosa. Na fácies arenosa existe disjunção em bolas.

II.2.3.5 Vale da Ribeira de São Vicente

É o mais extenso afloramento de CB. Existe desde a cabeceira até à foz deste vale, desde a cota 1100 m até ao nível do mar.

Encontra-se a passar, na zona da Encumeada, sob mantos do CP, a uma altitude inferior a 1000 m, do vale de S. Vicente para o vale da Ribeira Brava, onde se observa em dois afloramentos com mais de 100 m de espessura, formando dois paredões, o Pico da Cabra (junto da Ribeira Grande) e o Paredão (na vertente nordeste do planalto do Paul da Serra). Depois, desce-se, progressivamente pela Fajã do Rodrigues (onde o túnel aí escavado a 640 m de altitude, o atravessa em cerca de 800 m), pelo Rosário, Estrada Eng. Francisco Perry Vidal, e até junto do mar.

Na foz, aflora na margem esquerda, junto da estrada marginal, com uma espessura de cerca de 30 m sob o Complexo Principal e a escoada do Complexo S. Roque/Paul, que foi preencher o antigo vale. Na margem direita, a cerca de 100 m da foz, existe um pequeno afloramento, bastante compactado, que desaparece em cunha, junto do leito da ribeira, sob escoadas do CP. Aqui, o topo do CB encontra-se levemente metamorfozido por escoada do Complexo Principal, o que mostra que o CB, na altura da escoada, já se encontrava alterado

(Fotografia II.17). Verifica-se que só existe ligeira metamorfização dos materiais, onde repousa uma escoada, se os mesmos apresentarem alteração um tanto desenvolvida.

Nos afloramentos deste vale, predominam as fácies grosseiras, cuja matriz é, ela própria, um conglomerado, sendo raras as fácies finas.



Fotografia II.17- CB metamorfizado por escoadas do Complexo Principal, na margem direita da Ribeira de S. Vicente.

II.2.3.6 Vale da Ribeira Brava

Aflora nas zonas mais altas, na cabeceira do vale, na Encumeada, prolongando-se pela margem direita, ao longo da Levada das Rabaças, no Pico das Furnas, intercalado em escoadas do Complexo Antigo e do Complexo Principal, descendo até ao Pico Redondo. Aqui, aflora, com uma espessura próxima de 100

m, sendo a sua base constituída por fácies grosseiras, com blocos de grandes dimensões, não estratificados. O topo é arenítico, com estratificação, o que corresponde a níveis de baixa energia. Esta sequência mantém-se nos outros afloramentos deste vale, parecendo ter continuidade nos afloramentos do vale a oeste, o vale da Ribeira da Ponta do Sol.

São muitos e espessos os filões que cortam o CB nesta zona e que foram alimentar o Complexo Principal.

II.2.3.7 Vale da Ribeira da Ponta do Sol

O CB aflora na cabeceira da Ribeira da Ponta do Sol, desde a cota 1100 m até à cota 950 m, no caminho de acesso à galeria de captação das Rabaças, que se situa na cota 1000 m, no sítio do Cascalho. Com cerca de 60 m de espessura máxima, inclina para NE cerca de 15°, fossiliza antigo vale e está, na maior parte, coberto por depósitos de vertente. O depósito caracteriza-se por alternância de fácies grosseiras e finas, o que corresponde a mudanças de regime de deposição, e demonstra que o processo foi intermitente. Apesar de ser um depósito resultante de transporte de alta energia, o CB contém, também, fácies de alta e de baixa energia, consoante o declive e a quantidade de água presente.

No referido caminho, existe um túnel talhado nos materiais do CB, fácies grosseira, que, por sua vez, é atravessado por um filão, conforme se pode ver na Fotografia II.18.



Fotografia II.18- Túnel talhado em CB que, por sua vez, está atravessado por um filão, no caminho de acesso à galeria das Rabaças.

II.2.3.8 Vale da Ribeira da Janela

O afloramento de CB situa-se na cabeceira da ribeira, a cerca de 1000 m de altitude, na base da famosa queda de água, denominada o Risco.

Representa o afloramento mais longínquo, uma vez que considerámos o Maciço Central como fonte. Com a espessura máxima próxima de 100 m, a base do depósito é de fácies grosseira, tornando-se mais fino para o topo, onde contacta com um nível de piroclastos compactados, pertencentes ao Complexo Principal. O afloramento estende-se cerca de 300 m no leito da ribeira, onde desaparece.

II.2.4 Complexo Vulcânico Principal (CP)

Trata-se do complexo vulcânico que ocupa, quer em área, quer em volume, a maior parte emersa da ilha. A sua formação prolongou-se por um longo período de tempo.

Foi possível distinguir duas séries correspondentes a fases eruptivas diferentes, designadas por série superior e série inferior. Se, nalgumas áreas, é possível pô-las em evidência, noutras esse contacto dilui-se.

As rochas deste complexo são as responsáveis pelas maiores altitudes actuais, assim como pelas plataformas estruturais, que ainda hoje se encontram na ilha.

Dentro da designação de Complexo Principal inferior incluem-se as primeiras erupções deste complexo caracterizadas por alternância de materiais explosivos e efusivos, representados por grandes cones de piroclastos e escoadas espessas e extensas designadas por mantos, que se encontram, desde medianamente alterados a muito alterados, com os piroclastos, na maior parte das vezes, transformados em tufos. No Faial, há mantos do CP, bastante alterados, que fazem lembrar os do Complexo Antigo; estão, porém, por cima do Depósito Conglomerático-Brechóide. Na estrada que liga a vila da Ribeira Brava à Serra de Água, observa-se um grande cone de piroclastos, fossilizados por escoadas posteriores. Nele, uma vez que se encontra cortado ao meio, é possível ver a chaminé e a inclinação das camadas de bagacina.

Uma vez que a deposição do Depósito Conglomerático-Brechóide não terá sido suficiente para preencher todas as depressões existentes na superfície topográfica do Complexo Antigo, os derrames do CP inferior foram ainda ocupar algumas depressões, principalmente as periféricas, encontrando-se, por isso, em algumas zonas, bastante inclinado.

Encontra-se, ainda que menos do que o Complexo Antigo, bastante cortado por filões subverticais.

Torna-se, às vezes, muito difícil, quando o Depósito Conglomerático-Brechóide não está presente, distinguir o CP inferior do Complexo Antigo, principalmente quando este está pouco alterado. Os critérios de separação utilizados são: o estado de alteração, que por si só não basta; a inclinação das escoadas, já que o CP inferior em geral está menos inclinado do que o Complexo Antigo, e a morfologia. O Complexo Principal, na maioria dos casos, dá relevos mais íngremes do que os do Complexo Antigo.

Admite-se poder estar, em certos locais, a confundir a série inferior do CP com o Complexo Antigo.

O Complexo Principal inferior aflora na cabeceira da Ribeira de Santa Luzia, no Funchal, na Ponta do Pargo, Fajã da Ovelha, Paul do Mar, Jardim do Mar, até à Calheta, na Serra de Água, no Curral das Freiras, em Machico, na Fajã da Nogueira, etc..

O CP superior caracteriza-se por actividade essencialmente efusiva, de origem predominantemente fissural, que originou empilhamentos de espessos mantos, com alguns níveis de piroclastos intercalados, de pequena espessura e extensão. As escoadas desta série são sub-horizontais, inclinando suavemente para a periferia da ilha.

A separação entre a série inferior e a superior é essencialmente morfológica, apresentando, em geral, os derrames desta última escarpados mais íngremes do que a inferior, uma vez que é essencialmente constituída, como já referimos, por um empilhamento de mantos sub-horizontais. Verificam-se ainda algumas diferenças na inclinação das escoadas: maior no CP inferior do que no superior e, no tipo de materiais expelidos, aumento do vulcanismo efusivo e diminuição do explosivo, no CP mais recente.

Da série superior são os níveis freatomagmáticos e de pedra pomes que se encontram na costa sul da ilha, desde a Calheta até ao Funchal. Existem, pelo menos, dois níveis com espessuras diferentes conforme os locais. No Funchal,

por detrás da escola secundária Francisco Franco, existem níveis espessos de pedra pomes branca e também cinzenta, sob níveis freáticos. Ainda no Funchal, numa arriba, a leste do Forte de Santiago, há um conjunto de camadas de fluxo (freatomagmáticos) que estão sob uma escoada basáltica (Fotografia II.19). O topo do depósito encontra-se cozido por esta escoada, apresentando-se desagregado em prismas de 10 a 20 cm de altura, de cor vermelha, cor esta que vai desaparecendo em profundidade. Esta zona cozida, com cerca de 50 a 70 cm de espessura, é muito compacta e resistente ao martelo. No Areeiro, em São Martinho, os depósitos freatomagmáticos têm três níveis de pedra pomes intercalada, sendo a espessura máxima do depósito cerca de 5 m. Em São Gonçalo, onde se encontram intercalados em escoadas basálticas, os freatomagmáticos apresentam a espessura máxima conhecida, mais de 6 m.



Fotografia II.19- Arriba constituída por um conjunto de camadas de fluxo (freatomagmáticos) que estão sob uma escoada basáltica, provavelmente do Complexo Principal.

Como se referiu, o vulcanismo do Complexo Principal estendeu-se por longo período, tendo tido fases de intensa actividade e outras de acalmia. Existem,

fossilizados pelas escoadas deste complexo, vários depósitos de ribeira e depósitos conglomeráticos-brechóides, resultantes da erosão durante as pausas da actividade vulcânica.

Na Ponta do Pargo, junto do farol, sobre uma série de mantos e alguns cones de piroclastos muito alterados, pertencentes à série inferior do CP, existe um depósito conglomerático brechóide pouco espesso e ocupando pequena área.

Na estrada que liga a Encumeada ao Paul da Serra, encontra-se outro nível pouco espesso de um conglomerado-brechóide, do qual se desconhece a extensão. Este depósito é constituído por elementos de menores dimensões e matriz muito mais fina do que o Depósito Conglomerático-Brechóide anteriormente descrito. Ainda na mesma estrada, existe um depósito de vertente fossilizado por escoadas e cortado por um filão, único caso conhecido na ilha.

Existem, também, vários antigos depósitos de ribeira fossilizados por escoadas do Complexo Principal. Encontram-se, na Ribeira Brava, junto da foz, na margem esquerda, na cota 60 m, com mais de 8 m de espessura; no cutelo entre a Ribeira Brava e a Ribeira do Espigão, na Meia Légua, na cota 250 m; na foz da Ribeira de São Tiago, nos Canhas, na margem direita da ribeira, na cota 50 m (Fotografia II.20); na Ribeira de Santa Luzia, na Fundoa, na margem direita da ribeira, na cota 200 m.

O Complexo Principal aflora em toda a costa sul da ilha, desde a Ponta do Pargo até ao Caniçal; no maciço do Paul da Serra, constituindo a sua base, com uma espessura de cerca de 500 m; no topo da Penha de Águia, com uma espessura média de 300 m; nas vertentes do vale da Ribeira do Seixal, Ribeira de João Delgado e Ribeira do Inferno; na parte superior dos vales de São Vicente e Boaventura; em São Jorge; em Santana, nas zonas mais altas do Faial e São Roque do Faial e no Porto da Cruz, prolongando-se pela parte superior da arriba até W do Caniçal. Constitui ainda a parte superior dos picos do Maciço Central (Picos Ruivo, do Gato, Cidrão, Areeiro, etc.).



Fotografia II.20- Depósito de ribeira intercalado em escoadas do Complexo Principal, na Ribeira de S. Tiago.

Na Ponta de S. Lourenço, existem dois cones de piroclastos, contemporâneos desta fase, um situado junto do v.g. “Cancela” e o outro, a leste deste, no sítio da Ponta, os quais ainda mantêm a cratera conservada. Deles devem ter saído as escoadas datadas por Mata (1995), localizadas “na pedreira existente na saída

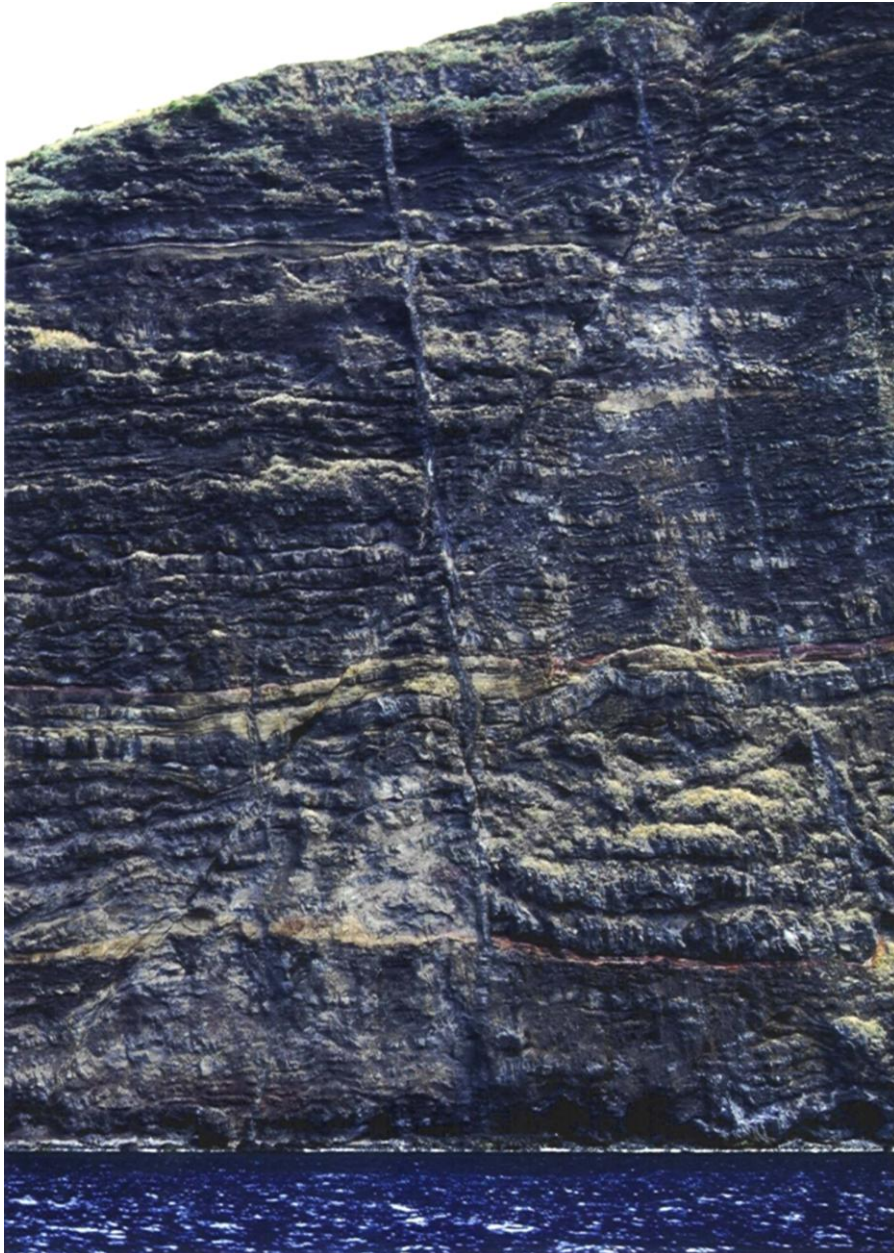
leste do Caniçal, junto do cruzamento para a Marconi”, de 1,62 e 1,72 Ma, respectivamente, o que as coloca no Complexo Principal superior.

Percorrendo, de barco, a costa, desde o Funchal até a Ponta do Pargo, pudemos constatar que todo o litoral é constituído por séries de escoadas e piroclastos intercalados, do CP. Há, também intercalados, alguns cones de piroclastos muito grandes, vendo-se, na arriba, só parte deles. Estão todos cortados por filões verticais ou subverticais. As arribas, em geral verticais, constituem paredões com muitas escoadas, algumas delas com muitas vindas, vendo-se, às vezes, filões com formação em soleira e níveis freatomagmáticos.

Uma das arribas, entre o Campanário e a Ribeira Brava, tem escoadas alternadas com piroclastos, cortados por filões, por sua vez cortados por uma falha inclinada cerca de 80° e, posteriormente, cortada por outro filão (Fotografia II.21).

Em alguns basaltos deste complexo, no Porto Moniz, por exemplo, verifica-se a presença de xenólitos mantélicos, o que, segundo Mata (1996), indica que aquelas lavas atingiram a superfície, sem passarem por câmaras magmáticas relativamente superficiais. Tais reservatórios, actuando como filtros hidráulicos, impedem que os xenólitos carregados pelos magmas em ascensão prossigam o seu trajecto para a superfície.

De acordo com Munhá *et al.*, (1990), as várias espécies de xenólitos madeirenses (colhidos no Porto da Cruz, na Fonte da Pedra e em Gaula), subdividem-se em dois grupos: DWWC (dunito/websterito/werhlito/clinopiroxenito) e harzburgítico/herzolítico. Os primeiros, com textura típica de acumulação, foram interpretados como cumulos cristalizados, a cerca de 1150-1300 °C, a partir dos magmas alcalinos madeirenses, em reservatórios localizados a cerca de 36-45 km de profundidade (12 a 15 kb), e os segundos, como testemunhos de litosfera oceânica variavelmente enriquecida durante os processos magmáticos associados à génese da Madeira, Mata (1996).



Fotografia II.21- Arriba entre o Campanário e a Ribeira Brava, onde é visível uma falha.

II.2.5 Complexo Vulcânico S. Roque/Paul (SRP)

Este complexo formou-se posteriormente ao entalhe dos grandes vales das ribeiras com posicionamento semelhante ao actual. Caracteriza-se por actividade vulcânica relativamente reduzida, com pouca representatividade em termos de volume emerso da ilha.

As erupções, localizadas, foram essencialmente do tipo estromboliano, tendo, a maior parte das escoadas emitidas, preenchido, total ou parcialmente, alguns dos os vales então existentes.

A sua maior expressão, em termos de área, situa-se no topo do maciço do Paul da Serra, onde se estende por uma superfície superior a 25 km², ocupando todo o chão do Paul, prolongando-se, para norte, para a Terra Chã e Montado dos Pessegueiros, e, para NW, para o Fanal.

Nesta zona, o Complexo S. Roque/Paul define-se por um conjunto de escoadas relativamente pouco espessas, que correram sobre a topografia do Complexo Principal, por pequenos cones e por finas e extensas coberturas de piroclastos pouco consolidados. As primeiras escoadas foram as mais extensas, cobrindo praticamente toda a superfície, como se pode observar nas escarpas que a bordejam, podendo mesmo, algumas delas, ter descido ao longo dos vales, chegando a atingir o mar. As escoadas são de natureza essencialmente basáltica, constituídas por basaltos afaníticos, compactos, de grão fino, cinzento claros, e apresentam normalmente disjunções em bolas. Estas são provenientes de filões e, principalmente, de bocas que não chegaram a constituir estruturas cónicas.

O topo do Complexo S. Roque/Paul tem uma fase explosiva importante, os piroclastos cobrem a maior parte da superfície do Paul, constituindo depósitos pouco espessos e pouco consolidados. Na Bica da Cana, há uma fase terminal de piroclastos muito finos (cinzas), que cobrem ainda a maior parte oriental da superfície do planalto, apresentando maiores espessuras nas áreas que circundam

a fonte, a Bica da Cana. São também frequentes os cones de piroclastos e de escórias, ao longo do Fanal, um dos quais com duas crateras “gémeas”. Numa destas, forma-se uma lagoa durante o Inverno – Lagoa do Fanal. Verificou-se que os materiais vulcânicos (essencialmente explosivos) se encontram, ao longo desta zona, mais soltos e com aspecto mais fresco, levando-nos a crer que o vulcanismo se tenha deslocado neste sentido, SE-NW.

Verifica-se que as chaminés, bocas e filões se dispõem essencialmente, segundo certas direcções preferenciais, formando alinhamentos orientados nas direcções N45°W e N25°E. Com direcção N45°W, existem alguns alinhamentos: o constituído pelo cone, que deu origem à escoada do vale do Seixal, situado no topo da Terra Chã, pico da Espiga, pico Ruivo do Paul, Estanquinhos e Bica da Cana; o constituído pela Fonte do Juncal, pelas duas crateras gémeas do Fanal, por um cone situado no topo do Lombo Alto, cabeço da Entroza, e pelo pico das Covas e o definido pelo pico Junqueira, pelos cabeços das Aduelas e da Esmoutada, Curral Falso e pela Alagoa.

Com direcção N25°E, existe o alinhamento definido pelos pico da Urze, do Rabaçal, Selada e dos Assobiadouros e ainda o que passa pelos arcos de cratera situados a leste do v.g. Base SE e pelas bocas situadas a leste da fonte do Louro, terminando a cerca de 400 m a leste dos Estanquinhos.

Também pertencente a este complexo é a escoada proveniente de uma chaminé, localizada na vertente NE do Paul da Serra, no Chão das Poças, aos 1250 m de altitude, e que foi preencher o vale da Ribeira de S. Vicente, até uma altura superior a 50 m, junto da foz. O comprimento total da escoada é de cerca de 5 km e a largura máxima de 1,5 km. Actualmente, devido ao entalhe da linha de água, a escoada, principalmente na zona da foz, encontra-se parcialmente destruída, constituindo a Terra Chã (Fotografia II.22), o Sítio do Passo, os Cardais, etc., alguns retalhos daquela escoada.



Fotografia II.22- Retalhos da escoada que correu dentro do vale de S. Vicente, há cerca de 0,89 Ma.

Com cerca de 0,89 Ma, (Ferreira, 1975; 1988), esta espessa escoada, resultante de várias vindas, é constituída, na sua parte superior, por um basalto alcalino com olivina e, junto do mar, por um basanitóide (Zbyszewski *et al.*, 1975), apresentando, no seu interior, um aspecto muito particular das escoadas, os tubos de lava. Aquelas estruturas, que formam grutas, resultam de arrefecimento diferenciado, devido ao esvaziamento dos canais de escoamento. A parte externa da escoada arrefece mais rapidamente, enquanto as zonas mais fluidas do interior escoam com maior velocidade, provocando o seu esvaziamento com formação dos tubos de lava. Os tubos têm secção circular e semicircular, consoante estejam totalmente vazios ou semi preenchidos por lava. As dimensões vão desde alguns centímetros (30 a 50 cm) (Fotografia II.23), junto da fonte, até 4 m de diâmetro, junto da foz.



Fotografia II.23- Aspecto de um tubo de lava de pequenas dimensões, semi preenchido por lava, nas Ginjas.

Conhecidos como Grutas de S. Vicente, estes tubos de lava encontram-se, actualmente, bastante adulterados, sendo difícil de reconhecer a sua origem vulcânica em consequência de intervenções humanas, com a finalidade de os explorar turisticamente.

Ainda dentro do vale de S. Vicente, ocorreram mais dois episódios vulcânicos pertencentes a este complexo, e que estão representados por uma outra escoada, menos imponente do que a atrás descrita, proveniente de uma chaminé localizada a NE da Bica da Cana, a 950 m, de altitude, tendo corrido também em direcção ao leito da ribeira, e por um cone de materiais piroclásticos essencialmente grosseiros, localizado no Chão dos Louros.

Dentro do vale da Ribeira do Seixal, no Chão da Ribeira, correu há 0,39 Ma (Ferreira, 1975; 1988), uma escoada que se julga ser proveniente de um cone vulcânico situado na Terra Chã (um prolongamento do Paul da Serra), aos 1200 m de altitude. A escoada preencheu o fundo do vale e atingiu o mar. A foz

daquela ribeira estaria suspensa e/ou teria um cone de dejecção, por onde se espalhou a escoada, formando uma grande fajã lávica, de 1250 m, desde o porto da Laje até ao porto da Serra de Água. A confirmar-se a sua origem, então os piroclastos, na sua maioria areões, provenientes do cone da Terra Chã, que se acumularam dentro do vale, no Chão da Ribeira, constituindo apenas uma parte do cone (Fotografia II.24), terão, também, a mesma idade e pertencem ao Complexo S. Roque Paul (o seu aspecto pouco alterado, com as bagacinas ainda negras, sugeriu que pudessem ser contemporâneos dos episódios vulcânicos mais recentes).

O Ilhéu Mole, constituído por piroclastos submarinos, resultantes de uma erupção surstseiana ou cipressóide, com 0,5 Ma (Forjaz, in Alves e Forjaz, 1991), pertence também a este complexo.



Fotografia II.24- Parte do cone de piroclastos que se foi depositar dentro do vale da Ribeira do Seixal.

No Santo da Serra, existe um cone de cinzas e areões, cuja cratera, com mais de 300 m de diâmetro, profunda e bem conservada, é conhecida por Lagoa do Santo da Serra (Fotografia II.25). Proveniente deste aparelho vulcânico, correu por um paleovale em Machico, uma escoada basáltica que constitui, actualmente, na zona de Maroços e Landeiros que, devido ao entalhe da ribeira actual, originou uma inversão de relevo. No interior desta escoada existem vários tubos de lava, designados por Grutas do Cavalum. O geólogo alemão Hartung (1864), citado por Pereira (1989), escreveu do Cavalum o seguinte: “De 2 m de largo, 1,2 m de alto e uns 30 m de extensão, é estreito no fundo. Daí em diante, onde só no começo é mister passar abaixado, o solo desce, o ar é húmido e sufocante e o escuro tão denso que só o aclara a claridade de muitas luzes. Sege um corredor, depois vasta câmara alta e larga, em seguida outro corredor, e no fim uma abertura e profundidade. Há neste trajecto uns 92 m de extensão por entre paredes ásperas e desiguais e por debaixo de saliências que irrompem da abóbada, cobertas de crusta preta e luzidia”.



Fotografia II.25- Cratera do Santo da Serra.

Nas Terras de Fora, situadas na base da arriba, entre o Arco de S. Jorge e S. Jorge, encontra-se uma escoada contemporânea do Complexo S. Roque/ Paul, uma vez que correu num vale talhado em materiais do Complexo Principal, o vale da Ribeira Funda. A escoada é proveniente de um cone situado na margem esquerda da Ribeira Funda, a 500 m da foz. Na zona da Achada da Felpa, em S. Jorge existem, sobre o CP, vários cones de piroclastos, estando alguns deles já bastante alterados.

As escoadas de S. Roque do Faial (“Intercalação de lavas de S. Roque” de Zbyzsewsky *et al.*, 1975), com 1,26 Ma (Ferreira *et al.*, 1975; 1988) e 1,09 (Mata, 1996), pertencem ao Complexo S. Roque Paul. Provenientes de um cone de materiais piroclásticos, situado aos 900 m de altitude, no Ribeiro Frio, aquelas escoadas preencheram antigos vales, existentes entre o Faial e S. Roque do Faial, zona, onde, actualmente, estão entalhadas as Ribeiras Seca, da Metade, Ribeiro Frio e Ribeira de S. Roque do Faial.

São escoadas escoriáceas, espessas e extensas, variando a espessura desde 50 até 100 m, com cerca de 6 km de extensão. Actualmente, podemos observar os seus retalhos nos seguintes locais:

Achada do Pau Bastião, zona mais próxima da fonte;

cutelo entre a Ribeira da Metade e a Ribeira de S. Roque do Faial, (Fotografia 16), formando uma inversão de relevo;

em S. Roque do Faial, na margem direita da Ribeira de S. Roque;

cutelo entre as Ribeiras Seca e a da Metade, onde constitui outra inversão de relevo;

cutelo entre a Ribeira Seca e a Ribeira de S. Roque do Faial (ver Figura II. 6);

na foz, na margem direita da Ribeira de S. Roque do Faial, encostada à Penha de Água, sobre mantos do Complexo Principal (ver Figura II. 6).

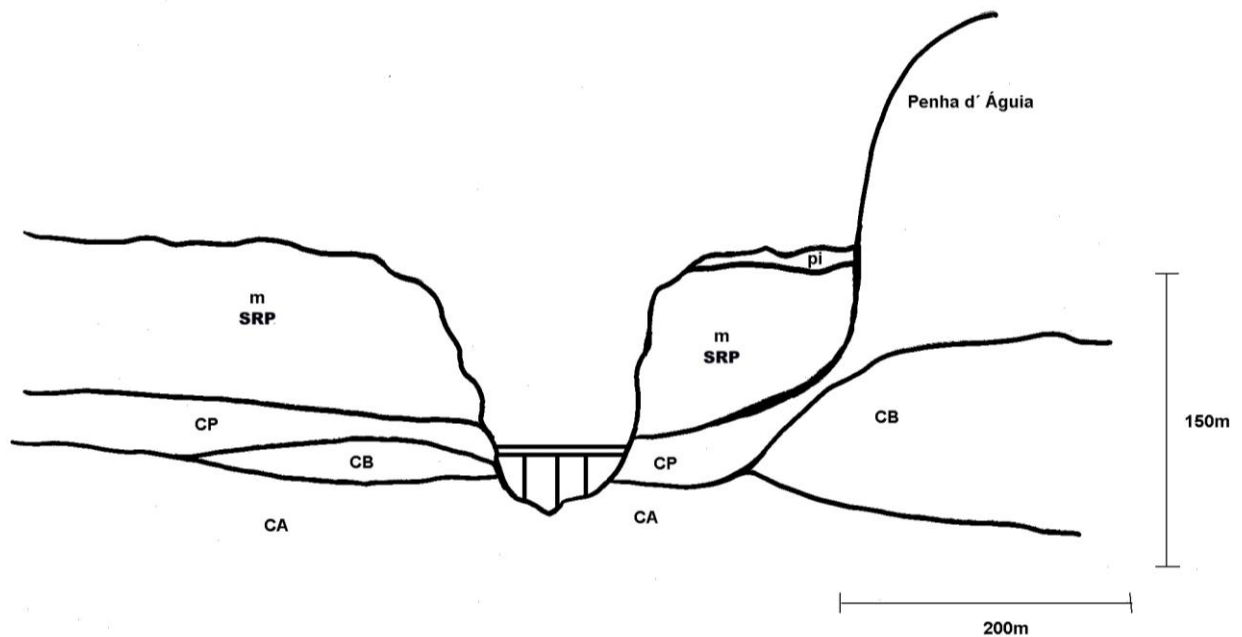


Figura II.6- Corte transversal, esquemático, da Ribeira de S. Roque do Faial, junto da ponte daquela ribeira.

No Porto da Cruz, num vale formado pós-Complexo Principal, foi depositar-se a seguinte sequência, toda ela pertencente ao Complexo S. Roque/Paul, descrita da mais antiga para a mais recente:

- Escoda basáltica subaérea que, segundo A. Serralheiro (comunicação oral), entrou no mar, na foz da ribeira. Encontra-se na base da zona do cais do Porto da Cruz.

- Depósito sedimentar carbonatado, lagunar, fino, horizontal, com vegetais fósseis, contendo segundo Zbyzsewsky *et al.*, (1975), entre outros, restos de *Carex* sp. e *Rubus fruticosus*. Estes sedimentos finos encontram-se também na zona do cais, sobre a escoda basáltica que atrás referimos. Segundo comunicação oral de P. Fonseca (1999), aqueles sedimentos encontram-se cortados por falhas, o que indica que na Madeira há manifestações da tectónica recente, que, até à data, não eram conhecidas.

- Conglomerado de ribeira, grosseiro.
- Escoada mugearítica com 1,5 Ma. Segundo Mata (1996), “o facto de a grande monotonia litológica que caracteriza as lavas madeirenses ter sido quebrada pela erupção dos mugearitos, aponta para a existência, nesta fase, de câmaras magmáticas maiores e/ou de um maior tempo de permanência nesses reservatórios, o que teria permitido uma maior eficácia dos processos de evolução magmática”. Encontram-se retalhos desta escoada em três afloramentos principais, na Achada, no Rochão e no Cais. Na Achada, aflora sobre o Complexo Antigo, no Rochão está sobre o Depósito Conglomerático - Brechóide e sob um nível de piroclastos, e, no cais, aflora sobre os sedimentos lagunares que metamorfiza, embora ligeiramente.

- Nível de piroclastos que cobre parte do afloramento de mugearito, no Rochão.

São ainda contemporâneas deste complexo vulcânico, as seguintes escoadas, datadas e descritas por Mata (1996):

- Com 1,29 Ma, a escoada situada a 1m do topo do empilhamento lávico da Ponta do Buraco, na Ponta de S. Lourenço;
- Com 1,04 Ma, a escoada situada junto do v.g. “Fonte da Pedra”, no prolongamento, para oeste, do Paul da Serra;
- Com 0,88 Ma, a escoada situada junto à entrada norte do Montado do Barreiro, também designado, pela sua topografia relativamente plana, por Chão da Lagoa;
- Com 0,38 Ma, a escoada situada na estrada interior que liga a Boaventura à Ponta Delgada, junto do campo de futebol da Boaventura, e que correu no interior do vale da Ribeira dos Moinhos. O facto de esta escoada não se salientar na linha de costa explica-se pela pequena importância volumétrica e/ou estar

associada a uma localização costeira menos abrigada, o que não teria permitido a conservação da sua terminação litoral (Mata, 1996).

Observações recentes sugerem que parte da cidade do Funchal esteja coberta por escoadas deste complexo. No entanto, este assunto será objecto de posterior estudo.

II.2.6 Episódios Vulcânicos Recentes (VR)

A esta designação corresponde a actividade vulcânica que ocorreu desde há 120 000 anos, até há 25 000 anos. Trata-se de episódios vulcânicos bem localizados, essencialmente do tipo explosivo, com taxas de erupção reduzidas, situados, na sua maior parte, no Funchal e arredores, mas também no Porto Moniz.

De acordo com Alves e Forjaz (1991), as primeiras erupções desta fase ocorreram a E-SE do Curral das Freiras, no Funchal, tendo originado materiais basálticos com 120 000 anos. Contemporâneas deste período terão sido as erupções estrombolianas, que, no Porto Moniz, em Câmara de Lobos, no Funchal e no Caniço foram responsáveis pela formação dos seguintes cones de piroclastos, ainda hoje bem visíveis na morfologia local:

- No Porto Moniz, a lagoa do pico Redondo, ou a Alagoa, aos 640 m de altitude, não é mais do que a cratera de um cone de areões e bombas, com capacidade para armazenar 90 000 m³ de água. Ainda nesta zona, existem outros dois cones de piroclastos que se julga serem contemporâneos desta fase, o Pico da Lagoa e o Pico da Fajã do Barro, situados nos Lamaceiros, muito perto da vertente oeste do vale da Ribeira da Janela, perto da foz. De um deles, saiu uma escoada que, descendo a margem esquerda do vale até ao talvegue, correu para o mar, onde (segundo Serralheiro) deu origem a lavas com morfologia submarina e, certamente, os pequenos ilhéus em frente. Esta escoada subaérea, que entrou

no mar, aflora debaixo da ponte da Ribeira da Janela (na margem esquerda), e, ainda, no grande bloco da margem direita (Fotografia II.26).



Fotografia II.26- Escadaria subaérea que entrou no mar, na foz da Ribeira da Janela.

- Pico das Covas e Pico do Caldeirão, este responsável pela emissão da escoada que, descendo a arriba, foi formar a fajã lávica do Porto Moniz. Segundo Alves e Forjaz (1991), esta escoada terá cerca de 25 000 anos.

- Pico do Areeiro (perto de Câmara de Lobos); Pico de S. Martinho; Pico do Funcho; Pico do Buxo; Pico dos Barcelos; Pico de Sto António da Romeiras e

Pico da Ponta da Cruz, que será o testemunho da última erupção na ilha (Fotografia II.27), Forjaz (in Alves e Forjaz, 1991). É curioso recordar que já Grabham (1949), considerava que estes aparelhos vulcânicos teriam estado activos até há cerca de 10 000 a 20 000 anos.



Fotografia II.27- Cone da última erupção na Ilha da Madeira, de acordo com Forjaz (in Alves e Forjaz, 1991), o pico da Ponta da Cruz.

- Cabeço das Eiras, nas Figueirinhas e Pico de Água, na Assomada: apesar do relativo grau de alteração Alves e Forjaz (1991) atribuem-lhes idade inferior a 120 000 anos.

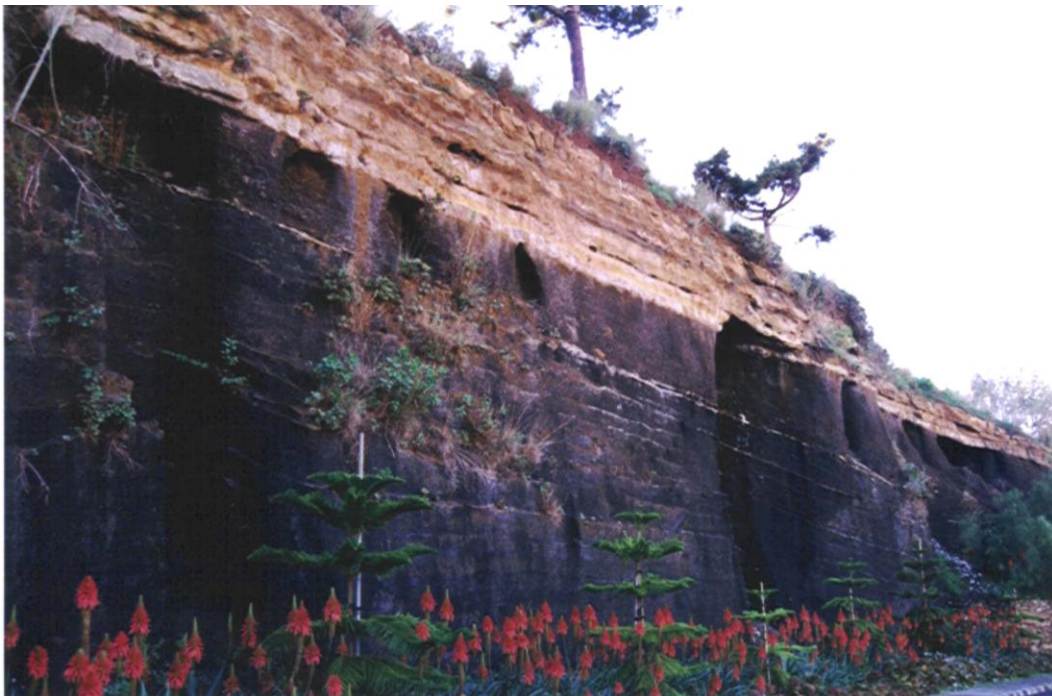
- Pico do Balancal, ou da Bica de Pau, em S. Gonçalo. Trata-se de um cone de piroclastos, de onde também saiu uma escoada, na qual existe um tubo de lava de direcção NE/SW, com dimensões que vão dos 1,5 m de diâmetro a montante, até 4 m, mais para a foz. A sua extensão é de cerca de 120 m, onde parece estar tapado, naturalmente, para jusante. Este tubo foi descoberto em Abril de 1997, durante as escavações para a via rápida Funchal/Aeroporto. Actualmente, o tubo encontra-se parcialmente tapado, na zona ocupada pelas faixas de rodagem.

- O Pico da Torre, em Câmara de Lobos, cujo baixo grau de alteração sugere também que seja contemporâneo desta fase.

Admitimos a possibilidade de alguns destes cones vulcânicos que incluímos nos episódios recentes virem a pertencer ao Complexo S. Roque/Paul e vice versa, uma vez que, na ausência de dados de geocronologia absoluta, o nosso critério de separação se baseia em relações estratigráficas de campo e no estado de alteração, critério que, por si só, nem sempre é conclusivo.

Já depois de redigida esta tese, observei, num corte recente efectuado no pico da Ponta da Cruz, um depósito de pedra pomes, que cobre parcialmente aquele cone, datado por Forjaz (in Alves e Forjaz, 1991) de 25 000 anos (Fotografia II.28).

Não foi, para já, possível determinar a extensão nem a fonte desta extrusão. No entanto, pelo facto de cobrir a erupção mais recente conhecida, trata-se de uma erupção ainda mais recente do que esta, ou seja com menos de 25 000 anos. O seu estudo pormenorizado será feito posteriormente.



Fotografia II.28- Depósito de pedra pomes a cobrir parte do cone do pico da Ponta da Cruz.

II.2.7 Depósitos de Vertente (dv), Fajãs (fj), Quebradas (q), Depósitos de Enxurrada Recentes (dr), Areias de Praia (ap), Dunas Fósseis (df), Terraços (t) e Aluviões (a)

II.2.7.1 Depósitos de Vertente (dv)

Correspondem a acumulações por gravidade, resultantes do desmantelamento de vertentes fluviais, de escarpados em forma de cornija e das arribas. Constatam geralmente de materiais detríticos grosseiros, muito heterométricos, oriundos da capa de alteração do solo, de produtos piroclásticos e de mantos. São muito abundantes os depósitos de vertente por toda a ilha, citando-se, aqui, apenas alguns deles de entre os mais importantes:

No Paul da Serra, a NW das Pedras, existe um depósito de vertente cujos elementos detríticos são da ordem dos 5x2 m;

No Seixal, desde a zona da povoação até ao Lombo, existem grandes depósitos de vertente que mergulham no mar, estando muito consolidados e, alguns deles, formando fajã. O depósito, nas zonas mais baixas, está muito cimentado resistindo bastante bem à erosão marinha. Nas zonas mais altas, encontra-se encostado às escoadas do Complexo Principal, as quais estão recuadas mais de 200 m, formando a antiga arriba. Julga-se que este depósito seja contemporâneo da glaciação do Wurm, quando o nível do mar estava cerca de 100 m abaixo do nível actual;

Encontram-se, ainda, extensos depósitos de vertente na maioria dos vales, como se pode ver no Rabaçal, na Encumeada, no Curral das Freiras, na Boaventura, no Ribeiro Frio, na Fajã da Nogueira, em Machico, no Faial, etc., e em muitas arribas, como na Ponta Delgada, no Arco de S. Jorge, nas Terras de Fora, em S. Vicente, etc..

II.2.7.2 Fajãs (fj)

Correspondem também a acumulações por gravidade, mas depositam-se no litoral, na base das arribas, como resultado do seu desmonte e de quebradas. Observam-se fajãs na costa noroeste: a Fajã Nova, a Fajã das Palhas e a Quebrada Nova; na costa norte: a Quebrada do Sardinha, a Fajã Manuel, a Fajã das Contreiras, a Fajã da Parreira, a Fajã do Rente, a Fajã da Areia, e a Quebrada Grande; e na costa sul: as Fajãs dos Asnos e dos Padres, entre as principais.

Em Fevereiro de 1992, um desabamento ou quebrada, ocorrido na arriba da Penha de Águia, originou a mais recente fajã, um depósito com cerca de 300 m de maior dimensão e 1 800 000 m³ de volume (Rodrigues e Ayala, 1994), na base daquela arriba (Fotografia II.29).



Fotografia II.29- Aspecto da fajã na base da Penha de Águia.

II.2.7.3 Depósitos de Enxurrada Recentes (dr)

Vários terão sido os depósitos de enxurrada, que, ao longo da história da Ilha da Madeira, se foram formando, sempre que as condições necessárias à sua génese (definidas por Serralheiro, 1976, veja-se II.2.3), tenham ocorrido.

Existem alguns depósitos de enxurrada recentes, muito semelhantes ao Depósito-Conglomerático Brechóide, mas com outro significado estratigráfico e de muito menor volume. São exemplos o depósito espesso existente no Seixal e que forma parte da fajã que é, também, ocupada pela escoada pertencente ao complexo S. Roque/Paul. Este depósito é pós escoada. Existem também depósitos ante escoada. Todavia, não foi possível, nesta fase do trabalho, delimitar a sua extensão. Quanto à posição estratigráfica, pertencem àquele complexo.

Outro depósito de enxurrada recente é o descrito por Mata (1996), na parte terminal da Ribeira da Camisa, tendo-se depositado, segundo aquele autor, depois da formação do vale por onde corre a ribeira.

Podemos, ainda, aqui recordar o sucedido na madrugada do dia 29 de Outubro de 1993, na Madeira, em que a precipitação caída em 24 h atingiu valores muito superiores aos normais para o mês de Outubro, concentrando-se essencialmente durante a madrugada do dia 29. Tivemos, então, ocasião de presenciar os efeitos daquelas chuvadas torrenciais, tendo-se depositado nas fozes das ribeiras que atravessam o Funchal e na Ribeira dos Socorridos, verdadeiros mantos de enxurrada, com vários metros de espessura.

II.2.7.4 Areias de Praia (ap)

As praias da Madeira são, na sua grande maioria de calhau rolado, daí serem vulgarmente designadas por “calhau”. As areias, transportadas até mais longe da fonte, apenas são visíveis na maré baixa. Existem praias de calhau na Ponta do Sol, na Ribeira Brava, em S. Vicente, em Santa Cruz, no Faial, no Funchal, a

Praia Formosa, etc.. Praias de areia conhecem-se, no Caniçal, a Prainha, e na Ponta de S. Lourenço, a praia dos Bichos, entre as mais importantes.

II.2.7.5 Dunas Fósseis (df)

Trata-se de areias eólicas, vulcânicas, cinzentas ou acastanhadas, de origem marinha e acumulação subaérea, como o comprovam, quer a estrutura do depósito, quer a presença significativa de fósseis de gastrópodes terrestres (pulmonados), cujas espécies foram descritas por Wollaston (1878), ossos de ave e cascas de ovos (comunicação oral de A. Serralheiro).

Segundo Carvalho e Brandão (1991), “as areias de São Lourenço são acumulações eólicas formadas por dois tipos de detritos arenosos: inorgânicos, isto é, litoclastos provenientes da desagregação das rochas vulcânicas (basálticas e piroclásticas) além de grãos de piroxenas, anfíbolos, olivina, magnetite, feldspato, raro quartzo, calcedonite, etc. e detritos de origem orgânica, ou bioclastos, tais como: fragmentos de conchas de lamelibranquios, de gastrópodes, de equinodermes, espículas de ouriços, briozoários, ostracodos, foraminíferos, algas calcárias, etc. A percentagem relativa destes tipos de materiais (areias basálticas e areias calcárias, determina tonalidades de claro-escuro diferentes, segundo zonas de deposição, observáveis no interior do corpo arenoso, relacionadas em geral com acções de selecção gravítica durante o transporte eólico. Estas areias são, via de regra, finas e muito bem calibradas, com evidentes traços de abrasão marinha e eólica.”

A sua presença na Ponta de São Lourenço pode ser explicada pela existência de uma época, provavelmente contemporânea do Wurm, em que o nível do mar estava mais baixo cerca de 100 m do que o actual. Teria, então, existido junto daquela zona uma praia ou restinga, cuja areia transportada pelos ventos alísios (de NE), teria vindo depositar-se no local onde se encontra actualmente (Zbyszewski *et al.*, 1975).

De opinião semelhante, partilhava já Grabham (1948), descrevendo “houve um período de clima árido, em que os ventos do Norte, na Ponta de São Lourenço e no Porto Santo arrastaram pela terra dentro areias do mar, constituídas por conchas trituradas, formando assim as camadas de arenitos calcáreos nos quais se acham embebidos caracóis terrestres”, (Figura II. 7).

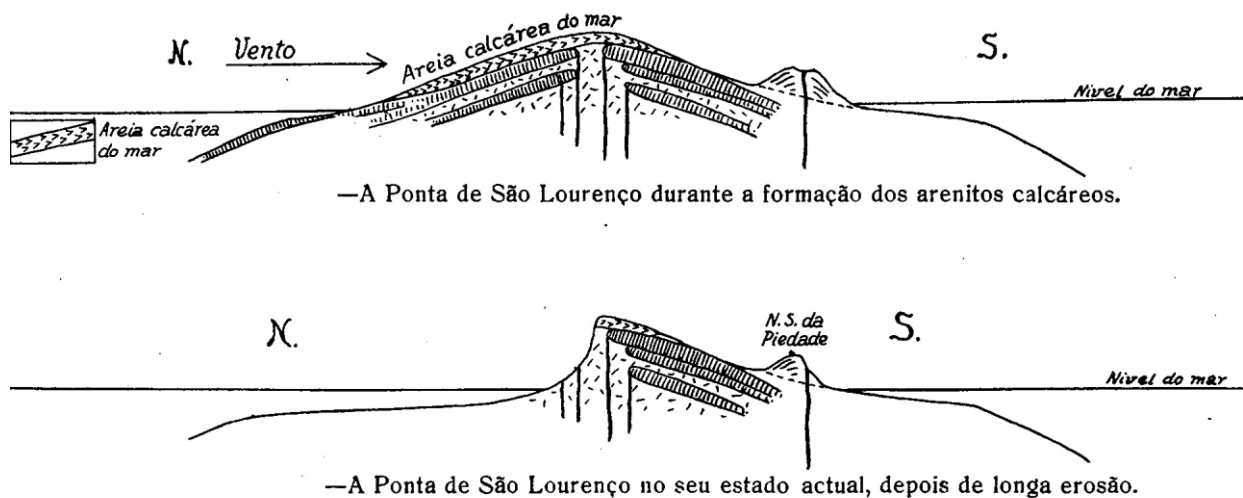


Figura II.7- Hipótese de evolução do relevo da Ponta de S. Lourenço, no sítio da Piedade (extraído de Grabham, 1948)

Nestas areias, encontram-se concreções, rizoconcreções e crostas calcárias que têm sido citadas por expressões tais como: “paus fósseis”; “bonecas”; “branqueiros”; “lajinhas de cal”; e “raízes vegetais petrificadas”. De acordo com Romariz (1971b), tais concreções correspondem a calcaritos afaníticos silicificados – cálcarios muito compactos, no geral detríticos, arenosos, de cor clara, formados por calcite microgranular e alguma impregnação de sílica; e a arenitos carbonatados – areias dunares parcialmente cimentadas por calcite. Ainda segundo o mesmo autor: “o material de natureza carbonatada que ainda hoje domina a composição dos sedimentos detríticos (as areias) sofreu solubilização por acção das águas meteóricas e superficiais. Carbonatos solúveis

penetram os sedimentos detríticos e precipitaram irregularmente, nalguns casos em estratos, noutros, aproveitando fissuras e fendas, podendo mesmo ter ocupado uma rede de perfurações de raízes. Em fase posterior, houve solubilização de sílica das areias, talvez favorecida por época climática mais quente, que penetrou os sedimentos detríticos e foi epigenizar os calcaritos, especialmente sob a forma de calcadonite”. No caso das rizoconcreções, trata-se de deposição de carbonatos de cálcio, à volta das raízes, encontrando-se, ainda, em algumas daquelas estruturas, restos das mesmas no centro dos tubos que se apresentam ocós (informação oral de A. Serralheiro, 1998).

As características gerais destas acumulações dunares sugerem a paralelização com os eolianitos ocorrentes no Porto Santo, onde determinações de ^{14}C permitiram datá-las de $21\ 750 \pm 850$ a $13\ 480 \pm 120$ anos (Liet e Schwarzbach, 1971, citado por Mata 1996), ou seja, contemporâneos *grosso modo* do período glacial Wurm.

II.2.7.6 Terraços (t)

Os terraços fluviais são antigas aluviões formados por cascalheiras grosseiras e cortadas pelo leito actual, encontrando-se em saliência. Existem, na foz da Ribeira de Boaventura, terraços Quaternários dos 80 a 100 m. Na Ribeira de S. Roque do Faial, também, mas a cotas bastante mais baixas, próximas do nível actual da ribeira.

II.2.7.7 Aluviões (a)

As aluviões das ribeiras da Madeira são, em geral, grosseiras, torrenciais e instáveis, em virtude da extrema imaturidade dos seus vales.

Nas zonas planálticas, as aluviões são constituídas por materiais finos, sendo pouco espessas em virtude de se tratar das cabeceiras das ribeiras. Passada a zona

planáltica, as ribeiras adquirem rapidamente elevado pendor, transmitindo alta energia às águas que passam a arrastar materiais mais grosseiros.

II.3 MODELO DE EVOLUÇÃO DA ILHA DA MADEIRA

No estado actual do conhecimento da vulcano-estratigrafia e dos dados de geocronologia absoluta existentes (Quadro II.1), é possível definir o seguinte modelo de evolução para a Ilha da Madeira:

1. Construção de um edifício vulcânico submarino, de que o Complexo Antigo constitui a porção superior subaérea, que emergiu, pelo menos, há mais de 5,2 Ma, uma vez que a mais antiga rocha datada tem 5,2 Ma (Ferreira *et al.*, 1988).
2. A ilha então formada atinge dimensões consideráveis, quer em área, quer em altitude, como se pode inferir da localização e espessura dos depósitos de enxurrada da unidade geológica Depósito Conglomerático-Brechóide de cujo desmantelamento resultaram.
3. Subida do nível do mar e/ou subsidência insular. Segundo Mata (1996), a subsidência insular poderia ter resultado de reajustamentos isostáticos que provocaram o afundamento do bloco insular, em consequência da transferência vulcânica, para a crosta, de uma importante massa de material, proveniente do manto (de acordo com Moore, 1987, citado por Mata, 1996), o peso exercido sob a placa oceânica pelo material vulcânico, combinado com a remoção de material em profundidade, poderá causar movimentos de subsidência que poderão ultrapassar o quilómetro).

4. Construção de recifes calcários aparentemente assentes sobre formações sub-aéreas, imersas. O facto de na base daquele depósito existirem conglomerados, depositados em águas agitadas e pouco profundas, e, no topo, calcários, depositados em águas mais calmas e mais profundas, comprovam a referida subida do nível do mar ou subsidência insular (a existência de calcários actualmente, a uma altitude de 400 m, não se pode explicar apenas por movimentos eustáticos do nível do mar, devendo ter existido também compensação isostática).

A formação destes calcários, que durou alguns milhares de anos, parece ter sido acompanhada por um período de relativa acalmia da actividade vulcânica na zona, uma vez que esta, favorecendo a criação de condições anóxicas na água, é muitas vezes factor impeditivo do crescimento de corais (Vogt, 1989, citado por Mata, 1996), além de que não são conhecidos vulcanitos submarinos contemporâneos desta fase. Este período de formação dos calcários foi ainda acompanhado de intensa erosão da ilha.

5. Continuação de acalmia vulcânica (não se conhecem intercalações vulcânicas no Depósito Conglomerático-Brechóide) e intensificação da erosão do aparelho vulcânico até então formado.

Descida relativa do nível do mar e/ou levantamento da ilha, de modo que o nível do mar ficasse próximo (ou ligeiramente abaixo) do actual.

Em clima tropical, com chuvadas abundantes e concentradas, depositaram-se espessos depósitos de enxurrada desde a cota 1 100 m até ao nível actual do mar, que parece não diferir muito do da época em que se depositou o CB, pois não existem, actualmente, emersos, afloramentos com características marinhas. A deposição dos materiais do CB deverá ter ocorrido entre os 4,5 a 4,07 Ma.

6. Reinício da actividade vulcânica em força e, a julgar pelas formações emersas, as taxas de erupção terão atingido o seu auge, tendo-se formado a maior parte do volume emerso da ilha, o Complexo Principal.

Nele, foi possível distinguir duas séries correspondentes a fases eruptivas diferentes, uma mais antiga, designada por CP inferior, que se desenvolve desde os 4,07 Ma até aos 2,55 Ma, e outra mais recente, designada por CP superior, ocorrendo entre os 2,19 e os 1,62 Ma.

A intrusão dos gabros, dado que aqueles estão instalados no conjunto que forma o CA, deverá ser contemporânea da formação do CP inferior ou das fases tardias do CA.

Dentro do vasto período de tempo atribuído ao Complexo Principal, terão existido períodos de acalmia vulcânica, durante os quais se terão gerado as condições para a formação de depósitos de ribeira, depósitos de enxurrada, depósitos de vertente, etc., actualmente fossilizados por escoadas pertencentes a episódios vulcânicos posteriores.

7. Período de acalmia vulcânica, no qual se dá o entalhe dos vales actuais ou com posicionamento semelhante ao actual. Os dados de geocronologia absoluta mostram que primeiro se entalharam os vales na costa norte – a escoada mugearítica com 1,5 Ma, já correu dentro de um vale escavado no CP, e mais tarde, depois de 0,74 Ma, os da costa sul – as escoadas datadas de 0,89 e 0,74 Ma, na Ribeira do Porto Novo, encontram-se a aflorar nos interflúvios daquela linha de água. De acordo com Mata (1996), este diacronismo poderá ficar a dever-se a um declinar mais cedo da actividade vulcânica a norte.
8. Reinício da actividade vulcânica proveniente de centros emissores dispersos por toda a ilha, desde a Ponta de S. Lourenço, passando pelo Paul da Serra, até ao Porto Moniz, mas com pouca expressão volumétrica. Este complexo inicia-se com a escoada mugearítica (1,5 Ma), que correu

dentro de um vale talhado em materiais do CP, no Porto da Cruz, à qual se seguiram todas as escoadas que, do mesmo modo, correram em vales então formados: as escoadas de S. Roque (1,26 e 1,09 Ma), as de S. Vicente (0,89 Ma), a do Seixal (0,39 Ma) e a da Boaventura (0,38 Ma). Apesar da escoada que correu dentro do vale da Ribeira de Machico não ter sido, até ao momento, datada por processos de geocronologia absoluta, parece-nos, no entanto, ser contemporânea desta fase vulcânica.

9. E, por fim, a última fase vulcânica que ocorreu na ilha desde há 1,2 até 0,025 Ma, tendo-se localizado essencialmente no Funchal e arredores e no Porto Moniz (Quadro II.1).
10. Com a última interrupção da actividade eruptiva na ilha, a erosão, favorecida pelo meteorismo, foi rebaixando progressivamente os relevos, aprofundando os vales e recuando as arribas, tendo-se formado depósitos de vertente, fajãs sedimentares, aluviões e praias actuais. Todavia, durante a abertura do túnel rodoviário Rosário/Serra de Água e da galeria da Fajã da Ama, foram encontradas, associadas a falhas, saídas de água quente, com teores muito elevados de CO₂ livre, que se mantiveram constantes durante muitos meses. Nesta última galeria, além das águas referidas, apareceram ainda gases vulcânicos. A sua análise demonstrou existir CO₂ em grande quantidade (cerca de 8%), e a persistência da saída de gases ao longo da falha, desde Abril de 2000, até à data (Junho de 2000), indica não se tratar de gases acumulados nas rochas, mas, sim, associados a actividade vulcânica secundária muito incipiente.
11. Assim, no decorrer dos milhões de anos, o aspecto geral da ilha da Madeira foi-se modificando, quer devido aos processos construtivos de actividade vulcânica, quer aos fenómenos erosivos, até atingir a forma actual: um enorme contraforte orientado este - oeste, recortado por profundos vales, com 737 km² de superfície total, e uma altitude máxima

de 1861 m, correspondendo à parte emersa de um edifício vulcânico com mais de 5000 m de altura. O facto da isóbata dos 100 m quase ligar as Desertas à Ponta de S. Lourenço sugere que aquelas pequenas ilhas fazem parte da ilha da Madeira e, por isso, são consideradas parte do edifício vulcânico de que esta ilha constitui a parte emersa mais importante.

Se o vulcanismo adormecido há cerca de 25 000 anos (Alves e Forjaz, 1991) não voltar a acordar, o meteorismo e a erosão marinha cumprirão a sua missão fazendo recuar as arribas, rebaixar os relevos, alargar e aprofundar vales, tendendo-se para uma ilha aplanada e mais pequena, à semelhança da ilha de Porto Santo, onde a actividade vulcânica parou há cerca de 8 Ma (Ferreira, 1993). No entanto, no decurso da história geológica das ilhas vulcânicas podem ocorrer hiatos prolongados na actividade vulcânica. Este facto verifica-se em Cabo Verde (ilhas de Santiago, Sal, Maio, Boa Vista, etc.) e nas Canárias, nomeadamente na ilha de Fuerteventura, onde, segundo Mata (1996), posteriormente à principal fase eruptiva, houve, entre os 12 e os 4 Ma, um período de acalmia vulcânica, de cerca de 8 Ma.

Sendo assim, e atendendo ao facto de ainda existirem manifestações secundárias de vulcanismo, pode admitir-se que a ilha da Madeira está, simplesmente, a atravessar um período de inactividade eruptiva, de certa forma semelhante aos verificados em tantas outras ilhas oceânicas.

Quadro II.1

Enquadramento das datações geocronológicas (K/Ar) na escala estratigráfica

Vulcano-estratigrafia	Idade (Ma)	Localização	Autor
Vulcanismo Recente (VR)	0.025	Pico da Cruz e Porto Moniz	Alves e Forjaz, 1991*
	0.035	S. Gonçalo	Alves e Forjaz, 1991*
	0.049	Arribas do Savoy e Carlton	Alves e Forjaz, 1991*
	0.050		
	0.12	Funchal	Alves e Forjaz, 1991*
Complexo Vulcânico S. Roque/Paul (SRP)	0.38	Escoada da Boaventura	Mata, 1996
	0.39	Escoada do Seixal	Ferreira, 1988
	0.50	Ilhéu Mole	Alves e Forjaz, 1991*
	0.88	Montado do Barreiro	Mata, 1996
	0.89	Escoada de S. Vicente	Ferreira, 1988
	0.42	Paul da Serra	Mata, 1996
	1.04	Fonte da Pedra - Paul	Mata, 1996
	0.74	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	0.89	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.03	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.03	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.05	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.15	Cabeceira Rib. S. Luzia	Watkins & Monem, 1971
	1.09	Escoada de S. Roque	Mata, 1996
	1.26	Escoada de S. Roque	Ferreira, 1988
	1.29	Ponta do Buraco	Mata, 1996
	0.96	Pico Areeiro /Pico Ruivo	Féraud <i>et al.</i> , 1984
	1.23	Pico Areeiro /Pico Ruivo	Féraud <i>et al.</i> , 1984
	1.40	Pico Areeiro /Pico Ruivo	Féraud <i>et al.</i> , 1984
1.50	Mugarito – Pto da Cruz	Mata, 1996	
Complexo Principal (CP) superior	1.71	Calheta/ Jardim do Mar	Mata, 1996
	1.62	Caniçal - Marconi	Mata <i>et al.</i> , 1995
	1.72	Caniçal - Marconi	Mata <i>et al.</i> , 1995
	1.64	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.76	Rib. do Porto Novo	Watkins & Monem, 1971
	1.81	Pico Areeiro /Pico Ruivo	Féraud <i>et al.</i> , 1984
inferior	2.19	Montado do Pereiro	Mata, 1996
	2.55	Matur	Mata, 1996
	2.55	Pico do Areeiro	Mata <i>et al.</i> , 1995
	2.63	Curral das Freiras	Mata, 1996
	2.97	Curral das Freiras	Mata <i>et al.</i> , 1995
	3.05	Rib. Frio / Rib. da Lenha	Watkins & Monem, 1971
	4.07	Curral das Freiras	Mata <i>et al.</i> , 1995
CB	≅ 4.5 a 4.07		
Calcários (CM)	5.2 a ≅ 4.5		
Complexo Antigo (CA)	≥ 5.2	Por baixo dos calcários	Ferreira, 1988

* não especifica o método utilizado

III. GEOMORFOLOGIA

" ... por entre aprumadas vertentes e fundos abysmos se vae, com maiór ou menór difficuldade, trepando a algumas rochas ingremes de basalto e descançando em seguras eminencias até chegar a cupula do monte, que se eleva acima das nuvens e recompensa generosamente as fadigas da ascensão. Que grandioso espectaculo natural não contempla d'aqui o ousado viajante quando, da cumiada, sobre alcantilados precipicios olha atravez dos vales e dos verdes barrocaes que se abrem como adufas em todas as direcções; quando observa de uma superficie tão circumscripita, representando por um modo tão determinado, as diversas zonas ou regiões botanicas; quando admira a luz que se reflecte na superficie tranquilla e crystallina dos lagos e nas espumas e vapôres das cascatas; quando lança os olhos sôbre os orgulhosos cumes, visiveis da base ao vertice, do Pico Grande, Canario, Areeiro e Sancto Antonio, bem como sôbre as ilhas do Porto Santo e Desertas, até onde o céu e o oceano aparentemente se confundem! Que encantos offerece uma tal variedade!"

Accurcio Ramos
In Ilha da Madeira (1879)

III.1 GENERALIDADES

À palavra vulcão associa-se um edifício cónico que vomita lava e fogo pelo cimo. Na realidade, trata-se de uma estrutura muito mais complexa que se define como uma abertura, através da qual, lava (magma fundido e parcialmente desgaseificado), gases, fluídos e outros materiais são expelidos do interior da crosta até à superfície dos continentes ou dos fundos oceânicos, com construção de um edifício que, muitas vezes, pode ter forma cónica (Serralheiro, 1984).

As ilhas vulcânicas, categoria na qual a Madeira se inclui, raramente correspondem a um único cone, sendo formadas por um conjunto de aparelhos

vulcânicos de crescimento múltiplo e variado, como sugere a sua configuração: perímetro alongado e irregular.

A configuração do aparelho vulcânico encarado na sua globalidade e complexidade, o qual está na origem da existência da ilha, corresponde ao relevo vulcânico que se eleva do fundo do oceano e de que a Madeira, incluindo as Desertas, não são mais do que partes culminantes, que ultrapassaram o nível do mar.

A forma do edifício vulcânico que lhe deu origem, o clima, a natureza e modos de jazida das rochas, desempenham papéis predominantes no modelado do relevo, tal como é conhecido actualmente.

O aspecto geral actual da ilha, vista do mar, a certa distância, apesar do seu relevo contrastante e dos vales profundamente incisos, é o de um escudo achatado dissecado pela erosão vertical, cujos bordos teriam sido quebrados pela erosão das vagas (Ribeiro, 1985). São vulgares, ao longo de todo o seu contorno, as arribas com algumas centenas de metros de altura, sendo a ilha quase desprovida de costas baixas (Figuras III.1 e III.2).

A figura III.2 mostra claramente uma dissimetria entre a vertente meridional, convexa, e a setentrional, côncava, da ilha da Madeira, devida ao mais rápido recuo das arribas a norte, em consequência de uma maior dinâmica hidráulica, resultante da predominância setentrional dos rumos eólicos.

Apesar da sua pequenez, 736,75 km², com 58 km de maior dimensão, no sentido E-W, e 23 km de largura máxima, no sentido N-S, a ilha da Madeira apresenta um relevo muito acentuado com 1/4 da sua superfície acima dos 1000 m de altitude e declives elevados. Cerca de 65% da superfície da ilha tem declives superiores a 25%, 23% tem declives entre 25% e 16% e, apenas 12% da área total, o que corresponde a 85 km², tem declives inferiores a 16% (CEEETA, 1989). As áreas planas, ou relativamente planas, são escassas.

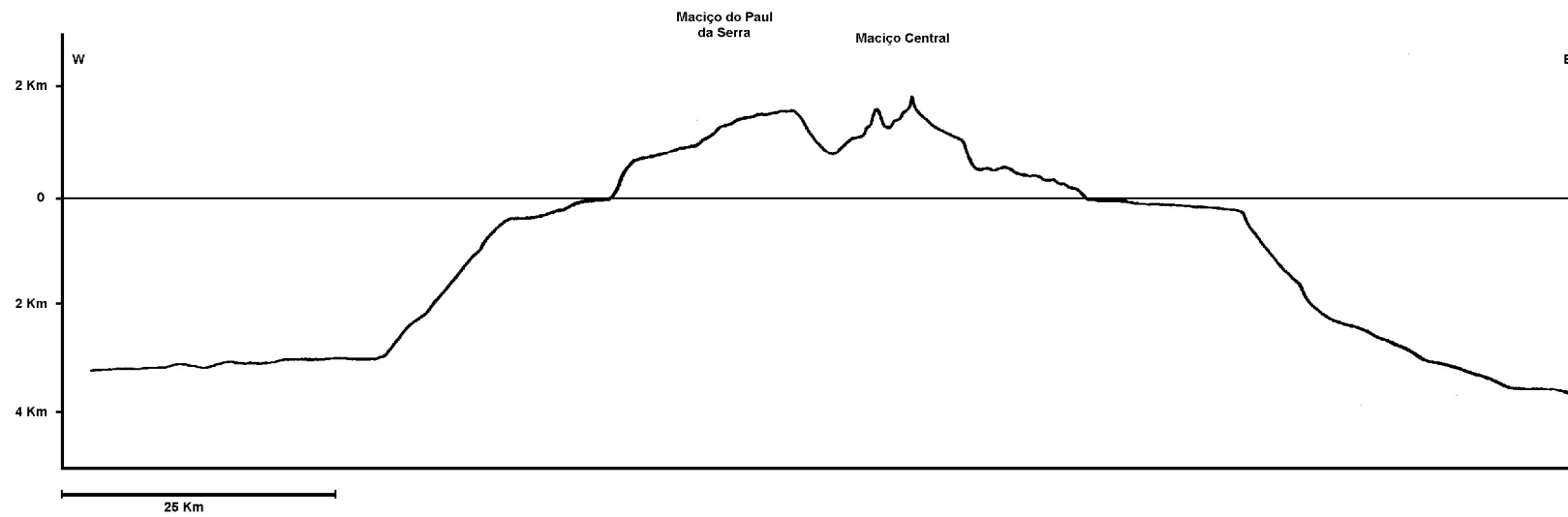


Figura III.1 – Perfil da ilha da Madeira, segundo a direcção W-E, mostrando os dois grandes maciços, o do Paul da Serra e o Central (extraído de Nascimento, 1990).

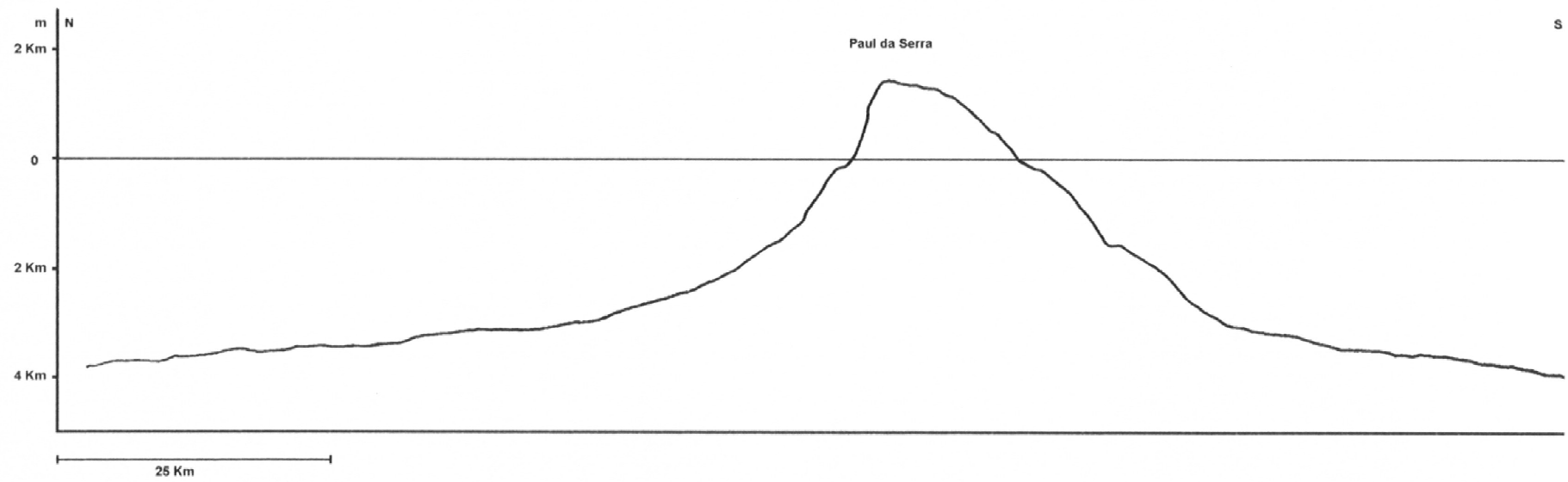


Figura III.2 – Perfil da ilha da Madeira, segundo a direcção N-S, passando pelo Paul da Serra (extraído de Nascimento, 1990).

III.2 RELEVOS PRINCIPAIS

III.2.1 O Maciço Central

O Maciço Central situa-se na região central da ilha. Nele, situam-se as maiores altitudes, sendo composto por uma série de picos, entre os quais o Pico Ruivo, de Santana, com 1862 m, o pico mais alto da ilha, ao qual se seguem, por ordem decrescente: o Pico das Torres, com 1847 m, o Pico do Areeiro, com 1818 m, o Pico do Cidrão, com 1798 m, o Pico do Galo, com 1784 m, o Pico do Cedro, com 1759 m, o Pico do Coelho, com 1741 m, o Pico Casado, com 1725 m, o Pico do Gato, com 1712 m e o Pico Escalvado, com 1698 m, entre os mais importantes.

A par destes imponentes picos, edificados essencialmente pela densa rede filoniana, situam-se enormes e profundas depressões, as cabeceiras dos vales, talhadas em zonas anteriormente ocupadas por piroclastos e escoadas muito alteradas, constituindo belíssimos exemplos de erosão diferencial.

A rede de filões tem um papel fundamental na conservação dos relevos, fenómeno este bem patente no Maciço Central. Numa imagem feliz, Hartnack (1930), citado por Ribeiro (1985), ao referir a função que a rede filoniana exerce como suporte e factor de resistência à erosão dos materiais piroclásticos por ela atravessados, comparou-as às barras de ferro no interior do betão armado.

A mais importante e espectacular depressão, com paredes verticais de cerca de 600 m de altura, é a do Curral das Freiras, cabeceira da Ribeira dos Socorridos. Esta ribeira, constituída, no troço montante, por piroclastos e formações muito

alteradas do Complexo Antigo, e, no troço jusante, por um empilhamento de escoadas sãs, do Complexo Principal, é, também ela, um testemunho de erosão diferencial que se traduz numa zona, a montante, bastante escavada e aberta, a bacia de recepção, e, a jusante, por um canal de escoamento, estreito e profundo (Fotografia III.1), como consequência dos diferentes comportamentos dos materiais à acção mecânica das águas.



Fotografia III.1 – Troço jusante do vale da Ribeira dos Socorridos.

III.2.2 O Paul da Serra

Separada do Maciço Central pelos profundos vales da Ribeira Brava, a sul, e São Vicente, a norte, a parte ocidental da ilha apresenta, como principal estrutura morfológica, o planalto do Paul da Serra.

Do ponto de vista estrutural, é a continuidade do Maciço Central, do qual se separou pelo recuo das cabeceiras das principais ribeiras. Com cerca de 16 km de comprimento, por 6 km de largura máxima, é, actualmente, o mais extenso retalho de uma zona planáltica estrutural mais vasta, que cobria grande parte da ilha.

O planalto desenvolve-se, na sua parte mais ampla, entre as cotas 1400 m e 1500 m, formando o chão do Paul, descendo o seu prolongamento para WNW, até aos 1200m, com uma área total de 25 km².

No conjunto, trata-se de uma verdadeira plataforma estrutural, formada por uma espessa série de mantos sub-horizontais com alguns níveis de piroclastos intercalados, pertencentes ao Complexo Principal, que inclinam suavemente para a periferia, consoante a topografia subjacente.

A superfície do planalto não é perfeitamente aplanada, havendo, no chão do Paul, um conjunto de patamares estruturais, cujos pendores mergulham ligeiramente para SW. Esses patamares devem-se a actividades vulcânicas mais recentes, contemporâneas da formação do São Roque/Paul, dispostas essencialmente, segundo vários alinhamentos de direcção NW-SE e NE-SW (Fotografia III.2). A actividade vulcânica está representada por cones e coberturas de piroclastos alterados e por pequenas escoadas que não cobriram toda a planura (Nascimento, 1990).

Como consequência da intempérie sobre a vertente norte, a velocidade de recuo dos escarpados é maior, sendo estes mais abruptos, elevados e contínuos do que os do lado sul.



Fotografia III.2 – Situado a uma altitude média de 1400 m, o planalto do Paul da Serra é localmente perturbado pela ocorrência de aparelhos vulcânicos contemporâneos do Complexo Vulcânico São Roque/Paul.

III.2.3 A Ponta de São Lourenço

A Ponta de São Lourenço representa a extremidade leste do Maciço Central e corresponde a uma estreita e irregular península encurvada que a erosão marinha está a destruir intensamente (Fotografia III.3).



Fotografia III.3 – Aspecto de parte da Ponta de São Lourenço.

Morfologicamente distingue-se do resto da ilha pelo seu relevo suave e baixa altitude média, responsáveis pela fraca pluviosidade e, conseqüentemente, pouca vegetação, em oposição ao resto da ilha.

Constituída, na sua maioria, por formações muito alteradas do Complexo Antigo, tem, na rede filoniana, o seu grande suporte.

Se o nível do mar baixasse 100 m, a Ponta de São Lourenço prolongar-se-ia significativamente, em direcção às Desertas, passando a estar apenas cerca de 4,5 km afastada do ilhéu Chão, o que mostra que estas ilhas, aparentemente separadas da Madeira, fazem, na realidade, parte do mesmo edifício vulcânico, de que a Madeira é a parte emersa mais importante.

Processo idêntico têm vindo a sofrer os dois ilhéus, Agostinho e São Lourenço, que não são mais do que fragmentos da Ponta, já separados pela abrasão marinha.

III.3 A REDE HIDROGRÁFICA

A elevada altitude média da ilha da Madeira, associada à elevada pluviosidade, confere ao agente exógeno água uma grande capacidade modeladora do relevo.

A ilha é sulcada por muitos vales profundos, escavados pelas águas que correm sem regularidade, sem permanência, mas de carácter essencialmente torrencial.

A história da Madeira está muito ligada às ribeiras e às torrentes que nelas correm. Grandes inundações, designadas por aluviões, provocaram, ao longo dos tempos, em alguns pontos da ilha, pelos enormes caudais e materiais carreados, muitas mortes de pessoas e animais e grandes destruições de bens materiais, a última das quais, ainda bem presente na memória de todos nós, ocorreu em Outubro de 1993.

Apesar de a ilha não ser estruturalmente constituída por um único cone, geometricamente tem uma forma cónica, condicionando a rede de drenagem que é radial, divergindo as ribeiras, das zonas altas do interior, para as baixas da periferia da ilha. Os cursos de água, são, em geral, curtos e de orientação aproximadamente perpendicular à costa.

Loureiro (1982) delimitou 126 bacias hidrográficas, das quais foram identificadas 234 linhas de água. As características das bacias hidrográficas encontram-se no Quadro III.1.

Quadro III.1

Bacia Hidrográfica	Área (Km ²)	Comprimento do curso de água (Km)
Janela	53	21
Seixal	16	9
São Vicente	39	8
Vigário	16	7
Brava	44	11
Ponta do Sol	22	9
Porco	22	8
São Jorge	34	10
Faial	53	10
Machico	25	9
Porto Novo	19	9
João Gomes	14	8
Santa Luzia	15	10
São João	16	10
Socorridos	42	12

O mais longo curso de água, a Ribeira da Janela, com 21 km de extensão, situado na parte ocidental da ilha, constitui um caso particular, uma vez que o seu troço inferior, perpendicular à linha de costa, muda repentinamente em cerca de 65°, a sua orientação para montante (Mata, 1996). Esta inflexão foi por Carvalho e Brandão (1991) explicada pelo prosseguimento do recuo da cabeceira, por aproveitamento de uma falha de direcção próxima de N 35° W.

A rede hidrográfica apresenta indícios de grande juventude, que se traduz, por exemplo, na ausência de capturas e na reduzida importância da erosão lateral ou regularização dos perfis longitudinais, que mantêm declives acentuados (Ribeiro, 1985). Os vales são geralmente profundos, estreitos e de perfil transversal em U: o processo erosivo, ao mesmo tempo que carrega os materiais, vai desnudando os mantos, cujos bordos apresentam desagregação relativamente facilitada pelos prismas e lajes resultantes da alteração, formando-se cornijas; estas, faltando-lhes o apoio, desmoronam-se, provocando o recuo das margens na vertical. Processo idêntico sofrem também as arribas, que são, na Madeira, altas e muito alcantiladas.

A verticalidade das paredes verifica-se sempre que há predominância de mantos em relação aos níveis de piroclastos (Fotografia III.1). No caso inverso, e ou de os mantos estarem profundamente alterados, em materiais argilosos, então as linhas de água são mais abertas, tendendo para a forma em V, caso do vale de Machico e Porto da Cruz, ambos talhados, na sua zona mais profunda, em Complexo Antigo.

Verifica-se que as grandes depressões, como o Curral das Freiras, Serra d'Água, etc., não são mais do que bacias de recepção alargadas e profundas. O recuo das cabeceiras vai provocando o rebaixamento geral da ilha, à medida que os interflúvios se vão intersectando.

De acordo com Michell Thomé (1979), num futuro geologicamente próximo, cerca de 8 000 a 10 000 anos, é provável que, em algumas ribeiras, ocorram modificações no sistema de drenagem da ilha, passando, então, os sistemas norte e sul a estar ligados.

III.4 AS ARRIBAS

Quase toda a costa da ilha da Madeira, com 153 km de perímetro, é uma sucessão de arribas abruptas, que atingem, no Cabo Girão, a altura máxima de 580 m. A linha de arribas é interrompida no anfiteatro do Funchal, na baía de Machico e, de resto, praticamente, apenas pelas embocaduras das ribeiras mais caudalosas.

Algumas ribeiras viradas a norte estão suspensas, e as águas caem em cascata no mar, mostrando claramente que o recuo das arribas é mais rápido do que o encaixe dos vales (Fotografia III.4).



Fotografia III.4 – Foz suspensa da Ribeira de João Delgado (Véu da Noiva).

O recuo das arribas está, tal como o do vales, directamente relacionado com os materiais presentes. Elas são sempre verticais e muito altas, quando existe na costa predominância de mantos, que, por efeito da desagregação, a partir da disjunção colunar, se mantêm sempre verticais (Fotografia III.5).



Fotografia III.5 – Arriba vertical, na costa sul da Madeira (Fajã dos Padres).

Se os materiais estão muito alterados, com grande percentagem de argilas (caso do Complexo Antigo e Depósito Conglomerático Brechóide alterado) a arriba, embora íngreme, nunca se apresenta vertical.

Encontram-se neste caso alguns lugares da costa norte, onde aflora o CA e o CB, nomeadamente na Fajã do Mar, no Faial.

Como consequência da morfologia das arribas, que as torna instáveis do ponto de vista gravítico, e da abrasão marinha, ocorrem, com alguma frequência, grandes desmoronamentos ou quebradas, originando as fajãs.

São exemplos de desmoronamentos históricos os que ocorreram no Cabo Girão, em 1930, nas Desertas, em 1894, e, mais recentemente, na Penha d'Águia, em 1992, tendo este último movimentado cerca de 1 800 000 m³ de rocha, originando uma fajã com cerca de 300 m de diâmetro (Rodrigues e Ayala, 1994) (Fotografia II.29).

A arriba que se desenvolve entre a Ponta do Pargo e Ponta do Tristão, de traçado impressionantemente rectilíneo, numa extensão de cerca de 2,5 km, é, segundo Mata (1996), controlada por um acidente tectónico de direcção N 50° E.



Fotografia III.6 – Leque lávico na foz da Ribeira do Seixal.

Existe ainda, nas ilhas vulcânicas, outro tipo de litoral baixo e a subir gradualmente para o interior, relacionado com a morfologia das escoadas subaéreas que mergulham no mar. Mesmo nestes casos, que não são muitos, em todo o litoral, o mar talha pequeníssimas arribas verticais, tal como as maiores. São exemplos deste caso a fajã lávica do Porto Moniz, o “leque lávico” do Seixal (Fotografia III.6) e as escoadas que entraram no mar, no cais de Câmara de Lobos, no cais do Porto da Cruz e na Ponta da Cruz (Poças do Governador), no Funchal.

IV. CLIMATOLOGIA

" N'alguns logares, cahem as aguas, formando cascatas naturaes, e até uma serie d'ellas, da altura de centenas de pés de queda perpendicular, de cujo maravilhoso effeito bem se póde fazêr idéa: n'outros sitios, onde o ápice da rocha parece descambar do centro de gravidade e pendêr além da base, despenha-se o jorro d'agua arqueando-se, e, batendo em penedos agudos e sinuosos, resalta, parte-se, diffunde-se em subtís frocos, em tenues arestas, de modo que, ao longe estas cachoeiras parecem nuvens aquosas, que os ventos arrojaram para cima dos rochedos: contemplei estes quadros de bronca magnificencia, e confesso que a solemne magestade do espectaculo excede quanto a poesia pincta e a imaginação representa das obras sublimes da natureza. "

James Macaulay
Edinburg New Philosophical Journal (1840)

IV.1 CARACTERIZAÇÃO GENÉRICA DO CLIMA DO ARQUIPÉLAGO DA MADEIRA

As condições meteorológicas predominantes no Arquipélago da Madeira, localizado na parte oriental do Atlântico Norte (a cerca de 32° de latitude norte), são principalmente determinadas pela intensidade e localização do anticiclone subtropical dos Açores, tendo, no caso particular da ilha da Madeira, a morfologia e orientação do relevo um papel importante.

O anticiclone dos Açores apresenta uma variação anual regular na sua intensidade e na sua localização. De acordo com Ferreira (1955), da sua posição,

intensidade, desenvolvimento e orientação, dependem a natureza e características das massas de ar que atingem a região da Madeira:

1. Com o anticiclone dos Açores, centrado nas proximidades e para sul dos Açores e orientado na direcção aproximada sudoeste-nodeste, Figura IV.1, a região da Madeira é atingida por massas de ar tropical marítimo de retorno ou subsidente, o vento é bonançoso ou moderado de norte e o céu está nublado com cúmulos e estratocúmulos, ocorrendo por vezes aguaceiros fracos orográficos.

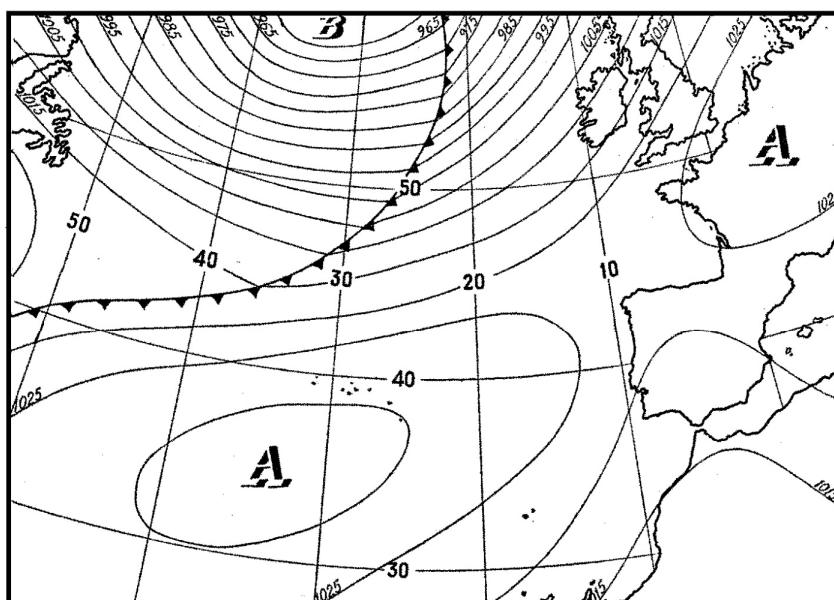


Figura IV.1- Anticiclone dos Açores centrado nas proximidades e para sul dos Açores e orientado na direcção aproximada sudoeste-nodeste.

2. Com o anticiclone dos Açores, na mesma posição, mas orientado na direcção oeste-leste, a Madeira é atingida por ar tropical marítimo muito húmido, com o vento bonançoso ou moderado de oeste, o céu apresenta-se nublado com estratocúmulos e cúmulos e ocorrem, por efeito orográfico, chuviscos ou aguaceiros fracos nas regiões montanhosas.

3. Com o anticiclone dos Açores, centrado nas proximidades e para norte dos Açores e orientado norte-sul, a região é atingida por massas de ar marítimo quente, o vento é bonançoso ou moderado de norte e o céu está nublado com cúmulos e estratocúmulos, ocorrendo, por vezes, aguaceiros fracos orográficos.
4. Se, com a mesma posição e orientação, o anticiclone se estender para norte e houver simultaneamente baixas pressões no Mediterrâneo ocidental ou no golfo da Gasconha (Figura IV.2), estabelece-se uma forte corrente de norte que leva até à Madeira ar polar marítimo frio. O vento é moderado de norte ou nordeste, o céu está nublado com aguaceiros mais frequentes nas terras altas.

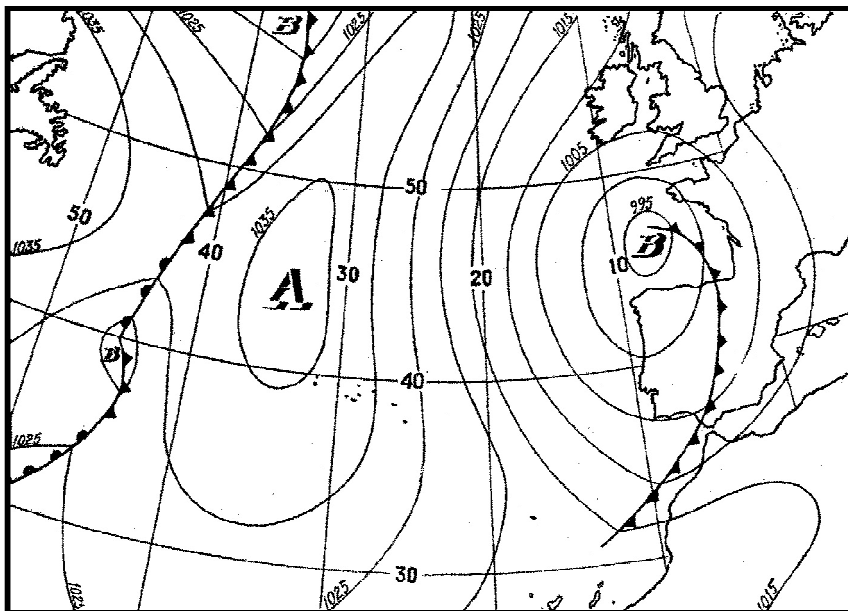


Figura IV.2- Anticiclone dos Açores, centrado nas proximidades e para norte dos Açores e orientado norte-sul.

5. Com um anticiclone muito desenvolvido sobre o noroeste da Europa e orientado na direcção sudoeste-nordeste (Figura IV.3), a região da Madeira é tingida por ar polar continental modificado, com características

próximas das de ar polar marítimo; o vento é de nordeste e o céu está nublado de cúmulos e estratocúmulos.

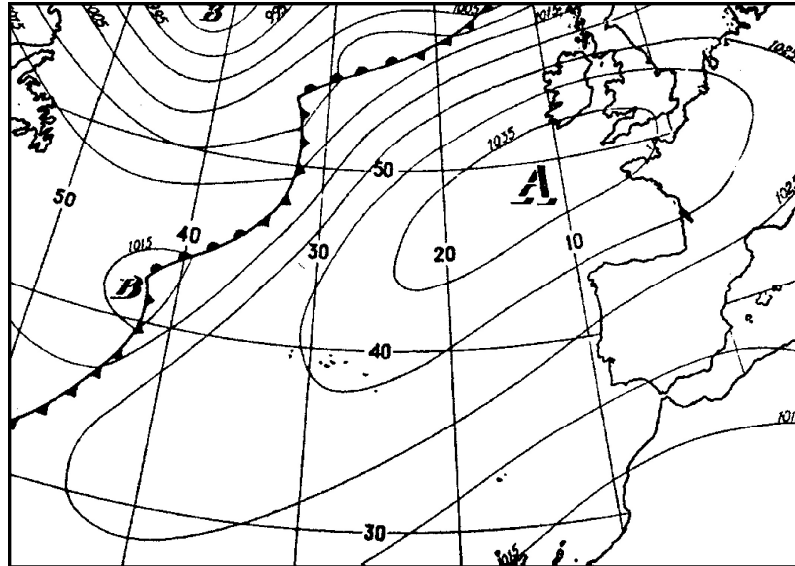


Figura IV.3- Anticiclone dos Açores, muito desenvolvido sobre o noroeste da Europa e orientado na direcção sudoeste-nordeste

6. Com um anticiclone muito desenvolvido, centrado para norte da Madeira e orientado oeste-leste (Figura IV.4), a região da Madeira é atingida pelo leste, vento quente seco de leste que transporta ar tropical continental vindo do deserto do Saará, com poeira fina que ocasiona bruma seca. O leste, embora pouco frequente, ocorre nos meses de Fevereiro a Abril e de Agosto a Outubro e pode durar até sete dias, mas, em regra, não mais de três.

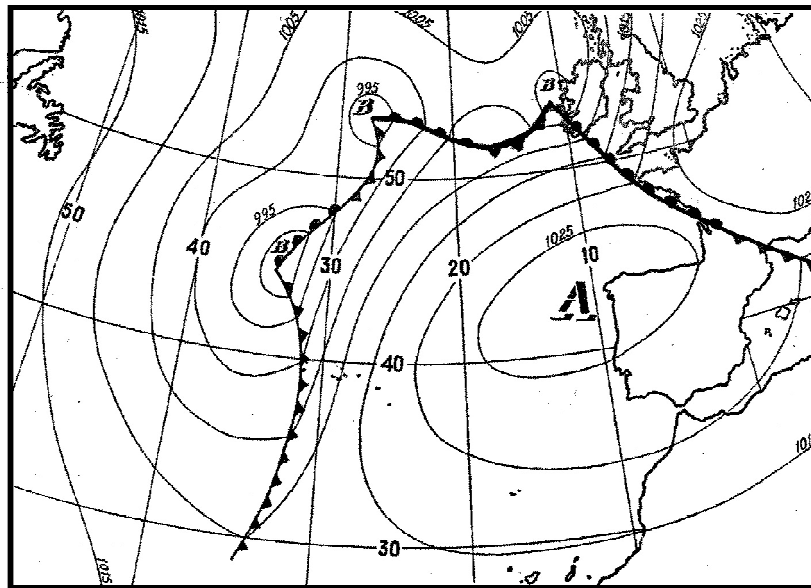


Figura IV.4- Anticiclone dos Açores muito desenvolvido, centrado para norte da Madeira e orientado oeste-este.

7. Se o anticiclone estiver orientado na direcção sudoeste-nordeste (Figura IV.5), o ar tropical continental atinge a região da Madeira bastante modificado pelo trajecto sobre o mar; o vento é sul e há nebulosidade.

A frequência de passagem de frentes na região da Madeira é muito menor do que nos Açores. As frentes frias são muito mais frequentes e mais activas do que as frentes quentes, cuja actividade é em geral fraca, sendo ambas mais frequentes no Inverno e no Outono do que na Primavera e no Verão. A passagem de frentes provoca, normalmente, grande nebulosidade, chuva e aguaceiros, por vezes, fortes, em especial nas zonas altas e vento forte dos quadrantes de sul.

O relevo da ilha da Madeira, além do efeito da altitude, tem um efeito de diferenciação climática local, sobretudo por estar orientado NWW-SEE, sensivelmente perpendicular à direcção predominante dos ventos, os de NE, resultando que a temperatura do ar e a quantidade de precipitação possam ser bastante diferentes à mesma cota, mas em encostas com diferentes exposições aos ventos predominantes.

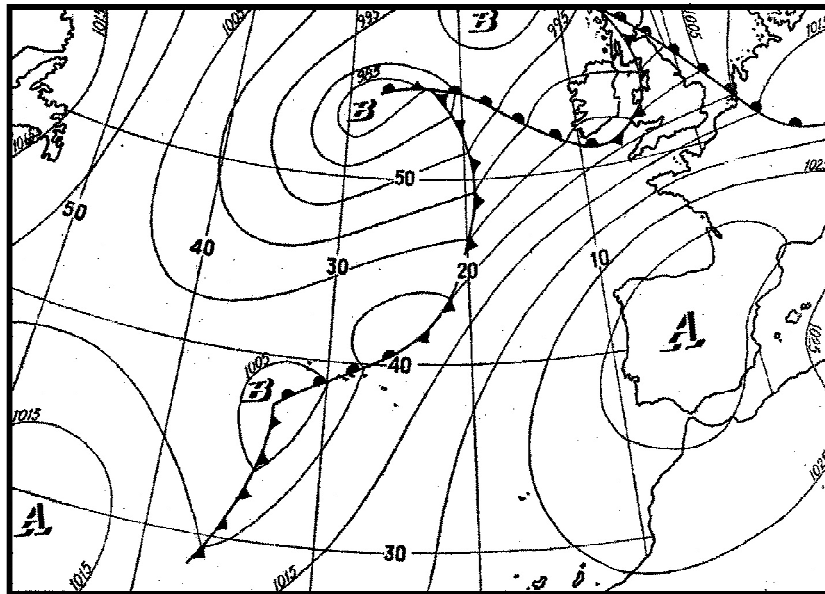


Figura IV.5- Anticiclone dos Açores, orientado na direção sudoeste-nordeste.

Os valores médios anuais da quantidade de precipitação aumentam com a altitude, sendo, em regra, maiores na encosta norte do que na encosta sul, para a mesma altitude. As maiores precipitações ocorrem na Bica da Cana, a 1 560 m de altitude, com um máximo de 2 966,5 mm/ano, decrescendo para cima desta cota. Nas terras baixas da encosta sul da ilha, como o Funchal e o Lugar de Baixo, registam-se os valores mais baixos de precipitação anual, 641 mm e 655 mm, respectivamente.

Quanto aos valores médios anuais da temperatura do ar, verifica-se que dependem da altitude do local (diminui quando a altitude aumenta) e da sua exposição aos ventos predominantes. Na encosta sul, a temperatura atinge valores mais elevados do que na encosta norte, 19,4°C, no Lugar de Baixo, 18,8°C, no Funchal, e 17,5°C, nas regiões litorais do norte. Nas regiões altas do interior da ilha, a temperatura chega a atingir valores médios de 9,1°C, ocorrendo frequentes mínimas abaixo de 0°C, sendo comum a queda de neve, pelo menos uma vez por ano, embora apenas por alguns dias.

Em relação à humidade do ar, o valor médio anual da humidade relativa do ar, está compreendido entre 75 e 90%, para a maioria das estações, classificando-se como húmido para quase a toda a ilha, excepto para o Funchal, Lugar de Baixo e Aeroporto, em que varia entre 70 e 71%.

Os ventos dominantes na Madeira são os de nordeste, ocorrendo 56 a 58% das vezes, de Abril a Setembro. Aos ventos de oeste, com uma ocorrência de 20 a 22%, está associada abundante queda de precipitação. O vento de norte, que sopra essencialmente no Inverno (10 a 12%), é extremamente tempestuoso, provocando neve nas terras altas. Os ventos de sul e de leste são mais raros e de pouca duração, fazendo subir a temperatura acima dos 30°, principalmente nas terras altas.

Os valores médios da nebulosidade na Madeira são maiores do que sobre o mar na região em que está situada, o que se explica pela formação de nuvens e nevoeiros orográficos, i.e., o ar húmido marítimo, ao encontrar a ilha, barreira montanhosa perpendicular à direcção predominante do vento, o de nordeste, vai sofrer uma subida forçada na encosta. O ar, que foi obrigado a subir, arrefece adiabaticamente, condensando-se em pequenas partículas que ficam em suspensão na atmosfera, constituindo nuvens ou nevoeiros, consoante a condensação, se der em altitude ou junto da superfície do globo (Ferreira, 1955).

Ainda de acordo com o mesmo autor, na Madeira, os nevoeiros são quase exclusivamente orográficos. Formam-se a barlavento da elevação, com tendência para se dissiparem a sotavento, sendo a variação anual da frequência pouco nítida, atingindo, na Bica da Cana, 234,8 dias/ano, e no Areeiro 228,8 dias/ano, ao contrário do que sucede com a variação em altitude.

Em relação à variação em altitude, as massas de ar húmido podem começar a condensar a altitudes relativamente baixas, a partir dos 400 m, até altitudes de cerca de 1500 m, fixando-se a cobertura nebulosa entre os 600-800 m e os 1500 m, no Inverno, descendo mais abaixo, no Verão.

A esta camada de ar húmido, transportada pelo alísio, sobrepõe-se outra massa de ar mais seco e quente, separadas por uma forte inversão térmica. Vista de cima, a camada de estratocúmulos apresenta normalmente uma grande extensão, adquirindo o aspecto de um resplandecente mar de nuvens (AMMA, 1993).

IV.2 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA ILHA DA MADEIRA

IV.2.1 Estações Meteorológicas e Postos Udométricos

A caracterização climática temporal e espacial é um dos elementos imprescindíveis num estudo hidrogeológico regional, em que se pretenda quantificar os recursos hídricos subterrâneos numa dada área a investigar. A valoração de meteoros, como a precipitação e a temperatura, assim como de fenómenos que deles parcialmente resultem, como é o caso da evapotranspiração, é, deste modo, necessária para cumprir o objectivo atrás definido.

No caso particular da Ilha da Madeira, a ocupação udométrica é constituída por 30 pontos de observação climatológicos, dos quais 14 são estações meteorológicas e 16 são postos udométricos.

Com uma densidade de uma estação por 24 km², apresenta a seguinte distribuição área-altitude (Quadro IV.1):

Quadro IV.1

Distribuição Área–Altitude das Estações Meteorológicas e Postos Udométricos

Altitude (m)	Área (km ²)*	EM ou PU	Densidade
0-400	318	12	1/26
400-800	142	7	1/20
800-1000	82	4	1/20
1000-1400	120	4	1/30
1400-1861	60	3	1/20

* Loureiro (1983)

Quanto à distribuição geográfica, verifica-se que a maioria das estações se situam na costa sul da ilha, abaixo da cota 800 m (Quadro IV.2).

Quadro IV.2

Distribuição Geográfica das Estações Meteorológicas e Postos Udométricos

Altitude (m)	Sul	Norte	Total
0-400	9	3	19
400-800	5	2	
800-1000	0	4	11
1000-1400	3	1	
1400-1861	2	1	
Total	19	11	30

Os dados climáticos recolhidos foram obtidos no Instituto de Meteorologia e nos Laboratórios Nacional e Regional de Engenharia Civil, estes últimos correspondentes a dados da Antiga Junta Geral.

Nem todas as séries de dados possuíam períodos de informação de 30 anos, como recomenda a Organização Meteorológica Mundial, razão pela qual utilizámos, neste estudo, todas aquelas séries que possuíam períodos de registos iguais ou superiores a 20 anos, o que, de acordo com Castany (1963), não introduz erros significativos.

As características dos postos udométricos e estações meteorológicas utilizadas encontram-se no Quadro IV.3 e a sua localização na Figura IV.6.

Quadro IV.3

Coordenadas e Características das Estações Meteorológicas e Postos Udométricos

	Nome	Tipo	Latitude N	Longitude W	Altitude (m)	Período analisado	Fonte
1	Aeroporto	EM	32° 41'	16° 46'	49	1961/90	IM
2	Areeiro	EM	32° 43'	16° 55'	1610	1961/90	IM
3	Bica da Cana	EM	32° 45'	17° 03'	1560	1961/90	IM
4	Bom Sucesso	EM	32° 39'	16° 54'	290	1961/85	IM
5	Camacha	EM	32° 40'	16° 50'	680	1961/88	IM
6	Canhas	PU	32° 41'	17° 07'	400	1949/74	LREC
7	Canical	PU	32° 44'	16° 44'	40	1961/90	IM
8	Caramujo	PU	32° 46'	17° 04'	1260	1945/64	LNEC
9	Curral das Freiras	PU	32° 43'	16° 58'	650	1947/73	LNEC
10	Encumeada S. Vicente	EM	32° 45'	17° 01'	900	1961/90	IM
11	Funchal	EM	32° 38'	16° 54'	58	1961/90	IM
12	Loural	PU	32° 46'	17° 02'	290	1945/73	LNEC
13	Lugar de Baixo	EM	32° 40'	17° 05'	15	1961/90	IM
14	Machico	PU	32° 43'	16° 47'	160	1961/90	IM
15	Montado do Pereiro	PU	32° 42'	16° 53'	1260	1961/88	IM
16	Paul da Serra	PU	32° 45'	17° 05'	1435	1961/90	IM
17	Poiso	PU	32° 42'	16° 53'	1360	1961/90	IM
18	Ponta Delgada	EM	32° 49'	16° 59'	136	1961/90	IM
19	Ponta do Pargo	PU	32° 47'	17° 14'	570	1949/74	LREC
20	Porto Moniz	EM	32° 50'	17° 11'	653	1949/78	LREC
21	Queimadas	EM	32° 46'	16° 54'	860	1949/78	LREC
22	Ribeira Brava	PU	32° 40'	17° 04'	10	1945/71	LNEC
23	Ribeiro Frio	PU	32° 43'	16° 53'	874	1961/90	IM
24	Sanatório do Monte	EM	32° 39'	16° 54'	380	1961/88	IM
25	Santana	EM	32° 48'	16° 53'	380	1961/90	IM
26	Santo António	PU	32° 40'	16° 57'	525	1949/74	LNEC
27	Santo da Serra	EM	32° 43'	16° 49'	660	1942/90	LNEC

IV.2.2 Precipitação

As séries pluviométricas anuais seleccionadas (possuidoras de períodos de informação superiores a 20 anos), além de serem provenientes de fontes diferentes, não dizem respeito ao mesmo período de observação, pois algumas delas já não se encontram actualmente em funcionamento.

As 17 séries de dados fornecidas pelo Instituto de Meteorologia já se encontravam tratadas, de acordo com a nota técnica nº 143 da Organização Meteorológica Mundial, tendo sido testado o seu carácter aleatório e verificada a sua homogeneidade.

As séries correspondentes às estações do Santo da Serra, Santo António, Ribeira Brava, Loural, Curral das Freiras e Caramujo, cedidas pelo Laboratório Regional de Engenharia Civil ao LNEC, foram tratadas por este instituto (Marques, 1994), onde a análise de homogeneidade e consistência das séries foi efectuada, tendo sido utilizados, para o efeito, a distribuição t de Student e o método da Curva de Dupla Acumulação, respectivamente.

E, por fim, as séries do Porto Moniz, Ponta do Pargo, Canhas e Queimadas, cedidas directamente pelo LREC, além de possuírem algumas lacunas, não tinham sido submetidas a nenhum tipo de tratamento, tendo sido aqui tratadas.

Numa primeira fase, procedeu-se à colmatação das lacunas de dados, em seguida, à correcção de erros e, finalmente, testou-se o carácter aleatório daquelas séries.

IV.2.2.1 Colmatação de Lacunas de Dados

As falhas de informação existentes nas séries resultam normalmente de deficiências de funcionamento do aparelho registador, no caso particular destes

postos, dos udómetros, ou na ausência de leituras por parte do funcionário responsável.

De modo a completar as séries pluviométricas (Quadro IV.4), recorreu-se ao modelo de regressão linear, em que os valores em falta na série com lacunas (Y_i) são estimados a partir dos dados homólogos na série completa (X_i), pela seguinte fórmula:

$$Y_i = a + b * X_i$$

Quadro IV.4

Séries de Precipitação Média Anual por Completar e Corrigir

Ano hidrológico	Canhas	Porto Moniz	Ponta do Pargo	Queimadas
1948/49	549,5	898,3	659,1	1702,8
1949/50	622,5	1244,0	1036,1	2263,5
1950/51	394,1	1074,0	785,6	3017,3
1951/52	607,9	1090,9	980,8	2459,6
1952/53	810,2	1230,9	722,2	2544,2
1953/54	876,1	1178,0	739,2	
1954/55	671,5	1178,7	808,1	
1955/56	1256	997,5	1311,8	2392,8
1956/57	717,9	728,5	814,5	1394,5
1957/58	643,8	1119,9	951,9	2363,9
1958/59	797,7		1193	2503,7
1959/60	774,5		1076,3	1885,5
1960/61	608	1323,0	972,9	1706,7
1961/62	571,2	1395,9	691,3	2015,7
1962/63	1015,6	1773,9	977,6	2766,4
1963/64	850,3	1208,1	855,2	1714,7
1964/65	675,3		752,4	1835,2
1965/66	1036,9	1837,3	989,9	2269,8
1966/67	697,7	1401,1	795,4	2228,9
1967/68	1033,9	1559,3	1305,8	2658,1
1968/69	1262,3	1936,8	1145,8	3033,1
1969/70	920,9	1681,7	1111,2	2600
1970/71	791,6	1573,8	1040,2	2215,7
1971/72	685		913,4	2002,9
1972/73	845,6	1388,7	831,3	1427,9
1973/74	786	1344,5	1051	1858,4
1974/75		1300,1		1805,5
1975/76		1564,7		2385
1976/77		1458,6		2049,9
1977/78		1483,3		2472,2

Para determinar os parâmetros a e b da expressão anterior, aplicou-se o método dos mínimos quadrados. O Quadro IV.5 mostra as séries de precipitação anual completadas pelo método descrito.

Quadro IV.5

Séries de Precipitação Média Anual Completadas e por Corrigir

Ano hidrológico	Canhas	Porto Moniz	Ponta do Pargo	Queimadas
1948/49	549,5	898,3	659,1	1702,8
1949/50	622,5	1244,0	1036,1	2263,5
1950/51	394,1	1074,0	785,6	3017,3
1951/52	607,9	1090,9	980,8	2459,6
1952/53	810,2	1230,9	722,2	2544,2
1953/54	876,1	1178,0	739,2	2813,9
1954/55	671,5	1178,7	808,1	1701
1955/56	1256	997,5	1311,8	2392,8
1956/57	717,9	728,5	814,5	1394,5
1957/58	643,8	1119,9	951,9	2363,9
1958/59	797,7	592,1	1193	2503,7
1959/60	774,5	1254,4	1076,3	1885,5
1960/61	608	1323,0	972,9	1706,7
1961/62	571,2	1395,9	691,3	2015,7
1962/63	1015,6	1773,9	977,6	2766,4
1963/64	850,3	1208,1	855,2	1714,7
1964/65	675,3	1268,7	752,4	1835,2
1965/66	1036,9	1837,3	989,9	2269,8
1966/67	697,7	1401,1	795,4	2228,9
1967/68	1033,9	1559,3	1305,8	2658,1
1968/69	1262,3	1936,8	1145,8	3033,1
1969/70	920,9	1681,7	1111,2	2600
1970/71	791,6	1573,8	1040,2	2215,7
1971/72	685	1446,3	913,4	2002,9
1972/73	845,6	1388,7	831,3	1427,9
1973/74	786	1344,5	1051	1858,4
1974/75		1300,1		1805,5
1975/76		1564,7		2385
1976/77		1458,6		2049,9
1977/78		1483,3		2472,2
Média	788,5	1317,8	942,8	2203,0

IV.2.2.2 Correção de Erros

O registo da quantidade de pluviosidade caída num determinado ponto de observação está sujeito à ocorrência de vários tipos de erro. A sua detecção e correção são fundamentais, dada a importância da precipitação no ciclo hidrológico.

Para a análise da consistência das séries, foi utilizado o método da Curva de Dupla Acumulação, definida a partir de pares de valores de precipitação anual, tendo como eixo dos yy a média acumulada dos valores anuais do posto em estudo e, como eixo dos xx, a média acumulada dos valores (correspondentes ao mesmo período de observação) de uma estação tipo.

Para a selecção das séries pluviométricas englobadas na estação tipo, num mínimo de três, concorrem vários factores sistematizados por Heras (1972): os postos devem apresentar homogeneidade pluviométrica, a sua implantação geográfica deve ser semelhante, não podendo ser considerados pontos distanciados mais de 50 km e as suas cotas devem ser aproximadas, não ultrapassando os 300 m de altitude.

Com esta análise, é possível detectar o ano ou anos em que existem anomalias nos registos, correspondendo a descontinuidades na recta de dupla acumulação ou a variações no seu declive.

As anomalias ou erros em que incorrem as séries pluviométricas são de dois tipos: erros sistemáticos e acidentais.

Os primeiros podem ser devidos à má colocação do udógrafo, fundamental nas regiões onde vigoram microclimas; à mudança de local de instalação do aparelho registador; ou ainda, ao mau funcionamento do aparelho, em virtude de uma deficiente calibração.

Erros accidentais resultam de observações mal efectuadas, o que implica o registo de valores não consentâneos com os efectivamente mensurados pelo pluviómetro (Silva, 1984).

A aplicação do método da Dupla Acumulação às séries do Porto Moniz, Queimadas, Canhas e Ponta do Pargo, permitiu descortinar a existência de erros sistemáticos na série pluviométrica da Ponta do Pargo, e um erro sistemático e outro accidental no Porto Moniz (Figuras IV.7, IV.8, IV.9 e IV.10).

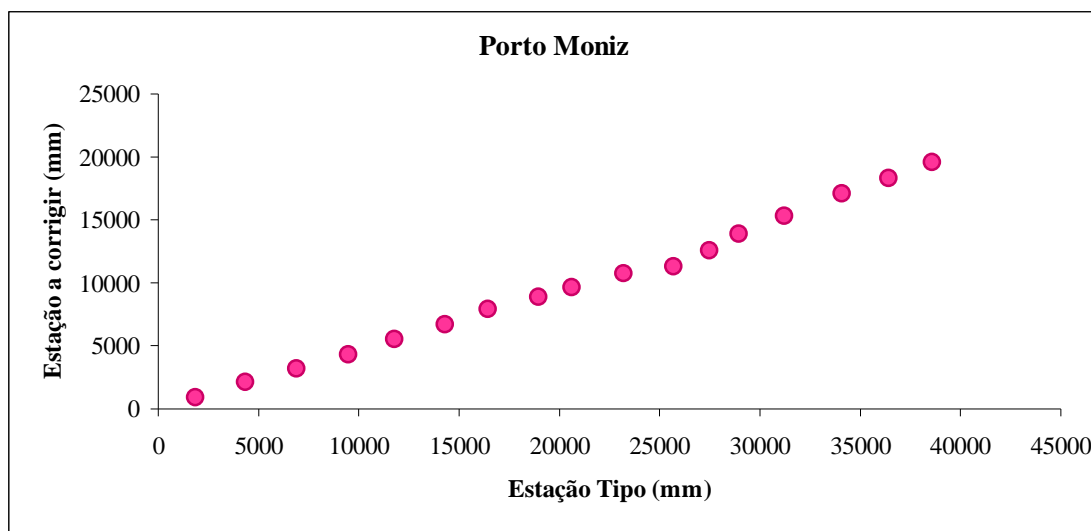


Figura IV.7- Dupla Acumulação para a estação do Porto Moniz

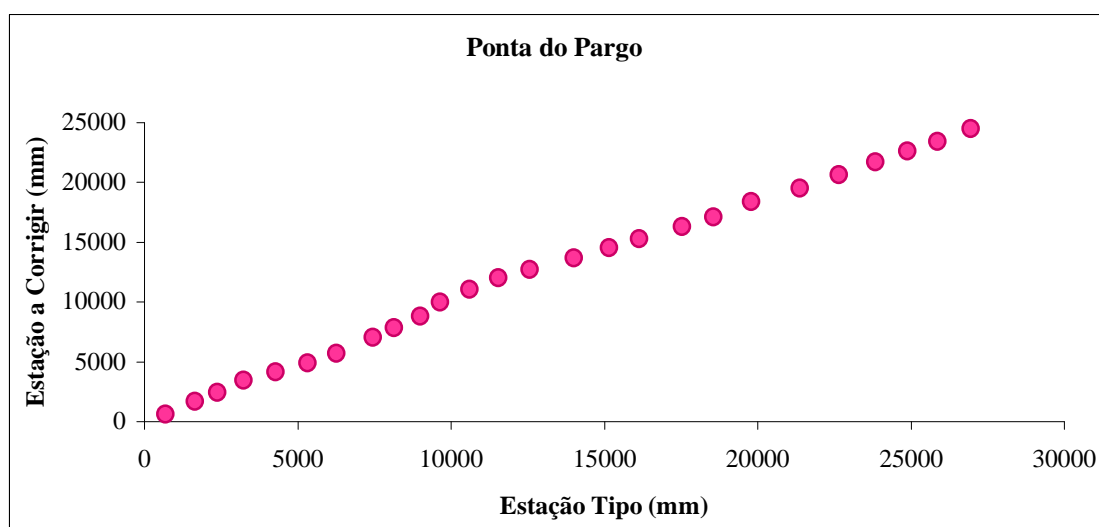


Figura IV.8- Dupla Acumulação para o posto da Ponta do Pargo

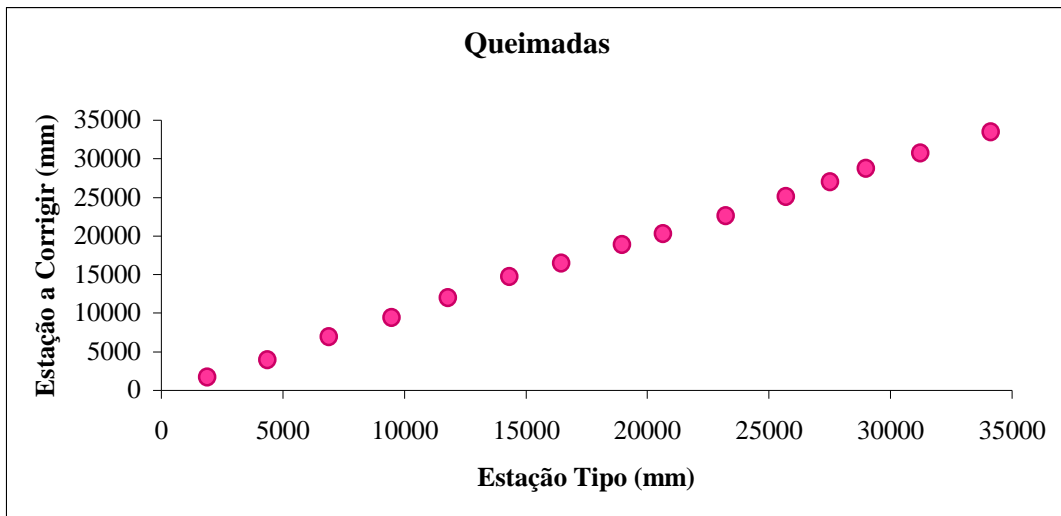


Figura IV.9- Dupla Acumulação para a estação das Queimadas

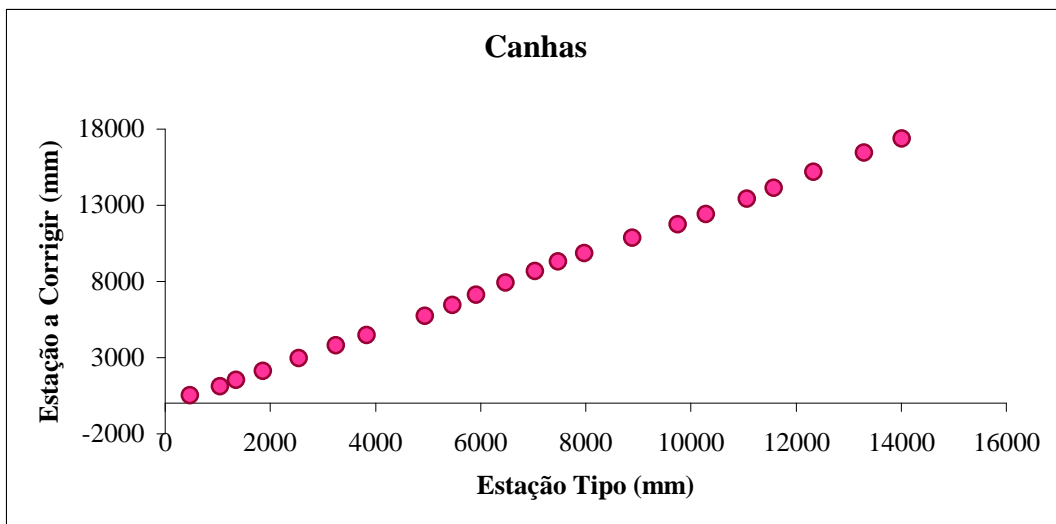


Figura IV.10- Dupla Acumulação para o posto dos Canhas

Na correcção dos erros, assumiu-se que o período de registos mais recente é o correcto. A partir deste, eliminaram-se, primeiro, os erros acidentais e, em seguida, os sistemáticos.

As séries pluviométricas corrigidas encontram-se no Quadro IV.6.

Quadro IV.6

Séries de Precipitação Média Anual Completadas e Corrigidas

Ano hidrológico	Canhas	Porto Moniz	Ponta do Pargo	Queimadas
1948/49	549,5	1221,1	1225,3	1702,8
1949/50	622,5	1691,0	874,3	2263,5
1950/51	394,1	1459,9	654,1	3017,3
1951/52	607,9	1482,9	774,7	2459,6
1952/53	810,2	1673,2	932,9	2544,2
1953/54	876,1	1601,3	925,5	2813,9
1954/55	671,5	1602,3	855,0	1701,0
1955/56	1256,0	1355,9	1069,8	2392,8
1956/57	717,9	990,3	619,1	1394,5
1957/58	643,8	1522,3	758,0	2363,9
1958/59	797,7	956,9	577,2	2503,7
1959/60	774,5	1254,4	874,1	1885,5
1960/61	608,0	1323,0	839,4	1706,7
1961/62	571,2	1395,9	908,3	2015,7
1962/63	1015,6	1773,9	1306,8	2766,4
1963/64	850,3	1208,1	1028,2	1714,7
1964/65	675,3	1268,7	868,9	1835,2
1965/66	1036,9	1837,3	1261,7	2269,8
1966/67	697,7	1401,1	912,0	2228,9
1967/68	1033,9	1559,3	1120,2	2658,1
1968/69	1262,3	1936,8	1412,9	3033,1
1969/70	920,9	1681,7	1153,3	2600,0
1970/71	791,6	1573,8	1058,8	2215,7
1971/72	685,0	1446,3	944,4	2002,9
1972/73	845,6	1388,7	882,4	1427,9
1973/74	786,0	1344,5	966,3	1858,4
1974/75		1300,1		1805,5
1975/76		1564,7		2385,0
1976/77		1458,6		2049,9
1977/78		1483,3		2472,2
Média	788,5	1458,6	954,0	2203,0

IV.2.2.3 Testes Estatísticos

A análise da homogeneidade das séries pluviométricas completadas e corrigidas foi efectuada através da aplicação dos testes do Coeficiente de Autocorrelação e

do Número de Extremos Locais (Lencastre e Franco, 1984), e ainda, do teste Sequencial (Miller *et al.*, 1965, citado por Silva, 1988).

Os cálculos foram efectuados através do programa SPSS, versão 9.0.

Os resultados dos testes estatísticos aplicados às séries pluviométricas do Porto Moniz, Ponta do Pargo, Canhas e Queimadas, encontram-se nos Quadros IV.7, IV.8 e IV.9, resultando, em todos os casos, não ser de rejeitar a hipótese de aleatoriedade e homogeneidade das séries de valores.

Quadro IV.7

Teste do Número de Extremos Locais					
Estação	Ne	μ_{Ne}	σ_{Ne}	$(Ne-\mu_{Ne})/\sigma_{Ne}$	Decisão
Porto Moniz	17	18,667	2,2386	-0,7445	Não rejeitar
Ponta do Pargo	17	16,000	2,0736	0,4822	Não rejeitar
Queimadas	19	18,667	2,2386	0,1489	Não rejeitar
Canhas	16	16,000	2,0736	0,0000	Não rejeitar

Quadro IV.8

Teste de Autocorrelação			
Estação	$R_{xi,xi+1}$	$Z_{xi,xi+1}$	Decisão
Porto Moniz	0,106	0,55358	Não rejeitar
Ponta do Pargo	0,332	1,68872	Não rejeitar
Queimadas	0,174	0,91594	Não rejeitar
Canhas	0,177	0,86225	Não rejeitar

Quadro IV.9

Teste Sequencial					
Estação	U	μ_U	σ_U	$(U-\mu_U)/\sigma_U$	Decisão
Porto Moniz	12	15,9	2,679	-1,4684	Não rejeitar
Ponta do Pargo	13	14	2,498	-0,4003	Não rejeitar
Queimadas	16	16	2,691	0,0000	Não rejeitar
Canhas	14	14	2,498	0,0000	Não rejeitar

IV.2.2.4 Precipitação Média Anual

Os valores médios da precipitação anual obtidos encontram-se no Quadro IV.10. Tal como se previa, verifica-se que a pluviosidade média anual aumenta com a altitude, desde o mínimo de 641,2 mm no Funchal, à cota 58 m, na costa sul, até um máximo de 2 966,5 mm, na Bica da Cana, aos 1 560 m, na costa norte da ilha.

Quadro IV.10
Precipitações Médias Anuais

Estações	Precipitação Média Anual (mm/ano)	Altitude (m)
Aeroporto	720,4	49
Areeiro	2939,3	1610
Bica da Cana	2966,5	1560
Bom Sucesso	740,6	290
Camacha	1426,9	680
Canhas	788,5	400
Caniçal	747,7	40
Caramujo	2792,9	1260
Curral das Freiras	1984,7	650
Encumeada	2937,5	900
Funchal	641,2	58
Loural	1756,9	290
Lugar de Baixo	655,4	15
Machico	745,9	160
Montado do Pereiro	2192,9	1260
Paul da Serra	2176,4	1435
Poiso	2456,8	1360
Ponta Delgada	1136,1	136
Ponta do Pargo	934	570
Porto Moniz	1458,6	653
Queimadas	2203	860
Ribeira Brava	649,7	10
Ribeiro Frio	2390,3	874
Sanatório do Monte	831,5	380
Santana	1441,6	380
Santo António	1004,1	525
Santo da Serra	1820,5	660

No entanto, o efeito de altitude não é suficiente para, por si só, explicar toda a diversidade dos campos de precipitação em ilhas. Outros parâmetros, como a declividade do terreno, devido à influência que exerce na ascendência das massas de ar, a orientação dos declives topográficos face às direcções preferenciais de avanço das massas de ar húmido, o afastamento costeiro e a orientação dos vales, entre os mais importantes, deverão ser testados em correlações com precipitação (Rodrigues, 1995).

IV.2.2.4.1 Variação da Precipitação com a Altitude

Apesar de insuficiente para explicar a totalidade da variabilidade espacial da precipitação, a altitude é o primeiro parâmetro a considerar. Em 1983, Loureiro estabeleceu que a variação da precipitação com a altitude na ilha da Madeira, quer para a vertente norte quer para a sul, era linear, com as seguintes expressões:

$$\text{Norte: } P = 1,19 * \text{Altitude} + 1262,3 \quad R = 0,95$$

$$\text{Sul: } P = 1,53 * \text{Altitude} + 692,5 \quad R = 0,97$$

Mais tarde, Rodrigues (1995) contestou a natureza linear da relação precipitação/altitude em ambientes insulares, tendo demonstrado, quer em Koolau, no Havai, quer em São Miguel, nos Açores, que a relação precipitação/altitude possui uma configuração convexa, com um ramo côncavo e histerético.

Da projecção da precipitação versus altitude de todos os dados referentes à Madeira, Figura IV.11, sobressaem de imediato três factos:

1º - Diferente disposição dos pontos correspondentes a postos situados a norte e a sul;

2º - Uma proporcionalidade não linear entre os pontos;

3º - Individualização de um alinhamento côncavo para as pequenas altitudes da costa sul.

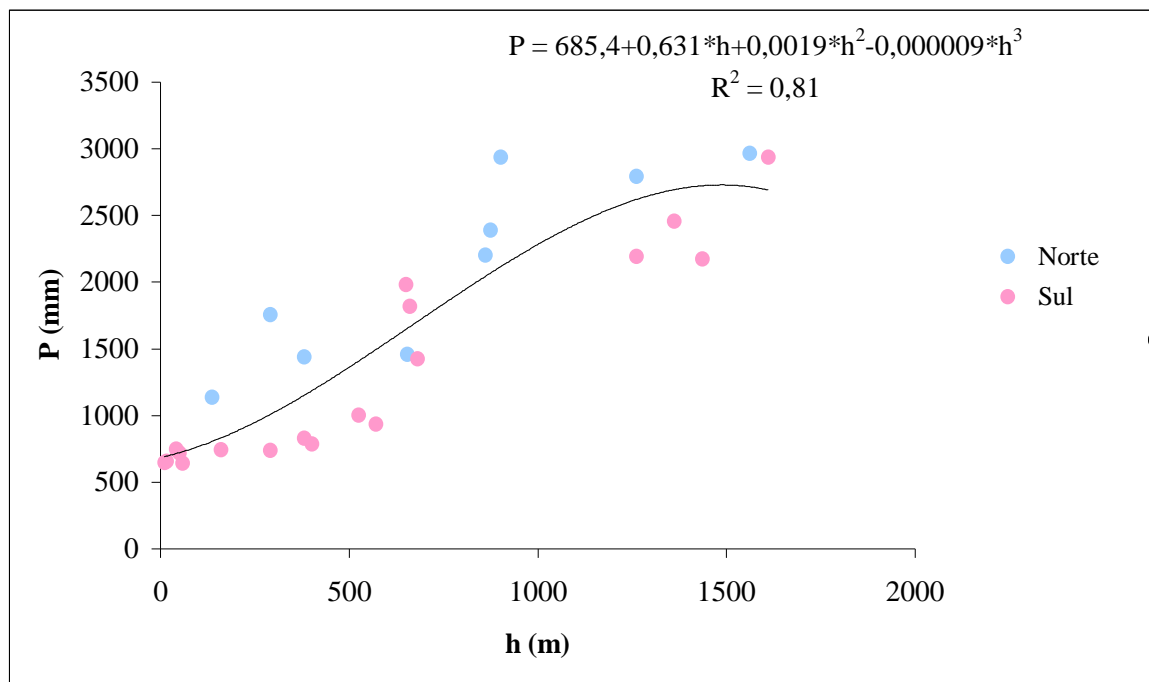


Figura IV.11- Relação da precipitação com a altitude para a ilha da Madeira

Assim, para início do estudo da variação espacial da precipitação na Madeira, o polinómio de grau 3:

$$P = 685,4 + 0,631 * h + 0,0019 * h^2 - 0,000009 * h^3 \quad R^2 = 0,81$$

é o modelo que melhor se adequa aos dados, sendo um bom exemplo da explicação da variabilidade da precipitação apenas com a altitude.

Uma vez que a distribuição dos pontos situados a norte tem uma disposição diferente da dos situados a sul, vamos agora, mantendo a distinção de exposições efectuada por Loureiro (1983), estabelecer as relações precipitação/altitude para cada um daqueles grupos de estações separadamente, as de norte e as de sul.

IV.2.2.4.1.1 Variação da Precipitação com a Altitude a Norte

Da projecção dos dados referentes às estações situadas na costa norte da ilha (Figura IV.12), verifica-se que o modelo que melhor se adapta aos dados é um polinómio de grau 3:

$$P = 1339,5 - 0,769 * h - 0,00358 * h^2 - 0,00000156 * h^3$$

com um coeficiente de determinação, $R^2 = 0,82$

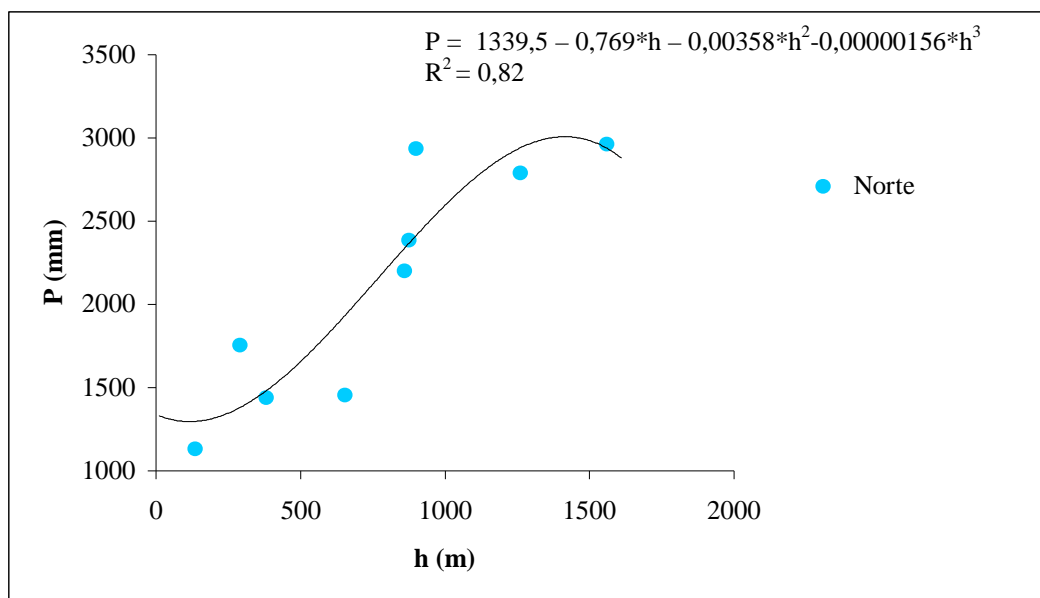


Figura IV.12- Relação da precipitação com a altitude para a encosta norte da ilha da Madeira

Da análise dos resíduos deste modelo, verifica-se que têm uma boa distribuição, ou seja, são aleatórios.

IV.2.2.4.1.2 Variação da Precipitação com a Altitude a Sul

Projectando agora os dados referentes às estações situadas a sul (Figura IV.13), verifica-se que é outro polinómio de grau 3, de equação:

$$P = 623,2 + 0,604 * h + 0,001 * h^2 - 0,0000004 * h^3$$

com um coeficiente de determinação, $R^2 = 0,9$, o modelo que melhor se adapta aos dados.

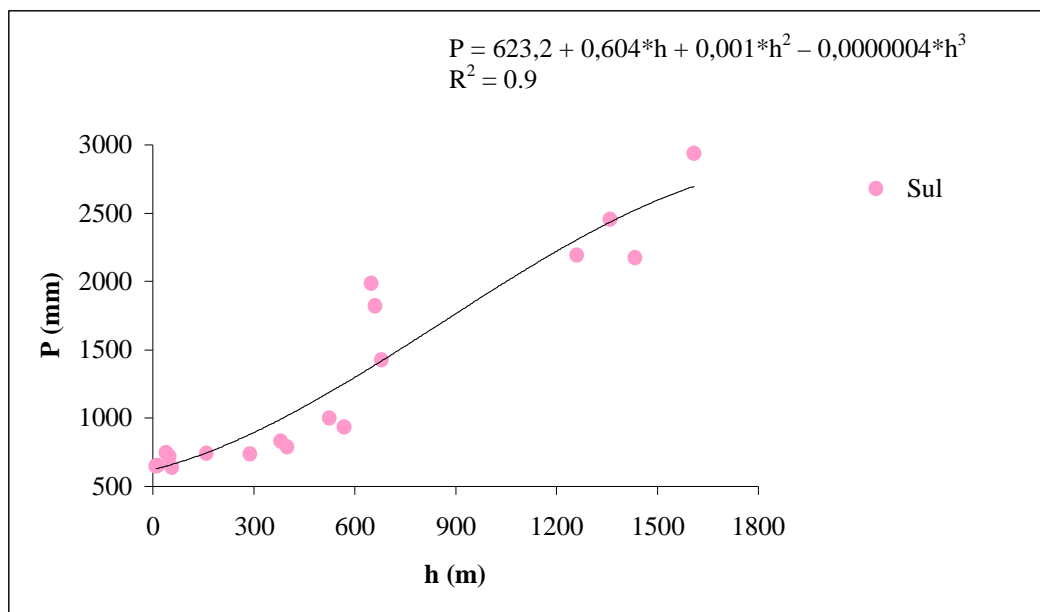


Figura IV.13- Relação da precipitação com a altitude para a encosta sul da ilha da Madeira

Ou seja, em ambas as vertentes, a variação inicial é mais lenta, aumentando bastante dos 500 aos 1 400 m, com tendência para estabilizar ou mesmo diminuir com as grandes altitudes, sendo, à excepção do Porto Moniz, sempre superior na encosta virada a norte, para a mesma cota.

IV.2.2.4.2 Variação da Precipitação com a Distância ao Mar

O parâmetro mais apelativo para a correlação com a precipitação, depois da altitude, é, segundo Rodrigues (1995), a distância ao mar, ou seja a menor distância ao mar.

A Figura IV.14 mostra a projecção da precipitação *versus* a menor distância ao mar, onde se observa a mesma relação linear da precipitação com o distanciamento marítimo, desfasada, contudo, 2,5 km para alguns pontos da Ilha.

À semelhança do que ocorreu em São Miguel, onde foi denominada enclave central (Rodrigues, 1995), a identificação desses pontos numa carta revela a existência de uma zona central, constituída pelo Areeiro, Paul da Serra, Ribeiro Frio, Poiso, Montado do Pereiro, Curral das Freiras e Santo António (Figura IV.15), onde se verifica uma diminuição da precipitação com o embrenhamento insular.

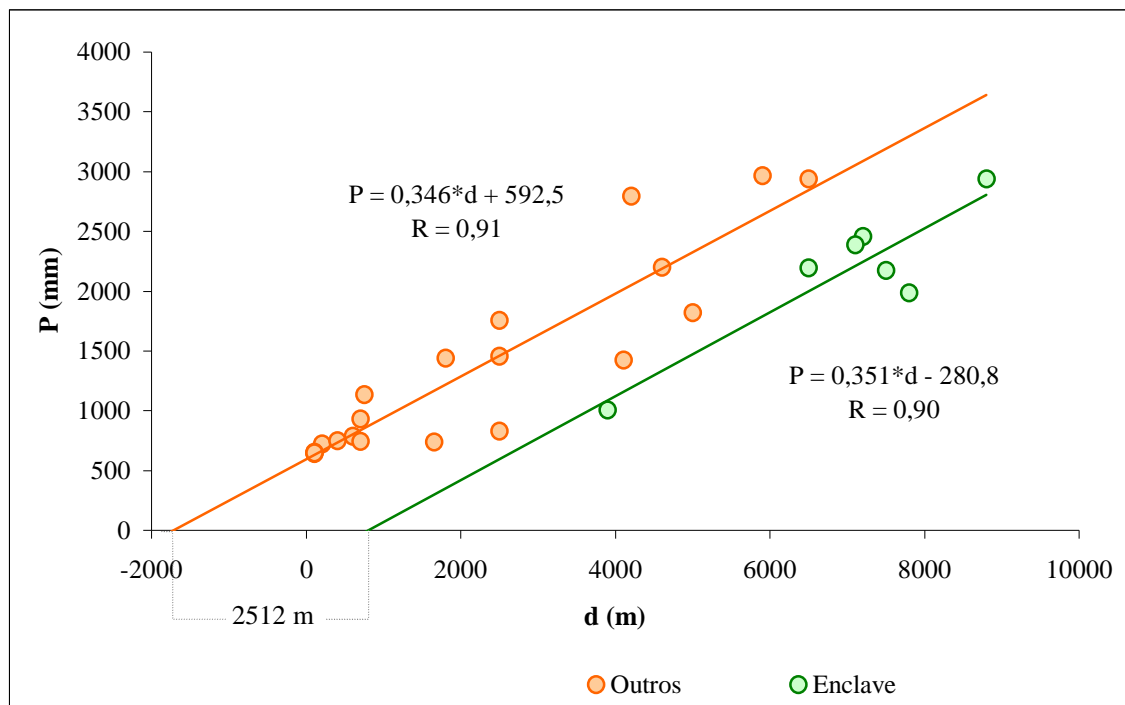
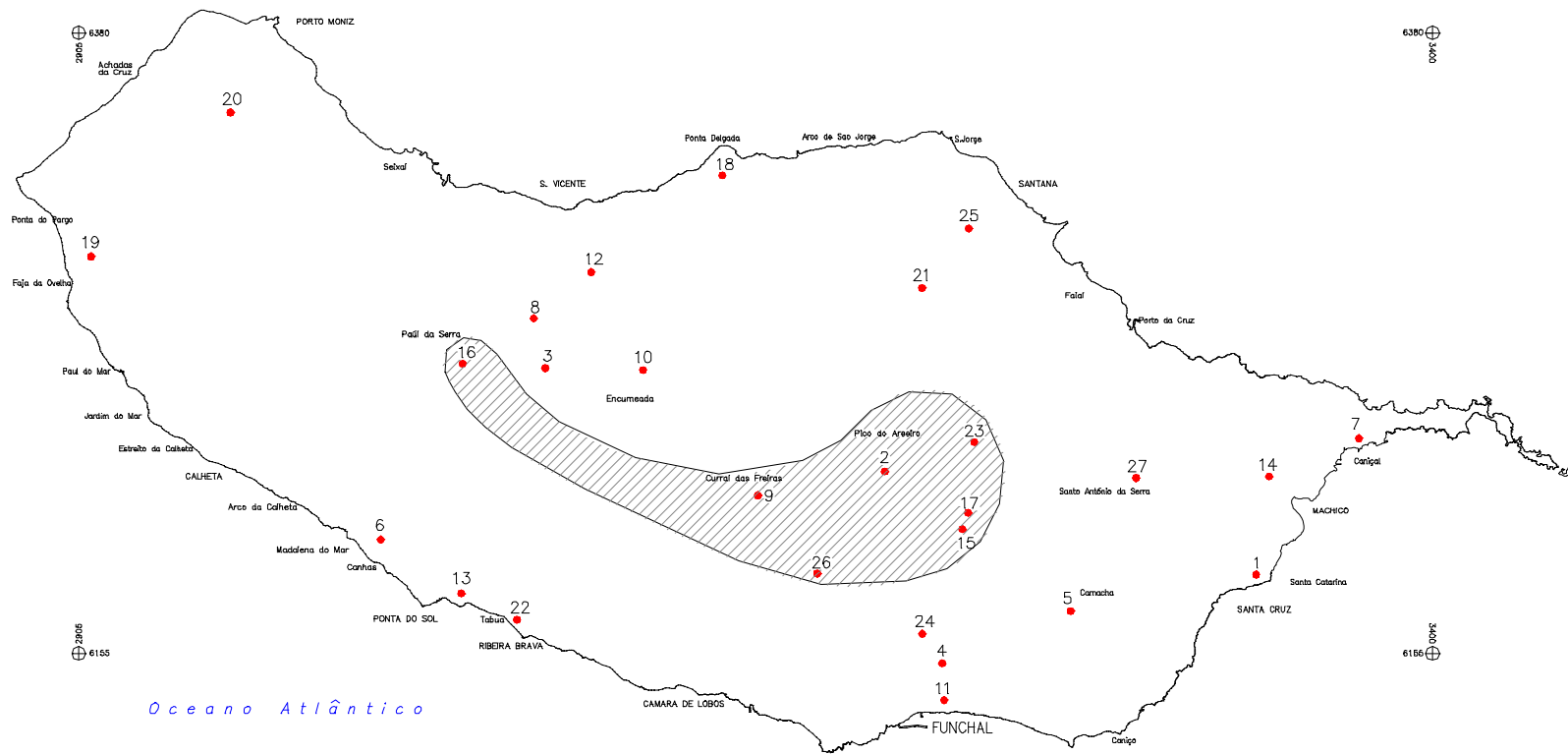


Figura IV.14- Relação da precipitação com o afastamento costeiro na ilha da Madeira.



ESCALA: 1/200 000

Figura IV.15- Localização e configuração do enclave central.

IV.2.2.4.3 Distribuição Sazonal da Precipitação

Verifica-se, para a grande maioria das estações, que a época das chuvas se distribui desde Outubro a Abril, com excepção para algumas estações situadas nas cotas mais baixas da costa sul da Ilha, como o Funchal, Ribeira Brava, Sanatório do Monte, Bom Sucesso e Lugar de Baixo, em que a época das chuvas se concentra apenas num semestre, de Outubro a Março (Figuras IV. 16, 17, 18, 19 e 20).

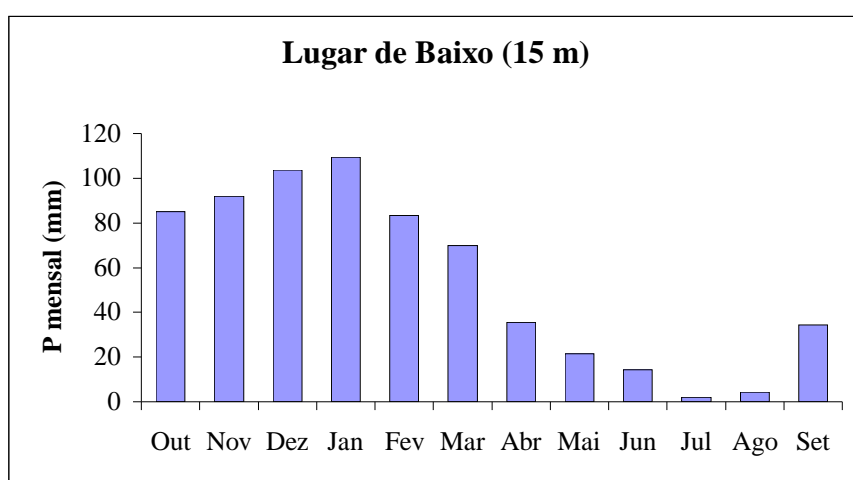


Figura IV.16- Distribuição mensal da pluviosidade no Lugar de Baixo

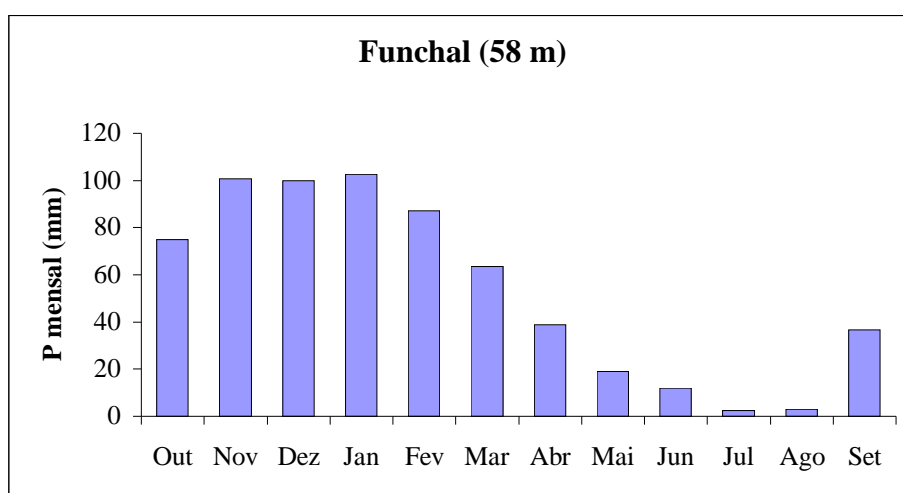


Figura IV.17- Distribuição mensal da pluviosidade no Funchal

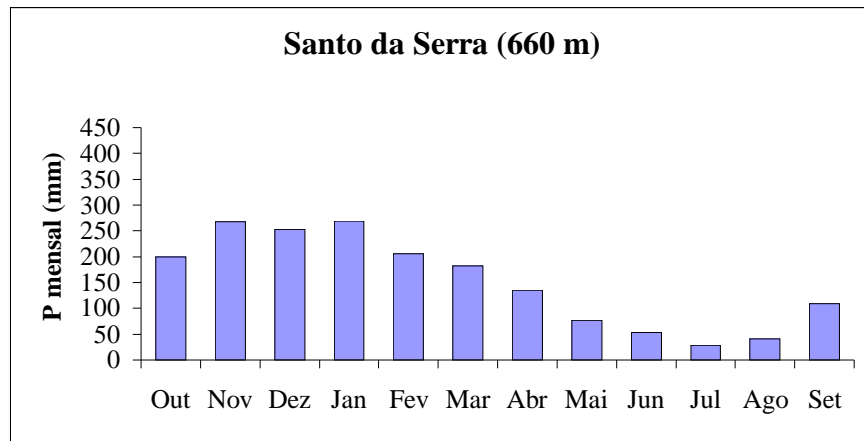


Figura IV.18- Distribuição mensal da pluviosidade no Santo da Serra

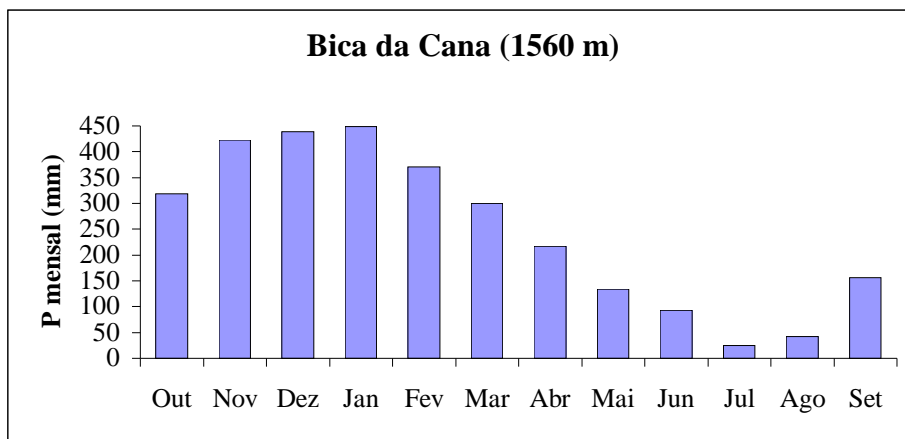


Figura IV.19- Distribuição mensal da pluviosidade na Bica da Cana

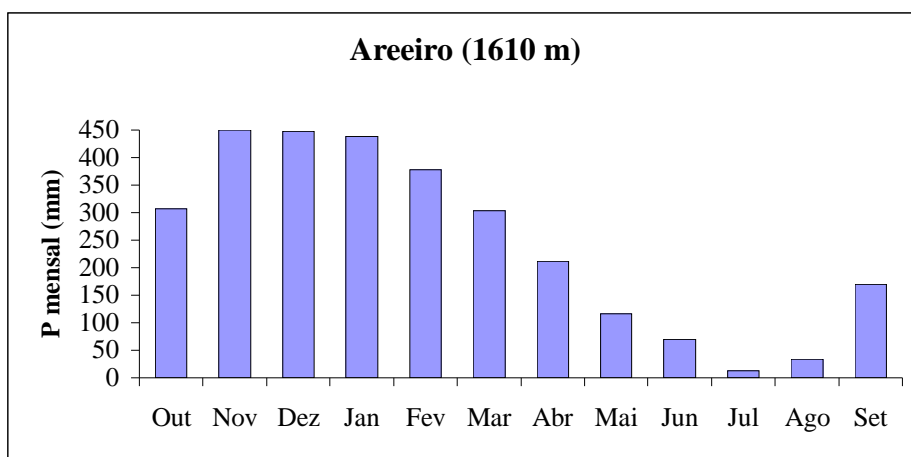


Figura IV.20- Distribuição mensal da pluviosidade no Areeiro

IV.2.3 Temperatura

Uma vez que a intensidade da radiação solar num local à superfície do globo depende do ângulo de incidência da radiação na superfície iluminada (Ferreira, 1955), na Madeira, na vertente exposta a norte, em geral mais íngreme, a temperatura do ar é mais baixa do que nos locais expostos a sul, onde a vertente inclina mais suavemente.

Existem actualmente, na Madeira, apenas 14 estações meteorológicas, onde são registados os valores da temperatura do ar, situando-se 6 na costa norte da ilha e 8 na costa sul (Figura IV.21).

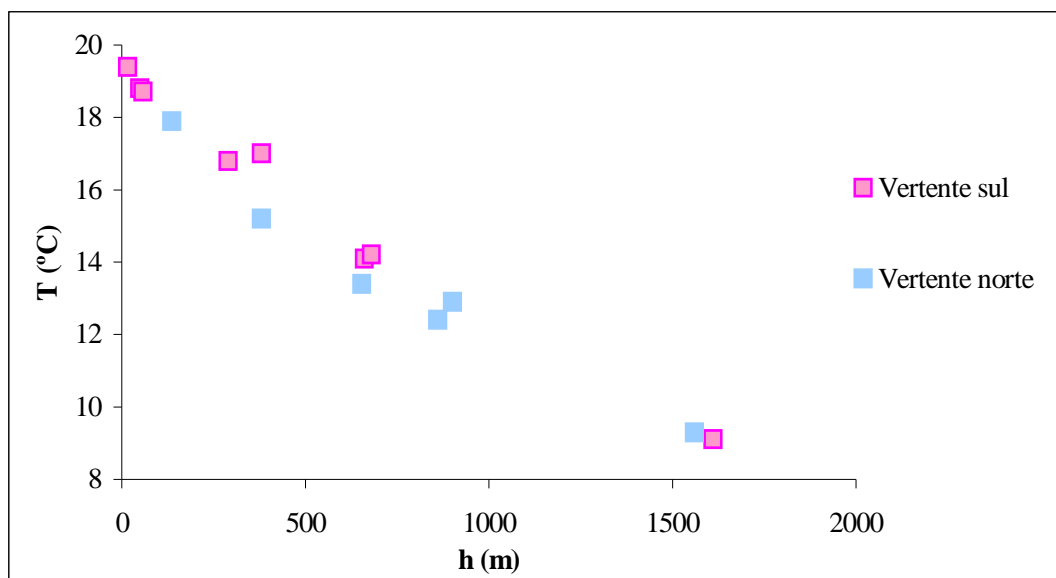


Figura IV.21- Variação da temperatura do ar com a altitude

Tal como para o estudo da precipitação, decidiu-se manter a distinção entre estações viradas a norte (Figura IV.22) e a sul (Figura IV.23), tendo-se obtido as seguintes relações lineares:

$$\text{Norte: } T = 17,79 - 0,0057 * h \quad R = 0,98$$

$$\text{Sul: } T = 18,99 - 0,0064 * h \quad R = 0,99$$

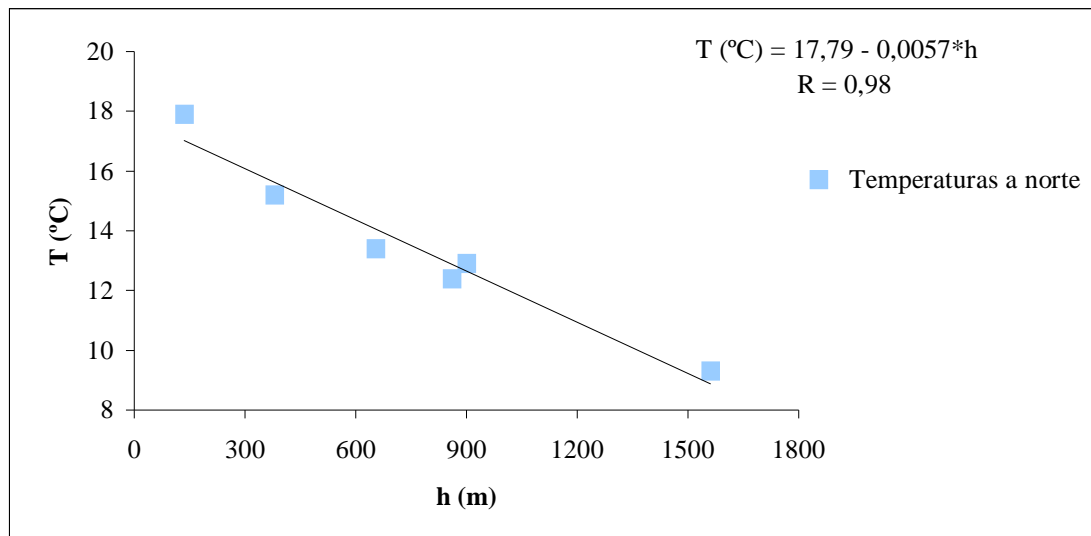


Figura IV.22- Variação da temperatura do ar com a altitude na encosta norte

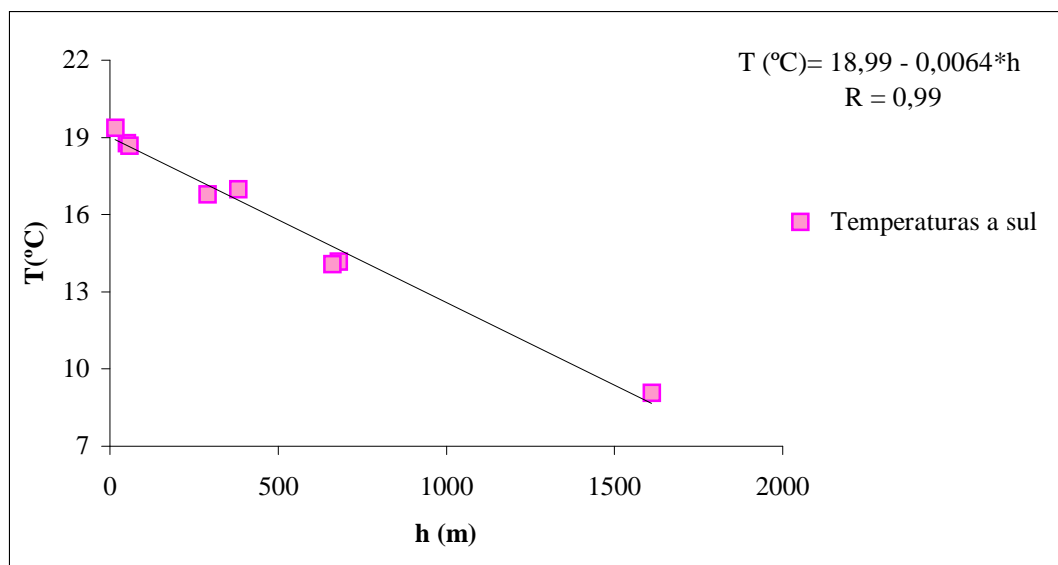


Figura IV.23- Variação da temperatura do ar com a altitude na encosta sul

A temperatura diminui com o aumento da altitude, sendo mais baixa na vertente norte, para a mesma altitude. Ao nível do mar, a diferença de temperatura entre as duas vertentes é de $1,2^{\circ}\text{C}$, diminuindo essa diferença com o aumento da altitude, até que, aos 1610 m, no Pico do Areeiro, é nula, ou seja, deixa de existir diferença de temperatura (Quadro IV.11).

Quadro IV.11

Diferença de Temperatura entre as Vertentes

Altitude (m)	Temperatura a Sul (°C)	Temperatura a Norte (°C)	Diferença
0	18,990	17,790	1,200
1	18,984	17,784	1,199
10	18,926	17,733	1,193
100	18,350	17,220	1,130
500	15,790	14,940	0,850
1000	12,590	12,090	0,500
1500	9,390	9,240	0,150
1610	8,600	8,600	0,000

Fevereiro é o mês mais frio, seguido de Janeiro. Agosto o mês mais quente, seguido de Setembro, à exceção da Bica da Cana e Areeiro em que é Julho.

Os valores da amplitude da variação diurna e da variação anual da temperatura do ar são pequenos, o que, segundo Ferreira (1955), é característico dos climas oceânicos e se explica pela acção estabilizadora do Atlântico.

Ainda segundo o mesmo autor, essa acção estabilizadora também se manifesta na temperatura da água do mar que é superior à do ar, no Inverno, e inferior no Verão, o que contribui para atenuar a diferença entre os valores extremos da temperatura do ar durante o ano.

IV.3 BALANÇO HÍDRICO DO PAUL DA SERRA

IV.3.1 Importância do Paul da Serra

Situado na parte ocidental da ilha, o Paul da Serra corresponde a uma região planáltica com cerca de 24 km² que se desenvolve, na sua parte mais ampla, o Chão do Paul, entre os 1400 m e os 1500 m, prolongando-se para NW, pelo Fanal, onde desce até aos 1200 m.

Actualmente, representa o mais extenso retalho de uma superfície planáltica estrutural mais vasta, que cobria uma grande parte da ilha, correspondendo ao topo de um espesso empilhamento de produtos vulcânicos, essencialmente lávicos, depositados sub-horizontalmente.

Dadas as suas características peculiares: localização próxima da vertente norte da ilha e a elevada altitude, responsáveis pelas condições climáticas existentes, elevada pluviosidade e persistência de nevoeiros durante todo o ano; grande extensão dotada de uma topografia pouco acidentada com zonas deprimidas, altamente favorável à retenção das abundantes precipitações e dotada de uma natureza geológica favorável, quer à infiltração, quer à formação de importantes aquíferos, o maciço do Paul da Serra constitui a mais importante unidade hidrogeológica da ilha da Madeira, vindo a assumir, desde sempre, excepcional importância no contexto dos recursos hídricos da Região Autónoma da Madeira.

O Paul da Serra, além de fornecer a água necessária ao abastecimento público e regadio de todas as zonas circundantes que representam a metade ocidental da ilha, e de parte do Funchal e Câmara de Lobos, tem ainda um papel muito importante na produção de energia eléctrica, no conjunto do sistema produtor da Empresa de Electricidade da Madeira. Embora em termos de energia não evitem

a dependência externa, as centrais hidroeléctricas representam um importante contributo de energia.

As águas provenientes do Paul alimentam, neste momento, o funcionamento de 5 centrais hidroeléctricas (Calheta, Calheta II, Serra de Água, Ribeira da Janela e Socorridos), das 6 existentes na ilha. Embora a produção hidroeléctrica tenha vindo a aumentar com o evoluir das novas tecnologias, dado o grande crescimento do consumo de energia, tem-se verificado uma diminuição percentual daquela.

A Investimentos e Gestão da Água, S.A., visando a melhoria da recarga dos recursos hídricos subterrâneos no maciço, tem actualmente em curso um projecto de reflorestação e construção de bacias de infiltração no planalto. Para o efeito, serão construídos vários açudes para a retenção de maior volume de água na época pluviosa, obrigando-a a infiltrar em áreas que possam influenciar favoravelmente os sistemas de captação existentes.

De modo a quantificar os recursos hídricos subterrâneos disponíveis nesta importante unidade hidrogeológica, realizámos um balanço hídrico diário, utilizando para o efeito o modelo BASEQUEL (Cruz,1992).

IV.3.2 Climatologia

O clima de uma região descreve-se quantitativamente pelos valores médios dos elementos climáticos e das frequências de ocorrência relativos a locais meteorologicamente representativos da região, correspondentes a um período de 30 anos, pelo menos, recomendado pela Organização Meteorológica Mundial.

A precipitação e temperatura, pelas funções fundamentais que exercem na recarga dos aquíferos e na variação da evapotranspiração, respectivamente, tornam-se os elementos climáticos mais importantes e/ou de influência mais

directa. No entanto, não podemos deixar de referir a importância que o nevoeiro e o vento têm no caso particular do Paul da Serra.

Na zona em estudo, existem em funcionamento, uma estação meteorológica, a da Bica da Cana (1560 m), e dois postos udométricos, o da Ribeira do Alecrim (1300 m) e o do Paul da Serra (1435 m), cuja localização se encontra na Figura IV.24

No entanto, apenas na estação meteorológica da Bica da Cana e no posto udométrico da Ribeira do Alecrim, são efectuados registos diários de precipitação.

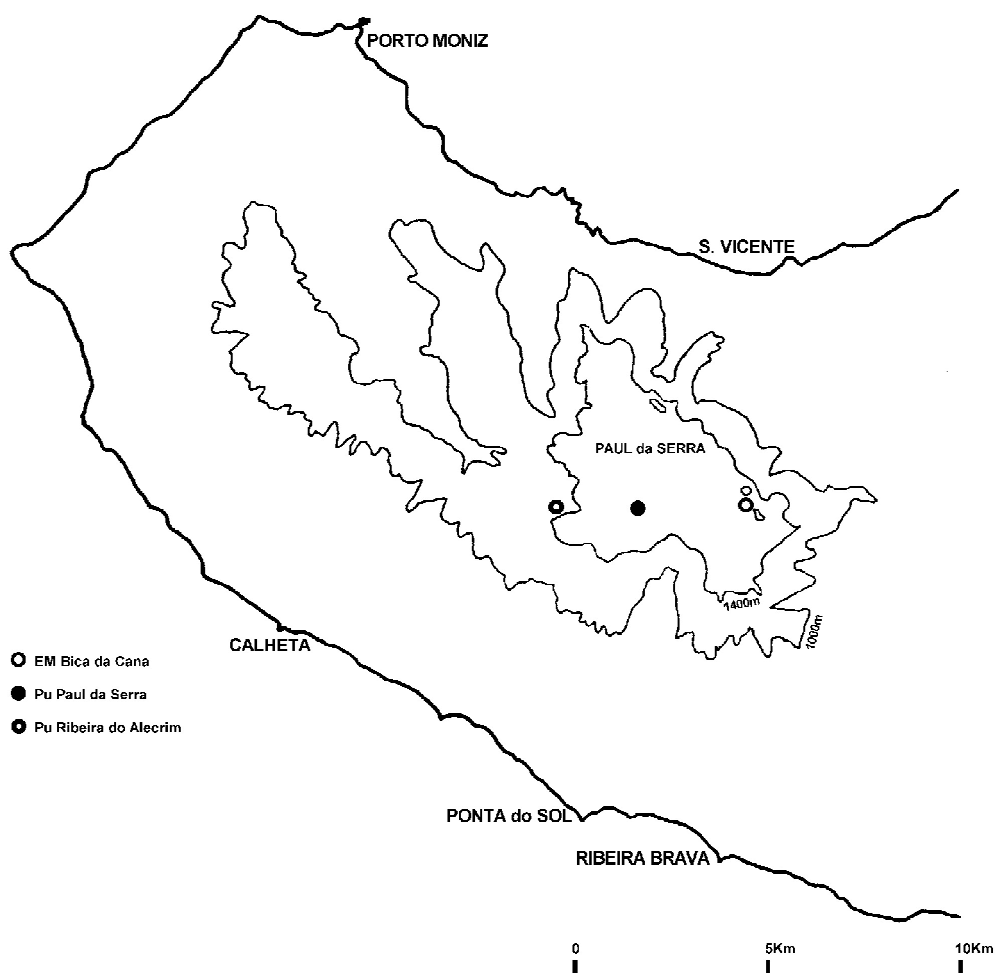


Figura IV.24- Localização dos postos meteorológicos no Paul da Serra.

IV.3.2.1 Precipitação

Apesar de existirem dois postos udométricos e uma estação meteorológica, na zona em estudo, utilizámos, neste trabalho, apenas os dados referentes à estação da Bica da Cana e ao posto da Ribeira do Alecrim, por se considerar que os registos do posto udométrico Paul da Serra não possuíam a fiabilidade necessária. Efectivamente as leituras, naquele posto, são efectuadas quinzenalmente, ficando, durante esse período, as águas caídas, acumuladas num totalizador, onde, durante o Inverno, o elevado volume de água transborda, e, durante o Verão, quando as temperaturas são mais elevadas, parte da água acumulada durante os 15 dias evapora, originando, em ambos os casos, leituras com erros por defeito.

Ao contrário da estação meteorológica da Bica da Cana, existente desde 1950, o posto udométrico da Ribeira do Alecrim foi instalado apenas em 1983, estando, por isso, disponível um período de informação de apenas 15 anos, o que inviabiliza que se cumpram as recomendações da Organização Meteorológica Mundial, de que as séries deverão corresponder a períodos de pelo menos 30 anos. No entanto, Benitez (1972) considera que o erro introduzido por esta simplificação não deverá ultrapassar os 5%.

IV.3.2.1.1 Tratamento dos Dados

Começámos por colmatar as lacunas existentes nas séries diárias de precipitação recorrendo ao modelo de regressão linear, tendo ainda para o efeito, uma vez que se trata de séries de valores diários, considerado a sazonalidade anual existente naquelas séries (Murteira *et al.*,1993). Em seguida, procedemos à detecção de erros pelo método das curvas de dupla acumulação. As Figuras IV.25 e IV.26 apresentam o resultado da dupla acumulação para os postos da Bica da Cana e Ribeira do Alecrim, respectivamente.

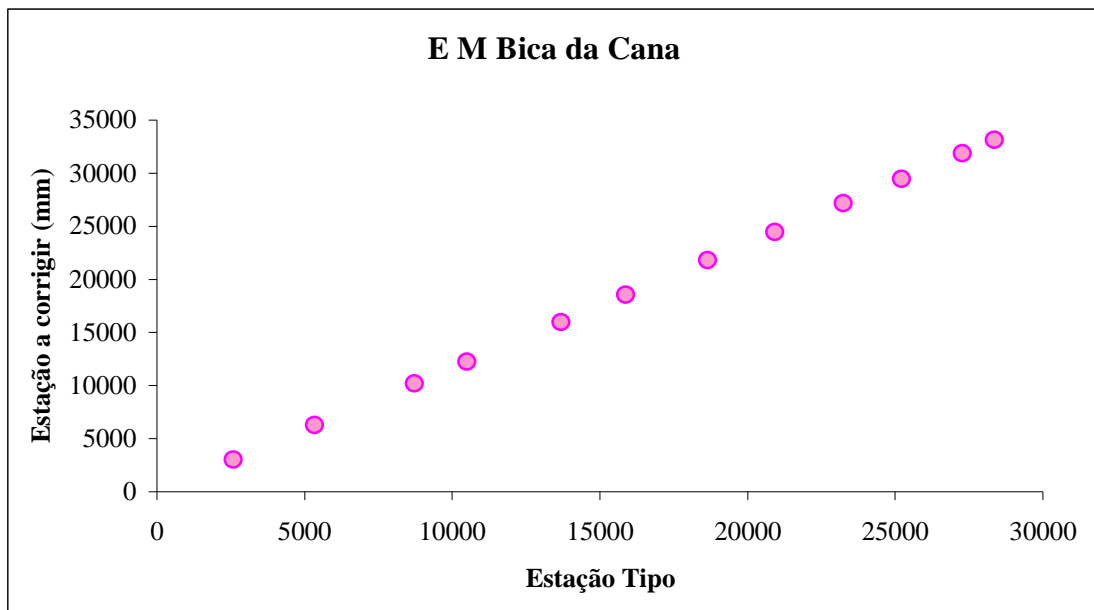


Figura IV.25- Curva de Dupla Acumulação da série pluviométrica da Bica da Cana

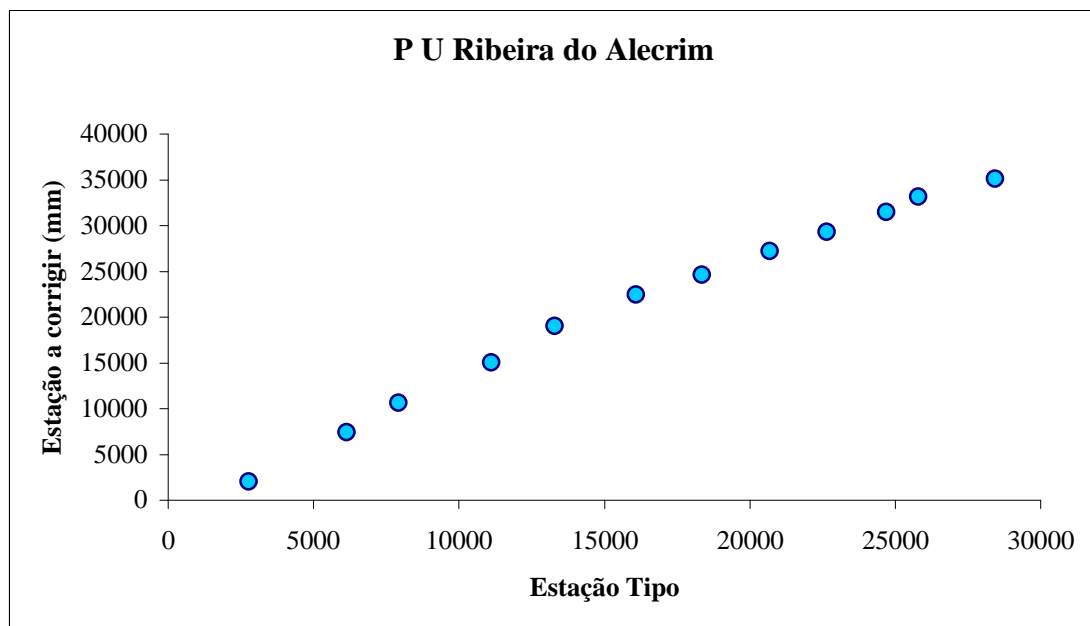


Figura IV.26- Curva de Dupla Acumulação da série pluviométrica da Ribeira do Alecrim.

Da observação dos gráficos, descortina-se imediatamente a existência de erros sistemáticos na série da Ribeira do Alecrim, correspondendo a uma inflexão da recta que une os vários pontos projectados. Esta mudança de declive, verificada

na recta a partir de 1988, coincide com a mudança de local do aparelho, da câmara de carga da central da Calheta para junto do canal (Levada Paul 1).

Na correcção dos erros, assumiu-se que o período de registo mais recente é o correcto. A partir deste, eliminaram-se os erros sistemáticos dos totais anuais anteriores a 1988, utilizando um factor de correcção igual à razão entre o declive da recta do período padrão, o mais moderno, e o declive da recta a corrigir. Os valores obtidos encontram-se no Quadro IV.12.

Os valores diários foram corrigidos de acordo com a sazonalidade anual anteriormente determinada.

Quadro IV.12

Ano civil	Série por corrigir	Série corrigida
84	2116,7	1425,0
85	5341,2	3595,8
86	3221,0	2168,5
87	4445,7	2992,9
88	3951,4	3951,4
89	3449,9	3449,9
90	2179,4	2179,4
91	2551,8	2551,8
92	2082,6	2082,6
93	2166,8	2166,8
94	1679,6	1679,6
95	1985,4	1985,4
96	3061,9	3061,9
97	2931,8	2931,8

E, por fim, as séries completadas e sem erros foram testadas estatisticamente, no intuito de verificar a aleatoriedade e homogeneidade das sequências de valores. Aplicaram-se, para o efeito, os testes do Coeficiente de Autocorrelação, do Número de Extremos Locais e Sequencial.

Os resultados da aplicação dos testes estatísticos às series pluviométricas da Bica da Cana e Ribeira do Alecrim encontram-se nos Quadros IV.13, 14 e 15,

resultando, em ambos os casos, não ser de rejeitar a hipótese de aleatoriedade e homogeneidade daquelas séries de dados.

Quadro IV.13

Teste de Autocorrelação			
Estação	$R_{xi,xi+1}$	$Z_{xi,xi+1}$	Decisão
Bica da Cana	0,165	0,669	Não rejeitar
Ribeira do Alecrim	0,105	0,350	Não rejeitar

Quadro IV.14

Teste do Número de Extremos Locais					
Estação	N_e	μN_e	σN_e	$(N_e - \mu N_e) / \sigma N_e$	Decisão
Bica da Cana	11	11,333	1,748	-0,191	Não rejeitar
Ribeira do Alecrim	10	8,000	1,472	1,359	Não rejeitar

Quadro IV.15

Teste Sequencial					
Estação	U	μU	σU	$(U - \mu U) / \sigma U$	Decisão
Bica da Cana	11	10,474	2,112	0,249	Não rejeitar
Ribeira do Alecrim	8	8	1,797	0,000	Não rejeitar

IV.3.2.1.2 Cálculo da Precipitação Média Anual

O cálculo da precipitação média caída numa bacia ou numa região durante um dado intervalo de tempo, é normalmente feito a partir dos métodos das Isoietas e dos Polígonos de Thiessen, métodos que consideram a irregularidade da distribuição das estações, atribuindo a cada uma delas um valor ponderado. No entanto, em certos casos especiais, como sejam regiões relativamente planas, com características climáticas constantes, ou com uniformidade de distribuição de estações, podemos recorrer ao método da média aritmética.

Calculando assim a média aritmética entre os valores obtidos na Bica da Cana e na Ribeira do Alecrim, chegámos a um valor de precipitação média caída no Paul da Serra de 2700,5 mm/ano.

Da observação dos valores de precipitação média mensal para o Paul da Serra representados no Quadro IV.16 e na Figura IV.27, verifica-se que as chuvas ocorrem ao longo de todo o ano, relativamente bem distribuídas e que o mês de maior precipitação é Dezembro, sendo Julho o menos chuvoso.

Quadro IV.16
Precipitação Média Mensal no Paul da Serra

Meses	Precipitação média mensal
Outubro	318,7
Novembro	390,9
Dezembro	476,4
Janeiro	349,0
Fevereiro	294,9
Março	273,5
Abril	174,9
Mai	150,5
Junho	74,0
Julho	16,3
Agosto	30,0
Setembro	151,4
Total	2700,5

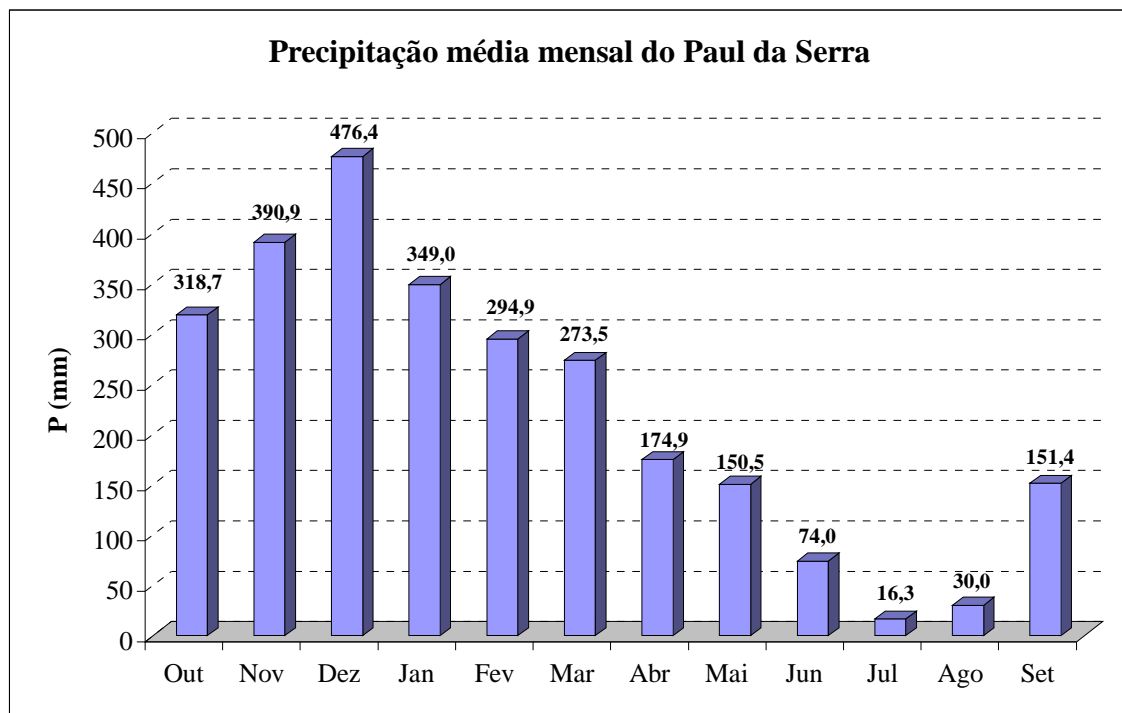


Figura IV.27- Distribuição anual da precipitação média caída no Paul da Serra

IV.3.2.2 Temperatura

A temperatura depende da altitude do local (diminui quando a altitude aumenta) e da sua exposição. Para a mesma cota, na encosta sul, a temperatura atinge valores mais elevados do que na encosta norte, diminuindo, como vimos no VI.2., essa diferença, com o aumento da altitude. O Quadro IV. 17 contém os valores médios mensais da temperatura do ar, na estação da Bica da Cana, a única situada dentro da zona em estudo, com registo de valores de temperatura.

Verifica-se que, de Dezembro a Abril, se registam as temperaturas mais baixas, sendo frequentemente as mínimas abaixo de 0° . É ainda comum, pelo menos uma vez por ano, a queda de neve, se bem que apenas por alguns dias.

Julho e Agosto são os meses mais quentes, embora não alcancem os valores registados à mesma altitude na Serra da Estrela ($16,3^{\circ}$). Este facto poderá ser

atribuído aos nevoeiros que, vindos principalmente do norte mas também de sul, atravessam frequentemente o planalto e diminuem a insolação (Ribeiro, 1985).

Quadro IV.17

Temperaturas Médias Mensais na Bica da Cana

Meses	Temperatura (°C)
Outubro	10,6
Novembro	8,1
Dezembro	6,3
Janeiro	5,8
Fevereiro	5,8
Março	6,5
Abril	6,4
Mai	8,5
Junho	10,9
Julho	14,5
Agosto	14,9
Setembro	13,1
Média	9,3

Período utilizado: 1961 a 1990

IV.3.2.3 Caracterização Climática do Paul da Serra

A classificação dos climas faz-se com base em critérios convencionais, aplicados aos valores médios de elementos climáticos, da frequência da sua ocorrência e da sua variação no ano (Machado, 1984).

I. De acordo com a temperatura média anual (T) os climas classificam-se em (CNA, 1984):

- Quente, se T for superior a 20° C
- Temperado, se T for superior a 10° C e inferior a 20° C

- Frio, se T for superior a 0°C e inferior a 10°C

- Glacial, se T for inferior a 0°C

Os dados fornecidos pelo INMG indicam que T no Paul da Serra é $9,3^{\circ}\text{C}$, donde se conclui estarmos perante um clima frio.

II. Em relação à amplitude média da variação anual da temperatura do ar ΔT (diferença das temperaturas médias do ar no mês mais quente e no mês mais frio), (CNA, 1984):

- Continental, se ΔT for superior a 20°C

- Moderado, se ΔT for superior a 10°C e inferior 20°C

- Oceânico, se ΔT for inferior a 10°C

O Paul da Serra classifica-se como Oceânico, pois ΔT é $9,1^{\circ}\text{C}$.

III. Quanto à humidade do ar, classificam-se em (CNA, 1985):

- muito seco, se U for inferior a 55%

- seco, se U for superior a 55%, mas inferior a 75%

- húmido, se U for superior a 75%, mas inferior 90%

- muito húmido, se U for superior a 90%

De acordo com os dados fornecidos pelo INMG ($U=79\%$), verificamos estar em presença de um clima húmido.

IV. O clima de um local, ou de uma região, diz-se, quanto ao valor médio no ano da quantidade de precipitação R (CNA, 1984):

- Desértico, se R for inferior a 125 mm/ano

- Árido, se R for superior a 125 mas inferior a 250 mm/ano
- Semiárido, se R for superior a 250 mas inferior a 500 mm/ano
- Moderadamente chuvoso, se R for superior a 500 mas inferior a 1000 mm/ano
- Chuvoso, se R for superior 1000 mas inferior a 2000 mm/ano
- Excessivamente chuvoso, se R for superior a 2000 mm/ano

Estamos, pois, perante uma zona excessivamente chuvosa, uma vez que $R = 2700,5$ mm/ano.

V. A classificação de Köppen (1936) é uma classificação quantitativa que se baseia nos valores médios da temperatura do ar, da quantidade de precipitação, e na distribuição correlacionada destes dois elementos climáticos pelos meses do ano. Adapta-se bastante bem aos factos da paisagem geográfica e aos aspectos do revestimento vegetal da superfície do globo, dispondo de uma nomenclatura que permite descrever a maior parte das formas climáticas por grupos de três ou quatro símbolos (Ferreira, 1955).

Nesta classificação, o clima do Paul é C S b, em que:

- CS, indica que é mesotérmico (temperado) com chuva e sem quedas regulares de neve; a temperatura média do ar no mês mais frio está compreendida entre 0° C e 18° C; há uma estação seca que coincide com a estação quente do ano; a precipitação do mês mais seco é inferior a um terço da do mês mais chuvoso do semestre frio e inferior a 40 mm.
- b, indica que o Verão é pouco quente mas extenso, a temperatura média do ar no mês mais quente é inferior a 22° , e, em mais de quatro meses, é superior a 10° C.

VI. Quanto à classificação de Thornwthaite (1948), engloba elementos meteorológicos complexos calculados a partir da simulação do balanço hídrico. Após a quantificação dos índices propostos por aquele autor, Índice de Aridez, $I_a = 5.8 \%$; Índice de Humidade, $I_u = 337\%$; Índice Hídrico, $I_h = 333.7\%$; e Eficiência Térmica, $C = 41\%$, classificámos o clima do Paul da Serra da forma $AB'_1 r a'$ em que A, representa o índice hídrico superior a 100%, o que significa que é um clima super húmido; B'_1 , representa um clima mesotérmico com evapotranspiração potencial anual compreendida entre 570 mm e 712 mm; r, o índice de aridez compreendido entre 0,0 e 16,7% (défice de água anual pequeno ou nulo); e a' significa que a eficácia térmica no Verão é inferior a 48%.

VII. Quanto ao período seco, foi determinado, através do diagrama termo-pluviométrico de Gaussen, que define de uma forma simples a extensão dos períodos seco e húmido.

Gaussen considera que, quando a precipitação média mensal é inferior a duas vezes a temperatura média mensal, estamos perante o período seco, correspondendo o restante tempo do ano hidrológico ao período húmido.

Da análise do diagrama termo-pluviométrico, verifica-se que o período seco no Paul da Serra tem uma duração muito curta, correspondendo apenas ao mês de Julho, Figura IV. 28.

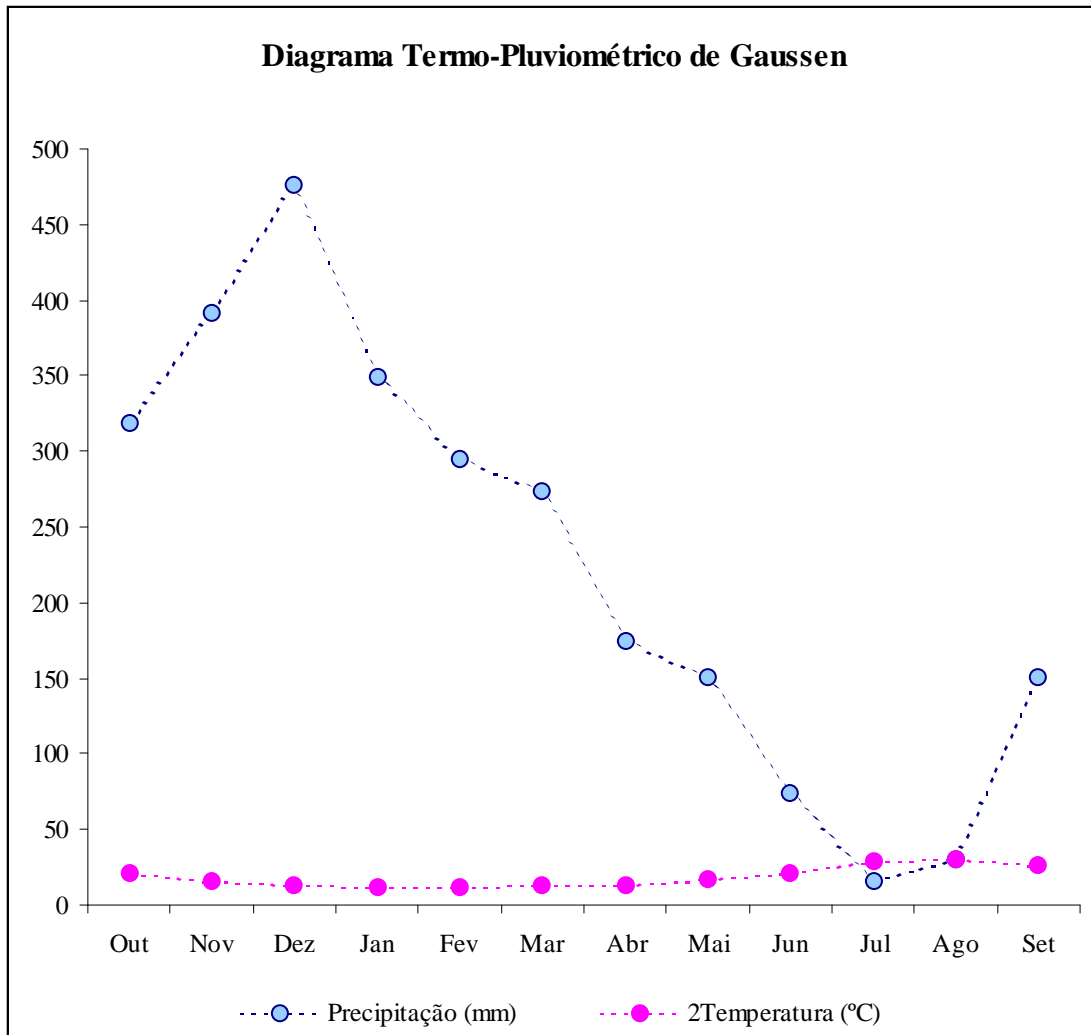


Figura IV.28- Diagrama Termo - Pluviométrico de Gausсен para o Paul da Serra

IV.3.3 Balanço Hídrico Diário - BASEQUEL

O modelo matemático de balanço hídrico sequencial diário BASEQUEL, desenvolvido por Cruz (1992), usa como dados de entrada as seguintes variáveis:

- precipitação diária
- evapotranspiração potencial mensal
- número de curva ou de escoamento
- capacidade de campo
- água no solo no primeiro dia do cálculo

O programa actualiza diariamente as variáveis do ciclo hidrológico e apresenta os seguintes resultados:

- escoarência superficial
- recarga aquífera
- evapotranspiração real
- reserva final de água no solo, no último dia de cada mês

A infiltração directa a partir da precipitação diária obtém-se pela relação seguinte (MOP - UNESCO, 1975):

$$\mathbf{R_p = P - EVT - Q_p \pm \Delta A_s}$$

em que:

P, é a precipitação diária em mm

Q_p, a escoarência superficial directa, em mm

EVT, a evapotranspiração real

ΔA_s, variação do armazenamento de água no solo, em mm

A avaliação da escorrência superficial é feita utilizando o método do U.S. Soil Conservation Service (USSCS), que corresponde a cinco hidrogramas unitários sintéticos (Correia, 1982, citado por Cruz, 1992). O Q_p obtém-se a partir da precipitação diária pela expressão seguinte:

$$Q_p = \frac{25.4 \left(\frac{P}{25.4} - \frac{200}{N} + 2 \right)^2}{\frac{P}{25.4} + \frac{800}{N} - 8} \quad (\text{mm})$$

em que:

P , é a precipitação, em mm

N , o número de curva

Q_p , a escorrência superficial, em mm

O número de curva, ou de escoamento, varia entre 0 e 100, dependendo do tipo hidrológico do solo, da sua utilização e das condições de superfície (Franco, 1984, citado por Cruz, 1992).

A atribuição do número de escoamento à zona do Paul da Serra foi feita com base nos dados pedológicos publicados em Ricardo *et al.* (1992), bem como em observações directas realizadas sobre o terreno.

Assim, em relação ao tipo de escoamento superficial que produzem, consideramos os solos do Paul da Serra do tipo C, pois são "Umbric Andosols", com baixas intensidades de utilização, quando completamente humedecidos, possuindo por vezes camadas impermeáveis subjacentes e texturas moderadamente finas.

Quanto à utilização e tipo de cobertura do solo, de acordo com Ricardo *et al.* (1992), trata-se de prados naturais de altitude, o que nos leva a considerar, de acordo com a USSCS, $N = 71$.

Uma chuvada só provoca escoamento superficial directo, se o seu valor for superior às perdas iniciais de água, dada por (Correia, 1984, citado por Cruz, 1992):

$$I_a = 0.2S$$

em que:

I_a , é a perda inicial de água no solo

S , a capacidade máxima de retenção

Sendo assim, o programa de computador elaborado afim de realizar o balanço hídrico diário - BASEQUEL, só calcula o valor da escorrência superficial, se a precipitação total diária for superior a um valor mínimo dado pela expressão seguinte (Lencastre e Franco, 1984):

$$P_t = \frac{5080}{N} - 50.8 \text{ (mm)}$$

Correia (1984), citado por Cruz (1992), discute o método do SCS, por considerar que o valor de perda inicial de água no solo, dado por $0.2S$, se basear em valores médios obtidos nos EUA e não verificados no nosso país. Outra objecção levantada pelo mesmo autor deriva do hietograma típico considerado no modelo SCS, corresponder a uma chuvada do tipo II, o que pode não ser significativo no nosso país. O facto de se utilizarem precipitações registadas em 24 horas para calcular caudais de ponta de cheia, quando os períodos de retorno são mais curtos, também poderá constituir uma simplificação excessiva, mas, neste caso, as preocupações levantadas têm a ver com outro tipo de trabalho no campo da hidráulica, não constituindo objecção real à utilização deste método.

Acresce ainda o facto de o sistema SCS ter sido utilizado com êxito nas ilhas Canárias (MOP- UNESCO, 1975), na ilha de Porto Santo (Ferreira, 1982), e na ilha de Santa Maria (Cruz, 1992), pelo que se considerou uma metodologia válida, em vista das condicionantes locais.

A sequência de procedimentos de cálculo do programa elaborado, inspirado no programa Cegevap (Almeida, 1979), é a seguinte:

- verifica-se se a P_t diária é superior ao valor mínimo, para que se verifique escorrência superficial directa.

- no caso afirmativo, é determinada a escorrência superficial directa (R_{sup}) e considera-se a precipitação útil (P_u) igual a $P_t - R_{sup}$.

- no caso negativo, considera-se a escorrência superficial directa nula e verifica-se a igualdade $P_u = P_t$.

- verifica-se se a P_u é maior que a EVP.

- no caso afirmativo, considera-se $EVR = EVP$ e o excesso de precipitação vai aumentar a quantidade de água no solo (A_s); se a reserva herdada do dia anterior mais o excedente ($P_u - EVP$) for superior à capacidade de campo, esta fica preenchida ($A_s = CC$); neste último, caso a quantidade de água que recarrega o aquífero é dada por $P_u - EVP - CC$ e a quantidade de água no solo que passa para o dia seguinte à igual a $A_s = CC$.

- Se a P_u for menor que a EVP, o algoritmo de cálculo verifica se:

$$P_u + A_s > EVP;$$

no caso afirmativo, $EVR = EVP$ e a quantidade de água no solo que passa ao dia seguinte é dada por $A_s + P - EVP$;

no caso negativo, se $P_u + A_s < EVP$ então $EVR = A_s + P_u$ e $A_s = 0$.

IV.3.3.1 Cálculo da Evapotranspiração Potencial

O fenómeno da evapotranspiração engloba dois processos distintos pelos quais a água passa do estado líquido ao gasoso, libertando-se posteriormente para a atmosfera. O estudo dos dois processos envolvidos, evaporação directa e respiração das plantas, implica o conhecimento de variáveis como a humidade e o desenvolvimento vegetal, cuja quantificação é laboriosa e complexa (Custodio e Llamas, 1983).

O conceito de evapotranspiração proposto por Thornthwaite (1948) veio, de certo modo, obviar às dificuldades anteriormente citadas. Com efeito, segundo este autor, a evapotranspiração potencial pode ser definida como a quantidade de água que uma superfície completamente coberta de vegetação em crescimento activo perde, se, em cada momento, o solo tiver humidade suficiente para satisfazer a necessidade máxima das plantas.

Com os dados climáticos disponíveis, apenas foi possível exprimir quantitativamente o fenómeno pela fórmula empírica de Thornthwaite (Custodio e Llamas, 1983):

$$\text{ETP} = K \epsilon$$

em que:

ETP é a evapotranspiração potencial mensal, em mm

$$K = \frac{N \times d^2}{12 \times 30}$$

a variável K é um factor de correcção, em que N é o número máximo de horas de sol naquela latitude e d, o número de dias do mês.

$$\varepsilon = 16 (10T/I)^a$$

em que:

ε é a evapotranspiração potencial média, em mm/dia

T, é a temperatura média mensal em °C

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 0,01972 I + 0,49239$$

$$I = \sum i, \text{Índice térmico anual}$$

em que:

i é o índice térmico mensal = $(T/5)^{1,514}$

T a média mensal das temperaturas diárias do mês.

Os cálculos da evapotranspiração pelo método indicado, foram efectuados utilizando uma versão para microcomputador do programa CEGEVAP (Almeida, 1979), tendo-se obtido os valores representados no Quadro IV.18. Machado (1984), através do mesmo método, obteve valores muito semelhantes, ou seja, 599 mm/ano. No entanto, valores bastante superiores, 1072 e 1143 mm/ano, foram obtidos por Marques (1994), utilizando o método da Radiação, e por S. Duarte (informação oral), através do método de Penman, respectivamente.

Quadro IV.18

EVP Calculada pelo Método de Thornthwaite

Meses	Temperatura	Precipitação	EVP
Outubro	10,6	318,7	54,3
Novembro	8,1	390,9	35,7
Dezembro	6,3	476,4	28,2
Janeiro	5,8	349,0	26,8
Fevereiro	5,8	294,9	23,2
Março	6,5	273,5	34,9
Abril	6,4	174,9	34,8
Maiο	8,5	150,5	52,9
Junho	10,9	74,0	65,8
Julho	14,5	16,3	92,1
Agosto	14,9	30,0	89,6
Setembro	13,1	151,4	68,6
Ano	9,3	2700,5	606,9

IV.3.3.2 Resultados Obtidos

Com base nos valores de precipitação média diária registados no Paul da Serra durante 15 anos hidrológicos, desde 1983/84 até 1997/98, e, considerando:

- N= 71, uma vez que o modelo conceptual que parece adequar-se melhor às condições locais é aquele que considera um solo do tipo C e em relação à ocupação agrícola, prado natural de altitude (Ricardo *et al.*, 1992). Valor idêntico, para N, foi também adoptado por (Novo *et al.*, 1994);
- CC= 100 mm, uma vez que se desconhecem valores experimentais da capacidade de campo (é função do tipo de solo), mas admitindo as características absorventes dos solos de alteração, os cálculos foram realizados para valores de capacidades de campo 100 mm. Valores semelhantes (110 mm) foram adoptados noutra região vulcânica, as ilhas Canárias (MOP, 1975);
- EVP, determinada como já foi referido, através do programa CEGEVAP (Almeida, 1979);

- Obtiveram-se os resultados que se encontram compilados no Quadro IV.19.

Quadro IV.19
Resultados do Balanço Hídrico Sequencial Diário

Ano	Precipitação anual	Escurrência superficial	Recarga aquífera	Evapotranspiração Real
83/84	2425,4	98,7	1743,1	488,0
84/85	3371,5	300,4	2691,5	474,8
85/86	3043,2	241,4	2283,3	442,8
86/87	2515,1	106,3	1340,7	565,9
87/88	3141,0	362,4	2381,3	496,5
88/89	3238,7	312,8	2288,8	539,8
89/90	3279,1	293,1	2437,8	544,0
90/91	2629,6	189,9	2001,5	423,3
91/92	2269,6	154,8	1563,6	554,0
92/93	2329,3	172,9	1678,9	483,4
93/94	2255,8	243,7	1658,1	440,3
94/95	1491,7	67,4	890,4	524,6
95/96	3277,7	155,5	2571,7	478,7
96/97	2701,0	133,7	1937,3	584,1
97/98	2539,5	257,9	1866,7	546,2
Média	2700,5	206,1	1955,6	505,8

Os valores da recarga aquífera obtidos estão representados no Quadro IV.20. A média anual da recarga no Paul da Serra é de 1955.6 mm, valor que se aproxima do valor obtido por Novo *et al.* (1994) para a Bica da Cana, de 1903 mm, através da aplicação do modelo Balseq. Verifica-se que a recarga ocorre durante 11 meses, com maior intensidade de Setembro a Maio, sendo pequena em Junho, muito pequena em Julho e nula em Agosto, Figura IV.29.

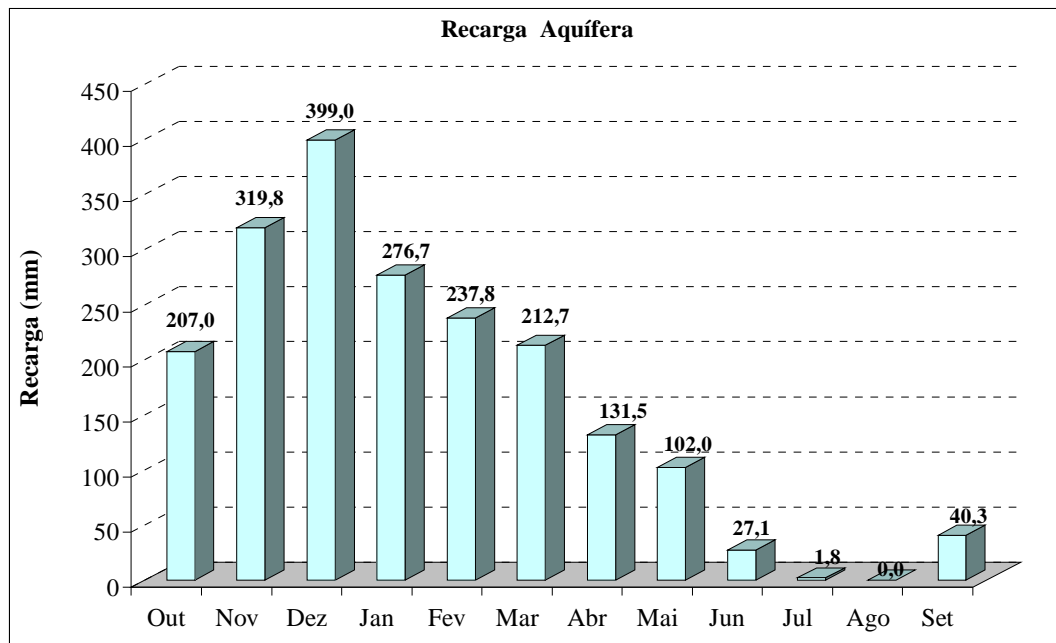


Figura IV.29- Distribuição da recarga aquífera

Quadro IV.20
Recarga Aquífera

	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	94/95	95/96	96/97	97/98	Média
Outubro	70,1	7,6	6,7	120,1	394,5	394,5	410,4	132,6	198,7	306,8	391,7	222,8	56,7	0,0	392,2	207,0
Novembro	438,3	202,0	572,6	144,4	278,0	692,3	568,3	357,8	300,4	71,9	366,2	117,5	335,4	106,5	244,8	319,8
Dezembro	338,3	328,5	394,2	86,8	650,2	204,7	594,4	447,8	341,4	503,2	280,5	33,4	674,4	766,8	340,1	399,0
Janeiro	165,5	597,9	301,5	344,0	371,2	256,8	131,1	103,4	75,9	118,2	256,5	10,1	646,2	441,9	330,5	276,7
Fevereiro	95,2	682,9	453,2	187,8	221,9	209,8	0,0	346,9	400,6	129,6	72,6	148,1	210,4	106,7	301,9	237,8
Março	371,8	265,3	136,4	179,2	273,0	133,7	121,1	352,2	120,2	247,0	99,0	238,5	406,3	191,1	56,4	212,7
Abril	153,8	238,4	267,6	120,4	82,6	226,4	254,1	122,9	47,3	59,0	25,2	100,2	48,4	143,5	82,4	131,5
Maio	109,7	271,0	28,9	29,4	110,1	72,2	30,6	109,6	0,0	242,4	166,3	0,0	193,8	85,3	81,1	102,0
Junho	0,5	97,9	0,0	76,6	0,0	10,9	53,4	0,0	40,8	0,0	0,0	19,7	0,0	68,6	37,4	27,1
Julho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	27,0	0,0	1,8
Agosto	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Setembro	0,0	0,0	122,4	52,2	0,0	87,6	274,4	28,4	38,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	40,3
Ano	1743,1	2691,5	2283,3	1340,7	2381,3	2288,8	2437,8	2001,5	1563,6	1678,9	1658,1	890,4	2571,7	1937,3	1866,7	1955,6

O elevado valor da precipitação no Paul da Serra que se distribui ao longo de todo o ano, supera, nos meses de Outubro a Março, a capacidade de infiltração, favorecendo necessariamente a escorrência. A Figura IV.30 mostra a distribuição anual da escorrência que ocorre apenas durante o primeiro semestre do ano hidrológico.

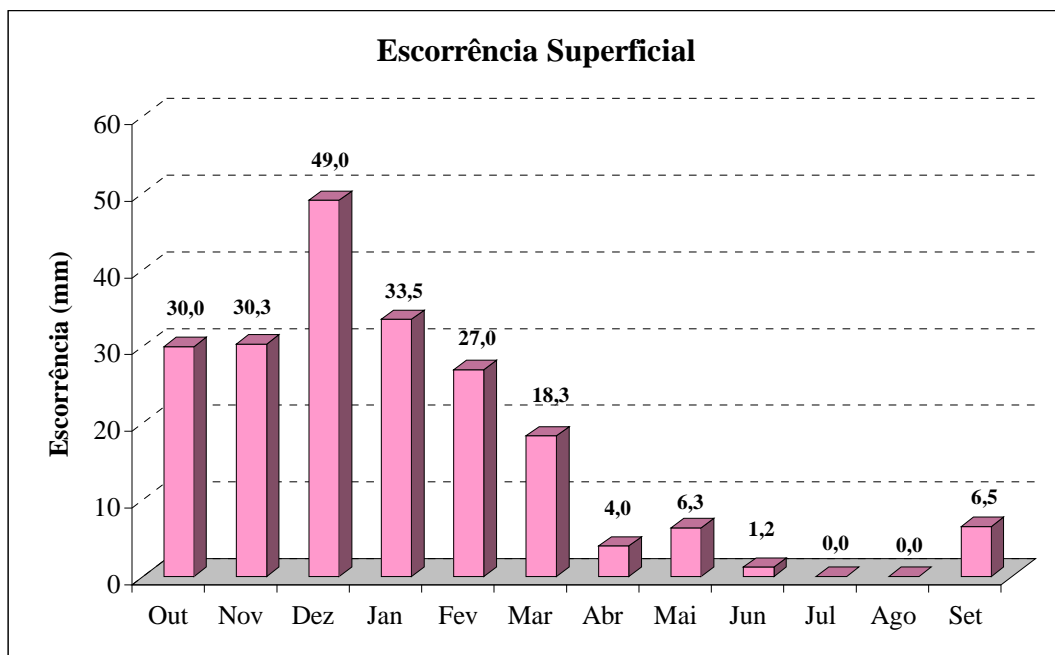


Figura IV.30- Distribuição da escorrência superficial

Quadro IV.21
Escorrência Superficial

	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90	90/91	91/92	92/93	93/94	94/95	95/96	96/97	97/98	Média
Outubro	0,9	0,0	0,5	4,1	22,9	103,7	94,2	1,1	4,1	24,1	111,3	31,7	1,3	0,0	49,8	30,0
Novembro	13,9	0,8	56,0	0,1	30,3	103,2	54,8	54,2	25,0	14,8	23,1	6,6	39,1	13,2	19,0	30,3
Dezembro	32,3	14,0	45,5	1,6	146,8	21,6	81,7	43,4	44,4	103,4	34,0	1,6	54,0	61,1	49,8	49,0
Janeiro	6,5	93,4	21,9	58,9	82,8	52,5	0,1	0,1	0,0	13,7	14,1	0,0	38,8	25,3	94,5	33,5
Fevereiro	6,2	116,0	91,2	6,8	7,5	9,2	0,0	34,7	73,4	3,9	0,0	6,9	0,4	5,2	43,3	27,0
Março	32,1	53,2	0,2	9,8	65,6	8,2	0,8	51,3	1,1	4,5	0,0	14,5	15,8	16,6	1,2	18,3
Abril	4,3	7,7	7,0	3,5	0,7	4,9	21,2	3,4	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	6,2	0,0	4,0
Maiο	1,2	14,0	0,0	0,0	5,8	0,1	0,0	0,2	0,0	5,4	61,2	0,0	6,2	0,5	0,4	6,3
Junho	0,0	1,3	0,0	2,1	0,0	0,0	1,7	0,0	2,0	0,0	0,0	5,5	0,0	5,4	0,0	1,2
Julho	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Agosto	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Setembro	1,3	0,0	19,2	19,4	0,0	9,5	38,5	1,6	4,8	3,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	6,5
Ano	98,7	300,4	241,4	106,3	362,4	312,8	293,1	189,9	154,8	172,9	243,7	67,4	155,5	133,7	257,9	206,1

Os coeficientes de infiltração obtidos, ver Quadro IV.22, variam entre um mínimo de 53,3 % e um máximo de 79,8 %, o que corresponde a um coeficiente médio de 71,7 %. Estes valores agora determinados são, em geral, superiores ao valor obtido por Nascimento (1990), para a mesma zona, durante o ano hidrológico de 1988/89, através do método do balanço de cloretos (Custodio e Llamas, 1983), de 61%. Esta diferença de resultados poderá ficar a dever-se ao facto de, entre outras condições que podem influenciar o resultado final, as melhores estimativas da taxa de infiltração, utilizando o balanço de cloretos, serem obtidos em zonas áridas e/ou planas, piorando, quando esta metodologia é aplicada em zonas húmidas (Custodio, 1973, citado por Custodio e Llamas, 1983), o que na realidade acontece.

Quadro IV.22
Coeficiente de Infiltração

Anos	Precipitação anual	Recarga Aquífera	Taxa de infiltração
83/84	2425,4	1743,1	71,9%
84/85	3371,5	2691,5	79,8%
85/86	3043,2	2283,3	75,0%
86/87	2515,1	1340,7	53,3%
87/88	3141,0	2381,3	75,8%
88/89	3238,7	2288,8	70,7%
89/90	3279,1	2437,8	74,3%
90/91	2629,6	2001,5	76,1%
91/92	2269,6	1563,6	68,9%
92/93	2329,3	1678,9	72,1%
93/94	2255,8	1658,1	73,5%
94/95	1491,7	890,4	59,7%
95/96	3277,7	2571,7	78,5%
96/97	2701,0	1937,3	71,7%
97/98	2539,5	1866,7	73,5%
Média	2700,5	1955,6	71,7%

IV.3.4 Avaliação dos Recursos Hídricos Subterrâneos no Paul da Serra

Os recursos hídricos subterrâneos renováveis são, a longo prazo, iguais à infiltração que alimenta os aquíferos (Castany *et al.*, 1979).

Podemos calculá-los a partir da seguinte expressão:

$$\text{Recursos Hídricos Subterrâneos} = R_i \times A$$

em que:

R_i é a recarga aquífera, e

A a área de infiltração.

A zona de alimentação considerada, de cerca de 24 km², foi limitada pelas beiras do planalto, correspondendo cerca de 20 km², ao Chão do Paul e os outros 4 km² ao prolongamento do Fanal. Admite-se que a infiltração ocorre essencialmente nesta zona, uma vez que as vertentes para baixo dessa altitude são muito íngremes favorecendo a escorrência e não a infiltração.

Considerando a área susceptível de ser recarregada, 24 km², então os recursos hídricos subterrâneos sofrerão uma alimentação anual de:

$$\text{Recursos Hídricos Subterrâneos} = 1,9556 \times 24 \times 10^6 = 46\,934\,400 \text{ m}^3/\text{ano}$$

Chega-se, assim, a um valor médio anual para os recursos hídricos subterrâneos no Paul da Serra de cerca de 47 x 10⁶ m³.

Uma vez que apenas se considerou como área de recarga a zona plana do topo do planalto, não contabilizando a área correspondente às vertentes, onde, e principalmente, na de norte, ocorre outro tipo não menos importante de precipitação, ver Cap. VI.4., designada por oculta ou horizontal (pois depende da existência de um obstáculo, neste caso da abundante vegetação, para a sua efectivação), este valor estará certamente, avaliado por defeito.

A existência desta intensa vegetação que cobre toda a declivosa vertente norte, além do papel já referido na intercepção dos nevoeiros, ajuda a travar, de certo modo, a escorrência, favorecendo assim, a infiltração.

Esta avaliação de recursos não passa de uma estimativa aproximada, uma vez que, apesar de se reconhecer a importância da precipitação oculta, não é possível, com os dados até agora obtidos, quantificar, com rigor, a sua contribuição na recarga do maciço do Paul da Serra.

IV.3.5 Avaliação das Reservas

As reservas subterrâneas no maciço serão dadas pela seguinte expressão:

$$\text{Reservas} = \text{Recursos subterrâneos} - \text{Descarga subterrânea}$$

IV.3.5.1 Descarga Subterrânea do Maciço do Paul da Serra:

A estimativa da descarga subterrânea foi feita com base em valores fornecidos pela EEM, correspondentes a caudais de Verão, medidos nas levadas que contornam o maciço, desde a cota 1400 m até cerca dos 500 m e pela

Investimentos de Gestão da Água S.A., que tem a seu cargo as medições dos caudais das galerias de captação.

A IGA, S.A. tem em curso a execução de mais uma galeria de captação naquele maciço, a Galeria da Fajã da Ama, situada na vertente norte, cerca da cota 600 m, a qual, em Abril de 2000, contava já com 1750 m de comprimento e um caudal de cerca de 185 l/s.

Estes caudais de Verão corresponderão, essencialmente, à descarga subterrânea do maciço, verificada, quer nas galerias das de captação, quer ainda nas centenas de nascentes que drenam o maciço, indo alimentar o sistema de levadas. Podem, no entanto, incluir, apesar de pouca, alguma contribuição superficial (Quadro IV.23).

Quadro IV.23

Descarga Subterrânea do Maciço do Paul da Serra (Agosto)

	Caudal (l/s)
Levada do Lombo do Mouro	20
Levada do Juncal	50
Levadas Paul 1 + Paul 2	100
Levada dos Cedros	30
Levada do Rabaçal	120
Levada dos Brasileiros	10
Levada das Rabaças	180
Nascentes das Pedras	5
Canal do Norte	230
Levada da Rocha Vermelha	300
Levada da Ribeira da Janela	140
Levada da Fajã do Rodrigues	40
Escoamento na Rib. do Passo e da Vargem	100
Escoamento na Rib. do Inferno	80
Levada do Seixal	140
Levada do Chão da Ribeira	100
Escoamento na Rib. de João Delgado	50
Galeria da Fajã da Ama	185
Total	1880 l/s = 59 287 680 m ³ /ano

Fonte: IGA S.A. e EEM

IV.3.5.2 Reservas no Maciço do Paul da Serra

Considerando como fonte de recarga subterrânea apenas a água proveniente da precipitação, então as reservas virão:

$$\begin{aligned} \text{Reservas no Maciço do Paul da Serra} &= 46\,934\,400 \text{ m}^3/\text{ano} - 59\,287\,680 \text{ m}^3/\text{ano} \\ &= -12\,353\,280 \text{ m}^3/\text{ano} \Rightarrow -392 \text{ l/s} \end{aligned}$$

IV.3.6 Discussão de Resultados

Apesar de esta abordagem às reservas existentes no maciço do Paul, aqui realizada, não passar de uma estimativa aproximada, ela é bem elucidativa da importância da contribuição da precipitação oculta como fonte de recarga subterrânea, naquela zona.

O déficit de cerca de 400 l/s obtido no balanço obriga-nos a admitir outra fonte de recarga além da precipitação sob a forma de chuva, a, até agora desprezada, precipitação oculta. Esta forma de precipitação também conhecida por precipitação horizontal, provou aqui, de um modo indubitável, constituir uma importante parcela da recarga subterrânea nas zonas altas da ilha da Madeira.

IV.4 PRECIPITAÇÃO OCULTA

O fenómeno aqui em estudo é conhecido por inúmeras designações, tais como: precipitação oculta, precipitação horizontal, condensação de nevoeiros, potencial hídrico dos nevoeiros, ordenha das nuvens, escorrimento de nevoeiros, captação da humidade atmosférica, precipitação por intercepção directa da água das nuvens, sendo esta última, de entre todas, a que melhor traduz o processo, pois sugere que, na ausência de intercepção, não haverá deposição significativa, o que na realidade acontece. As minúsculas gotículas de água (DGRAH, 1984) mantêm-se em suspensão na atmosfera, uma vez que a sua pequena velocidade de queda é bastante inferior à velocidade das correntes ascendentes que existem no interior da nuvem. Segundo Cunha (1964), só um número muito reduzido de gotículas de nevoeiro arrastadas pelo vento pode precipitar directamente sobre o terreno, principalmente por efeito de fenómenos de turbulência, em quantidades diárias que raramente excedem os 0,2 mm.

Este tipo de precipitação pressupõe ainda a existência de um obstáculo, natural ou artificial, no qual, por um mecanismo de colisão das gotículas de nevoeiro e posterior coalescência, ganham peso suficiente para desenvolver precipitação. De acordo com Cunha (1964), será a vegetação muito mais apropriada para essa intercepção, devido ao movimento contínuo das folhas e ramos pela acção do vento, com a conseqüente variação da turbulência em seu redor.

As nuvens são formadas por uma fase gasosa, de todas a mais abundante, constituída por vapor de água, por uma fase sólida, que, a existir, é representada por minúsculos cristais de gelo, e por uma fase líquida, constituída por gotículas de água, cujo diâmetro varia com a temperatura. Nas massas de ar marítimo tropical as gotículas são, em média, bastante maiores do que nas massas de ar polar.

A quantidade de água da fase líquida de uma nuvem ou do nevoeiro - considera-se nevoeiro uma nuvem baixa, com base assente sobre a superfície topográfica, não havendo, por conseguinte, diferença entre nuvem e nevoeiro – é variável, sendo normalmente inferior a 1 g/m^3 , mas pode, em casos excepcionais, atingir os 2 g/m^3 (DGRAH, 1984).

Quanto à dimensão do hidrometeoro em estudo, é frequente o enquadramento das dimensões das gotas em diferentes limiares. Segundo Went (1955), o nevoeiro consiste em pequenas gotículas de água com dimensões que vão desde 0,01 até 0,1 mm, não especificando se se trata de dimensão radial ou diametral.

Para Schemenauer (1991), as gotículas de nevoeiro têm diâmetros típicos que variam entre 1 e 30 μ , enquanto, para Nagel (1956), o diâmetro das gotas é superior a 3,5 μ abaixo do qual se está na presença de neblina, e inferior a 100 μ , acima do qual se considera chuvisco, passando, aos 200 μ , a considerar-se chuva, Figura IV.31.

Rodrigues (1995) adoptou como dimensão radial das gotas, o intervalo entre 1 μ , abaixo da qual considera aerosol, e como limiar superior dos nevoeiros, o mesmo valor de Nagel (1956), 50 μ , uma vez que, segundo Beard e Pruppacher (1969), em ambientes marítimos, o espectro das gotas dos sistemas nebulosos é mais extenso. Aquele autor considera ainda chuvisco as dimensões radiais superiores 50 μ , e chuva, a partir dos 250 μ .

No entanto, Rodrigues (1995), numa tentativa de simplificação, incorporou no estudo da precipitação horizontal, parte dos chuviscos, adoptando os 100 μ de raio como limiar para os fenómenos de precipitação horizontal, favorecido pela negligenciável velocidade de queda das partículas inferiores a essa dimensão, face à componente horizontal dos ventos e ao ambiente marítimo em estudo.

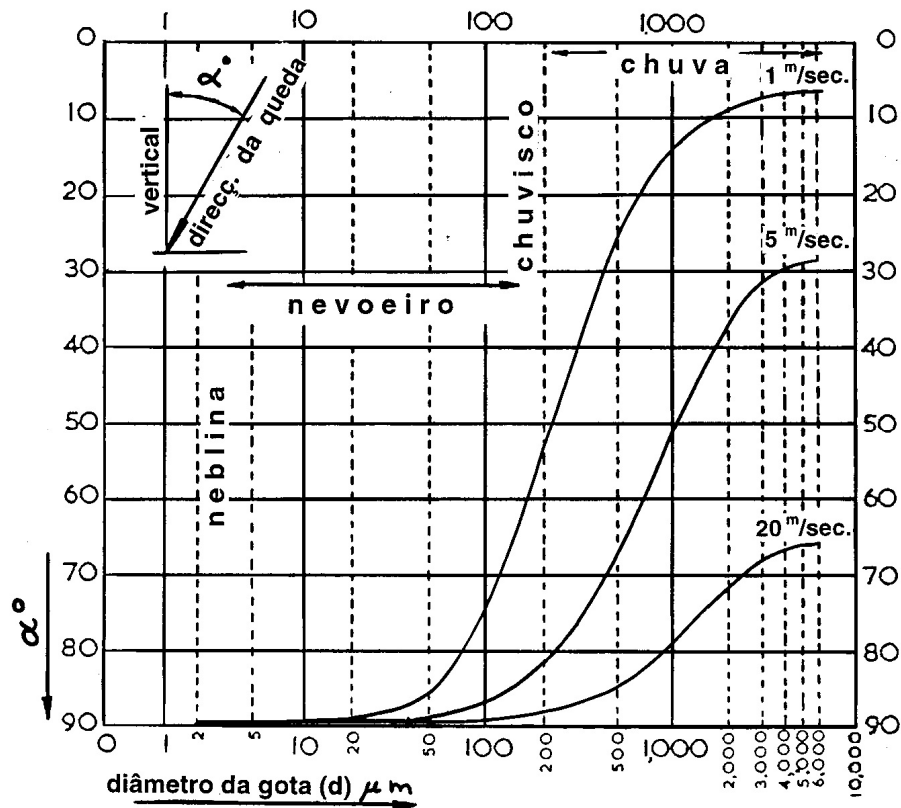


Figura IV.31- Relação entre a dimensão das gotas e o seu ângulo de queda para diferentes velocidades do vento (Nagel, 1956).

Perante a falta de unanimidade em relação à dimensão das gotículas do nevoeiro e após uma análise das propostas dos diferentes autores, considerou-se como limite inferior as gotículas com dimensão radial superior a 1μ , abaixo do qual se considera estar na presença de neblina, e, porque, de acordo com a lei de Stokes, em condições normais de turbulência na atmosfera, uma gota apenas cai quando o seu raio excede 100μ (DGRAH, 1984), adoptou-se como limiar superior dos nevoeiros 200μ de diâmetro, acima do qual se considera estar em presença de chuva incipiente, ou seja chuveiro.

As gotas, nesta franja, têm velocidades de deposição entre 1 e 75 cm s⁻¹ (Beard e Pruppacher, 1969), o que faz com que sejam "varridas" por velocidades do vento superiores a 1 m s⁻¹, sendo, por isso, designadas por precipitação horizontal.

Nos locais onde o nevoeiro é frequente, grande quantidade de água pode ser transportada pelo vento. Se considerarmos o valor médio da água líquida no nevoeiro **1 g /m³** e **20 km/h**, a velocidade média do vento que atravessa uma **área vertical de 1m²**, colocada a 1m do solo, verifica-se que, num metro quadrado normal ao fluxo, passam cerca de **20 l de água por hora!**

Perante caudais potenciais desta grandeza, e apesar de se reconhecer que a extracção total da água líquida contida nos nevoeiros é impossível, vários cientistas, em todo o mundo, têm vindo a desenvolver técnicas de captação e quantificação desta água, que, apesar de não ser registada pelos udógrafos, representa, em muitos casos, uma significativa parcela da recarga subterrânea, assim como um importante complemento às fontes tradicionais de abastecimento de água, chegando mesmo a ser, em certas zonas de elevada escassez hídrica, a principal fonte de abastecimento das populações.

Em termos ecológicos, os impactos climáticos desta actividade são mínimos (Rodrigues, 1993), uma vez que, como a fase líquida das nuvens ou nevoeiros representa apenas 1/10 da fase gasosa, só é removido um décimo de uma percentagem de água nas formações nebulosas (relacionada com o conteúdo de água da fase líquida). É uma actividade distinta das tradicionais experiências de indução de artificial da precipitação (*cloud seeding*), para as quais este tipo de preocupações é mais adequado.

VI.4.1 Historial do Estudo da Precipitação por Intercepção Directa da Água das Nuvens

A captura de água das nuvens pelo homem, como forma de aumentar os recursos hídricos das zonas áridas, é uma actividade que já se processa há muitos séculos, tendo surgido, possivelmente, da observação corrente do gotejar das árvores, arbustos e outros obstáculos em regiões onde são frequentes o nevoeiro e o vento forte.

A ideia base é criar um obstáculo artificial ou natural que intercepte as gotículas de água existentes em suspensão no nevoeiro, por um simples processo de impacto. Parte do fluxo, transportado pelo vento, contorna os obstáculos; a outra parte choca com as superfícies, permitindo a retenção das gotículas. Estas coalescem, tornam-se maiores e mais pesadas, precipitando.

Segundo M. Hitier (1925, citado por Chaptal, 1962), um dos processos mais antigos de captar a água dos nevoeiros, foi construído há mais de 2000 anos, na antiga cidade de Teodósia, na Crimeia, através de empilhamentos de blocos calcários de grandes dimensões, com cerca de 30 m de comprimento por 25 m de largura e 10 m de altura, cada um deles, destinados exclusivamente a captar a água do nevoeiro. Uma rede de tubos de grés ligava esses 13 empilhamentos a 114 fontes da cidade, que, no conjunto, poderia debitar 730 m^3 de água por dia.

Influenciado pela descrição de Hitier, Chaptal concebeu um captador que não era mais do que um empilhamento de pedras calcárias de arestas vivas, no interior de um tronco de pirâmide quadrangular, com 3 m de base e 2,5 m de altura, revestido exteriormente por uma camada de betão com 12 cm de espessura. Nas paredes laterais, existiam duas séries de aberturas de ventilação. A zona activa do dispositivo situava-se na sua parte central, funcionando apenas nas alturas do ano em que a temperatura do núcleo central era inferior à temperatura média diária do ar e, para que a condensação se produzisse, era indispensável que o ar situado no interior estivesse saturado ou perto da saturação. Testado em Montpellier em

1930 e 1931, apresentou fracos resultados que foram justificados pelo tipo de clima na região, ar seco e o nevoeiro, por conseguinte, pouco frequente (Cunha, 1964).

É também desta época o "poço aéreo" de Knapen, engenheiro belga que desenvolveu um condensador, com a finalidade prática de abastecer as populações rurais da Argélia e da Tunísia. Este poço aéreo não correspondeu às expectativas de Knapen, devido ao baixo teor de humidade do ar nessas zonas, não tendo os baixos rendimentos obtidos compensando o elevado custo da instalação de tal sistema (Cunha, 1964).

Mais recentemente, em Cabo Verde, foi utilizado, novamente, o sistema de captação por empilhamento de pedras, mas, desta vez, de origem vulcânica, assentes sobre uma base impermeável. Os resultados em Cabo Verde não foram encorajadores, tendo-se atribuído o fracasso ao elevado grau de alteração das rochas, que absorviam facilmente a água, sobretudo quando ela os atingia de uma forma lenta e finamente pulverizada, como é próprio dos nevoeiros (Cunha, 1964).

IV.4.1.1 Colectores Naturais

Só um número muito reduzido de gotículas do nevoeiro arrastadas pelo vento pode precipitar directamente sobre o terreno, principalmente por efeito de fenómenos de turbulência, em quantidades máximas de 0.2 mm em 24 horas. A maior parte das gotículas captadas são depositadas nos obstáculos com que chocam, sendo a vegetação um obstáculo natural à passagem dos nevoeiros muito mais apropriado para essa intercepção, devido ao movimento contínuo das folhas e ramos pela acção do vento, com a consequente variação da turbulência em seu redor (Cunha, 1964). A quantidade de água captada depende do tipo, tamanho e densidade da vegetação e ainda da sua localização em relação aos ventos predominantes.

Muitos têm sido os autores que se têm dedicado ao estudo dos efeitos nos nevoeiros sobre a vegetação:

As primeiras referências à possível importância da precipitação oculta no Quênia, foram feitas por Nicholson (1936), citado por Ingraham and Matthews (1988), tendo estabelecido que as montanhas cobertas de vegetação faziam aumentar, pelo menos 25%, o total da precipitação anual.

Kittredge (1948), citado por Ingraham and Matthews (1988), afirma que a precipitação oculta pode, durante certas estações, fazer aumentar 2 a 3 vezes o total da precipitação medida em áreas abertas, sem vegetação.

Em Cabo Verde, nos princípios da década de 1950/60, iniciou-se uma grande campanha de reflorestação, tendo em vista combater a desertificação e restauração dos ecossistemas destruídos; controlar a erosão, impedindo a formação de torrentes e fixando o solo; e captação da humidade das nuvens nas zonas altas (cujas gotículas não têm peso suficiente para vencer a resistência do ar), aumentando a recarga dos aquíferos nas zonas baixas (Sabino, 1982).

Ortuño y Ceballos (1951, citado por Gioda *et al.*, 1992), após várias campanhas destinadas a obter resultados quantitativos sobre o efeito da vegetação na quantidade real de precipitação em Tenerife, nas Ilhas Canárias, chegaram à conclusão de que a existência de cobertura vegetal nas zonas de incidência de nevoeiros triplicava a quantidade de precipitação, constituindo essas zonas verdadeiras bacias de alimentação de águas subterrâneas.

Byers (1953) afirma categoricamente que a precipitação oculta é um importante processo de fornecimento de água aos abetos vermelhos costeiros (*Sequoia sempervirens*) da Califórnia.

Verifica-se que, nas regiões onde os nevoeiros ocorrem com bastante frequência, a vegetação cresce mais do que os valores da precipitação poderiam fazer esperar. Ao longo da costa da Califórnia, o crescimento dos abetos vermelhos é fenomenal do lado oeste, de onde sopra o vento, e bastante menor do lado oposto, apesar de o valor da precipitação ser o mesmo. Nas encostas este da Serra Nevada, é visível uma nítida linha horizontal de demarcação, abaixo da qual não cresce vegetação. Pelo contrário, acima dessa linha, que coincide com o limite inferior dos nevoeiros trazidos pelos ventos de este, ocorre uma floresta de pinheiros.

Estudos efectuados na ilha de Hokkaido, no Japão, mostram um aumento do conteúdo em água líquida no nevoeiro com a altitude. Um conteúdo de $0,5 \text{ g/m}^3$ dentro da faixa de nevoeiros, é reduzido para quase zero, a 10 m do solo (Kashiyama *et al.*, 1953, citado por Parsons, 1960).

Segundo Went (1955), apesar de a chuva e a irrigação serem consideradas como principais fontes de água das áreas cultivadas, em muitas locais do planeta, nem a chuva nem a água subterrânea parecem ser suficientes para explicar o desenvolvimento de certas vegetações naturais, sendo necessário procurar outras fontes de água como nevoeiros, neblinas e orvalhos para justificar o crescimento das plantas.

Went verificou ainda que a forma em agulha das folhas dos pinheiros é bastante mais eficiente a condensar nevoeiro do que as árvores de folhas abertas, assim como a eficácia do nevoeiro como fonte de água na natureza estava dependente da velocidade do vento: neblinas estagnadas não servem como fontes de água, porque a condensação ocorre apenas quando um volume suficiente de ar contendo gotículas de água é transportado até uma superfície de condensação.

Mordy (1955), citado por Twomey (1957), refere observações feitas no Havai, numa zona de baixa precipitação (chuva), mas frequentemente coberta por nuvens baixas, onde se verificou ser muito maior a quantidade de água que atingia o solo debaixo das árvores do que em zonas abertas. Esta diferença foi atribuída à captação das gotículas de água do nevoeiro pela vegetação.

Na península de S. Francisco, Oberlander (1956) constatou que a primeira linha de árvores a partir da costa produzia os mais elevados valores de precipitação oculta, verificando-se uma diminuição para o interior e para baixo. Os dados mostravam ainda um aumento daquele tipo de precipitação com a altura ou tamanho das árvores (à medida que vão crescendo, vai aumentando a sua área de captação). No entanto, verificou ser a posição da vegetação, em relação à direcção predominante do vento, mais importante do que a sua altura.

As gotículas de água na nuvem variam desde 0,01 mm até 0,1 mm e a sua velocidade de queda é muito lenta. A quantidade de água proveniente do nevoeiro não consegue ser detectada por udógrafos instalados em áreas abertas, mas, quando o vento empurra as gotículas de nevoeiro contra objectos sólidos, tal como as folhas da vegetação, a remoção da água da nuvem aumenta muito, e, em certas condições, produz um significativo aumento da precipitação, Twomey (1956), citado por Vogelmann (1968).

Twomey (1957), após várias experiências com obstáculos artificiais, no Monte Wellington na Tasmânia, concluiu ser, de longe, a própria vegetação o melhor colector da água proveniente dos nevoeiros, apelando para a reflorestação, principalmente das zonas onde se verifiquem condições propícias à ocorrência daquele fenómeno, que se tem vindo a revelar uma parcela muito importante no processo de recarga. Embora não pareça provável que a presença de vegetação influencie directamente a queda de chuva numa dada região, verifica-se que a precipitação, no sentido da água que atinge o solo (água da chuva mais água do nevoeiro) é fortemente influenciada.

Nas ilhas altas das Índias Ocidentais, Ascensão e Tenerife a precipitação oculta proveniente da cobertura de nuvens associadas aos ventos alísios durante os meses secos são responsáveis pela manutenção de luxuriantes vegetações e pela permanência, quer de nascentes, quer de linhas de água. Parece não haver dúvidas de que os valores mais elevados da precipitação oculta no globo ocorrem nos trópicos, especialmente nas ilhas altas, dentro da zona dos ventos alísios, devido à maior quantidade de humidade no ar (Parsons, 1960).

Na Califórnia, na crista do Berkeley Hills, sob pinheiros de Monterey (*Pinus radiata*) e eucaliptos foram colhidos, durante os meses secos de Verão, mais de 250 mm de água, com ventos da ordem dos 9 a 37 km/h, o que corresponde a quase metade do total da precipitação anual (Parsons, 1960). A quantidade de água proveniente do nevoeiro, para aquele autor, são função do tamanho, forma e natureza da vegetação, e da velocidade do vento (em noites de nevoeiro sem movimento de ar a precipitação oculta debaixo de um pinheiro é de cerca de 1 mm. Quando sopra vento entre 10 e 15 km/h, o valor da precipitação oculta aumenta para 7.5 mm/noite).

Glas (1960) refere a existência, na ilha de Hierro, de uma árvore hoje extinta, o Garoé, assim apelidado pelos Guanches, uma espécie de loureiro endémico das Canárias e da Madeira, que fornecia às populações água doce em abundância. Daí ser designada por árvore santa ou por árvore fonte, Figura IV.32.

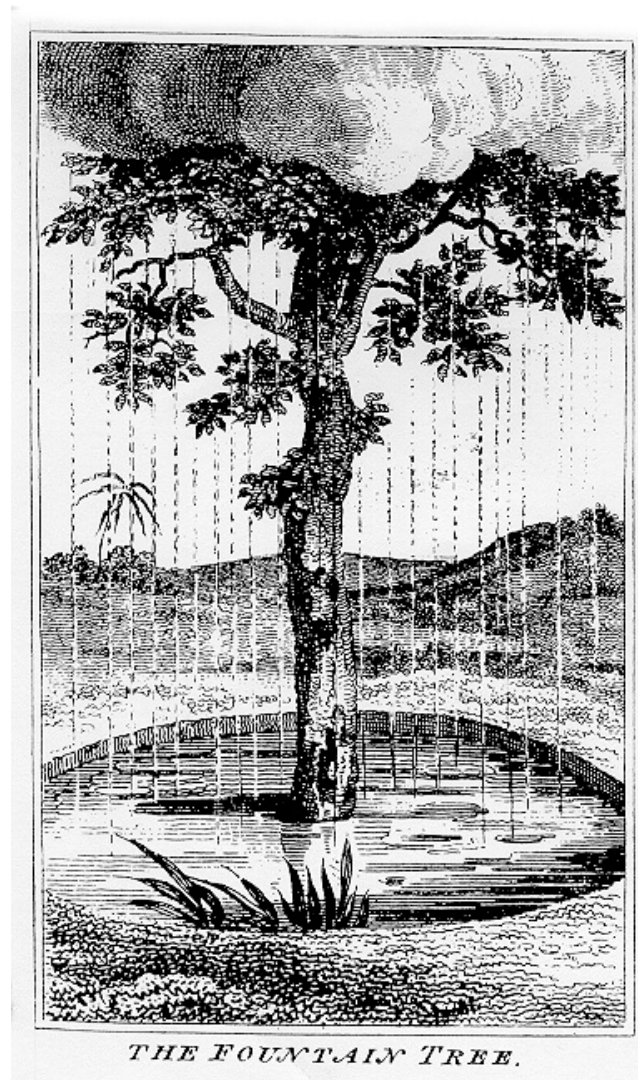


Figura IV.32- A árvore-fonte (extraído de Glas, 1960)

Ekern (1964), ao estudar a quantidade de água que podia ser colhida da intersecção directa das nuvens na vegetação, em Lanaihale no Havai, verificou que representava uma substancial contribuição ao ciclo hidrológico: um pinheiro, com 9 m de altura, colhia anualmente, exclusivamente das nuvens, 750 mm de água extra.

Kerfoot (1968) é de opinião que muitos dos estudos iniciais falharam, porque não souberam distinguir a água depositada a partir das nuvens e nevoeiros da água proveniente da chuva.

Fourcade (1942), citado por Kerfoot (1968), refere que a inclinação da chuva, por vezes horizontal, e até mesmo de baixo para cima, é responsável por erros na interpretação de resultados, atribuindo-se à vegetação maior capacidade de captar a humidade das nuvens do que aquela que na realidade tem.

Azevedo (1974) estudou a ocorrência de precipitação oculta por baixo das florestas no norte da Califórnia, nomeadamente em dois picos cobertos por vegetação e por nevoeiro durante o Verão, o Peavine e o Bear River Ridge, tendo colhido cerca de 425 mm de água proveniente de nevoeiros durante o Verão, ainda que, em algumas árvores individuais, diferenças de exposição e de dimensões, tenham causado grandes variações nos totais colhidos. O carácter temporário do nevoeiro, a posição e forma da árvore, a extensão de floresta e a velocidade do vento afectam a distribuição da precipitação oculta no solo da floresta.

Silva (1984), referindo-se à Madeira, onde as névoas molhadas, provocadas pela subida do nordeste na encosta norte, ocorrem mais de 180 dias por ano (média de 30 anos), afirma que: "um quadrado de apenas 1m^2 de urze (*Erica arborea* L.) contém mais de 1 km de tubos capilares (folhas) captadores de névoa. Num só dia de nevoeiro, esse quadradinho de urze em apenas um milímetro de espessura, pode reter entre 20 a 40 litros de água".

Num projecto de reflorestação de eucaliptos no Chile, chegou-se à conclusão de que, uma vez assegurado o crescimento dessas espécies até uma altura de cerca de 1,80 m, os próprios nevoeiros típicos, os camanchacas, assegurariam o desenvolvimento posterior das árvores sem qualquer apoio de irrigação (Strauss, 1991).

Na região de Dhofar (extremo sul do sultanato de Omão), Schemenauer e Cereceda (1994), conseguiram apresar volumes médios entre os 580 e 860 l/dia durante períodos de cerca de 80 dias. Para tal, usaram um tipo de oliveira (*Olea europaea*), limitando-se a recolher num recipiente circular com 5 m de diâmetro a água que pingava da copa da duas oliveiras entrelaçadas. Isto equivale a alturas de água de 30 a 45 mm/dia. Apesar de o número médio de dias de nevoeiro ser, aí, apenas 75, o equivalente udométrico total é superior a 2 250 mm.

Azevedo e Ferreira (1996) desenvolveram, na ilha das Flores, um processo simples para quantificar a capacidade de intercepção da humidade atmosférica pela cobertura vegetal dominante no *Plateau* Central da ilha, o *Sphagnum*. Os valores obtidos de 15,7 hm³/ano (1,3 l/dia/m² de área coberta por *Sphagnum*), correspondem a 11% do *input* hídrico global, para aquela zona (Azevedo, 1998).

Exemplos deste tipo levaram os hidrologistas a questionarem-se quanto à importância dos nevoeiros na recarga dos sistemas hídricos. Contudo, a passagem do efeito de uma árvore para o de uma região florestada não é imediata, dada a diminuição aí, quer da velocidade do vento que acarreia as neblinas, quer do próprio conteúdo de água da fase líquida, já que as gotas maiores do espectro ficam depositadas nas árvores a barlavento. Por outro lado, a contribuição dos nevoeiros para a recarga hidrológica faz-se não só pela intercepção florestal, como também com a diminuição da evaporação do solo e da transpiração da vegetação promovida pela diminuição da carga radiactiva (Hantric e Bowling, 1973).

Perante estes factos, se bem que se possa considerar iniciada a investigação dos aspectos quantitativos da contribuição dos nevoeiros para o ciclo hidrológico, até hoje ainda não se conhecem metodologias de cálculo estruturadas para a sua determinação (Rodrigues, 1995).

IV.4.1.2 Colectores Artificiais

Quando a questão é encarada em termos de complemento ou mesmo alternativa às fontes tradicionais de abastecimento de água, em zonas de escassez hídrica, e com pouca vegetação, torna-se necessário criar obstáculos artificiais para captação da humidade das nuvens. Têm sido criados pelo homem aparelhos com diferentes configurações. Os obstáculos variam desde écrans verticais, redes tipos guarda-vento, estruturas cilíndricas, em harpa e até em diamante.

A produção de água, a partir da instalação de aparelhos colectores de nevoeiros, depende do número de colectores, do seu tamanho, da sua eficácia, da frequência do nevoeiro, do seu conteúdo em água líquida e ainda da velocidade do vento (Schemenauer, 1991).

O facto de as árvores como o pinheiro, com folhas em forma de agulha, captarem, com maior eficiência, as águas dos nevoeiros levou a que se procurasse utilizar fios metálicos como objectos de captura. Alguns dos primeiros aparelhos medidores de nevoeiro concebidos pelo homem consistiam em redes metálicas colocadas sobre vulgares udógrafos. O mais utilizado, em vários países, durante as décadas de 50 e 60, foi o colector de Hohenpeissenberg, desenvolvido por Grunow (1952). O aparelho consistia num pequeno cilindro vertical de rede metálica, colocado sobre um udómetro convencional com 200 cm^2 de boca. O cilindro tinha 20 cm de altura, 10 cm de diâmetro e uma secção vertical de 200 cm^2 de área, ou seja a mesma da boca do udómetro, pretendendo, deste modo, ser um *standard* de leitura directa. O diâmetro do fio metálico era de 0,25 mm e a abertura da malha 1,35 mm (Figura IV.33).

De acordo com a fórmula apresentada por Grunow (1952), a quantidade M de água depositada num único fio metálico, proveniente do nevoeiro, é dada pela fórmula:

$M = F v W t C$, em que F é um factor que depende do diâmetro e do comprimento do fio metálico, v a velocidade do vento, W a quantidade de água existente num dado volume de nevoeiro, t o tempo de duração do nevoeiro e C um factor que é influenciado pelo diâmetro do fio metálico, pelo diâmetro das gotículas e pela velocidade do vento.

A rede metálica do dispositivo de Hohenpeissenberg funciona como captador das gotículas de nevoeiro. Estas, por coalescência, formam gotas que, ao atingirem peso suficiente, escorregam ao longo da rede, caindo dentro do udómetro, o que, por comparação com a quantidade de água da chuva medida num aparelho normal, permite saber-se qual o quantitativo proveniente do nevoeiro.

Nagel (1956) estudou a eficácia do captador de Hohenpeissenberg, tendo concluído que possui alguns inconvenientes. Um deles é o facto de, para um ângulo das gotas de chuva incidente superior a 8° , passar a capturar mais do que um udómetro normal. Desta forma, o valor de nevoeiros capturado não pode ser obtido por subtracção directa do valor de um udómetro normal ao total captado no udómetro com rede. O outro grande inconveniente reside na sua pequena dimensão, comportando-se como um cilindro sólido, e, nesse caso, o desvio do fluxo seria grande, e pequeno número de gotículas contactaria com ele, sendo ineficaz a sua parte posterior. Semelhantes inconvenientes têm também as redes de malha muito fina, como as utilizadas na filtragem de líquidos, onde a acumulação de água, por coalescência nos espaçamentos da malha, dificulta o escoamento.

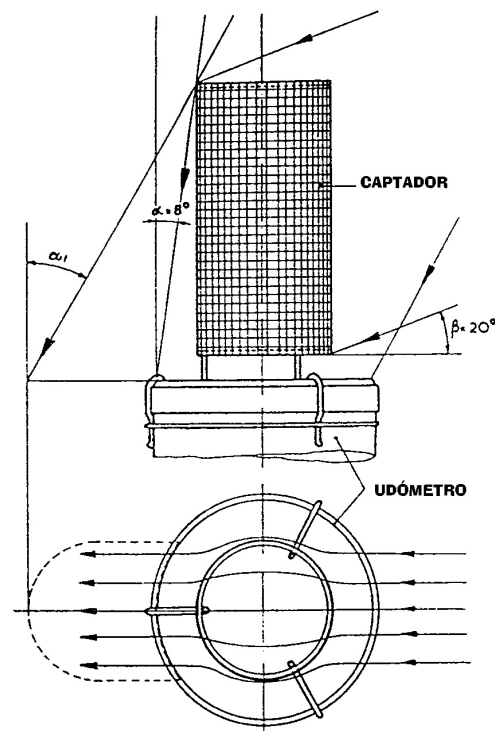


Figura IV.33- Captador de Hohenpiessenberg montado sobre um udómetro, com 15,96 cm de diâmetro do bocal (200 cm^2 de área), (extraído de Nagel, 1965).

Experiências levadas a cabo por aquela autor na África do Sul, utilizando dispositivos de Grunow (1952), forneceram um fluxo médio de água de nevoeiros de 3,75 mm/h, enquanto a chuva era, em média, 1,84 mm/h. Apesar de superior ao valor da precipitação, o valor da precipitação oculta obtido experimentalmente, ficou muito aquém do estimado teoricamente (46,8 mm/h, correspondentes a um conteúdo em água líquida de 1 g/m^3 e a uma velocidade média do vento de 13 m/s) Nagel (1956).

Na Tasmânia, no monte Wellington (1250 m), que se encontra frequentemente coberto por estratocúmulos, de modo a avaliar a quantidade de água que seria possível recolher das nuvens, foi colocado um protótipo constituído por um

udógrafo encimado por uma rede metálica, vertical, de 180 cm x 90 cm, juntamente com outro, desprovido de écran colector, tendo-se verificado que o udómetro com placa vertical recolhia sempre mais água do que o simples. Calculou-se o total da água colhida pela rede em 45 l/dia, assumindo valores modestos, quer para o conteúdo em água no nevoeiro, quer para a velocidade do vento. Estima-se que apenas 20% do conteúdo em água líquida na nuvem tenha sido retida (Twomey, 1957). O autor conclui ainda que, apesar de não conseguir quantificar o volume de água de nevoeiro que seria interceptado por uma árvore, este seria seguramente várias vezes superior ao do protótipo por ele elaborado (écran vertical).

Hurst (1959), em Gibraltar, utilizou duas telas de rede galvanizada, do tipo mosquiteira, com 180 cm x 90 cm e malha de 1,5 mm. Uma das telas tinha uma rede simples e a outra, rede dupla. Estudos teóricos realizados pelo autor faziam prever rendimentos para cada tela de 1 l/h, com uma velocidade média do vento de 10 nós. O rendimento aumenta com o vento, não sendo, no entanto, essa relação linear. Com vento fraco, a captação é maior, quando se utiliza uma tela simples, em virtude de impor menor obstáculo à passagem do fluxo de ar do que uma tela dupla; mas, quando o vento é forte, a tela dupla é mais rendível, pois, com a tela simples, é muito mais marcado o arrastamento, pelo vento, das gotas formadas sobre a tela (*drop shake off*). A maior intensidade de água captada pelas telas durante os meses de Verão seco (precipitação total de 50 mm), foi de cerca de 4 l/hora na tela dupla e 7 1/2 horas na tela simples. De acordo com estes resultados, será de esperar rendimentos de 32 litros de água por pé quadrado de rede vertical durante o Verão. O autor desenvolveu ainda um interessante estudo sobre a influência da dimensão da malha na eficácia dos colectores, tendo chegado à conclusão de que a relação óptima entre o diâmetro do fio metálico e a dimensão da malha deverá ser:

$d / D = 0,29$ para a tela simples; e $d / D = 0,16$ para a tela dupla, em que d é o diâmetro do fio metálico e D a dimensão da malha da rede

Estudos das possibilidades de captação de água do nevoeiro para abastecimento público iniciaram-se em Cabo Verde, em 1961, com a instalação de captadores de Hohenpeissenberg. Nos locais mais favoráveis, os udómetros com esse dispositivo captaram, em média, cerca de três vezes mais água que os udómetros normais, chegando a precipitação oculta a atingir 406 mm, nos períodos secos (Janeiro a Julho), enquanto a precipitação é apenas de 27,8 mm. As observações realizadas debaixo da copa das árvores deram resultados análogos (Cunha, 1964).

Em 1963, iniciaram-se experiências, em quatro locais, com telas verticais de 2 m² de área. Utilizaram-se telas simples e duplas, e, pela impermeabilização dos terrenos atrás delas, verificou-se um aumento apreciável da água captada, por ser, desse modo, possível recuperar a água arrastada pelo vento. Cada tela deu um rendimento médio de 40 l diários em meses secos, registando-se, no entanto, valores de 100 l, 200 l e até 298 l num só dia. O tipo do material da malha também foi devidamente ensaiado, tendo-se verificado que o plástico era preferível ao metal. Cunha ensaiou redes de ferro galvanizado e latão, tendo a primeira começado a enferrujar ao fim de três meses e, por fim, rompido. Destes primeiros ensaios, parece concluir-se que a utilização de telas duplas, principalmente, permite captar quantidades de água com interesse prático para o abastecimento das populações que vivem nas encostas húmidas das ilhas de Cabo Verde.

Em Lanaihale, no Havai, foi instalado um protótipo com configuração em harpa, constituído por uma armação de ferro de 92,5 cm x 94 cm, na qual foram enfiados fios de cobre verticais de 0,25 mm de espessura, espaçados 6,25 mm, (Ekern, 1964). O protótipo colheu 560 mm/ano de água da nuvem, o que corresponde a cerca de 7% da captação potencial. Verificou-se ainda que a captação aumenta com a altitude, mais do que o aumento da velocidade do vento, com a altitude.

À mesma conclusão chegou também Vogellman (1968), ao ensaiar a variação da precipitação oculta com a altitude, através de écrans formados por fios de alumínio, tendo concluído que, quanto maior a altitude, maior a ocorrência de nevoeiros, maior a velocidade do vento, e, conseqüentemente, maior precipitação oculta.

Azevedo (1974), na Califórnia, através de um protótipo constituído por um cilindro de rede inoxidável com 80 cm de altura e 10 de diâmetro, suspenso por um gancho sobre um funil que verte as gotas para o interior duma garrafa, verificou que os valores de precipitação oculta captados pelos obstáculos artificiais eram superiores aos captados pela vegetação.

Segundo Goodman (1977), citado por Goodman (1985), as variações diárias na taxa de recolha de precipitação oculta são função da água líquida contida no nevoeiro, a qual, segundo aquele autor, varia com a hora e a altitude.

Goodman (1985), de modo a avaliar a importância da precipitação oculta como fonte de abastecimento de água na Califórnia, elaborou dois sistemas de medição aptos a captarem o maior número de gotículas possível. Um dos protótipos em harpa dupla consiste num aro duplo com 1m^2 de área, em cada um dos quais foram enfiados verticalmente, 500 fios (monofilamentos de nylon, de 0,8 mm de diâmetro), espaçados 1,2 mm, tendo sido colocado perpendicularmente à direcção predominante do vento. O outro, cilíndrico, consiste em três cilindros metálicos concêntricos, todos com 1 m de altura, apresentando diâmetros de 63,6 cm, 55 cm e 45 cm, o que equivale a três frentes de filamentos com, respectivamente, 1000, 850, e 700 fios. Este protótipo tem maior superfície e está exposto a todas as direcções do vento. A selecção do diâmetro óptimo dos fios foi feita com base na intensidade predominante do vento, 5 a 7 m/s e na distribuição típica do tamanho das gotículas.

Verificou-se, no caso do protótipo em harpa dupla, que a face virada para o vento era bastante mais produtiva. O protótipo cilíndrico, por possuir maior área de recolha, forneceu maior quantidade de água que a harpa dupla, mas, atendendo ao número de fios, a harpa mostra ser mais produtiva.

A média recolhida pelos protótipos varia entre 252 e 804 mm por m² de área vertical, o que, comparando com o valor médio anual de precipitação, 600 mm, demonstra a importância dos nevoeiros de Verão. Poder-se-á esperar colher naquela zona entre 2 a 4 l /noite/ m² de área vertical, valor este que se aproxima do obtido por Parsons (1960), em Berkeley, equivalente a 3 l /noite/ m² de rede vertical.

Schemenauer *et al.* (1987) relata uma experiência realizada no Chile com um aparelho desenhado e construído por Carvajal em 1982, chamado neblinómetro, destinado a colher e medir a deposição de água líquida proveniente do nevoeiro, e, juntamente com medições da velocidade de vento, estimar o conteúdo em água líquida na nuvem (LWC). O neblinómetro é um dispositivo de configuração em harpa que capta as gotículas da nuvem através de filamentos de nylon. O painel vertical mede 50x50 cm com 180 fios de 0,4 mm de diâmetro, colocados na vertical. Possui ainda um cata-vento para ficar sempre orientado perpendicularmente à direcção predominante do vento e um sistema de medição da quantidade de água recolhida. Tem ainda a grande vantagem de ser barato, seguro e requerer pouca manutenção.

Da sua utilização no El Tofo, verificou-se que a quantidade de água colhida dependia do número de horas do nevoeiro, do seu conteúdo em água líquida (LWC) e da velocidade do vento, registando-se ainda um grande aumento com a altitude (a frequência dos nevoeiros nas zonas elevadas atinge valores 15 vezes maiores do que nas zonas baixas, à mesma latitude (Cereceda e Schemenauer, 1991).

Mais tarde, Schemenauer e Cereceda (1991) desenvolve também em El Tofo (780 m), no âmbito do Projecto Camanchaca (1987-89), um sistema de captação de grande porte. Os seus colectores eram formados por redes duplas de nylon com 4m x 12 m, de malha triangular, com 0,1 mm de espessura e 1 mm de largura, assentes em estacas cravadas no solo e reforçadas por tirantes. Através de 50 colectores deste tipo, com 48 km² de área cada um, recolheram-se 3 l/m²/dia, o que representa um total de 7 200 l de água por dia, durante 3 anos secos.

Schemenauer e Cereceda (1994) propõem um colector de nevoeiros *standart*, o “*Standard Fog Collector*”, para que os dados recolhidos possam ser comparados com os obtidos em estudos feitos em outros locais do mundo, onde se têm vindo a adoptar uma grande variedade de aparelhos colectores. O aparelho proposto consiste numa armação metálica, para ser resistente, de 1 m x 1 m e 1 cm de diâmetro, colocada a 2 m do solo, revestida por uma rede plástica.

A rede deverá ser do mesmo material em todos os aparelhos “*Standard Fog Collector*” (SFC) para permitir a comparação directa entre eles. O material escolhido é uma rede dupla de plástico, manufacturada, à venda no Chile, a baixo custo e com uma durabilidade de 10 anos. As fibras têm cerca de 1 mm de largura e a rede é triangular com espaçamento entre linhas horizontais de 1,3 cm.

Cerca de 60% da superfície do colector é ocupada pela rede dupla e os outros 40% da área são abertos de modo a deixar passar o vento. Por baixo da rede, existe um depósito com 1,04 m de comprimento e 15 cm de largura, de secção transversal quadrada, semicircular ou triangular. A sua profundidade deverá ter, no máximo, 10 cm, tendo de ser colocado assimetricamente, isto é, 2 cm para o lado de onde sopra o vento e 12 cm para trás, a fim de recolher os pingos levados pelos ventos fortes. A quantidade de água precipitada na caleira é conduzida, através de um tubo, para um udógrafo, Figura IV.34. Quanto aos rendimentos obtidos, variam desde 1 a 10 l/m² de área vertical, por dia, podendo, em certas

regiões, atingir 30 a 40 l/m²/dia. A sua grande limitação consiste no facto de ser fixo, não acompanhando as variações da direcção do vento.

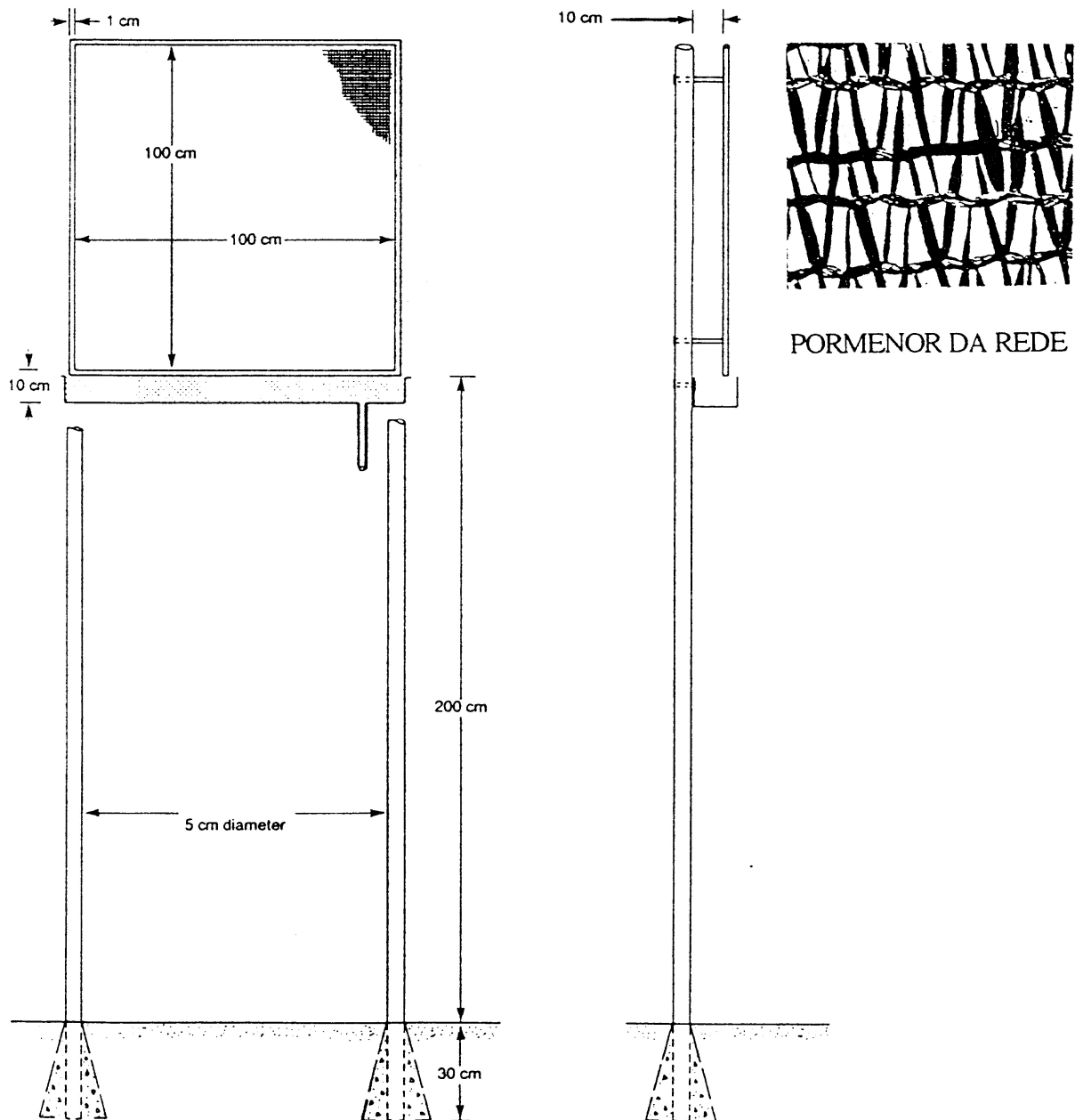


Figura IV.34- "Standard Fog Collector", adaptado de Schemenauer e Cereceda (1994)

Durante um ano, Marzol *et al.* (1994) realizaram uma experiência piloto em Tenerife, a fim de avaliar o potencial de captação de água proveniente da chuva e dos nevoeiros. O equipamento adoptado foi inspirado nos dispositivos de Grunow (1952, citado por Schemenauer, 1994) com pequenas variações nas dimensões (12,5 cm x 16 cm) e nos materiais utilizados, que vão desde aço inoxidável a plástico passado por ferro galvanizado. Foi ainda adoptado um aparelho idêntico ao utilizado por Schemenauer (1986), constituído por um cilindro duplo com 370 fios de teflon, com 45 cm de altura e 0,53 mm de diâmetro, espaçados 3 mm. A superfície de captação é superior às dos outros (302,5 cm²). Foram, igualmente, instalados um udómetro para medir a precipitação proveniente da chuva, um termómetro e um higrómetro. Dos seis aparelhos captadores instalados, demonstrou ser mais eficaz o de Schemenauer (1986), devido à sua estrutura e à natureza do material utilizado que facilita o deslizamento das gotículas.

Rodrigues (1994) sugere a criação de um protótipo destinado não à captura de gotas da nuvem por um processo de intercepção, mas por condensação da sua fase gasosa. Com base no exemplo babilónico de colocação de bilhas de barro a grande altitude com o bocal voltado para o vento, propôs a construção de ripas de telha vidrada translúcida como um dos colectores-tipo a testar, onde se procuraria explorar a diferença térmica entre as massas nebulosas e o vidro como estímulo de condensação.

Elias *et al.* (1995) desenvolveram um estudo nas zonas elevadas dos montes Sumava e Taunus, na Rep. Checa e na Alemanha, respectivamente. Foi utilizado um Modelo Matemático de Resistência Micrometeorológico para estimar o valor anual da precipitação oculta, tendo chegado a valores de entrada bruta, de água via nevoeiro, e geadas de 7 a 10% do total da precipitação anual.

Este modelo de obstáculo, que consiste na deposição das gotículas de nevoeiro na copa de uma floresta de abetos vermelhos, compreende dois sub-modelos:

1º Simula a difusão turbulenta das gotículas de nevoeiro na floresta e sua deposição sob as folhas e ramos das árvores,

2º Simula a evaporação/condensação, sob condições de imersão da nuvem na floresta.

Para estimar o LWC (*Cloud Liquid Water Content*), assim como para recolher amostras de água das nuvens, foram instalados colectores activos CWP (*cloud water precipitation*). Estes, construídos com materiais quimicamente inertes, são compostos por um tripé de 2 m que suporta um corpo com a abertura virada para baixo para evitar a mistura com água da chuva, um cartucho de recolha das gotículas, ligado a um reservatório, e uma ventoinha de 12 v para fazer circular o ar através do protótipo.

Em 1995, Rui Rodrigues, iniciou na Ilha do Pico, na Região Autónoma dos Açores, um estudo com a designação de "*Fog Drip as a Way to Increase Precipitation Amounts*" SRHOTC (1995). Para o efeito, foi construído equipamento constituído por painéis de 12 m de comprimento por 4 m de altura, colocados a 1 m do solo. Cada painel era composto por três módulos quadrados de 4 m x 4 m, montados numa armação de aço com 3 mm de diâmetro e suportados por quatro estacas de ferro com 5 m de altura e 2" de diâmetro. Cada módulo consiste numa rede de fios de nylon com 0,8 mm de diâmetro, espaçados 6 mm. A água é recolhida por um canal em chapa de aço colocado sob os painéis, ligado por uma mangueira ao sistema de medição do fluxo, um vulgar udómetro. Como complemento, seria instalado um neblinómetro, equipamento de medida do conteúdo em água líquida na nuvem, desenhado por Carvajal na Pontifícia Universidade Católica do Chile. Este projecto desenvolveu-se, essencialmente, durante 1996, desconhecendo-se, até ao momento, os resultados obtidos.

A importância da precipitação oculta tem vindo, também, a ser determinada por vários autores com recurso a estudos isotópicos (isótopos de oxigénio e hidrogénio), demonstrando ser, em certos ambientes, uma importante fonte de

recarga subterrânea, Ingraham and Matthews (1988, 1990 e 1995) e Aravena *et al.* (1989).

Muitos estudos ficaram, ainda assim, por referir sem que isso signifique menor valor ou interesse do seu conteúdo, mas apenas por ultrapassar os objectivos deste trabalho.

IV.4.2 Factores que Influenciam a Quantidade de Água Captada

1º Ocorrência de condições favoráveis à formação de nevoeiros

2º Duração do nevoeiro

3ª Características do nevoeiro:

- conteúdo em água líquida
- tamanho das gotículas

4º Velocidade do vento

5ª Características da vegetação ou do colectador artificial:

- tipo de folha
- altura
- densidade
- localização em relação aos ventos predominantes

IV.4.3 Caso Particular da Ilha da Madeira

IV.4.3.1 Origem dos Nevoeiros

Situada na região oriental do oceano Atlântico, entre os meridianos 16° 39' e 17° 16'W e os paralelos 32° 38' e 32° 52'N, a ilha da Madeira ergue-se acima de uma vasta planície submarina, no seio da placa Africana, formando um maciço vulcânico com cerca de 5,5 km de altura, do qual apenas 1/3 se encontra emerso.

A Madeira é o resultado de actividade vulcânica que teve início antes do Miocénico superior, tendo-se prolongado até há cerca de 25 000 anos. A ilha cresceu pela acumulação de materiais vulcânicos, quer explosivos, quer efusivos, tendo formado um relevo complexo que acabou por emergir. Actualmente, com 737 km² de superfície, 58 km de comprimento, por 23 km de largura, e uma altitude máxima de 1861 m, a ilha constitui um enorme contraforte de orientação, sensivelmente E-W, recortado por profundos vales.

O clima, na Madeira, é, como já vimos, condicionado, principalmente, pela intensidade e localização do anticiclone subtropical dos Açores, tendo a configuração e orientação do relevo um papel importante. Nesta região do atlântico, este anticiclone transporta na sua circulação massas de ar tropical marítimo subsidente, especialmente na parte oriental, onde ocorrem os ventos de nordeste (Alísios) na baixa troposfera, predominando durante todo o ano.

O relevo, além do efeito da altitude, tem um efeito de diferenciação climática local, sobretudo por estar orientado perpendicularmente à direcção predominante do vento, resultando que a temperatura do ar e a quantidade de precipitação possam ser bastante diferentes à mesma cota, mas em encostas com diferentes exposições aos ventos predominantes.

Os valores médios anuais da quantidade de precipitação aumentam com a altitude, sendo, em regra, maiores na encosta norte do que na encosta sul, para a mesma altitude. As maiores precipitações ocorrem na Bica da Cana, a 1 560 m de altitude, com um máximo de 2966,5 mm/ano, decrescendo para cima desta cota (AMMA, 1993).

Os valores médios da nebulosidade na Madeira são maiores do que sobre o mar na região em que está situada, o que se explica pela formação de nuvens e nevoeiros orográficos, i e, o ar húmido marítimo, ao encontrar a ilha, barreira montanhosa perpendicular à direcção predominante do vento, o de nordeste, vai sofrer uma subida forçada na encosta. O ar que foi obrigado a subir arrefece adiabaticamente, condensando-se em pequenas partículas que ficam em suspensão na atmosfera, constituindo nuvens ou nevoeiros, consoante a condensação se der em altitude ou junto da superfície do globo (Ferreira, 1955).

Na Madeira, os nevoeiros são quase exclusivamente orográficos, formam-se a barlavento da elevação, com tendência para se dissiparem a sotavento, sendo a variação anual da frequência pouco nítida, atingindo, em certas zonas, 234,8 dias/ano, Figura IV.35.

Em relação à variação em altitude, as massas de ar húmido podem começar a condensar a altitudes relativamente baixas, a partir dos 400 m, até altitudes de cerca de 1500 m, fixando-se a cobertura nebulosa entre os 600-800 m e os 1500 m, no Inverno, descendo mais abaixo, no Verão.

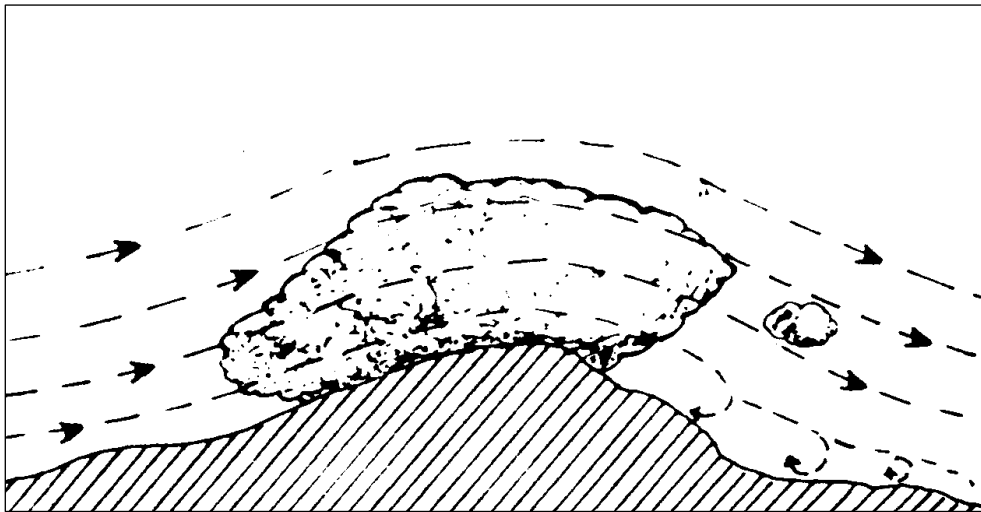


Figura IV.35- Formação de nuvens orográficas (extraído de Retallack, 1979)

A esta camada de ar húmido, transportada pelo alísio, sobrepõe-se outra massa de ar mais seco e quente, separadas por uma forte inversão térmica. Vista de cima, a camada de estratocúmulos apresenta normalmente uma grande extensão, adquirindo o aspecto de um resplandecente mar de nuvens.

Frisch *et al.* (1994), determinaram o conteúdo em água líquida em função da altitude nos estratocúmulos (nuvens baixas que se desenvolvem desde os 0 m até os 2000 m) do Atlântico norte, através de um radar Doppler instalado na ilha do Porto Santo (Arquipélago da Madeira), tendo verificado que a concentração era máxima aos 1200 m (a contar da base da cortina nebulosa), decrescendo, quer para o topo, quer para a base da nuvem, com limites de $0,1 \text{ g/m}^3$ e $0,01 \text{ g/m}^3$, respectivamente.

De acordo com Schemenauer e Cereceda (1994), a quantidade de água líquida presente num metro cúbico de nuvem pode variar desde cerca de $0,05 \text{ g/m}^3$, em nuvens pouco densas até 3 g/m^3 , ou mais, em trovoadas. Nos nevoeiros costeiros, os valores mais frequentes rondam os $0,2 \text{ g/m}^3$, valor que se aproxima do determinado para a Madeira.

IV.4.3.2 Selecção do Local Experimental

A selecção do local experimental para instalação do equipamento de quantificação da precipitação oculta foi feita com base na análise das condições meteorológicas presentes. Deu-se principal destaque à cota de fixação da cobertura nebulosa, velocidade e rumo predominante do vento e conteúdo em água líquida no nevoeiro que determina a altitude óptima de colecta.

Apesar de a bibliografia referir a fixação da cobertura nebulosa entre os 600/800 m e os 1300/1400 m, a experiência de campo tem-nos demonstrado que, na zona do Paul da Serra, o limite superior daquela cobertura, atinge com muita frequência, os 1600 m, à semelhança do que se passa no arquipélago dos Açores, em que a cobertura nebulosa se fixa, no Verão, entre os 600-800 m e os 1500 m característica da zona de inversão térmica no anticiclone, no meio do Atlântico (Ferreira, 1981b, citado por Rodrigues, 1994).

Schemenauer e Cereceda (1994) enumeram alguns factores a ter em consideração quando da escolha do local que proporcionará o máximo de água capturável, tais como: a pujança montanhosa; a altitude dentro da cortina nebulosa média, geralmente $2/3$ a contar da base da cortina; a orientação, perpendicular à direcção dos ventos húmidos e nunca numa pendente a sotavento; o distanciamento costeiro, idealmente até 5 km da costa, mas, que, em ilhas, pode ser irrelevante; a topografia e o relevo circundante, depressões que não sejam vales e topografias tipo sela são aconselháveis; e o declive e microtopografia, sendo de evitar pendentes acentuadas, devido à forte componente vertical do vento, assim como obstáculos montanhosos nas imediações.

Da conjugação daquelas e outras condicionantes, tais como, acessos, existência de uma infra-estrutura de apoio e protecção a possíveis actos de vandalismo, e ainda a proximidade de postos udométricos, pareceu-nos ser a mais indicada a zona da Bica da Cana no Maciço do Paul da Serra. Como complemento a este estudo, instalámos, ainda, equipamento no Chão das Feiteiras, local que, à

partida, parece não possuir um conjunto de condições tão favoráveis, como as existentes na Bica da Cana.

IV.4.3.2.1 Estação da Bica da Cana

A Bica da Cana situa-se junto do bordo nordeste do planalto do Paul da Serra, a 32°45' N e 17°03' W, a uma altitude de 1560 m. Trata-se de uma zona pouco acidentada, marcada pela presença de uma chaminé vulcânica parcialmente destruída, inclinando a superfície suavemente para SW, (Nascimento, 1990), Figura IV.36. Do ponto de vista florístico, os prados são constituídos por um tapete de gramíneas rasteiras e de outras espécies herbáceas, cobrindo irregularmente o solo, um estrato mais ou menos contínuo de fetos e tufo arbustivos de *Erica* sp., e, ainda, arbustos de elevado porte, a *Erica arborea* L..

A zona encontra-se exposta aos ventos predominantes de nordeste, dominantes em todos os meses do ano, com uma frequência média de 36%, que sopram a velocidades médias que variam entre 24,1 km/h, em Janeiro, e 14,7 km/h em Julho, Quadro IV.24. A precipitação média anual é de 2 966,5 mm, sendo máxima, em Janeiro, com um total de 448,4 mm, e mínima, em Julho, com um total de 25,4 mm. Os valores médios da humidade relativa do ar são superiores a 75%, durante dez meses por ano, atingindo um máximo de 88% em Novembro, descendo a 63% durante os meses de Julho e Agosto.

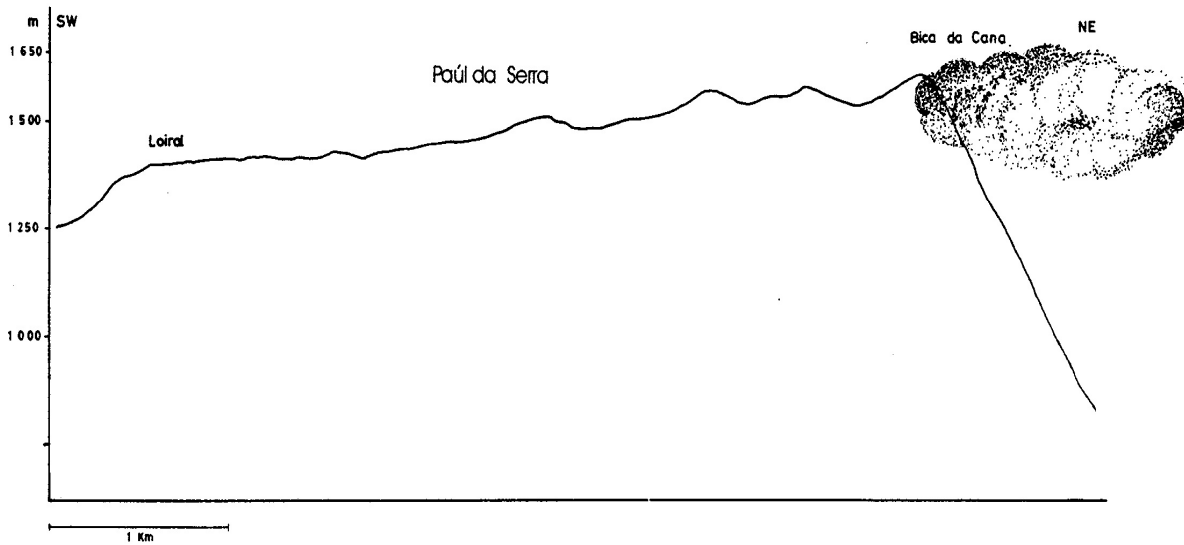


Figura IV.36- Perfil topográfico do Paul da Serra, na direcção SW-NE, passando pela Bica da Cana (adaptado de Nascimento, 1990).

Os nevoeiros são, na zona da Bica da Cana, muito frequentes, ao longo de todo o ano, Figura IV.37, em média 234,8 dias/ano, Quadro IV.25, em virtude de a zona se encontrar frequentemente no seio da camada de estratocúmulos que se forma no topo das massas de ar quente e húmido transportadas pelos alísios.

Estudos realizados por Spenk (1990), utilizando equipamento mais sofisticado do que o utilizado pelo INMG, um anemómetro de placa basculante, ou de veleta, aparelho muito simples e com muitas limitações, indicam velocidades médias do vento, para a zona da Bica da Cana, de 21,6 a 28,8 km/h (6 a 8 m/s), sendo o rumo predominante o de nordeste.

Quadro IV.24

**Frequência (%) e Velocidade Média (km/h) do Vento para cada Rumo
Bica da Cana**

Mês	N		NE		E		SE		S		SW		W		NW		C
	F	V	F	V	F	V	F	V	F	V	F	V	F	V	F	V	F
Janeiro	8,4	22,6	25,1	24,1	0,8	16,3	3,4	23,9	11,4	33,6	19,0	32,9	6,7	26,0	6,2	17,9	19,0
Fevereiro	11,3	19,5	24,0	19,9	1,4	15,2	1,2	18,4	10,3	31,6	18,8	38,4	7,7	24,8	8,2	20,8	17,1
Março	16,0	21,6	21,0	21,2	1,6	20,2	1,2	31,9	9,8	29,4	17,1	34,9	7,0	25,4	7,7	25,9	14,6
Abril	11,9	21,5	35,3	21,6	0,6	13,9	0,4	16,2	3,0	26,1	9,0	32,8	4,5	22,1	8,1	21,8	27,2
Mai	14,5	16,7	38,6	18,9	1,3	12,7	0,7	17,8	3,2	24,3	4,9	27,2	3,6	16,9	6,7	15,9	26,5
Junho	15,0	22,2	47,3	16,9	0,6	17,2	0,3	25,7	1,7	16,4	4,3	25,8	3,6	17,3	5,6	10,6	21,6
Julho	8,5	12,9	53,3	14,7	1,7	15,2	0,2	16,4	3,6	21,9	2,3	14,9	0,6	12,0	2,7	10,5	27,1
Agosto	7,8	13,6	50,9	16,6	1,1	18,7	0,6	17,1	4,6	14,7	1,8	17,9	1,3	19,3	2,5	12,4	29,4
Setembro	9,0	13,5	39,2	17,8	1,1	16,4	0,4	15,8	4,9	23,0	7,7	18,6	3,4	13,4	5,7	12,1	28,6
Outubro	13,2	16,7	30,8	19,5	1,4	14,1	1,1	13,8	8,5	28,9	13,5	26,2	4,0	17,4	6,8	16,0	20,7
Novembro	11,1	18,9	32,1	22,9	1,6	20,8	1,6	20,0	9,8	32,7	11,0	33,1	4,9	20,3	6,5	18,7	21,4
Dezembro	10,0	24,4	34,2	22,6	1,3	10,1	1,5	24,9	7,1	33,1	14,0	30,0	5,6	27,8	7,7	21,6	18,6
Ano	11,4	18,7	36,0	19,7	1,2	15,9	1,1	20,2	6,5	26,3	10,3	27,7	4,4	20,2	6,2	17,0	22,7

Fonte: IM
Período: 1961-1990

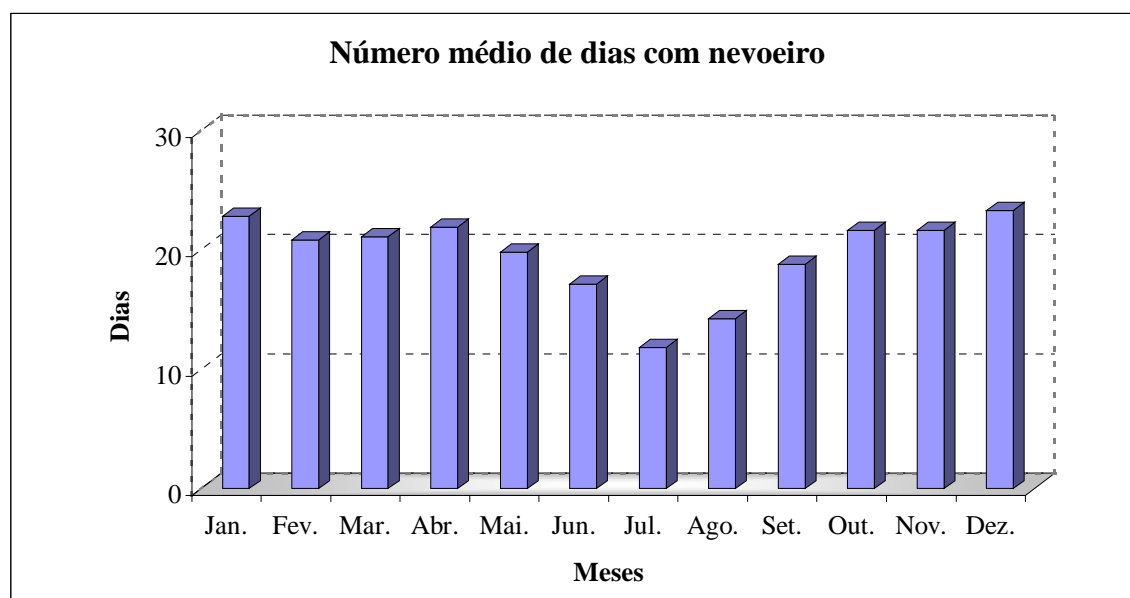


Figura IV.37- Distribuição anual dos dias com nevoeiro, na Bica da Cana.

Quadro IV.25

Meses	N.º de Dias com Nevoeiro
Janeiro	22,8
Fevereiro	20,8
Março	21,1
Abril	21,9
Maiο	19,8
Junho	17,1
Julho	11,8
Agosto	14,2
Setembro	18,8
Outubro	21,6
Novembro	21,6
Dezembro	23,3
Ano	234,8

IV.4.3.2.2 Estação do Chão das Feiteiras

Esta estação de medição de precipitação oculta foi instalada no Chão das Feiteiras, junto de um posto udométrico da IGA, S.A., a 32° 43' N e 16° 53' W, na cota 1183 m, 4 km a leste do pico do Areeiro. Trata-se de uma pequena zona aplanada, situada na margem direita do Ribeiro Frio, possuindo um declive suave para norte e alguma incidência de nevoeiros. A zona encontra-se exposta a ventos de norte, com uma frequência de 18,3%, e a ventos de nordeste, com uma frequência de 17,8%, que sopram a velocidades médias de 20,1 km/h, e 22,4 km/h, respectivamente, (dados recolhidos na estação meteorológica mais próxima, a do Areeiro, a 1610 m de altitude). O valor médio da humidade relativa do ar oscila entre 75 a 79% e a precipitação média anual varia entre 2000 e 2400 mm.

IV.4.3.3 Metodologia e Equipamento Utilizado

Com este trabalho, pretende-se quantificar a precipitação oculta na vegetação típica da ilha da Madeira, de modo a poder avaliar a contribuição daquele tipo de precipitação para os recursos hídricos subterrâneos, e, ainda, determinar qual o potencial daquele recurso natural, como contribuição importante às fontes tradicionais de abastecimento de água à ilha. Para o efeito, procedemos a vários tipos de medição:

1. Medição directamente sob a vegetação de altitude da Madeira, constituída essencialmente por *Erica arborea*, *Erica scoparia* e *Vaccinium padifolium*, que se desenvolve entre os 1200 e os 1600 m de altitude.

Abaixo dos 1400 m, desenvolve-se a Laurissilva, nome pela qual é conhecida a floresta da Madeira. Trata-se de uma floresta bem desenvolvida, estando presentes todos os estratos característicos deste tipo de formação (Valente e Silva, 1990). O estrato arbóreo é imponente, sendo representado pelas seguintes espécies principais: *Laurus azorica*, *Clethra arborea*, *Ocotea foetens*, *Picconia excelsa*, *Persea indica*, *Ardisia excelsa*, e *Apollonias barbujana*, esta última de baixa altitude. Existem ainda outras espécies mais raras como a *Pittosporum coriaceum*, a *Juniperus cedrus* e a *Taxus baccata*. No estrato arbustivo, temos igualmente razoável número de espécies, tais como: *Erica arborea*, *Vaccinium padifolium*, *Erica scoparia*, *Ilex perado*, *Ilex canariensis*, *Teline maderensis*, *Isoplexis sceptrum*, *Echium candicans*, *Sonchus fruticosus*, *Argyranthemum pinnatifidum*, etc.. O estrato herbáceo inferior é igualmente rico, incluindo um vasto tapete de fetos e musgos, sobretudo nas zonas com fornecimento de água permanente, sendo nesta camada de vegetação que encontramos a maior parte dos endemismos (plantas exclusivas da Madeira).

A existência de nevoeiros constantes a partir do litoral norte, durante grande parte do ano, tem uma influência decisiva na ocorrência e desenvolvimento desta floresta subtropical húmida, que ocupa principalmente a vertente norte da ilha,

cobrindo, actualmente, mais de 150 km² de área total, dos quais cerca de 120 km², acima da cota 400 m (Neves *et al.*, 1996).

A ocorrência da vegetação nas zonas correspondentes às mais fortes condensações, terá um papel importantíssimo na intercepção dos nevoeiros, permitindo um aproveitamento extra, de água, que, pelo modo, lento e frequente, como atinge o solo, constituirá uma importante fonte de recarga subterrânea.

Iniciámos este estudo por quantificar o fenómeno da precipitação oculta nas urzes, *Erica arborea* L., existentes em toda a vertente norte da ilha, com maior incidência nas zonas altas, possuidoras de milhares de km de folhagem persistente, em forma de agulha, configuração altamente favorável à captação das gotículas de nevoeiro (Went, 1955), esperando vir a estender as medições a outras espécies. Para o efeito, instalámos sob a vegetação, udógrafos basculantes semanais, com registo contínuo, a fim de evitar a dependência de meios humanos e recolher dados mais precisos.

2. Construção de aparelhos constituídos por obstáculos artificiais, de modo a interceptarem as gotículas de água contidas no nevoeiro. A nossa opção foi para um aparelho proposto por Schemenauer e Cereceda (1994), designado por "*Standard Fog Collector*" o SFC, cuja maior vantagem de utilização, para além da sua simplicidade, facilidade de construção e baixo custo, reside no facto de ser um aparelho amplamente divulgado e utilizado com sucesso, possibilitando, assim, análises comparativas dos dados recolhidos na Madeira com os obtidos em outras partes do mundo.

"*Standard Fog Collector*" consiste num aro metálico (galvanizado), quadrado, de 1 m de lado com 1 cm de diâmetro, revestido por uma rede de nylon e colocado a 2 m do solo. O material escolhido pelo autor é uma rede dupla de plástico, em que as fibras têm cerca de 1 mm de largura e a malha é triangular com espaçamento entre linhas horizontais de 1,3 cm.

Cerca de 60% da superfície do colector é ocupada pela rede dupla e os outros 40% da área são abertos de modo a deixar passar o vento. Por baixo da rede, existe uma caleira com 1,04 m de comprimento e 15 cm de largura, de secção transversal quadrada. A sua profundidade é de 10 cm e foi colocada assimetricamente, 2 cm, para o lado de onde sopra o vento, e 12 cm, para trás, a fim de recolher os pingos levados pelos ventos fortes. A quantidade de água precipitada na caleira é dirigida, através de um tubo, para um udógrafo, cujo abrigo se encontra tapado, de modo a impedir a entrada directa da água da chuva, registando, assim, apenas a água proveniente do nevoeiro e da chuva, captada pelo painel. A sua grande limitação reside no facto de ser fixo, não acompanhando as variações da direcção do vento. Apesar de instalado perpendicularmente à direcção predominante do vento, verifica-se, contudo, uma diminuição da taxa de recolha, quando este muda de rumo.

A estação da Bica da Cana é constituída pelo seguinte equipamento:

1º Udógrafo instalado em área aberta, a fim de medir apenas a precipitação proveniente da chuva.

2º Dois udógrafos instalados debaixo de duas urzes - *Erica arborea* L., com cerca de 3 m de altura, em diferentes posições em relação aos ventos predominantes, a fim de registarem a quantidade de água captada por aquele tipo de vegetação, Fotografia IV.1.

3º "*Standard Fog Colector*", colocado perpendicularmente à direcção predominante do vento, a fim de quantificar a quantidade de água captada por m² de área vertical, Fotografia IV.2.

4º Tinas com 0,22 m² de área, colocadas sob a vegetação, apenas durante a ocorrência de nevoeiro.



Fotografia IV.1- Udógrafo colocado sob uma *Erica arborea* L. na Bica da Cana.

A estação do Chão das Feiteiras é constituída apenas por um udógrafo instalado em área aberta, a fim de medir a precipitação proveniente da chuva e por um "*Standard Fog Colector*", colocado perpendicularmente à direcção predominante do vento, naquela zona.



Fotografia IV.2- "*Standard Fog Colector*" protegido por vedação metálica, na Bica da Cana.

IV.4.3.4 Resultados Obtidos

Esta primeira fase de quantificação da precipitação na Madeira teve início em Setembro de 1996, tendo-se prolongado até Julho de 1998. Julga-se que, devido aos elevados valores da humidade relativa do ar verificados principalmente na Bica da Cana, os udógrafos destinados a registar a água proveniente do nevoeiro, captada quer pelo "*Standard Fog Collector*", quer pela vegetação, tiveram graves problemas de funcionamento, resultando daí muitas falhas de observação.

IV.4.3.4.1 Resultados Obtidos com o "*Standard Fog Collector*"

"*Standard Fog Collector*" foi instalado na Bica da Cana, em Setembro de 1996, e, para além dos problemas já referidos, atribuídos à elevada humidade na zona, o SFC foi ainda derrubado, por duas vezes, pelos ventos fortes, principalmente os de SW, perpendiculares ao aparelho e que chegam a soprar a 86 km/h. Os valores obtidos estão representados no Anexo 1.

Quando ocorre precipitação, o SFC capta, além da água proveniente do nevoeiro, caso exista, a água da chuva, numa proporção difícil de estabelecer, uma vez que a percentagem da chuva retida na rede, dependendo essencialmente da velocidade do vento, aumenta proporcionalmente a este. Optámos por, ao valor total registado pelo udógrafo do SFC, e que corresponde, em parte, à chuva e em parte ao nevoeiro, retirar integralmente o valor correspondente à chuva, ou seja o valor registado pelo udógrafo aberto. Julgamos, desta forma, obter um valor resultante, que corresponde, com segurança, ao valor da precipitação oculta, porque a água da chuva retida pela rede vertical será sempre inferior ou igual (igual só em caso de ventos muito fortes) à caída dentro do udógrafo, destinado a medir a precipitação da chuva.

A Figura IV.38 mostra a variação da precipitação oculta verificada no "*Standard Fog Collector*" da Bica da Cana.

Na estação do Chão das Feiteiras, o SFC foi instalado em Maio de 1997, estando representados no Anexo 2, os valores obtidos. A Figura IV.39 mostra a variação da precipitação oculta verificada no SFC instalado no Chão das Feiteiras.

Tal como se previa, os valores obtidos no "*Standard Fog Collector*" instalado na Bica da Cana foram muito superiores aos obtidos, com um aparelho idêntico, no Chão das Feiteiras

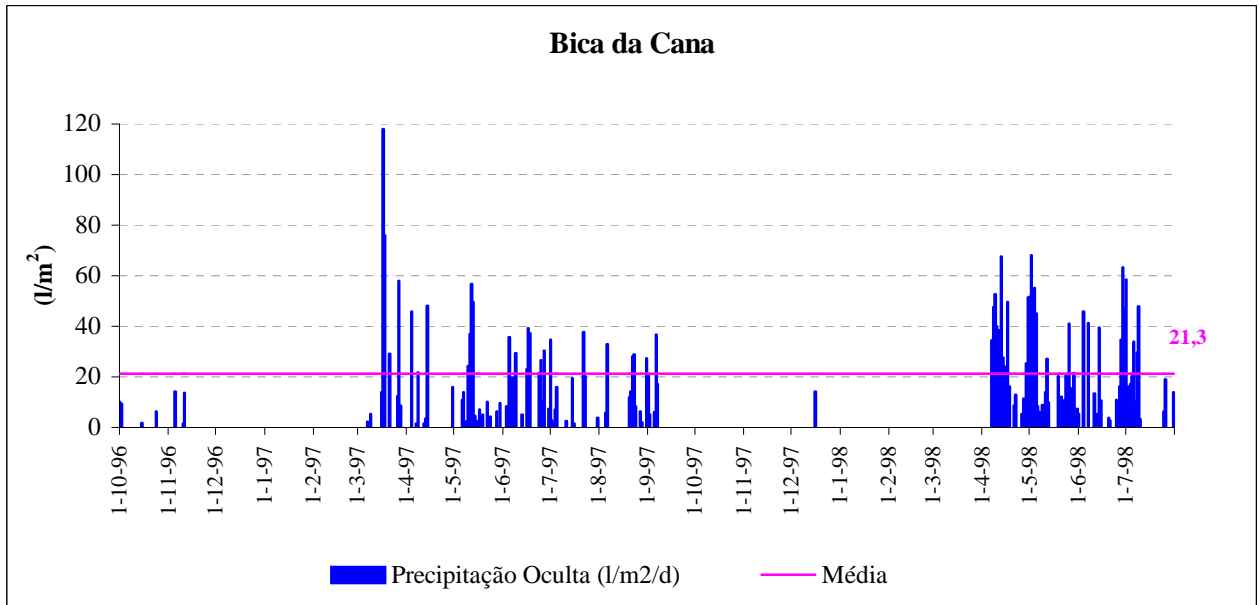


Figura IV.38- Variação da precipitação oculta na Bica da Cana

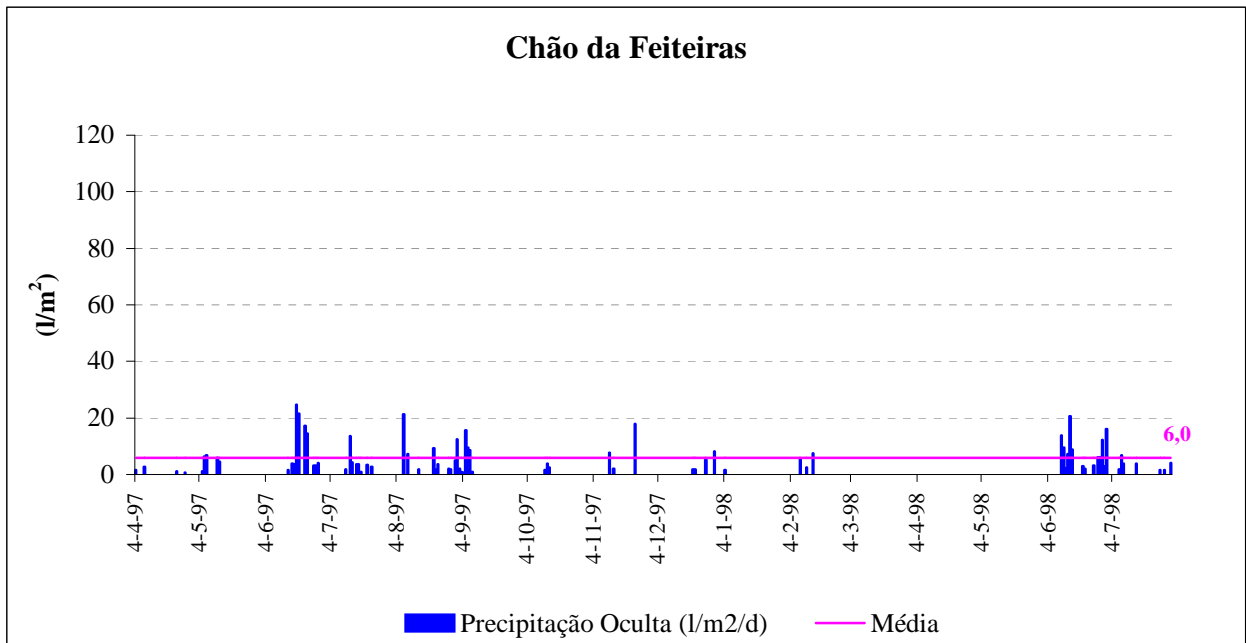


Figura IV.39- Variação da precipitação oculta no Chão das Feiteiras.

Na Bica da Cana, obtiveram-se rendimentos médios de 21,3 l/m² de área vertical/dia, tendo-se chegado a atingir 118 l/m², num só dia! Este valor

ultrapassa o valor máximo teórico esperado, que seria de $104 \text{ l/m}^2/\text{dia}$, calculado para uma área vertical de 1 m^2 (apenas 60% da superfície é capaz de interceptar as gotículas), atravessada por ventos de nordeste a uma velocidade média de 8 m/s , e que arrastam nevoeiros durante 24 h, com um conteúdo em água líquida de $0,25 \text{ g/m}^3$ (determinado por Frisch *et al.*, 1994, para os 1 200 m de altitude). Valores daquela grandeza poderão ser explicados por velocidades do vento superiores às determinadas por Spenk (1990).

Comparando os valores obtidos com o SFC na Bica da cana com os obtidos noutros locais, com o mesmo aparelho, verificamos que a produção anual de água do nevoeiro na Bica da Cana atinge o valor mais elevado, ultrapassando os 5000 mm/ano. Este facto deve-se, quer à elevada taxa de produção diária, quer ao elevado número de dias do ano com nevoeiro, Quadro IV.26.

Quadro IV.26

Produção Diária e Anual de Água do Nevoeiro em Diferentes Locais do Globo.

Local	Produção média diária ($\text{l/m}^2/\text{d}$)	Dias por ano	Produção anual ($\text{l/m}^2/\text{ano}$)
Chile	3.0	365.0	1095
Peru	9.0	210.0	1890
Oman	30.0	75.0	2250
Equador	12.0	365.0	4380
Madeira (Bica da Cana)	21.3	234.8	5001

Fonte: Cereceda e Schemenauer, 1996

No Chão das Feiteiras, as médias diárias não ultrapassam os 6 l/m^2 de área vertical, tendo sido o valor máximo atingido, de 25 l/dia . Apesar de substancialmente mais baixos do que os valores obtidos na Bica da Cana, estes valores não se afastam muito dos obtidos no Chile e em Oman, por Schemenauer

(1994), autor do protótipo, que variam de 1 a 10 l/m²/dia, podendo em casos especiais atingir 30 a 40 l/m²/dia.

IV.4.3.4.2 Resultados Obtidos na Vegetação

Iniciámos o processo de quantificação da precipitação oculta na vegetação, pelas urzes - *Erica arborea* L., devido, quer à sua grande representatividade na zona, quer às características das suas folhas, bastante favoráveis à captação das gotículas de água do nevoeiro.

Designámos por Urze 1 a urze situada a barlavento dos ventos predominantes naquela zona, os de NW, e Urze 2, a de sotavento. Os resultados obtidos estão representados nas Figuras IV.40 e IV.41 e discriminados no Anexo 3.

Verifica-se que a Urze 1 é mais produtiva do que a Urze 2, com valores médios da ordem dos 56,4 e 33,3 mm/dia, respectivamente, facto que parece dever-se essencialmente à diferente exposição aos ventos predominantes, tendo-se atingido sob a Urze 1, localizada a barlavento, valores da ordem dos 250 mm/dia. Apesar de pouco frequente, verifica-se, no entanto, que, quando se inverte a direcção do vento para SE, passa a ser mais produtiva a Urze 2.

Foram ainda efectuadas outras medições, durante o mês de Março de 1996, nas mesmas urzes mas com tinas de 0,22 m² de área, colocadas aleatoriamente sob a vegetação, durante a ocorrência de nevoeiro transportado por ventos de NW a 15 km/h, forneceram valores de 7, 8,3 e 9,25 l/m²/hora, o que, multiplicado por 24 h, dá valores muito próximos dos 250 l/dia. Estes valores ultrapassam muito os previstos por Silva (1984), de 20 a 40 mm por dia.

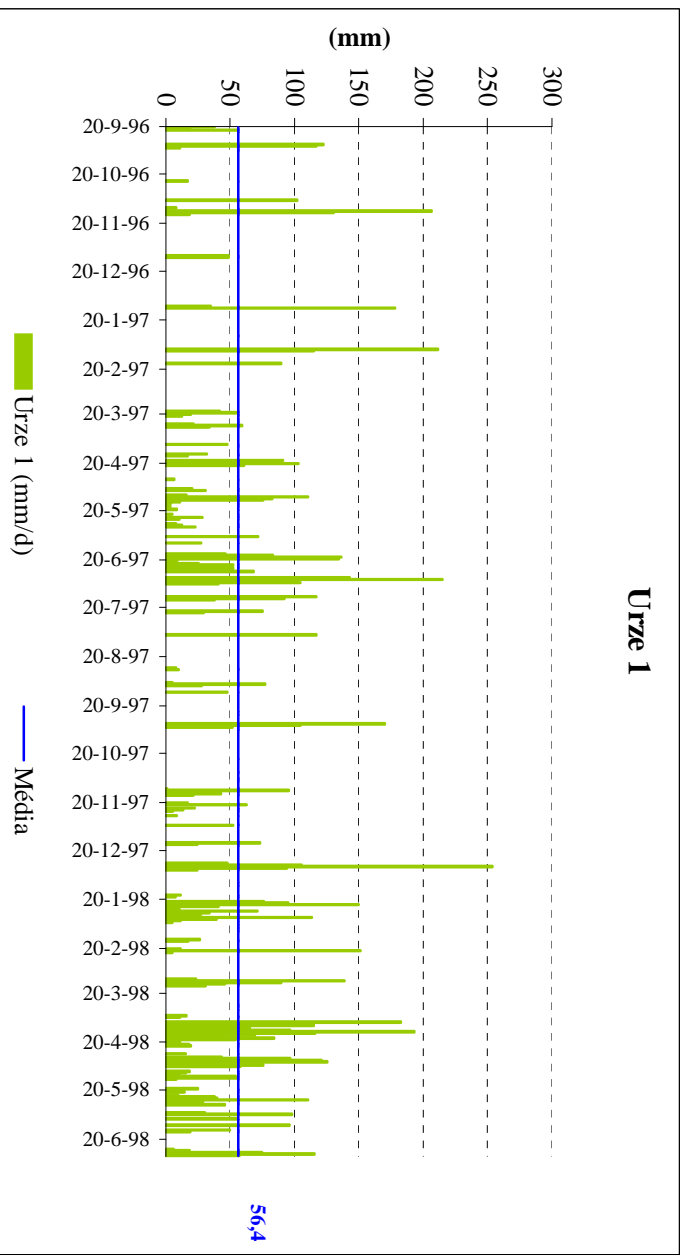


Figura IV.40- Água proveniente do nevoeiro captada pela Urze 1, na Bica da Cana.

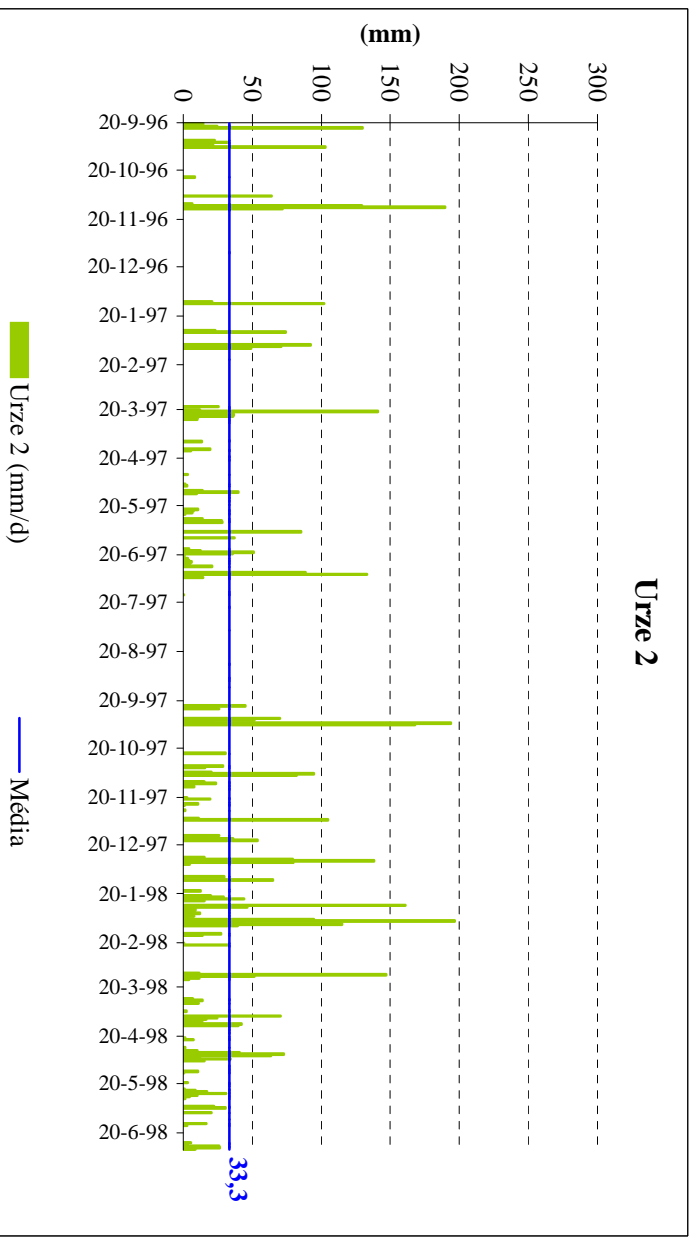


Figura IV.41- Água proveniente do nevoeiro captada pela Urze 2, na Bica da Cana.

Comparando, agora, o valor da precipitação média anual caída na Bica da Cana, que é de 2 966,5 mm, com o valor médio da precipitação oculta ocorrida sob a vegetação em estudo (Urze 1 e Urze 2), anualmente, de cerca de 10 500 mm, verifica-se que esta era mais de três vezes e meia superior! Perante valores desta grandeza, e para poder validar estes resultados, torna-se necessário recorrer a observações sistemáticas.

Urze 1 = 56,4 mm/dia

Urze 2 = 33,3 mm/dia

Média = 44,85 mm/dia X 234,8 dias = 10 530 mm/ano

Precipitação Média Anual na Bica da Cana = 2966,5 mm

Parece-nos, no entanto, ser a precipitação oculta, que, pelo facto de ocorrer durante todo o ano, ver Figura IV.37, proporcionando uma recarga permanente, ajuda a explicar a pequena variação dos caudais subterrâneos no maciço do Paul, contribuindo para a manutenção do sistema em equilíbrio.

IV.4.3.5 Discussão de Resultados

Apesar das dificuldades obtidas com funcionamento do "*Standard Fog Collector*" que nos impossibilitaram de obter um registo diário contínuo, durante os dois anos de instalação do equipamento, julgamos ter obtido o número suficiente de observações que nos permitiram determinar, com algum rigor, o valor médio diário de precipitação proveniente dos nevoeiros, por unidade vertical de área.

A média diária obtida, de cerca de 21 l/m²/dia, revelou ser coerente com os resultados obtidos noutros locais, com o mesmo aparelho, verificando-se, no entanto, que a produção anual, e porque os nevoeiros são, nas zonas altas da Madeira, muito frequentes (cerca de 235 dias por ano), é a mais elevada de todas.

Perante os valores de precipitação oculta obtidos, quer com o SFC, 5001 l/m²/ano, quer sob a vegetação, três vezes e meia superior ao valor da precipitação média anual caída na zona, teremos de admitir a importância da precipitação oculta, nas zonas altas da Madeira, quer como alternativa às fontes tradicionais de abastecimento, quer como fonte de água subterrânea, explicando a pequena variação dos caudais subterrâneos, na medida em que proporciona uma recarga permanente, mantendo assim os sistemas em equilíbrio.

V. HIDRODINÂMICA

“O famigerado sitio do Rabaçal vasto semi-circulo de montanhas vestidas de verdura, d’onde brotam claras e sussurrantes aguas, que constituem uma solitaria e encantadôra cascata, cuja descripção é superiôr á energia da palavra e ao vigôr do pincel mais habil. Essas aguas que iam perdêr-se no mar ao norte da serra, que do oriente ao occidente divide toda a ilha por uma alta encumiada, encanadas e reunidas em uma levada, fôram aproveitadas, fazendo-as atravessar ao sul da mesma serra por meio de uma galeria subterranea de 430 metros de extensão, afim de irem levar a fertilidade a longos tractos de terrenos incultos e improductivos. Em meio, porém d’estes bosques frondosos formados de arvores seculares que encobrem com as suas copas o sol e o horizonte, em meio d’este ambiente risonho, onde rebentam fontes que serpeiam por pedras e verduras, e que nos dão em cada repreza um espelho e em cada trago a saude, como é consoladôr vêr o trabalho intelligente do homem realizar uma obra, que não só vivifica a agricultura, mas que acredita o povo que a empreheudeu e não menos o governo que a custeou! O espectadôr fica absorto em meio d’este concerto da natureza e da arte, e ao despedir-se d’esse quadro magnifico lança sôbre elle um volvêr de olhos, como quem lamenta que seja aquella a vez derradeira de uma tão arrebatadôra contemplação”.

Acurcio dos Ramos in Ilha da Madeira (1879)

V.1 HIDROGEOLOGIA DE ILHAS VULCÂNICAS

Apesar da pequena extensão que as rochas vulcânicas ocupam na crosta terrestre, elas são as litologias dominantes em mais de uma centena de ilhas, espalhadas por todo o mundo. Nestas, o estudo da hidrogeologia de aquíferos vulcânicos torna-se vital, porquanto o abastecimento se faz, fundamentalmente, à custa dos recursos hídricos subterrâneos.

Apesar da sua importância, o estudo dos aquíferos vulcânicos constitui um domínio de investigação relativamente recente, tendo dado lugar, apenas em 1974, ao primeiro Simpósio Internacional de Hidrogeologia de Rochas Vulcânicas.

A análise dos aquíferos vulcânicos, feita por vários autores, põe em evidência a dificuldade de definir um quadro geral que possa representar a circulação subterrânea num meio insular vulcânico.

Os modelos de escoamento subterrâneo diferem de ilha para ilha, como veremos de seguida:

V.1.1 Modelos Hidrogeológicos de Ambientes Insulares Vulcânicos

V.1.1.1 Havai

Nas ilhas do Havai, Peterson (1972; 1993), Macdonald *et al.* (1983) e Takasaki e Mink (1982; 1985) constataam a existência de três tipos de aquíferos principais (FiguraV.1):

V.1.1.1.1 Aquíferos Suspensos (*perched*)

Ocorrem na zona não saturada, como resultado da presença de níveis geralmente sub-horizontais, pouco permeáveis, susceptíveis de impedir a infiltração e provocar escoamentos paralelos.

Os níveis pouco permeáveis são constituídos, normalmente, por tufos, paleossolos, aluviões antigas ou zonas compactas de escoadas *aa*.

V.1.1.1.2 Aquíferos Limitados por Filões

Correspondem a aquíferos compartimentados por filões subverticais que funcionam como barreiras impermeáveis ao fluxo. Encontram-se, frequentemente, saturados algumas centenas de metros acima do nível médio do mar, com cargas hidráulicas muito fortes.

Estes aquíferos coexistem com os aquíferos suspensos, nas zonas altas das ilhas. São identificáveis através das nascentes resultantes da sua descarga natural (Peterson, 1972).

O volume de água armazenado dos aquíferos limitados por filões é superior ao existente nos outros aquíferos de altitude, mas inferior aos recursos inerentes ao aquífero basal.

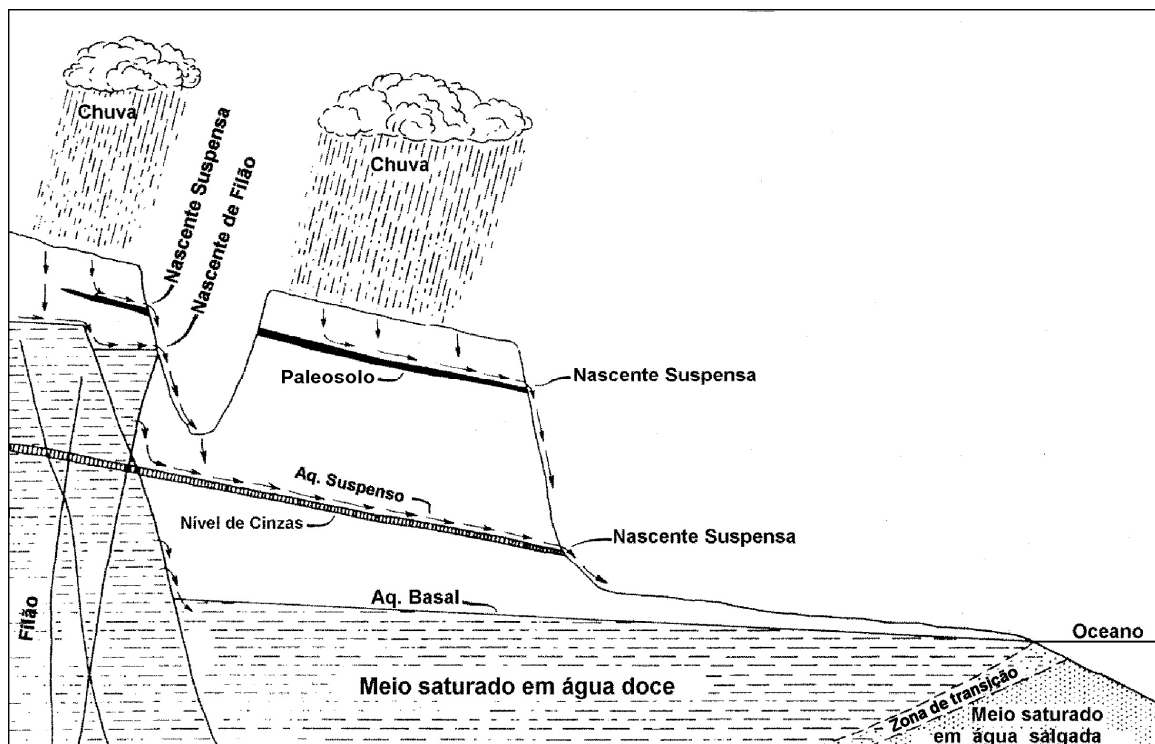


Figura V.1- Modelo hidrogeológico conceptual das ilhas do Havai (modificado de Macdonald *et al.*, 1983).

V.1.1.1.3 Aquífero de Base

Este aquífero corresponde ao meio saturado geral da ilha, com superfície livre, flutuando sobre a cunha de água salgada, mais densa. A recarga faz-se directamente da precipitação eficaz e da transferência hídrica, a partir dos níveis aquíferos de altitude.

Este aquífero basal caracteriza-se por um gradiente piezométrico muito baixo, cerca de 0,0002 (Peterson, 1981, citado por Ingebritsen e Scholl, 1993), como resultado da elevada permeabilidade das escoadas basálticas. Representa, nas ilhas do Havai, a principal fonte de águas subterrâneas.

V.1.1.2 Polinésia Francesa

O contexto hidrogeológico das ilhas da Polinésia Francesa é semelhante ao anterior (Figura V.2; Pouchan *et al.*, 1988), com a existência de um aquífero de base, constituído por aquíferos livres e confinados (*nappes littorales*), por aquíferos limitados por filões (*nappes de dykes*), por aquíferos suspensos (*nappes perchées*), havendo, ainda, mais um tipo de aquífero de altitude a considerar, os aquíferos aluvionares (*nappes de vallées*). Estes encontram-se em conexão hidráulica com os aquíferos de altitude, surgindo as exurgências, com eles relacionadas, no contacto entre as aluviões e as formações vulcânicas.

Os aquíferos aluvionares são susceptíveis de ter interesse económico, porque constituem, normalmente, reservas estáveis (Pouchan *et al.*, 1988).

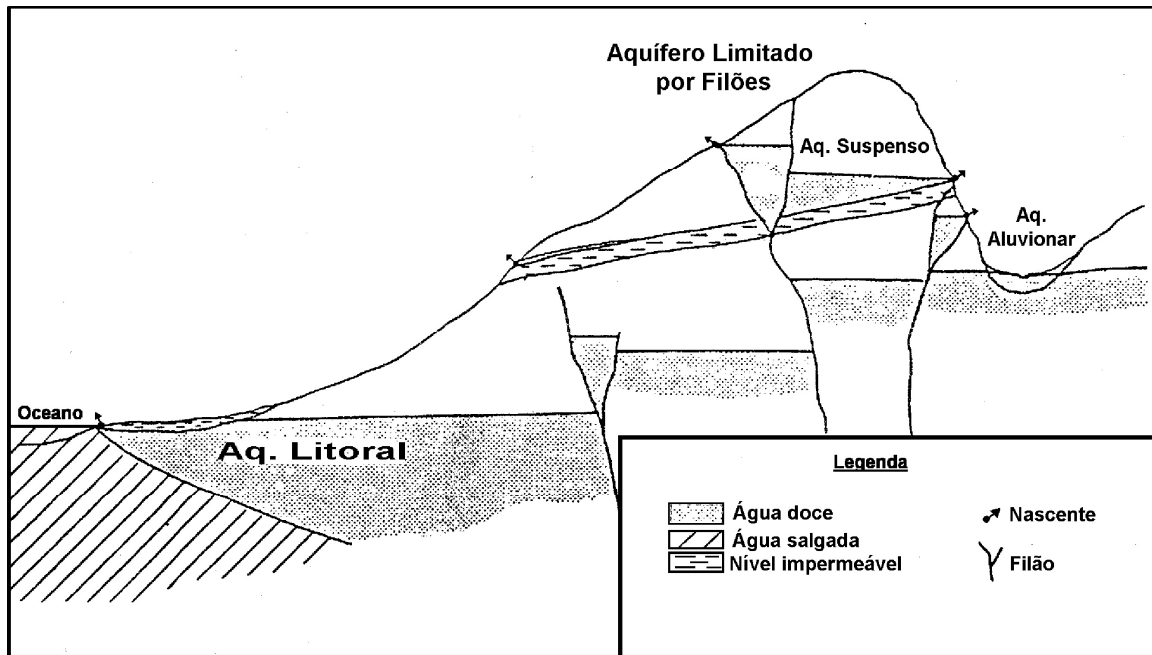


Figura V.2- Modelo hidrogeológico conceitual das ilhas da Polinésia Francesa (modificado de Pouchan *et al.*, 1988).

V.1.1.3 Reunião

Join (1991), para o maciço do *Piton des Neiges*, sugere uma separação entre dois domínios hidrogeológicos distintos, o domínio de altitude, associado a aquíferos suspensos e o domínio litoral, associado a um aquífero de base. Este modelo não considera a existência de aquíferos limitados por filões.

O domínio de altitude corresponde a níveis ou aquíferos suspensos, localizados em função de discontinuidades locais ou regionais, dividindo-se estes em superficiais e profundos: os aquíferos superficiais são os mais próximos da superfície, em relação com níveis impermeáveis pouco espessos, representando uma pequena parcela dos recursos hídricos subterrâneos; os aquíferos profundos representam reservas importantes por alimentarem cursos de água permanentes, tendo um carácter de estrutura drenante dentro de um nível de saturação regional.

A formação impermeável associada a estes aquíferos é a série vulcânica mais antiga colmatada por acção hidrotermal.

Apesar de se encontrar ainda por confirmar, esta hipótese traduz-se num esquema hidrogeológico (Figura V.3) que propõe a união entre a zona saturada do domínio de altitude e a zona saturada do domínio litoral, ou seja, a existência de um aquífero vulcânico generalizado na ilha da Reunião, com a superfície piezométrica pouco inclinada nas zonas litorais, aumentando o gradiente para o interior da ilha, onde se prevê que a superfície piezométrica se situe entre os 800 e os 1300 m de altitude.

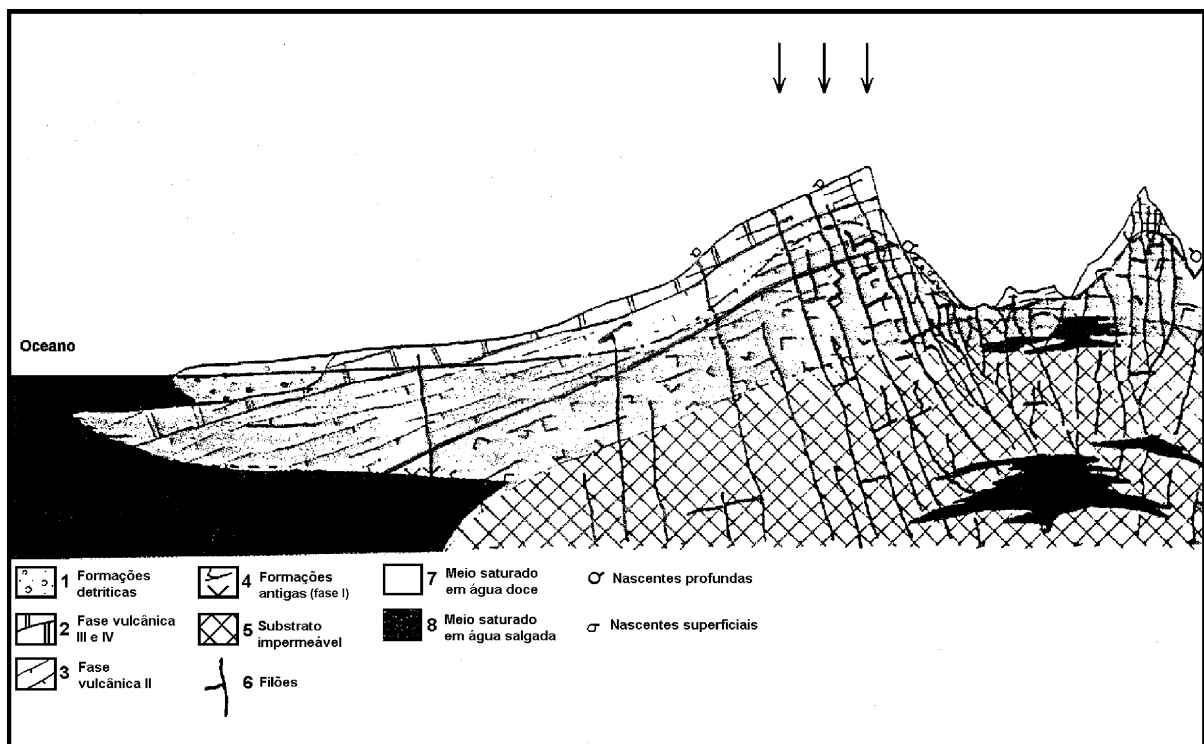


Figura V.3- Modelo hidrogeológico conceptual do maciço do *Piton des Neiges* (modificado de Join, 1991).

Violette *et al.* (1997) apresentam para o extractovulcão do *Piton de la Fournaise*, também na ilha da Reunião, um modelo bastante diferente do anterior, considerando que a alternância de escoadas basálticas *s.l.*, permeáveis, com

níveis de tufos ou escoadas maciças, menos transmissíveis, têm um funcionamento hidráulico em cascatas.

Este fluxo materializado por um série de aquíferos que drenam sucessivamente de uns para os outros até alimentar o aquífero de base, domina a parte central da estrutura vulcânica (Figura IV.4).

O aquífero basal, à semelhança dos outros já apresentados, circunscreve-se à franja litoral da ilha.

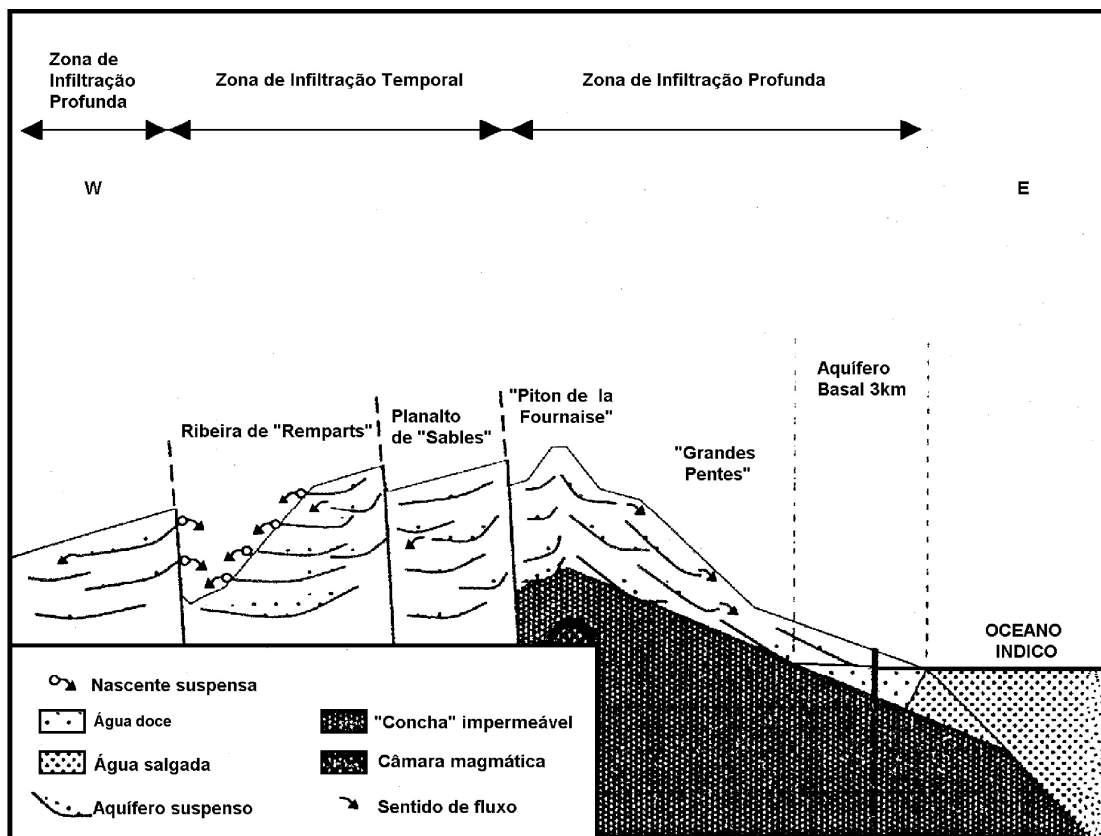


Figura V.4- Modelo hidrogeológico conceitual do vulcão do *Piton de la Fournaise* (modificado de Violette *et al.*, 1997).

V.1.1.4 Canárias

Os trabalhos desenvolvidos nas várias ilhas do arquipélago de Canárias permitiram formular um modelo, de certo modo, diferente dos anteriores. Embora, em alguns casos, a divisão em aquíferos de altitude limitados de filões e em aquíferos basais permitisse explicar o funcionamento hidráulico de algumas formações, havia outros casos nos quais a sua adaptabilidade era claramente inviável (Custodio, 1983).

O novo modelo conceptual admite que os grandes desníveis piezométricos verificados, antes passíveis de ser explicados admitindo a compartimentação por filões, resultam da existência, em várias ilhas, de núcleos de baixa permeabilidade, relacionados com materiais vulcânicos antigos, alterados e interceptados por numerosas condutas.

Assim, e apesar das heterogeneidades e descontinuidades que caracterizam o meio vulcânico, considera-se a existência de um nível de saturação regional, com continuidade de fluxo em toda a ilha, com gradientes da ordem dos 0,15 nas zonas centrais, mais elevadas, onde a superfície piezométrica chega a atingir 1300 m de altitude, diminuindo, nas zonas litorais, onde predominam os materiais mais jovens e permeáveis, para 0,001 ou menos (Custodio, 1975) (Figura V.5).

Acima do nível de saturação regional, podem existir, relacionados com certas heterogeneidades, aquíferos suspensos, que são drenados por nascentes ou por fluxo para as formações mais profundas (Custodio, 1975).

O nível de saturação regional é real, quando coincide com uma formação permeável, ou virtual, quando coincide com uma zona de baixa permeabilidade (Custodio, 1975).

Custodio *et al.* (1988), através da simulação por modelo matemático da ilha de Tenerife, a partir de dados obtidos em mais de 2000 km de galerias, escavadas no maciço, foi possível avaliar os principais parâmetros hidrológicos dos aquíferos.

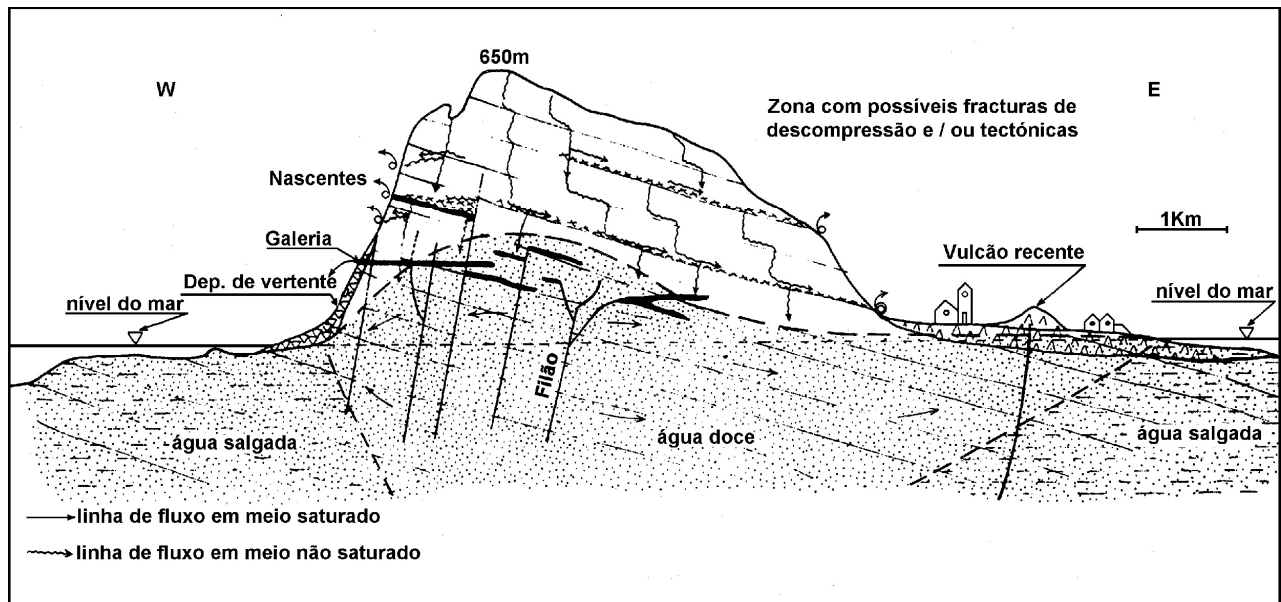


Figura V.5- Modelo hidrogeológico simplificado do maciço de Famara, na ilha de Lanzarote (modificado de Custodio e Llamas, 1983).

De um modo muito esquemático, a ilha assemelha-se a um maciço poroso, pouco permeável, saturado em água, com uma base impermeável, capaz de drenar para o mar o excesso de água, sem que esta apareça à superfície.

A permeabilidade horizontal (na direcção perpendicular ao mar) dos basaltos alterados (Miocénicos), é baixa, da ordem dos 0,01 a 0,05 m/dia, e a vertical, da ordem de 50 vezes inferior, sendo as permeabilidades, nas zonas costeiras, bastante mais elevadas.

A altitude da superfície freática atinge 1900 m acima do nível do mar nas zonas internas da ilha, tratando-se de um aquífero multicamada, caracterizado por um forte gradiente piezométrico (0,1 a 0,15) no centro do maciço (Figura V.6).

Em Tenerife, Ecker (1976) elaborou um modelo conceitual diferente dos anteriores, tendo definido, com base na observação de galerias, a existência de células portadoras de água, ou compartimentos de águas subterrâneas.

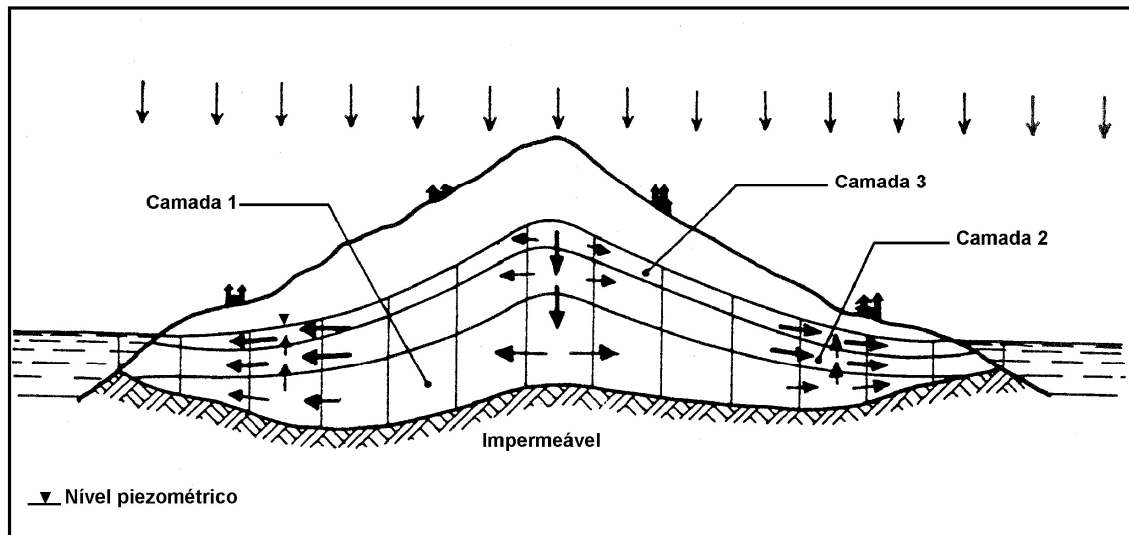


Figura V.6- Modelo hidrogeológico simplificado da ilha de Tenerife (modificado de Custodio *et al.*, 1988).

O sistema de circulação subterrânea é, assim, caracterizado por uma sinuosa cadeia de sucessivos compartimentos irregulares, na forma, no volume e na estrutura. (Figura V.7).

O fluxo de água, nos complexos vulcânicos, é feito de um compartimento para outro, através de fracturas secundárias ou zonas de outros elementos permeáveis, constituindo uma cadeia de sucessivas células portadoras de água, de fluxo não necessariamente vertical (Ecker, 1976).

Deste modo, os compartimentos correspondem aos elementos portadores de água nas formações vulcânicas, estando relacionados com piroclastos frescos, tubos de lava, vesículas de gás conectadas, fracturas primárias e secundárias e níveis de brechas de base de escoadas *aa*.

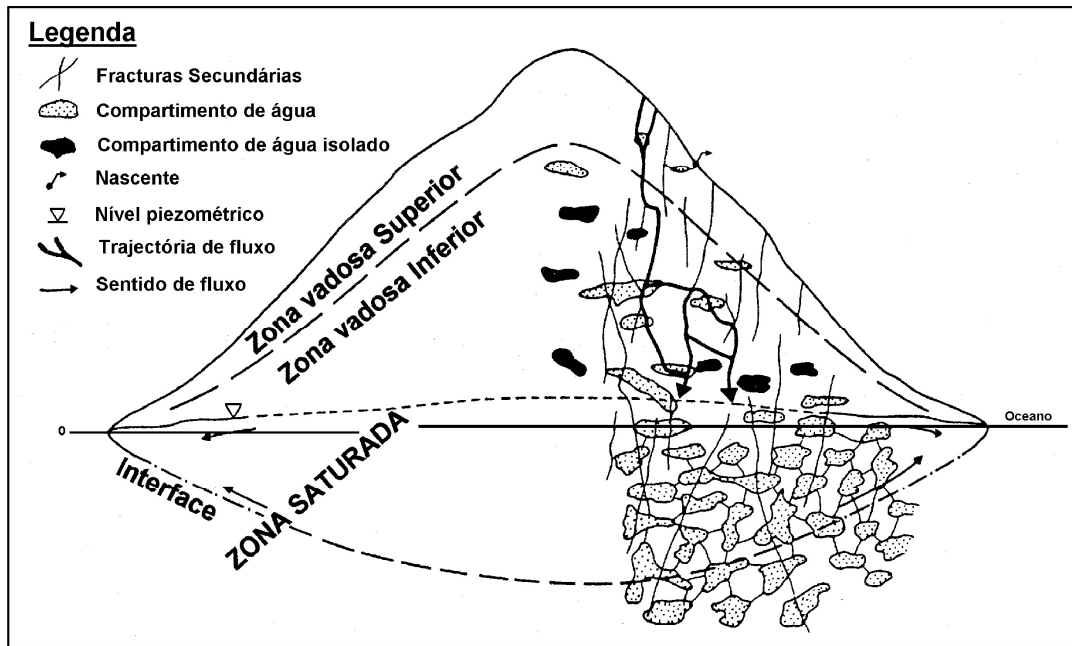


Figura V.7- Modelo hidrogeológico conceitual da ilha de Tenerife (modificado de Ecker, 1976).

Em função da frequência de compartimentos de águas subterrâneas existentes no maciço rochoso, distinguem-se três zonas hidrológicas principais: zona vadosa superior, zona vadosa inferior e zona saturada. Esta última corresponde ao nível de base dos outros modelos.

Na zona vadosa superior, as águas de infiltração podem formar compartimentos de água subterrânea temporários, alguns dos quais dão origem a nascentes; a zona vadosa inferior caracteriza-se pela existência de compartimentos saturados, separados por zonas secas, conectados por fluxos verticais ou oblíquos, formando uma cadeia sinuosa de células portadoras de água; a zona saturada é caracterizada por abundantes compartimentos de águas subterrâneas, situados muito próximo e por uma grande percentagem de fracturas secundárias saturadas.

A direcção do fluxo na zona vadosa é predominantemente vertical, alimentando o aquífero de base (zona saturada) com um gradiente piezométrico muito baixo, cerca de 0,0003, onde o fluxo é, de um modo geral, oblíquo, em direcção ao nível do mar.

V.1.1.5 Açores

A elaboração do modelo conceptual de fluxo em algumas ilhas do arquipélago dos Açores, tais como, no Pico e na Terceira (Mendonça, 1992), Santa Maria (Cruz *et al.*, 1997) e Pico (Cruz, 1997), não é diferente dos traços gerais apresentados, assentando num aquífero lenticular na base, com gradientes piezométricos muito fracos e aquíferos suspensos, relacionados com descontinuidades de baixa ou nula permeabilidade, em altitude.

V.2 COMPORTAMENTO HIDROGEOLÓGICO DAS FORMAÇÕES VULCÂNICAS

Os ambientes insulares vulcânicos, categoria na qual a Madeira se inclui, são, na maioria dos casos, meios caracterizados por grande heterogeneidade petrológica, de modos de jazida, de estrutura e grau de alteração dos seus materiais, que vão, desde as rochas vulcânicas, provenientes das actividades efusivas e explosivas, submarinas e subaéreas, rochas plutónicas ou intusivas, depósitos sedimentares e paleossolos, entre os mais importantes.

As rochas vulcânicas, presentes em maior volume, apresentam características muito diversas à circulação das águas, consoante a sua natureza, quantidades emitidas, modo de jazida, quantidade de gases e seu estado de alteração, o que lhes confere um comportamento hidrogeológico heterogéneo e anisótropo.

As características hidrodinâmicas das rochas vulcânicas, tratadas isoladamente, são, de acordo com Serralheiro (1990), Custodio (1975; 1978; 1985) e Davis (1974), as seguintes:

V.2.1 Escoadas

Resultantes de actividade vulcânica efusiva, são os produtos líquidos emitidos pelos vulcões. De todos os produtos emitidos, as escoadas representam o maior testemunho da actividade vulcânica, sendo o seu volume muito superior ao dos outros materiais sólidos.

As suas características, segundo Serralheiro (1990), dependem de vários factores:

- viscosidade da lava, a qual depende da sua composição química;
- quantidade de gases e fluidos dissolvidos na lava;
- quantidade de lava emitida;
- topografia do local;
- localização subaérea ou subaquática da emissão.

A conjugação de diferentes factores vai imprimir diferentes características às escoadas e, conseqüentemente, diferentes comportamentos hidrogeológicos.

Mercê do contínuo processo de alteração a que estão sujeitas desde a sua formação, o grau de alteração da escoada tem também um papel fundamental na sua caracterização hidrodinâmica.

Em geral, as escoadas, quando frescas, são impermeáveis, segundo Custodio (1978), no Havai, uma lava basáltica compacta, possui uma permeabilidade de 10^{-6} m/d. Com o avançar da alteração que evidencia a disjunção prismática, em primeiro lugar, e em lajes, num estado mais avançado de alteração, tornam-se, progressivamente, mais porosas e permeáveis, com permeabilidades compreendidas entre 50 e 500 m/d (Custodio, 1978), Fotografia V.1. Todavia, a intensificação da alteração e conseqüente aparecimento das bolas de disjunção, arenização e argilificação, tornam, progressivamente, a escoada menos permeável, chegando à impermeabilização quase total. Nestas condições, as escoadas assemelham-se a piroclastos basálticos ou a camadas de argila e só a

presença de núcleos de bolas de disjunção permite, muitas vezes, identificá-las,
Fotografia V.2.



Fotografia V.1- Escoda com disjunção prismática e em lajes, no Faial.



Fotografia V.2- Aspecto de uma escoada basáltica argilificada.

O último estágio de alteração de uma escoada, a argilificação, é fundamentalmente função das condições climáticas e não da sua antiguidade (Serralheiro, 1990). Segundo Davis (1974), num clima húmido, demora-se apenas 50 000 anos para se produzir uma profunda alteração em materiais vulcânicos, até 20 a 30 m de profundidade, enquanto, em clima seco, demoraria cerca de 5 000 000 anos para se produzirem os mesmos efeitos.

Nas escoadas existem zonas preferenciais de circulação e zonas de circulação restrita. Fazendo parte da morfologia própria das escoadas, as brechas de topo e de base constituem zonas muito porosas e permeáveis com intensa circulação. É vulgar estas rochas apresentarem, nas zonas mais internas, cavidades, bolhas e vesículas em grande quantidade, podendo alcançar 80% de porosidade total, no

caso de escórias recentes e pumitos (Custodio, 1975), o que pode, no entanto, não ser sinónimo de elevada permeabilidade, devido à desconexão dos poros.

Os tubos de lava, típicos de escoadas pouco viscosas, podem vir a funcionar como drenos, de modo semelhante às condutas cársticas, ainda que a génese seja completamente diferente, Fotografia V.3.



Fotografia V.3- Tubo de lava no interior da escoada que foi preencher o vale de São Vicente.

Os filões são descontinuidades verticais muito importantes e frequentes. De acordo com Custodio (1983), na ausência de filões, a permeabilidade máxima ocorre no sentido do movimento das escoadas, ao longo das disjunções em lajes, e a mínima perpendicularmente àquelas, através dos prismas de disjunção. À intrusão de filões, parece estar associada reduzida permeabilidade na direcção normal à sua orientação, desenvolvendo-se grande permeabilidade horizontal e vertical paralelamente àqueles.

Todavia, na Madeira, observa-se que, ao longo das disjunções prismáticas, principalmente das escoadas horizontais e sub-horizontais, a circulação se faz intensamente e preferencialmente na vertical, ao longo daquelas fendas.

V.2.2 Piroclastos

Os piroclastos, formados dos salpicos de magma arrefecidos e solidificados no ar ou na água, resultam da libertação de grandes quantidades de gases pelos magmas, durante as fases violentas do vulcanismo.

Os subaéreos, como a grande maioria dos da Madeira, apresentam dimensões muito variadas, desde cinzas, os de menores dimensões, passando pelos areões ou *lapilli*, até às bombas e blocos. Constituem depósitos mais espessos junto da fonte, deslocando-se os materiais mais finos, facilmente transportados pelo vento a longas distâncias.

Quando frescos, os piroclastos são normalmente muito porosos, a porosidade pode ultrapassar 50% (Custodio, 1975), Fotografia V.4, mas, com o avançar do tempo, por um processo contínuo de alteração mecânica e química e colmatação dos poros pelos materiais finos, vão sofrendo compactação e cimentação, tornando-se, progressivamente, menos porosos e, simultaneamente menos permeáveis, até atingir a impermeabilização, sendo designados, nesta fase, por tufos (Fotografia V.5). Valores de permeabilidade entre 0,001 e 10^{-5} m/d, foram determinados em tufos e em tufos zeolitizados, Custodio (1978).



Fotografia V.4- Cobertura de piroclastos pouco alterados, com comportamento próximo do das areias, no Paul da Serra.

Ao topo dos níveis de tufos, independentemente da sua espessura, estão frequentemente associadas nascentes, como se pode ver no sítio das Pedras, no Paul (Fotografia V.6).



Fotografia V.5- Piroclastos impermeabilizados (tufos), na estrada para o Pico do Areeiro.

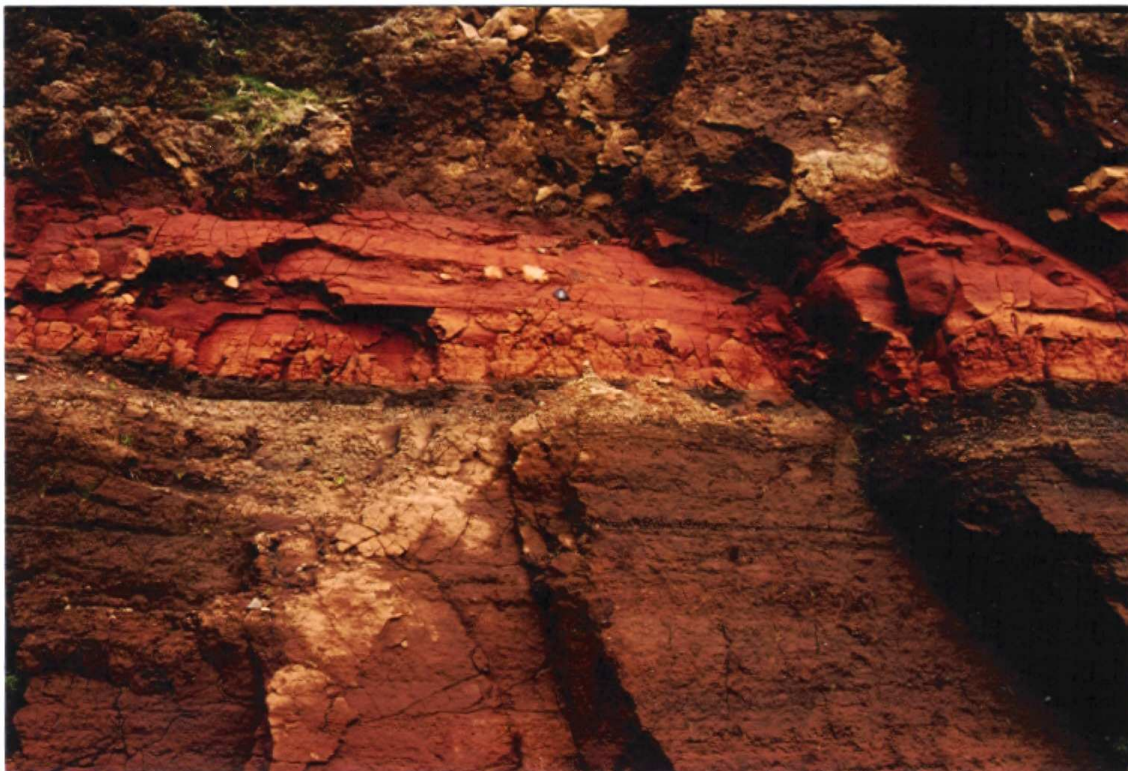


Fotografia V.6- Nascentes associadas a níveis de tufos.

A dimensão inicial dos materiais revelou-se ser um forte condicionador da sua permeabilidade. Nomeadamente, no caso das cinzas vulcânicas, embora extremamente porosas, o reduzido tamanho dos poros traz, como consequência, baixa permeabilidade (a água fica retida por atracção molecular), imprimindo à formação características de aquitardo.

As características hidráulicas das formações vulcânicas, no seu conjunto, têm comportamento anisótropo. Além de todas as já apresentadas, uma outra causa de descontinuidade horizontal é a presença de níveis de cozimento, formados nos materiais subjacentes, alterados pelo intenso calor das escoadas que sobre elas fluírem.

Os cozimentos adquirem grande importância em níveis de piroclastos finos e escoadas muito alteradas, tratando-se de níveis praticamente impermeáveis (Fotografia V.7).



Fotografia V.7- Cozimento em piroclastos finos.

Resultantes de vulcanismo explosivo, os depósitos freatomagmáticos, formados essencialmente por elementos líticos arrancados à conduta, com níveis de pedra pomes traquítica intercalados, existentes principalmente na zona do Funchal, constituem níveis de espessura variável com alguma continuidade lateral, caracterizando-se por um comportamento muito pouco permeável.

V.2.3 Conduatas

Chamam-se conduatas às aberturas que põem o interior da crosta em contacto com a superfície, sendo, fundamentalmente, de dois tipos: cilíndricas e fissurais. Quando preenchidas por magma, designam-se, respectivamente, por chaminés e filões.

V.1.1.6 Chaminés

As chaminés estão sempre em relação com um cone vulcânico, fazendo a ligação da câmara magmática com a cratera do vulcão. Pelo seu modo de jazida, não apresentam praticamente porosidade: as disjunções nos materiais que as preenchem, apenas existem junto da superfície, acabando por desaparecer ou tornar-se imperceptíveis, em profundidade (Serralheiro, 1990).

As crateras, quando existem, estão associadas a chaminés. São importantes, principalmente as de grandes dimensões, por constituírem áreas de recepção e favorecerem, no caso de não possuírem preenchimento de fundo, a recarga subterrânea. Na Madeira, uma vez que o vulcanismo é predominantemente do tipo fissural, existem poucas crateras, das quais, as mais importantes, pela sua

dimensão, são a Lagoa do Santo da Serra, a Lagoa do Fanal (Fotografia V.8) e a Lagoa do Porto Moniz, com 500 m de diâmetro, a maior.



Fotografia V.8- Lagoa no interior da cratera do Fanal.

V.1.1.7 Filões

Os filões são fendas abertas discordantemente nas rochas encaixantes e nos cones de piroclastos, preenchidas por magma, o qual extravasa, na maior parte das vezes, para o exterior. Abundantes nestes meios, são, como já referimos, as condutas predominantes na ilha da Madeira, as quais se dispõem, quase sempre, na vertical ou subverticais, constituindo redes ou enxames, podendo atingir grandes espessuras e extensões.

Quando densos, compactos e espessos, actuam como barreiras, compartimentando o meio hidrogeológico em secções semi-estanques (Fotografia V.9); noutros casos, como resultado da alteração, apresentam abundantes fendas

de retracção, principalmente nas zonas mais próximas da superfície, em planos normais às paredes (Fotografia V.10), sendo, por isso, difícil definir o seu papel quanto à circulação da água, já que umas vezes são menos permeáveis do que a rocha encaixante e, noutras, caminhos preferenciais de fluxo subterrâneo.



Fotografia V.9- Filão denso e compacto, actua como barreira.

Outra causa importante de descontinuidade prende-se com a existência de alinhamentos tectónicos, onde se instalam preferencialmente as condutas, e que se caracterizam, como veremos, por definirem zonas de grande fluxo subterrâneo.



Fotografia V.10- Filão com disjunção em lajes, funciona como conduta.

V.2.4 Depósitos Sedimentares

Os mais importantes são os depósitos de enxurrada, também conhecidos, na literatura vulcanológica, por *lahares*, por se tratarem de grandes coberturas, mantos de inundação, muito extensos e espessos, chegando a atingir, na Madeira, mais de 100 m de espessura, no conjunto, como se pode observar, quer no Pico da Cabra, quer no Paredão.

Estes depósitos caóticos, designados por Depósito Conglomerático Brechóide (Cap. II), com elementos de todas as dimensões numa matriz de elementos mais

finos, são, segundo Serralheiro (1990), perfeitamente impermeáveis, tal como as argilas, mesmo antes de estarem completamente lapidificados, fazendo-se, neles, a única circulação aquífera apenas por fracturas. Tivemos oportunidade de observar este facto nos túneis do empreendimento “Aproveitamento de Fins Múltiplos da Ribeira dos Socorridos”, nomeadamente no túnel da Encumeada, talhado, em grande parte, em Depósito Conglomerático Brechóide, Fotografia V.11.

No entanto, valores de permeabilidade compreendidos entre 5 m/d e 30 m/d, não tão baixos como seria de esperar, foram medidos em tufo remobilizados e em *lahares* de Java (Pulawski e Obros, 1976, citado por Custodio, 1978), levando-nos a crer que se trata de depósitos de enxurrada recentes ou onde a percentagem de finos é pequena.



Fotografia V.11- Secção do túnel da Encumeada escavada em Depósito Conglomerático Brechóide.

Durante os períodos de acalmia vulcânica, podem acumular-se, ainda, aluviões no fundo dos vales, depósitos de vertente, depósitos de ribeira (Fotografia V.12) e outros sedimentos, que, ao serem fossilizados por episódios vulcânicos posteriores, podem originar zonas localizadas com elevada permeabilidade, podendo vir a ter, consoante a sua extensão, interesse hidrogeológico.

Se entre duas erupções consecutivas tiver decorrido tempo suficiente, podem formar-se solos (paleossolos), mais ou menos argilosos, que, ao serem cobertos pela escoada seguinte, muito quente, vão sofrer metamorfismo térmico. Estes são cozidos, e originam níveis impermeáveis, cuja espessura e desenvolvimento é variável, segundo a topografia e o clima (Custodio, 1975).



Fotografia V.12- Depósito de ribeira intercalado em escoadas do Complexo Principal, na margem esquerda da Ribeira Brava.

V.2.5 Falhas

As falhas que cortam os maciços podem ter dois comportamentos distintos, consoante se apresentem preenchidas e cimentadas ou com a caixa de falha aberta ou semi-preenchida por brechas de falha.

Segundo Custodio (1978), a proximidade ou intersecção de zonas falha pode aumentar substancialmente a produtividade das galerias. Como exemplo extremo, cita o de uma galeria de 500 m, no Havai, que produziu 2000 l/s. Ainda segundo aquele autor, o mesmo se aplica aos poços, em que apenas a proximidade de zonas de fractura faz aumentar a respectiva produtividade.

Na Madeira, existem exemplos de duas galerias abertas recentemente, o túnel do Norte e a galeria da Fajã da Ama, as quais, ao intersectarem zonas de falha, produziram 300 l/s e 250 l/s, respectivamente.

Esta última galeria de captação, a da Fajã da Ama, ainda em fase de escavação, com 1750 m de comprimento, conta actualmente, com um caudal de cerca de 180 l/s, proveniente quase exclusivamente de uma zona de fractura a funcionar como conduta hidrogeológica, com cerca de 10 m de largura e orientação geral N80° (Fonseca *et al.*, 2000).

No entanto, quando os túneis atravessam falhas cimentadas ou planos de falha em compressão, verifica-se que estas são improdutivas, como se pode observar no túnel dos Socorridos III e no do Pico Grande (Fotografia V.13). A mesma falha pode ter zonas muito produtivas e outras não.



Fotografia V.13- Plano de falha improdutivo, no túnel dos Socorridos III.

Na Madeira, tem-se vindo a verificar que os grandes caudais concentrados estão, na maioria dos casos, relacionados com falhas de caixa aberta. Estas têm-se revelado de grande importância no modelo hidrogeológico da ilha, quer pelo modo como conduzem a água, quer pela abundância em que existem na ilha.

A Figura V.8 é bem elucidativa da quantidade de lineamentos tectónicos existentes na ilha, mais de uma centena de extensão superior a 1km, o que totaliza aproximadamente 450 km, muitos dos quais já confirmados no campo como sendo acidentes tectónicos.

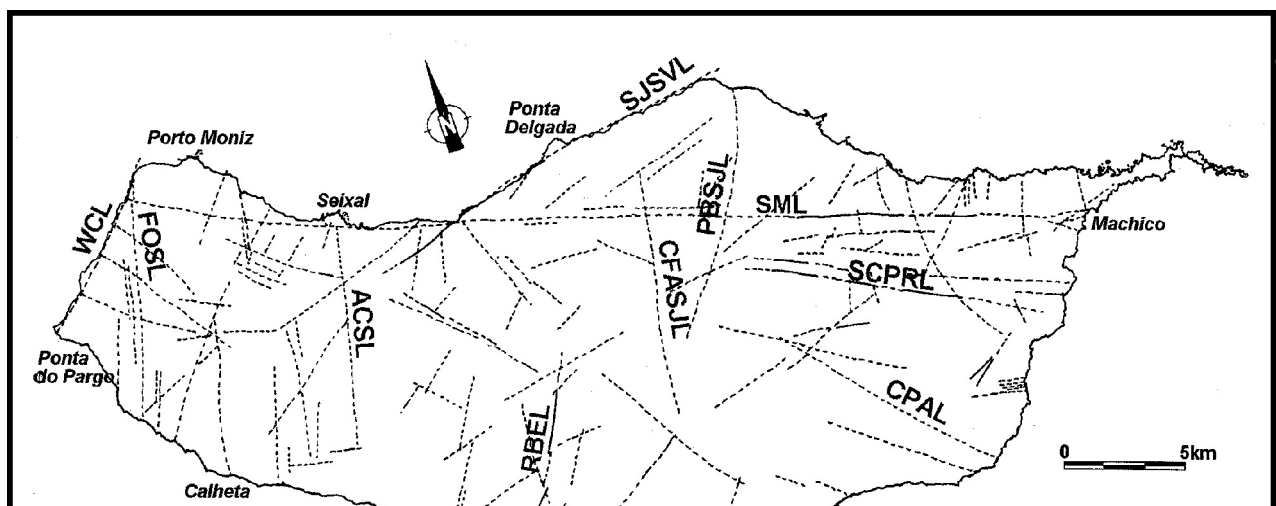


Figura V.8- Mapa de lineamentos tectónicos obtido de imagem de satélite da Ilha da Madeira. Extraído de Fonseca *et al.* (1998).

Acontece ainda, muito frequentemente, as falhas estarem preenchidas por filões, podendo, nesse caso particular, ter um comportamento de conduta, já descrito em V.2.3.

V.2.6 Características Hidrodinâmicas à Escala dos Edifícios Vulcânicos

A diversidade de formações que constituem os ambientes insulares vulcânicos, caracterizados pelos mais variados parâmetros hidrodinâmicos, conferem ao meio vulcânico um carácter altamente heterogéneo e anisótropo de tal modo que dificulta a aplicação do conceito de Volume Elementar Representativo (VER; Drogue, 1988). O VER corresponde ao volume limite de aquífero, a partir do qual, qualquer acréscimo do volume de observação não implica, na prática, a alteração das propriedades hidrodinâmicas, pelo que a sua definição é extremamente importante na análise de meios fissurados.

O Quadro V.1 mostra a diversidade de valores de permeabilidade obtidos em aquíferos vulcânicos. Da análise do quadro, verifica-se que as maiores permeabilidades ocorrem nos aquíferos constituídos por escoadas basálticas *s.l.*

recentes (Quaternárias) e níveis piroclásticos grosseiros não alterados, e as menores, em basaltos antigos ou muito recentes, ainda sem fendas de disjunção e em tufos, demonstrando que as características hidrodinâmicas evoluem com o tempo.

Todavia, quando as formações antigas se encontram tectonizadas, podem, ao longo dessas fracturas, fornecer caudais avultados, como se verifica no Complexo Vulcânico Antigo (II.2.1).

Daesslé (1988, citado por Join, 1991) põe em evidência a importância da idade dos edifícios vulcânicos, nas características hidrodinâmicas dos aquíferos, demonstrando que, quanto mais antigas forem as formações vulcânicas, menos permeáveis e transmissivas serão. Assim, as transmissividades determinadas para as Canárias, com 25 Ma, são 5 a 10 vezes inferiores às determinadas para o Havai, com 5 Ma, devendo-se esta diminuição de permeabilidade ao aumento do grau de alteração.

As observações efectuadas nos cerca de 100 km de túneis e galerias escavados um pouco por toda a ilha, assim como os ensaios realizados nos furos de captação, confirmam, uma vez mais, o atrás exposto.

Assim, verifica-se que nos túneis escavados em formações vulcânicas Miocénicas, como é o caso do Complexo Vulcânico Antigo, as rochas, apesar de se encontrarem saturadas, na sua grande maioria, cedem muito pouca água, em média, cerca de 0,01 l/metro/linear de túnel.

Quando estas formações se encontram intensamente atravessadas por filões pouco alterados, o caudal pode aumentar para 0,03 l/m/túnel, e, no caso extremo de se encontrarem tectonizadas, apenas uma única fractura chega a originar um caudal de 200 a 250 l/s.

É nas formações Plio-Plistocénicas do Complexo Principal que se encontram as maiores produtividades, fruto das elevadas permeabilidades médias do meio, com caudais, já estabilizados, que vão dos 50 l/s aos 300 l/s.

Da análise dos ensaios executados nos 25 furos de captação, obtiveram-se valores de transmissividade média para o Complexo Vulcânico Antigo da ordem dos 650 m²/dia, variando desde 17,2 a 2 263 m²/d. Sendo este último valor algo elevado para aquela formação, estará provavelmente, relacionado com materiais pouco alterados ou proximidade de uma zona de fractura.

As transmissividades determinadas para o Complexo Principal, bastante superiores às anteriores, vão desde 11 m²/d (associadas a piroclastos) a 25 766,4 m²/d, o que dá em média cerca de 4800 m²/d.

Quadro V.1
Valores de Permeabilidade Obtidos em Aquíferos Vulcânicos

Material	K (m/d)	Fonte
Lavas basálticas fissuradas	1 a 200	Custodio, 1989
Lavas basálticas porosas	≤ 0.4	Custodio, 1989
Lava basáltica compacta (Havai)	10^{-5}	Custodio, 1978
Sequência de escoadas basálticas recentes e frescas	0.2 a 1000	Custodio, 1989
Sequência de escoadas basálticas antigas e alteradas	< 0.05 a 0.5	Custodio, 1989
Sequência de escoadas basálticas muito antigas	$< 10^{-4}$	Custodio, 1989
Formações basálticas modernas (Honolulu, Havai)	100 a 1000	Davis, 1974
Formações basálticas recentes (Tenerife)	125	Custodio, 1978
Zonas escoriáceas de basaltos quaternários superficiais (Lanzarote)	1000 a 3000	Custodio, 1978
Basaltos quaternários superficiais (Lanzarote)	50 a 500	Custodio, 1978
Escoadas basálticas recentes (Kilauea, Havai)	900 a 2000	Takasaki, 1993
Formações basálticas miocénicas (Gran Canaria)	0.05 a 0.5	Custodio, 1978
Formações basálticas quaternárias (Gran Canaria)	0.2 a 1	Custodio, 1978
Basaltos pliocénicos (La Palma)	25 a 100	Davis, 1974
Basaltos miocénicos paralelamente aos diques (Lanzarote)	0.1 a 1	Custodio, 1978
Basaltos miocénicos perpendicularmente aos diques (Lanzarote)	< 0.001 a 0.01	Custodio, 1978
Escoadas basálticas limitadas por filões (Oahu, Havai)	0 a 150	Takasaki e Mink, 1982
Rochas vulcânicas pre-câmbrias	$< 10^{-4}$	Davis, 1974
Piroclastos basálticos soltos	0.1 a 10	Custodio, 1989
Piroclastos basálticos cimentados	< 0.01	Custodio, 1989
Tufo riolítico	$< 10^{-6}$	Custodio, 1989
Trap fresco (Índia)	0.05 a 10	Custodio, 1989
Trap alterado (Índia)	0.1 a 50	Custodio, 1989

V.3 CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA DA ILHA DA MADEIRA

A caracterização hidrodinâmica das formações da ilha da Madeira baseou-se nas observações feitas no interior das galerias e túneis em escavação, na análise dos registos de caudais de galerias e nascentes e na interpretação de ensaios de bombeamento dos furos de captação.

V.3.1 Sistemas de Captação

Na Madeira, à semelhança do que se passa nos outros ambientes insulares vulcânicos, a captação de água subterrânea processa-se através de perfurações horizontais, as galerias ou túneis (a galeria tem apenas uma abertura, um túnel tem duas, pelo que pode ser atravessado) e de perfurações verticais, os furos.

As galerias são construídas nas zonas mais elevadas da ilha, de modo a, em primeiro lugar, atravessar formações mais recentes e mais transmissivas, mas tomando a precaução de não passar sobre o nível freático, e, em segundo lugar, possibilitando que a água circule por gravidade. As galerias penetram no terreno horizontalmente, até cortarem o nível de saturação. No entanto, devido à existência, por vezes, de longos troços impermeáveis, a água nem sempre surge ao atravessar a superfície freática virtual, mas, sim, ao cortar o primeiro troço ou estrutura permeável (nestas, estão incluídas as falhas), em conexão com o sistema hidráulico abaixo daquela.

Os furos (os de menor diâmetro) e os poços, são construídos nas zonas mais baixas, normalmente no leito das ribeiras, de modo a reduzir a extensão necessária até captar as reservas de base. A proximidade do mar poderá criar problemas de contaminação marinha, em especial em zonas com escassa recarga

e/ou muito permeáveis, devendo a extracção ser feita com precaução para não produzir salinização (Custodio, 1978).

A Figura V.9 mostra a localização das principais captações efectuadas na ilha da Madeira.

Figura V.9-

NÃO IMPRIMIR ESTA PÁGINA

V.1.1.1 Os Poços

A construção deste tipo de captação tem como finalidade a acumulação de água para o abastecimento doméstico, podendo algumas vezes captar pequenas emergências. Os poços existentes são particulares e situam-se em zonas costeiras. Existem poços na zona velha do Funchal, junto do hotel Savoy, no Porto Novo, em Santa Cruz e na foz da Ribeira do Socorridos.

V.3.1.2 As Galerias

V.3.1.2.1 Descrição das Galerias e Túneis

V.3.1.2.1.1 Sistema Tornos

O Sistema Tornos, destinado essencialmente ao transporte da água captada na Serra do Faial, São Jorge e Fajã da Nogueira, é composto por 4 túneis e uma galeria, a da Fajã do Penedo, também designada túnel 0, aberta posteriormente com o objectivo de aumentar o caudal disponível no sistema que, durante largos anos, abasteceu sozinho, a cidade do Funchal.

O Sistema Tornos desenvolve-se na cota média de 600 m, estando a sua maior extensão talhada em formações do Complexo Antigo e apenas uma pequena parte, a final, em Complexo Principal.

Túnel 0 ou galeria da Fajã do Penedo

Localizada na margem direita da Ribeira do Porco e na direcção da Ribeira de João Fernandes, os seus 2400 m de comprimento atravessam o Complexo Antigo, formação pouco transmissiva, em geral.

Segundo Duarte (1995), os materiais atravessados são piroclásticos, de baixa permeabilidade, cortados por fracturas subverticais paralelas, por vezes associadas a diques. A existência de dois lineamentos tectónicos é também posta em evidência por Fonseca *et al.* (2000), sendo um deles a grande falha Seixal - Machico.

A produtividade desta galeria é de apenas 10 l/s, podendo ficar a dever-se ao facto de as fracturas, naquela zona, se encontrarem em compressão.

Túnel 1, Túnel 2 e Túnel 3

Com 2400 m, 4300 m e 720 m, respectivamente, desenvolvem-se dentro do Complexo Antigo, sendo as suas produtividades muito reduzidas, da ordem dos 1 a 2 l/s.

Dentro do túnel 2, que se desenvolve entre São Jorge e o Faial, as águas, que pingam da abóbada, são quentes, com temperaturas de cerca de 28° (informação oral de Brazão).

Túnel 4 ou Túnel dos Tornos

O túnel dos Tornos, com cerca de 5400 m de extensão, desenvolve-se na cota 600, sob a Achada Grande e o Chão dos Balcões, zonas aplanadas à cota média de 1500 m, entre a margem esquerda da Ribeira de Santa Luzia, a sul, e a Ribeira das Lajes, a norte. A boca sul está talhada em rochas do Complexo Principal inferior, e, a norte, no Complexo Antigo, desenvolvendo a sua maior extensão em terrenos desta unidade.

A construção deste túnel teve início em 1960, tendo sido obtida, na altura, uma produtividade total de 600 l/s (CAAHM, 1969).

De acordo com Duarte (1995), as zonas produtivas localizam-se entre os 960 e 1220 m, 3100 e 3150 m, 3210 e 3330 m e ainda entre 3340 e 3600 m, a contar da boca sul, em compartimentos de dique com diferentes pressões hidrostáticas.

Actualmente, com o caudal variável de 250 a 300 l/s, parece-nos mais provável, uma vez que o túnel se desenvolve, na sua maior extensão, em Complexo Antigo, que as zonas de maior produtividade estejam associadas aos 4 acidentes tectónicos definidos por Fonseca *et al.* (1998 b; 2000), que interceptam o túnel, coincidindo 3 deles com as zonas produtivas atrás descritas.

Túnel da Alegria

Construído pela IGA S.A. em 1996, na margem direita da Ribeira de Santa Luzia, na cota 600 m, este túnel faz o transporte da água desde a actual estação dos Tornos, que abastece a cidade do Funchal, até a nova estação de tratamento de águas, da Alegria. Conta com 1800 m de extensão, em formações, em geral pouco alteradas, do Complexo Principal. Durante a sua abertura, ao atravessar um filão, surgiu um caudal de cerca de 18 l/s. Actualmente, conta com cerca de 15 l/s.

V.3.1.2.1.2 Galeria do Rabaçal

Situada na cabeceira da Ribeira da Janela, sob o planalto do Paul da Serra, na cota 1020 m, encontra-se talhada em Complexo Principal, que assenta, naquela zona, em Depósito Conglomerático Brechóide, Fotografia V.14.

Projectada inicialmente para um comprimento total de 1500 m, ao atingir apenas 500 m, captou um caudal de 100 l/s, relacionado com diques basálticos, cortando escoadas lávicas intercaladas com níveis de escórias basálticas (Duarte, 1995).

A galeria do Rabaçal, executada em 1984, com apenas 500 m de extensão, conta actualmente com um caudal médio de 60 l/s.



Fotografia V.1- Galeria do Rabaçal

V.3.1.2.1.3 Galeria das Rabaças

Situada na cabeceira da Ribeira da Ponta do Sol, na vertente sul do Paul da Serra, na cota 1010 m, esta galeria começa por atravessar o Depósito Conglomerático Brechóide, formação impermeável, (Fotografia V.15), passando, poucos metros depois, a atravessar o Complexo Principal. Neste contacto, surgiu a primeira zona produtiva com um caudal de cerca de 80 l/s, o qual baixou para 40 l/s. Aos 1000 m, numa zona intensamente fracturada, relacionada com um acidente tectónico perpendicular à galeria (Fonseca 1988b; 2000) surge um caudal de 200 l/s, que Ferreira (1988) descreve do seguinte modo: “No prosseguimento da perfuração foi cortada uma zona de basaltos muito fracturados, altamente produtivos, fornecendo cerca de 200 l/s. Esta fracturação deve estar relacionada

com tensões provocadas pela interacção dos diferentes aparelhos vulcânicos, acções estas evidenciadas num troço atravessado de material piroclástico fino ou pouco grosseiro, argiloso, onde se podem notar numerosos espelhos de fricção correspondendo, muito provavelmente, a superfícies de escorregamento”.



Fotografia V.2- Galeria das Rabaças

V.3.1.2.1.4 Galeria do Porto Novo

Localizada na margem direita da Ribeira do Porto Novo, em direcção ao Cabeço do Meio da Serra, tem como área de alimentação a zona aplanada, de pequena extensão, João do Prado, situada na cota média 1300 m. A galeria desenvolve-se na cota 600 m, essencialmente em materiais do Complexo Principal. Com o comprimento total de 2900 m, até aos 2640 m mostrou-se muito pouco produtiva, com um caudal de apenas 20 l/s. No entanto, segundo Duarte (1995), a partir desta zona, em formações basálticas escoriáceas, aos 2815 m, ao interceptar um

dique basáltico de direcção N78°W (segundo Fonseca *et al.*, 2000, corresponde à direcção dominante dos lineamentos na ilha da Madeira) o caudal aumentou substancialmente para mais de 300 l/s. Actualmente, passados 12 anos desde a sua abertura, o caudal mantém-se, ao longo de todo o ano, constante e igual a 86 l/s.

V.3.1.2.1.5 Galeria das Fontes Vermelhas

Também designada Complexo Hídrico 7 de Outubro, esta galeria situa-se na margem direita da Ribeira de Machico, na cota 350 m, em direcção do planalto do Santo da Serra. Com 1107 m de comprimento total, de acordo com Duarte (1988), até àquela profundidade, manteve-se praticamente improdutivo, atravessando rochas piroclásticas e escoadas basálticas pouco alteradas, por vezes muito compactas. Ainda de acordo com o mesmo autor, “Aos 1107 m atravessou-se um dique basáltico de direcção NNE-SSW, inclinando para SE, instalado em brecha vulcânica, seguindo-se de imediato basalto escoriáceo; nesta zona de contacto surgiu um caudal de 200 l/s na frente da galeria. Dada a dificuldade no avanço dos trabalhos, foi sugerida a execução de furos em abanico na direcção do alinhamento da galeria, de modo a drenar aquela frente. Estes furos, localizados a jusante do filão, atingiram profundidades médias de 30 m, com 6,5" e 4,5" de abertura o que, na globalidade aumentou o caudal da galeria para 350 l/s. A extensão dos furos foi condicionada pela elevada carga piezométrica e pelo elevado caudal, que impediram o seu prolongamento”.

Uma vez que as necessidades de água na zona eram de apenas de 50 l/s, e o caudal captado (350 l/s) se aproximava dos recursos disponíveis calculados para a zona, foi efectuada uma obturação da galeria como tentativa de reconstituir as condições hidrogeológicas primitivas, evitando, assim, o exaurimento prematuro dos recursos aquíferos captados.

No entanto, da sobreposição do mapa de lineamentos tectónicos de Fonseca *et al.* (2000) ao traçado desta galeria, observa-se uma intercepção de uma fractura de direcção N 110° com a frente da galeria (1107 m). Este facto faz-nos duvidar quanto à origem verdadeira daquele caudal. Tratar-se-á, afinal, de um aquífero limitado por filões, como sugere Duarte (1988), ou de uma conduta hidrogeológica constituída por uma zona de falha?

De acordo com Moura Esteves (1988) verificou-se que o maciço forneceu, durante o período de cerca de um ano, um caudal aproximadamente constante e igual ao inicial, 350 l/s. Actualmente a galeria drena apenas 100 l/s.

V.3.1.2.1.6 Galeria da Fajã da Ama

A sua escavação teve início em 1988, estando, ainda actualmente, em execução. Situada na cota média de 630 m, na vertente norte do Paul do Serra, sob a casa do Caramujo, prevê-se que venha a atingir 3000 m de comprimento.

Os primeiros 60 metros de túnel foram escavados em Complexo Vulcânico S. Roque/Paul, mais concretamente na escoada que foi, há 0,89 Ma, preencher o vale de São Vicente. Posteriormente, atravessou um depósito de vertente fossilizado por esta escoada, a partir do qual se entrou propriamente no maciço, constituído, àquela cota, por Complexo Antigo e por Depósito Conglomerático Brechóide.

O Complexo Antigo encontra-se, naquela zona, medianamente alterado, mas intensamente fracturado, com falhas, na maioria dos casos, sensivelmente perpendiculares à direcção do túnel, algumas das quais com caixas de falha abertas, e outras preenchidas por material esmagado e argilificado. Às falhas, estão normalmente associados filões são ou poucos alterados.

Até aos 1100 m de profundidade, a produtividade da galeria era de cerca 30 l/s, associadas a falhas e a filões. Aos 1350 m, como resultado da intercepção com uma zona de fractura, com uma largura aproximada de 10 m e orientação N 80°,

o caudal aumentou para 285 l/s. A existência desta falha, de caixa aberta e limpa com planos de falha estriados, indicando movimentação, foi confirmada, no local, por P. Fonseca, J. Madeira e A. Serralheiro.

A grande pressão, resultante de elevada carga piezométrica, a que jorrava o abundante caudal, dificultou o avanço dos trabalhos, de modo que foi sugerida a abertura de mais duas galerias, a cerca de 30°, para ambos os lados da galeria principal. As duas novas galerias voltaram a interceptar o acidente tectónico, fazendo aumentar o caudal total da galeria para 345 l/s (amostras nº36 e nº37). Em Janeiro de 2000, aquele caudal já tinha baixado para cerca de 185 l/s. Numa falha, aos 1720 m, na galeria principal, emergiram, águas quentes (amostras nº38 e nº39), uma das quais com CO₂ livre. Aos 1750 m, surgiram gases vulcânicos, contendo elevada percentagem de dióxido de carbono, o que obrigou a uma paragem temporária da obra. Até à data da entrega deste trabalho (Junho de 2000), os trabalhos, ainda não haviam recomeçado.

V.3.1.2.1.7 Túnel do Norte

O túnel do Norte é um túnel rodoviário com 2 km de comprimento para fazer a ligação entre Machico e o Porto da Cruz. O seu emboquilhamento sul, nos Maroços, é à cota 262 m, e o norte, na Maiata, aos 198 m, em Complexo Antigo. O emboquilhamento sul situa-se muito próximo do contacto Complexo Antigo/Complexo Principal, fazendo-se num tufo com mais de 2 metros de espessura e grande extensão (provavelmente o mesmo que dá nome às Fontes Vermelhas), coberto por uma escoada basáltica sã, que poderão pertencer ao topo do Complexo Antigo ou base do Complexo Principal.

A cerca de 150 m do emboquilhamento sul, em Machico, surgiu, durante a abertura do túnel, um caudal de cerca de 300 l/s, concentrado numa extensão de apenas 50 cm de largura, nas fendas do basalto, parecendo tratar-se de uma zona de fractura, provavelmente, a mesma que Fonseca *et al.* (2000) marcaram com

direcção sensivelmente E-W e que atravessa o túnel logo no início, a partir da boca sul. A restante extensão de túnel é muito pouco produtiva, estimando-se um caudal de cerca de 5 l/s. O caudal actual drenado por aquele túnel, um ano depois da sua abertura, é de 190 l/s.

V.3.1.2.1.8 Túnel da Encumeada

Trata-se de um túnel rodoviário que atravessa a ilha de sul a norte, sob a Encumeada, entre a Serra de Água e o Rosário. Tem cerca 3100 m de extensão entre as cotas 435 (norte) e 490 m (sul) . Todo o túnel é talhado em Complexo Antigo que se encontra, na maioria, muito alterado e fracturado. As fracturas encontram-se semipreenchidas por argila. A água, quando aparece, está associada às falhas ou a filões, fornecendo um caudal total de cerca de 20 l/s.



Fotografia V.3- Fractura no túnel da Encumeada, onde emergem águas quentes com elevados teores em CO₂.

Em duas fracturas de direcção N 120° atravessadas por este túnel, emergem águas quentes com elevados teores de CO₂ (Amostra nº2) e (Fotografia V.16), o que sugere uma origem muito profunda destes acidentes (Fonseca *et al.* 2000).

V.3.1.2.1.9 Furado Novo

É um túnel de transporte de água, do Risco até uma das quedas de água que abastece a central hidroeléctrica da Calheta. Situado sensivelmente na cota 950 m, tem 800 m de extensão e direcção NE – SW, passando por baixo da estrada para o Porto Moniz.

Apesar de se encontrar talhado em Complexo Principal, atravessa quase totalmente piroclastos, sendo, por isso, improdutivo em toda a sua extensão.

V.3.1.2.1.10 Túnel da Levada do Seixal

Com cerca de 1750 m de extensão, este túnel, situado na cota 835 m aproximadamente, faz o transporte das águas captadas na cabeceira da Ribeira do Seixal até à Ribeira da Janela.

O emboquilhamento da Ribeira da Janela faz-se em Depósito Conglomerático Brechóide, descrito por Taylor (1983) como “Tufos compactos com algumas brechas do Complexo β_2 ”, passando, depois, para tufos do Complexo Principal. Daí resulta que os primeiros 800 a 1000 m de túnel sejam secos.

Já no Complexo Principal, composto por basaltos e escórias cortados por filões, apareceu durante a abertura, em 1952, uma grande quantidade de água com elevada pressão, cerca de 180 a 200 l/s, que, segundo Taylor (1983), flutuavam sazonalmente, consoante a recarga. Actualmente, conta com cerca de 150 l/s. À

zona de maior produtividade corresponde, à superfície, um interflúvio, a Fajã da Lenha.

V.3.1.2.1.11 Túnel da Rocha Vermelha

Escavado na cota 835 m, com um comprimento de 1800 m entre a Ribeira da Janela, a norte, e a Ribeira da Calheta, a sul, atravessa apenas, de acordo com Taylor (1983), tufos e brechas secos. Pelo meio, existe, no entanto, um compartimento de diques basálticos, com um rendimento de 20 a 30 l/s. Actualmente conta com um caudal de cerca 5 l/s.

V.3.1.2.1.12 Galeria do Cidrão

De modo a fazer face ao abastecimento do Complexo turístico da frente mar e da área de Câmara de Lobos, o município do Funchal resolveu, na década de 80, mandar abrir uma galeria de captação na encosta norte da Ribeira do Cidrão, no Curral das Freiras, esperando vir a obter um caudal 245 l/s.

A galeria do Cidrão desenvolve-se desde do Curral das Freiras, com direcção NE passando por baixo do Pico da Geada (1478 m), na cota 600, toda ela em formações pertencentes ao Complexo Antigo. Estando previsto, inicialmente, 3100 m de comprimento, aos 1750 m de extensão, e, porque a galeria se revelou praticamente seca (apenas 1 l/s), com temperaturas superiores a 35°, a galeria do Cidrão foi abandonada. Verifica-se que o traçado da galeria escavada não intercepta nenhum dos alinhamentos tectónicos definidos por Fonseca *et al.* (2000).

V.3.1.2.1.13 Túneis do Empreendimento “Aproveitamentos de Fins Múltiplos da Ribeira dos Socorridos”

Com vista a proporcionar os caudais necessários ao abastecimento de água ao Funchal e Câmara de Lobos, a produzir energia hidroeléctrica, mediante a instalação de uma central na Ribeira dos Socorridos, e, ainda, para regularizar os caudais de rega nos concelhos da Ribeira Brava e Câmara de Lobos, foi construída uma série de túneis e canais desde a costa norte (São Vicente) até à Ribeira dos Socorridos, na costa sul da ilha.

Túnel da Encumeada

Este túnel, escavado sob a Encumeada, na cota 580 m, conta com 2850 m de comprimento entre a Ribeira da Vargem, a norte, e a central hidroeléctrica da Serra de Água, a sul. O túnel atravessa o Depósito Conglomerático Brechóide, principalmente no troço montante, e formações do Complexo Antigo. Estas formações encontram-se intensamente cortadas por falhas e filões. A eles, estão associados pequenos caudais, da ordem dos 0,50 a 1 l/s, o que totaliza um caudal de cerca 50 l/s. Os maiores caudais emergem aos 800 m, de montante, numa falha de direcção sensivelmente E-W, com caixa aberta, fornecendo um caudal de cerca de 15 l/s, e aos 1150 m, em filões pouco alterados, cerca de 10 l/s.

Aos cerca dos 600 m de montante, numa zona de sucessivas falhas, surgiram, durante a abertura do túnel, águas quentes borbulhantes, provavelmente com elevados teores de CO₂. Passados poucos meses, estas águas desapareceram, não tendo sido, por isso, possível analisá-las.

Em finais de 1998, princípios de 1999, o caudal deste túnel, de cerca de 50 l/s, desapareceu. Ao mesmo tempo, iniciava-se a construção da galeria da Fajã da Ama, na cota 600 m, sob o Paul da Serra, e do túnel rodoviário da Encumeada, com um traçado, em parte, semelhante ao deste túnel, mas entre as cotas 435 e 490 m.

Túnel do Canal do Norte

Este túnel desenvolve-se na cota 560 m, com o comprimento de 2786 m, dividindo-se em 3 troços com diferentes direcções:

1º troço – Entre a Central da Serra de Água e a Ribeira do Poço, com direcção E-W e cerca de 800 m de extensão;

2º troço – Entre a Ribeira do Poço e a Ribeira de Alviães, com direcção N-S e 1100 m de extensão;

3º troço – Entre a Ribeira de Alviães e a Ribeira da Ameixieira, com cerca de 850 m de extensão.

O túnel atravessa formações do Complexo Antigo que se encontram cortadas por algumas falhas e filões. É muito pouco produtivo, mantendo, actualmente, o caudal inicial, 2 a 3 l/s.

Túnel do Pico Grande

O túnel do Pico Grande tem uma extensão de 2921 m, entre a Ribeira da Ameixieira, na Serra de Água, e a Ribeira dos Socorridos. Passa sob o Pico do Cavalo (1349 m), na cota 555 m, e atravessa essencialmente formações do Complexo Antigo e Depósito Conglomerático Brechóide. A sua produtividade é baixa, cerca de 2 a 3 l/s no total. Aos 1200 m montante, numa zona de falha, apareceram águas quentes, a cerca de 30°, a qual constitui o nosso ponto de amostragem nº1.

Túnel dos Socorridos I e II

O túnel Socorridos I e II tem início na Fajã Escura, a montante, e termina na Ribeira das Balseiras, no Curral das Freiras, com uma extensão total de 1817 m. Atravessa formações do Complexo Vulcânico Antigo que se encontram cortadas por filões de direcções N 40° W e N 60° E. O túnel é muito pouco produtivo, sendo o seu caudal total de 2 a 3 l/s. A 100 m da boca jusante, colhemos água de uma nascente em filões, cujo caudal é de cerca de 1 l/s, a qual designámos nº3.

Túnel dos Socorridos III

Este túnel na cota 550 m é o mais extenso dos Socorridos, tem 4995 m, entre a Ribeira das Balseiras, no Curral das Freiras e o Covão, em Câmara de Lobos. Do ponto de vista geológico, atravessa duas unidades diferentes, o Complexo Vulcânico Antigo, na metade montante, e o Complexo Principal, na jusante. As diferenças entre estas duas zonas são bem visíveis, caracterizando-se a primeira metade, talhada em Complexo Antigo, por escoadas e piroclastos, na maioria muito alterados, intensamente cortados por filões e falhas. Ao contrário, o Complexo Principal é constituído por uma alternância de escoadas, brechas de base e piroclastos grosseiros, pouco alterados, que inclinam suavemente para sul (15 a 20°). Os filões são, neste troço, pouco abundantes.

A produtividade do túnel, cerca de 10 a 15 l/s, ocorre na sua primeira metade, montante, dispersa por filões, falhas e zonas de basaltos pouco alterados. Numa zona que vai desde os 1800 aos 1850 m, em basaltos poucos alterados e com muitas fendas de disjunção, pingam, da abóbada do túnel cerca de 8 a 10 l/s.

V.3.1.2.2 Variação dos Caudais das Galerias

V.3.1.2.2.1 Galeria do Porto Novo

A galeria do Porto Novo, aberta em 1988, possui, desde Junho de 1996, um sistema de medição e registo contínuo do seu caudal de saída. Até esta data, os caudais eram medidos apenas algumas vezes por ano, através de um molinete.

Os valores médios anuais de todas as medições de caudal efectuadas na galeria do Porto Novo estão representados na Figura V.10, verificando-se a existência de um decréscimo com o tempo, decréscimo esse que se tem vindo a atenuar, parecendo com tendência para estabilizar.

De acordo com Custodio (1975), a produtividade das galerias decresce com o tempo, até estabilizar à volta de um valor, função da recarga anual. O volume de água extraído, que ultrapassa esse valor durante o tempo de produção, provém do armazenamento do aquífero. Se o caudal final, estabilizado, for suficiente, a galeria converte-se numa captação permanente; se for insuficiente, há que prolongá-la as vezes que forem necessárias.

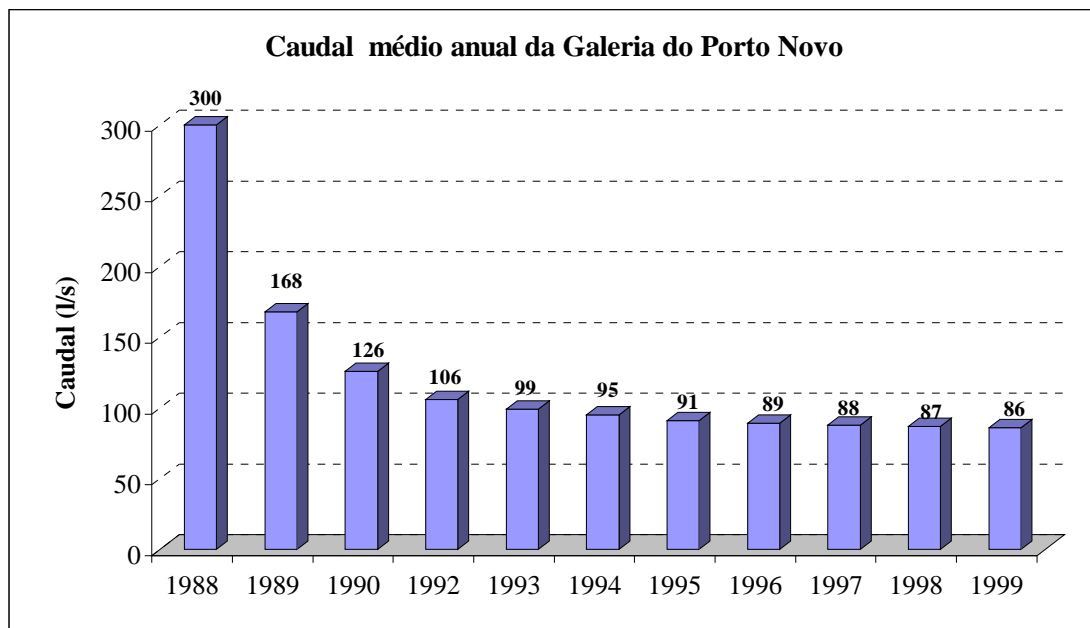


Figura V.10- Evolução dos caudais da galeria do Porto Novo.

Analisando, agora, os gráficos correspondentes ao registo contínuo do caudal, a partir de Junho de 1996, Figuras V.11, V.12, V.13 e V.14, verifica-se que este não varia, mantendo-se constante ao longo de todo o ano.

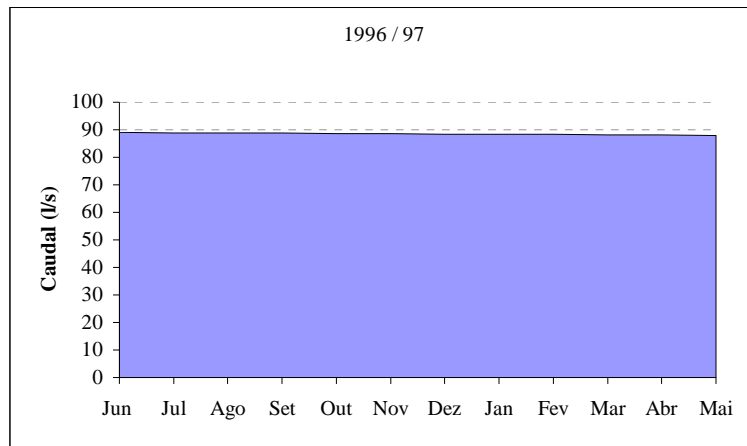


Figura V.11- Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1996 a Junho de 1997.

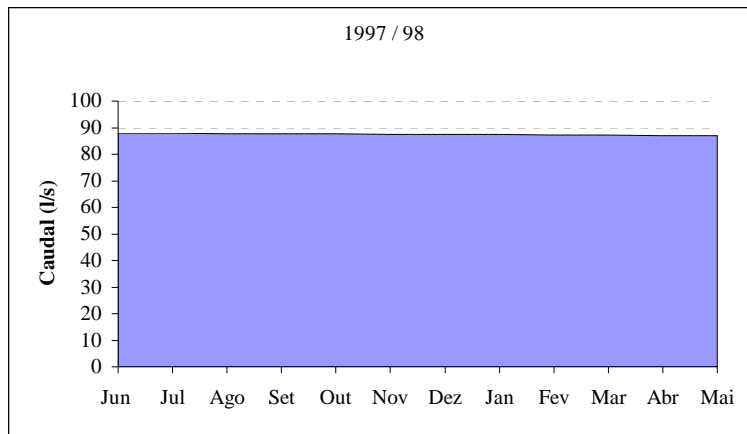


Figura V.12- Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1997 a Junho de 1998.

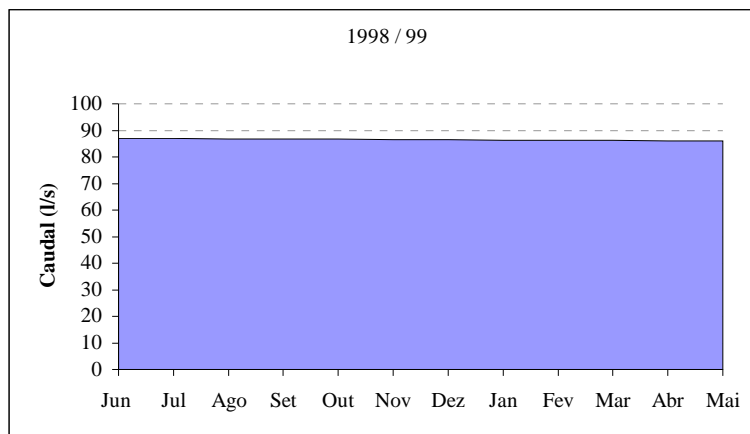


Figura V.13- Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1998 a Junho de 1999.

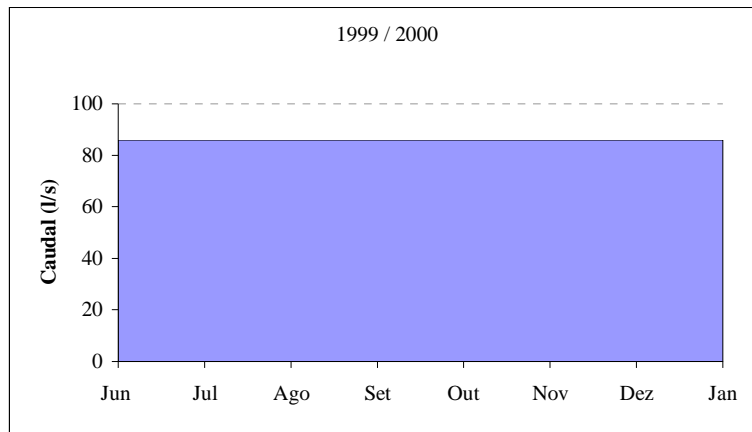


Figura V.14- Variação do caudal na galeria do Porto Novo, desde Junho de 1999 a Janeiro de 2000.

Parece, pois, tratar-se de um sistema em equilíbrio, com o potencial hidráulico a manter-se constante, devido, em primeiro lugar a uma recarga permanente, proveniente da precipitação oculta, e ainda ao elevado poder regulador dos piroclastos (tufos), manifestado por uma drenância gradual e contínua para os níveis mais profundos.

V.3.1.2.2.2 Galeria do Rabaçal

As medições do caudal nesta galeria, são efectuadas, sempre que possível, semanalmente, utilizando, para o efeito, um molinete.

Os valores médios mensais do caudal, calculados para a galeria do Rabaçal, e a recarga calculada através do modelo Basequel, para o Paul da Serra, durante os anos hidrológicos 1991/92, 1992/93 e 1996/97, estão representados nas Figuras V.15, V.16 e V.17, respectivamente.

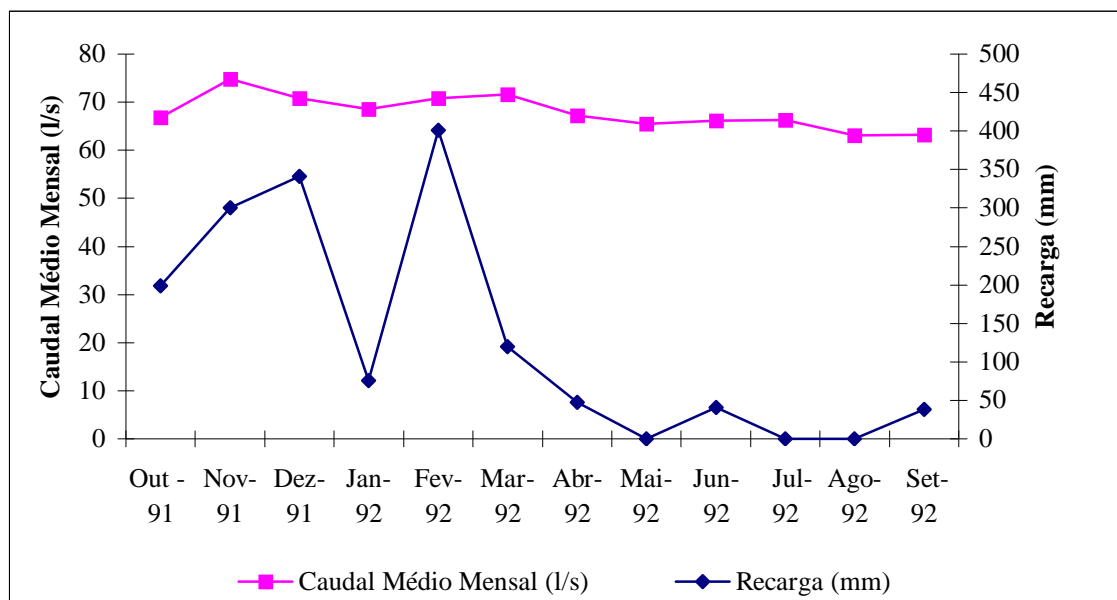


Figura V.15- Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1991/92

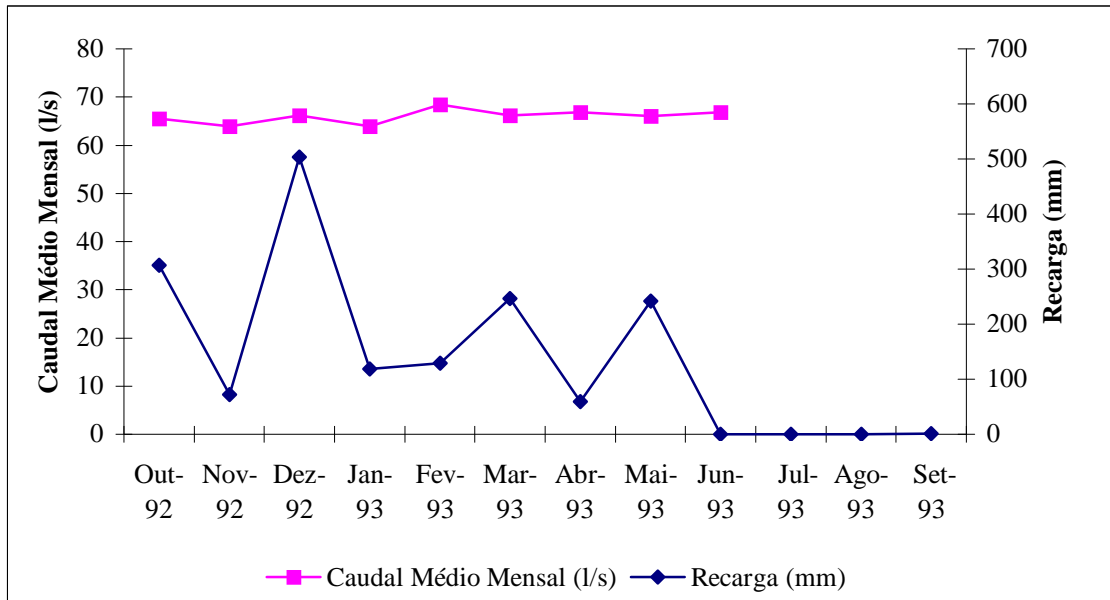


Figura V.16- Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1992/93

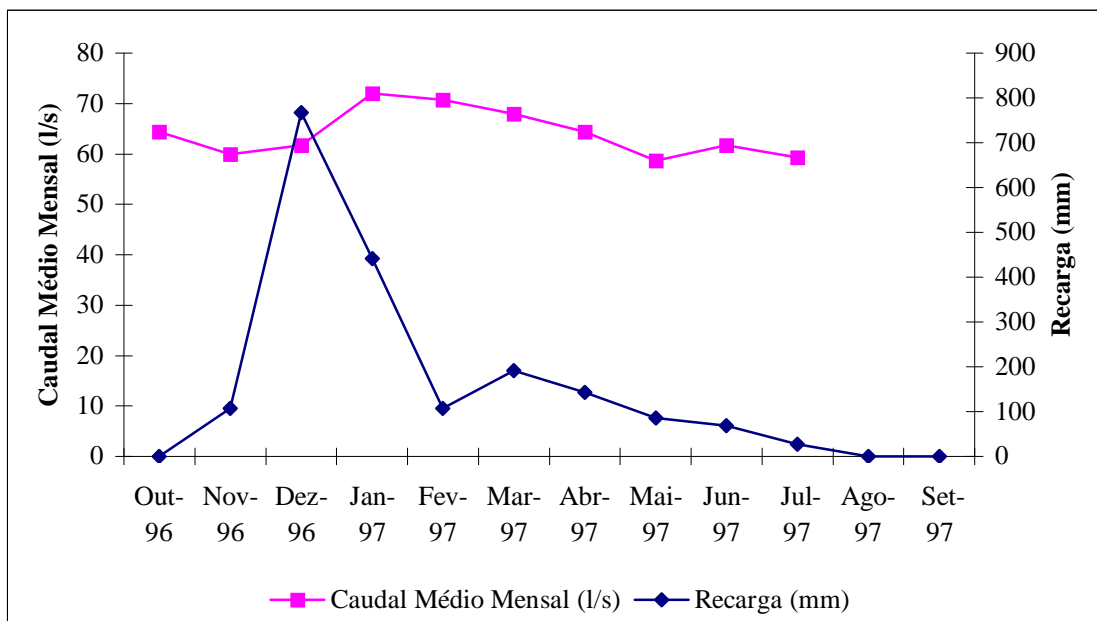


Figura V.17- Variação do caudal médio mensal e da recarga, durante o ano hidrológico 1996/97

Como se pode verificar pela observação dos gráficos, parece existir, ainda que pequena, uma resposta do caudal ao estímulo da recarga, a qual, durante os anos hidrológicos de 91/92 e 96/97, é de 1 mês, e, no ano hidrológico de 92/93, é de cerca de 2 meses (Figuras V.18, V.19 e V.20).

O modelo estatístico que melhor traduz a relação e explica a variação observada nos caudais, causada apenas pela variação da recarga calculada a partir da chuva (sabemos que a precipitação oculta também contribui para a recarga subterrânea, mas não está a ser considerada), é um modelo linear.

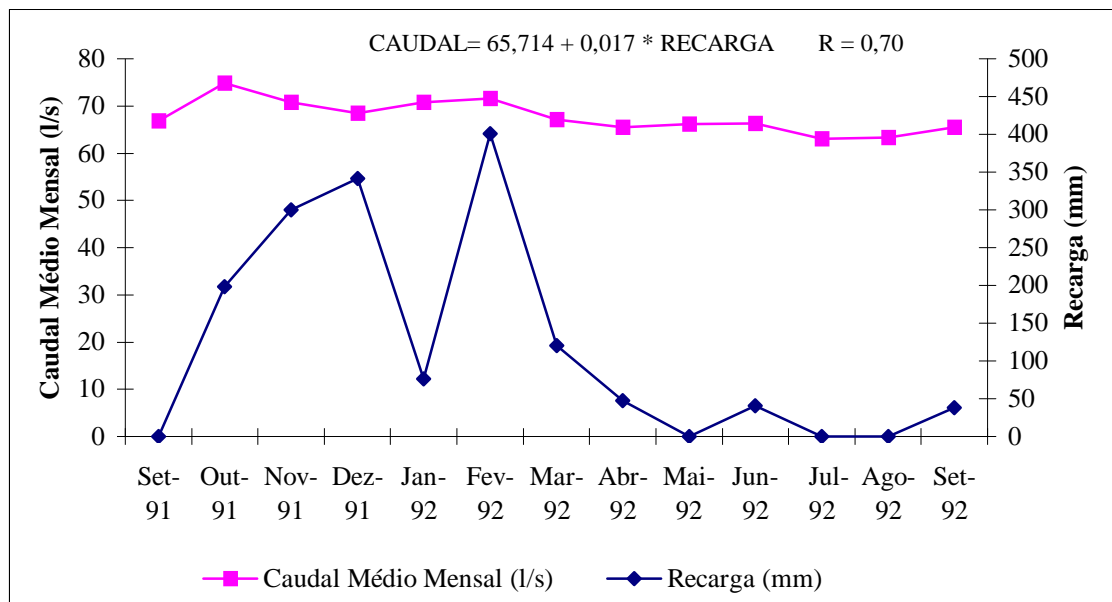


Figura V.18- Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1991/92, desfasadas 1 mês.

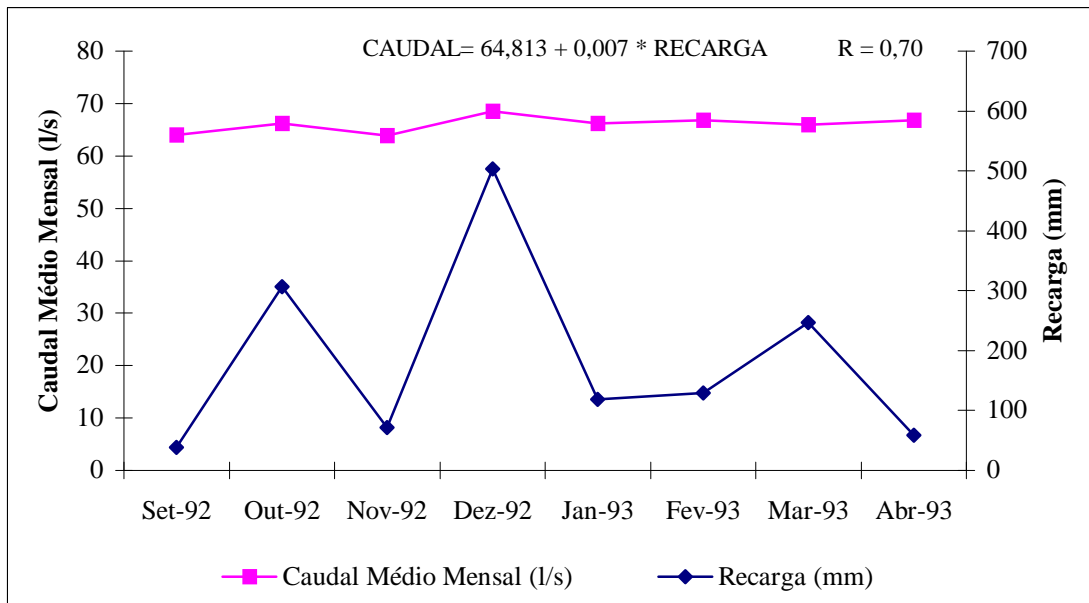


Figura V.19- Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1992/93, desfasadas 2 meses.

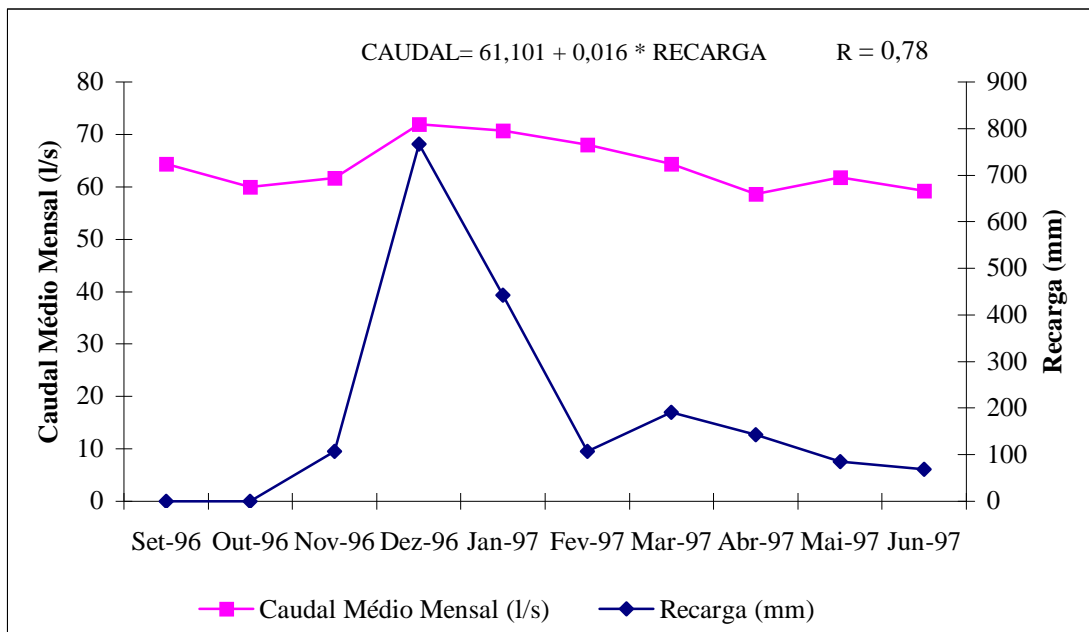


Figura V.20- Representação das séries correspondentes ao ano hidrológico de 1996/97, desfasadas 1 mês.

Os coeficientes 0,017, 0,007 e 0,016, apesar de parecerem muito pequenos, são significativamente diferentes de zero, uma vez que o teste estatístico que determina se aqueles coeficientes são zero, rejeita, em qualquer dos casos, a hipótese de eles serem nulos.

Os baixos coeficientes de correlação, R, devem-se, principalmente, ao facto de não se considerar a parcela de recarga correspondente à precipitação oculta, e ainda à utilização de dados de caudais pouco consistentes.

V.3.1.2.2.3 Galeria das Rabaças

A sequência de medições de caudal efectuadas semanalmente, através de molinete, na galeria das Rabaças, desde Novembro de 1996, possui muitas lacunas, de tal modo que os valores obtidos e que constam do Quadro V.2, não são suficientes para estabelecer qualquer tipo de correlação com a recarga, nem para concluir sobre a sua evolução com o tempo.

Quadro V.2

Data	Caudal Médio Mensal (l/s)
Nov-96	113,67
Dez-96	111,00
Jan-97	103,67
Fev-97	104,25
Mar-97	102,00
Abr-97	103,25
Mai-97	107,67
Jun-97	98,67
Jul-97	109,00
Ago-97	112,00
Set-97	103,00
Out-97	109,67
Fev-99	114,87
Mar-99	102,10
Abr-99	103,55
Mai-99	107,00
Jul-99	103,60
Set-99	113,70
Out-99	102,90

V.3.1.3 Os Furos

No início da década de oitenta, para fazer face à necessidade de obtenção de maior volume de água para o abastecimento de regadio da encosta sul da Madeira, iniciou-se a construção de captações tubulares nas zonas baixas de algumas linhas de água, Machico, Socorridos e Porto Novo, de modo a interceptar o potencial aquífero aí existente.

Perante os resultados favoráveis da primeira campanha de furos, mais recentemente, na década de noventa, e de modo a reforçar os sistemas de abastecimento existentes, foram realizados mais furos de captação em Santa Cruz, no Santo da Serra, no Porto Novo, em Machico e no Funchal, estando, actualmente, em execução, o furo JK25, em Câmara de Lobos (Figura V.9).

No Quadro V.3, estão patentes algumas características dos principais furos de captação de água, executados na ilha e que constituem a base de dados para a caracterização hidrodinâmica do domínio litoral da ilha Madeira.

Além dos furos atrás referidos, existem outros dois no Caniçal, no sítio do Barro, destinados ao abastecimento público, mas, por não satisfazerem, minimamente, as necessidades, pois as suas produtividades eram de cerca de 2 a 3l/s, foram abandonados.

Na Ribeira Brava, para abastecer o hotel, foram realizados dois furos que apenas produzem caudais da ordem dos 2 a 5l/s, não ultrapassando a profundidade de 60 m, em virtude da incapacidade do equipamento utilizado (Duarte, 1995).

Quadro V.3
Coordenadas e Características dos Furos de Captação

Ref	Localização	M	P	Prof (m)	Distância ao Mar (m)	C. Esp. (l/s/m)	C. Exp. (l/s)	Ano
JK1	Socorridos	316535	3615476	157	2325	21,1	80	1988
JK2	Socorridos	316552	3615236	157	2170	89,3	80	1988
JK3	Socorridos	316497	3615140	146	2030	28,2	80	1988
JK4	Socorridos	316384	3614765	117	1680	87,8	80	1988
JK5	Socorridos (EEM)	315940	3613717	80	600	78,4	20	1988
JK6	Machico	334600	3621700	42	875	0,2	2	1985
JK7	Machico	333947	3622374	99	2150	1,9	60	1985
JK8	Machico	332392	3622911	179	3375	0,9	30	1985
JK9	Porto Novo	330126	3614558	85	1000	14,1	45	1988
JK10	Porto Novo	329823	3614700	115	1250	39,6	50	1993
JK11	Santo da Serra	329333	3621628	157	5000	0,1	5	1993
JK12	Machico	333769	3622676	100	2125	21,5	90	1994
JK13	Machico	332937	3622909	151	2625	6,5	60	1994
JK14	Santa Cruz	331351	3618383	127	1200	102,5	60	1994
JK15	Santa Cruz	331709	3618186	90	850	74,1	90	1995
JK16	Socorridos (ECM)	316041	3614029	58	850	1,2	2	1995
JK17	SantaCruz (Boaventura)	331338	3617654	150	900	8,2	60	1995
JK18	Funchal (João Gomes)	322100	3614850	149	1500	10,0	60	1996
JK19	Funchal (S. João)	320250	3614150	145	1150	12,4	55	1996
JK20	Funchal (Sta Luzia)	320500	3614600	153	1525	9,5	60	1996
JK21	Santa Cruz (Boaventura)	331531	3617544	100	650	71,4	90	1997
JK22	Santo da Serra	329570	3621455	125	4750	0,1	5	1998
JK23	Canço	328675	3613314	74,5	430	244,4	100	1999
JK24	Madalena do Mar	300350	3619750	130	300	0,1	Aband.	1999
JK25	Câmara de Lobos	315398	3614360	160	1000	17,7	20	2000

V.3.1.3.1 Parâmetros Hidrodinâmicos

Com o objectivo de determinar os parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero de base, conducente à compreensão do seu funcionamento hidrogeológico, procedeu-se à interpretação dos resultados de ensaios de bombeamento realizados nos 25 furos de captação.

Começámos por determinar os caudais específicos, uma vez que fornecem a primeira indicação sobre as propriedades transmissíveis do meio aquífero. Os resultados obtidos encontram-se no Quadro V.4.

Quadro V.4
Caudais Específicos

Referência	Localização	Caudal (l/s)	s (m)	C. Esp. (l/s/m)	Unidade Geológica
JK1	Socorridos	30,3	1,3	23,3	CP
		37	1,75	21,1	
JK2	Socorridos	30,3	0,36	84,2	CP
		38,4	0,43	89,3	
JK3	Socorridos	30,3	1,05	28,9	CP
		40	1,42	28,2	
JK4	Socorridos	30,3	0,35	86,6	CP
		58,8	0,67	87,8	
JK5	Socorridos	30,3	0,5	60,6	CP
		83,3	1	83,3	
		90,9	1,16	78,4	
JK6	Machico	2,5	15,32	0,2	CA
JK7	Machico	20,4	3,37	6,1	CA
		30,3	9,12	3,3	
		66,5	35,17	1,9	
JK8	Machico	18,1	21,64	0,8	CA
		30,3	34,94	0,9	
		40	46,44	0,9	
JK9	Porto Novo	25	1,18	21,2	CP
		33,3	2,16	15,4	
		71,4	5,06	14,1	
JK10	Porto Novo	20	0,47	42,6	CP
		40	0,97	41,2	
		66,6	1,68	39,6	
JK11	Santo da Serra	5	17	0,3	CP
		7	69,4	0,1	
JK12	Machico	71,4	2,7	26,4	CA
		105,2	4,9	21,5	
JK13	Machico	20	2,1	9,5	CA
		40	5	8,0	
		71,4	11	6,5	
JK14	Santa Cruz	20	0,03	666,7	CP
		40	0,3	133,3	
		66,6	0,65	102,5	
JK15	Santa Cruz	20	0,1	200,0	CP
		40	0,3	133,3	
		100	1,35	74,1	
JK16	Socorridos	20	16,6	1,2	CP
JK17	Santa Cruz (Boaventura)	20	1,3	15,4	CP
		40	3,9	10,3	
		50	6,1	8,2	
JK18	Funchal (João Gomes)	40	2,6	15,4	CP
		66,6	6,66	10,0	
JK19	Funchal (S. João)	28	1,3	21,5	CP
		50	3,2	15,6	
		60	4,85	12,4	
JK20	Funchal (Sta Luzia)	60	6,4	9,4	CP
		68	7,18	9,5	
JK21	Santa Cruz (Boaventura)	30	0,25	120,0	CP
		60	0,47	127,7	
		100	1,4	71,4	
JK22	Santo da Serra	5,3	24,7	0,2	CP
		7	55,15	0,1	
JK23	Caniço	60	0,15	400,0	CP
		110	0,45	244,4	
JK24	Madalena do Mar	5	50	0,1	CP
JK25	Câmara de Lobos	23	1,3	17,7	CP

Como se pode verificar, a grande maioria dos caudais específicos são elevados, superiores a 10 l/s/m, o que corresponde, segundo Custodio (1978), a basaltos jovens e zonas escorreáceas. Na realidade, correspondem todos a formações do Complexo Principal.

Os menores caudais específicos, da ordem dos 0,1 a 1 l/s/m, que, de acordo com o mesmo autor, estão associados a basaltos antigos, tufos recentes, e zonas de diques, ocorrem em Machico, no JK6, JK7, JK8, escavados em materiais do Complexo Antigo; no Santo da Serra, no JK11 e JK22; e na Madalena do Mar, no JK24, em tufos do Complexo Principal.

A transmissividade, uma vez que não existem dados de rebaixamentos medidos noutros piezómetros, foi estimada recorrendo ao método proposto por Logan (1964), em que, a partir da equação de Thiem, definida para aquíferos confinados em regime de equilíbrio, e, no caso de as observações serem feitas na própria captação em bombeamento, a transmissividade pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$T = 1.22 * Q/S_p$$

Em que: Q, caudal na captação

S_p, rebaixamento na captação

A validade desta observação assenta no facto de a razão entre o raio de influência na captação, R, e o raio da mesma, r_p, poder ser considerado suficientemente reduzido, se tomada na forma logarítmica, de forma a não afectar a estimativa da transmissividade. Assim, ao considerar que, em média, a razão R/r_p é igual a 2000, o seu logaritmo virá 3,3.

Apesar dos valores de transmissividade calculados por este processo poderem não corresponder, exactamente, ao valor real, característico do aquífero, eles vão sempre, pelo menos, permitir estabelecer comparações entre os diferentes aquíferos.

Os resultados obtidos com a aproximação de Logan estão patentes no Quadro V.5.

Quadro V.5
Transmissividade Calculada pelo Método de Logan

Referência	Localização	Transmissividade (m ² /d)	Unidade Geológica
JK1	Socorridos	2228,6	CP
JK2	Socorridos	9413,2	CP
JK3	Socorridos	2969,2	CP
JK4	Socorridos	9250,7	CP
JK5	Socorridos	8260,0	CP
JK6	Machico	17,2	CA
JK7	Machico	199,3	CA
JK8	Machico	90,8	CA
JK9	Porto Novo	1487,4	CP
JK10	Porto Novo	4178,7	CP
JK11	Santo da Serra	10,6	CP
JK12	Machico	2263,0	CA
JK13	Machico	684,2	CA
JK14	Santa Cruz	10800,3	CP
JK15	Santa Cruz	7808,0	CP
JK16	Socorridos	127,0	CP
JK17	Santa Cruz (Boaventura)	864,0	CP
JK18	Funchal (João Gomes)	1054,1	CP
JK19	Funchal (S. João)	1304,0	CP
JK20	Funchal (Sta Luzia)	998,3	CP
JK21	Santa Cruz (Boaventura)	7529,1	CP
JK22	Santo da Serra	13,4	CP
JK23	Canço	25766,4	CP
JK24	Madalena do Mar	10,5	CP
JK25	Câmara de Lobos	1864,9	CP

Numa primeira análise, os valores de transmissividade são, na sua grande maioria, muito altos, categoria em que, segundo a classificação de Krásný (1993), estão agregados todos os valores superiores a 1000 m²/d.

O furo JK23, com uma transmissividade de 25 766 m²/d, deverá estar associado a níveis de brechas de base, escórias, ou mesmo tubos de lava, pertencentes a episódios vulcânicos relativamente recentes.

Verifica-se que os valores mais elevados de transmissividade correspondem a aquíferos em formações do Complexo Principal. Quando se trata de piroclastos finos ou tufos, como é o caso dos furos JK11 e JK22, no Santo da Serra, e o JK24, na Madalena do Mar, as transmissividades são, naturalmente, menores.

Os aquíferos menos transmissivos, situam-se na zona baixa de Machico, porque é constituída por materiais do Complexo Antigo, em geral, muito alterados e intensamente atravessados por filões. No entanto, as zonas conservadas, pouco alteradas, do CA, poderão ter transmissividades mais altas.

O caso do furo JK12, em Machico, com transmissividade $2263 \text{ m}^2/\text{d}$, poderá ficar a dever-se ao facto de se situar nas proximidades de uma falha de direcção E-W (Fonseca *et al.*, 2000), a mesma que atravessa o túnel do Norte, tendo, aí, demonstrado ser muito produtiva (300 l/s).

A heterogeneidade e anisotropia que caracterizam os ambientes vulcânicos são, uma vez mais, postas em evidência, se observarmos as grandes diferenças de transmissividade existentes localmente, ou seja, nos furos situados dentro da mesma ribeira, e que captam a mesma formação vulcânica.

Para tentar aferir a validade dos resultados apresentados, procedeu-se à determinação da transmissividade pelo método de Jacob (Kruseman e De Rider, 1970), que se baseia na equação de Theis, formulada para aquíferos confinados em regime transitório, mas em que se verificam as seguintes condições:

$$u < 0,01$$

r, é pequeno

t, é grande

Os rebaixamentos foram medidos no próprio furo, e a transmissividade vem dada por:

$$T = 2.30 Q / 4 \pi \Delta s$$

Os resultados obtidos pelo método de Jacob encontram-se no Quadro 6.

Quadro V.6
Transmissividade Calculada pelo Método de Jacob

Referência	Logan T(m ² /d)	Jacob T(m ² /d)
JK2	9413,2	11858 *
JK3	2969,2	3388 *
JK6	17,2	15,8 *
JK7	199,3	110 *
JK8	90,8	90 *
JK9	1487,4	1591
JK10	4178,7	4876
JK12	2263,0	1715
JK13	684,2	855
JK14	10800,3	10429
JK15	7808,0	7987
JK17	864,0	8413
JK19	1304,0	1282

* Duarte e Silva (1988)

Comparando com os valores obtidos pelo método de Logan, verifica-se serem, em geral, um pouco superiores.

Quanto ao comportamento dos furos em exploração, segundo informação oral de Simões Duarte, mantêm os níveis, ou seja, os caudais estão estabilizados.

V.3.1.3.2 Gradientes Piezométricos

O gradiente piezométrico nos materiais vulcânicos é, segundo Custodio (1978), função da transmissividade e permeabilidade, das direcções de anisotropia, e da localização das zonas de recarga e descarga.

Assim, nas zonas muito permeáveis, os gradientes piezométricos são baixos, por vezes, inferiores a 0,001, enquanto, em formações antigas, bastante alteradas ou profusamente injectadas por diques paralelos à descarga, pouco permeáveis, os

gradientes podem ser muito elevados, chegando a atingir 0,15, como sucede em Canárias (Custodio, 1978).

Com base nos níveis estáticos medidos pela empresa que executou os furos de captação, e nas cotas de boca desses mesmos furos, determinadas com rigor pela IGA, S.A. (Quadro V.7), através de levantamento topográfico, pudemos projectar a elevação do nível piezométrico acima do NMAM, em função da sua distância ao mar, e, assim, determinar os gradientes piezométricos que caracterizam o sistema aquífero de base (Figura V.21).

Quadro V.7
Gradientes Piezométricos

Furos	Cota Boca (m)	Nível Estático (m)	Cota NE (m)	Dist. Mar (m)	Gradiente
JK1	79,69	74,75	4,94	2325	0,0021
JK2	73,13	69,20	3,93	2170	0,0018
JK3	69,85	65,10	4,75	2030	0,0023
JK4	56,60	51,45	5,15	1680	0,0031
JK5	21,53	18,90	2,63	600	0,0044
JK6	27,00	14,12	12,88	875	0,0147
JK7	44,12	0,00	44,12	2150	0,0205
JK8	134,22	2,86	131,36	3375	0,0389
JK9	39,72	37,20	2,52	1000	0,0025
JK10	63,64	60,70	2,94	1250	0,0024
JK12	57,06	0,00	57,06	2125	0,0269
JK13	100,45	38,00	62,45	2625	0,0238
JK14	63,13	59,55	3,58	1200	0,0030
JK15	46,72	44,80	1,92	850	0,0023
JK16	28,36	25,30	3,06	850	0,0036
JK17	74,08	70,80	3,28	900	0,0036
JK18	104,59	101,90	2,69	1500	0,0018
JK19	76,30	75,55	0,75	1150	0,0007
JK20	114,32	113,90	0,42	1525	0,0003
JK21	50,76	48,50	2,26	650	0,0035
JK23	41,05	38,30	2,75	430	0,0064
JK25	114,43	112,00	2,43	1000	0,0024

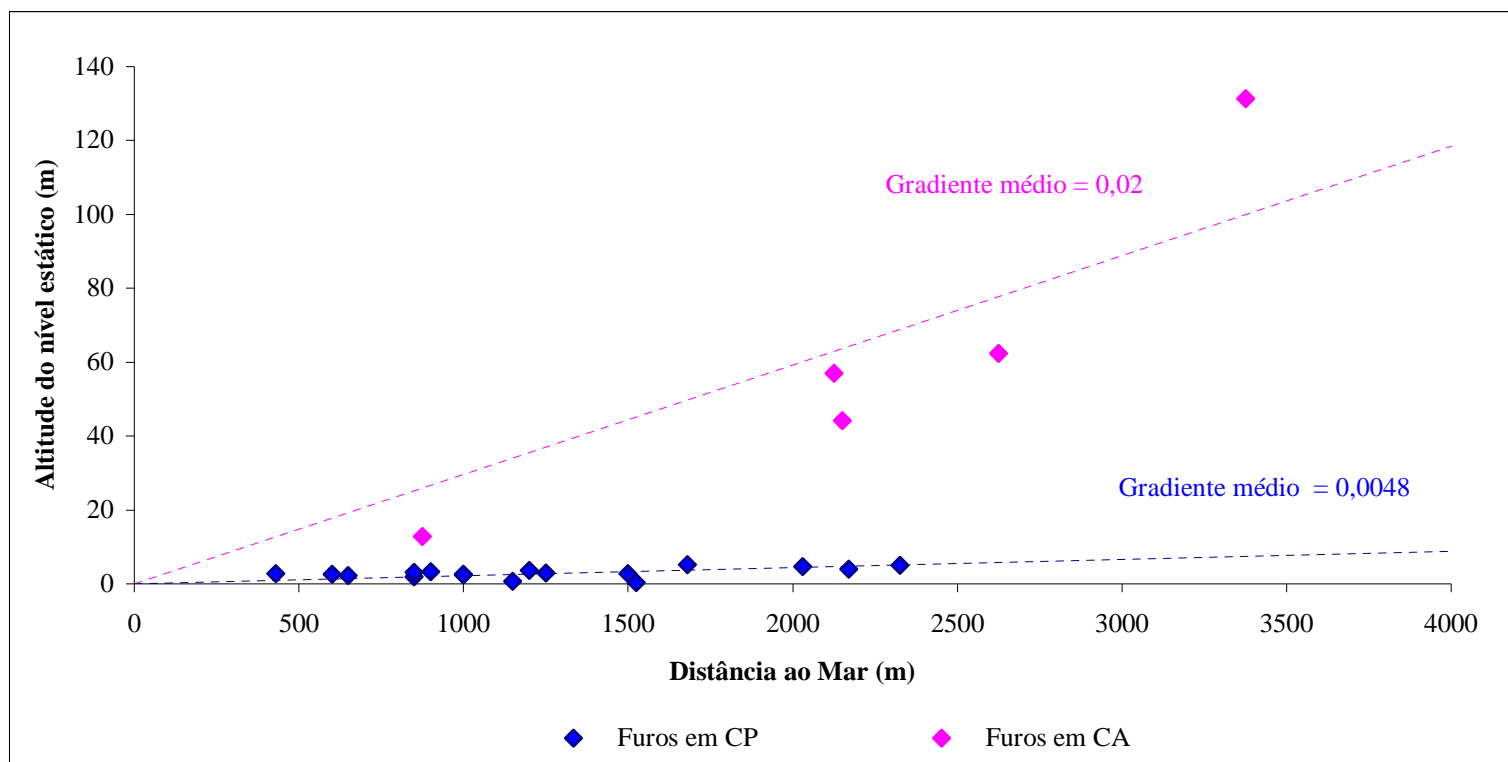


Figura V.21- Representação dos níveis estáticos em função da distância ao mar.

Da análise do gráfico, pode-se verificar a existência de dois gradientes piezométricos distintos no sistema aquífero de base. O mais fraco, entre 0,0003 e 0,0064, corresponde a aquíferos localizados no Complexo Principal, caracterizados por uma elevada permeabilidade média; e os mais fortes, entre 0,015 e 0,04, que correspondem a aquíferos situados em formações, em geral pouco transmissivas e pouco permeáveis do Complexo Antigo (Quadro V.8).

Quadro V.8

Referência	Localização	Gradiente Piezométrico	Unidade Geológica
JK1	Socorridos	0,0021	CP
JK2	Socorridos	0,0018	CP
JK3	Socorridos	0,0023	CP
JK4	Socorridos	0,0031	CP
JK5	Socorridos	0,0044	CP
JK6	Machico	0,0147	CA
JK7	Machico	0,0205	CA
JK8	Machico	0,0389	CA
JK9	Porto Novo	0,0025	CP
JK10	Porto Novo	0,0024	CP
JK11	Santo da Serra	0,1280	CP
JK12	Machico	0,0269	CA
JK13	Machico	0,0238	CA
JK14	Santa Cruz	0,0030	CP
JK15	Santa Cruz	0,0023	CP
JK16	Socorridos	0,0036	CP
JK17	Santa Cruz (Boaventura)	0,0036	CP
JK18	Funchal (João Gomes)	0,0018	CP
JK19	Funchal (S. João)	0,0007	CP
JK20	Funchal (Sta Luzia)	0,0003	CP
JK21	Santa Cruz (Boaventura)	0,0035	CP
JK22	Santo da Serra	0,1390	CP
JK23	Caniço	0,0064	CP
JK24	Madalena do Mar	-	CP
JK25	Câmara de Lobos	0,0024	CP

V.3.2 Recursos Captados

Dadas as condições muito particulares do relevo da ilha da Madeira, parte dos seus recursos hídricos subterrâneos destina-se, além do abastecimento público e rega, à produção de energia eléctrica. A energia hidroeléctrica, produzida em 7 centrais hidroeléctricas, representa cerca de 20%, da produção total de energia, sem qualquer prejuízo para o abastecimento e rega, havendo, deste modo, um duplo aproveitamento dos recursos hídricos subterrâneos.

V.3.2.1 Recursos Captados no Furos

Os recursos captados nos furos, destinados ao abastecimento público, estão representados no Quadro V.9.

Quadro V.9

Furo	Localização	Caudal de exploração (l/s)
JK1	Socorridos	80
JK2	Socorridos	80
JK3	Socorridos	80
JK4	Socorridos	80
JK5	Socorridos (EEM)	20
JK6	Machico	2 *
JK7	Machico	60
JK8	Machico	30
JK9	Porto Novo	45
JK10	Porto Novo	50
JK11	Santo da Serra	5
JK12	Machico	90
JK13	Machico	60
JK14	Santa Cruz	60 *
JK15	Santa Cruz	90 *
JK16	Socorridos (ECM)	2
JK17	Santa Cruz (Boaventura)	60
JK18	João Gomes	60
JK19	São João	55
JK20	Santa Luzia	60
JK21	Santa Cruz (Boaventura)	90
JK22	Santo da Serra	5 *
JK23	Canico	100 *
JK24	Madalena do Mar	Abandonado
JK25	Câmara de Lobos	20 *
	Total	1007

* Não estão a ser captados

Fonte: IGA, S.A.

V.3.2.2 Recursos Captados nas Galerias e Túneis

Cabe aqui, uma vez mais, fazer a distinção entre o que se estipulou designar por túnel e galeria. Os túneis são, normalmente, perfurações sub-horizontais nos maciços, executados com o objectivo de fazer a ligação entre duas zonas de difícil acesso, ou apenas de encurtar o percurso entre elas. Podem ser de vários tipos, hidráulicos, se se destinam ao transporte de água, rodoviários ou mistos, variando a sua dimensão, de acordo com a função a que se destinam. A finalidade inicial da execução de um túnel não é a de captar recursos subterrâneos.

No entanto, quando, acidentalmente, interceptam formações ou acidentes tectónicos produtivos, esses recursos são aproveitados.

As galerias, por sua vez, são projectadas para captar recursos hídricos subterrâneos. São também perfurações sub-horizontais, com declive suave para a boca da galeria (estas têm uma só abertura), terminando a sua construção, quando se atinge o caudal suficiente para as necessidades.

Os caudais captados pelos túneis e galerias encontram-se nos Quadros V.10 e V.11, respectivamente.

Quadro V.10

Túnel	Produtividade (l/s)
Túnel do Norte	190 *
Fins Múltiplos dos Socorridos	20
Sistema Tornos	270
Túnel da Encumeada	20 *
Túnel da Levada do Seixal	180
Túnel da Alegria	15
Total	485

* Não estão a ser captados
Fonte: IGA, S.A.

Quadro V.11

Galeria	Produtividade (l/s)
Rabaças	105
Rabaçal	60
Porto Novo	86
Fontes Vermelhas	100
Fajã da Ama	185
Total	536

Fonte: IGA, S.A.

V.3.2.3 Recursos Captados pelas Levadas

As levadas são aquedutos, abertos no solo, estreitos e extensos, chegando a atingir 1 m de largura e 30 a 80 cm de profundidade. Destinam-se a recolher e conduzir as águas drenadas pelas muitas nascentes que brotam da ilha, contrariando o seu curso normal, quando, formando ribeiras, corriam abandonadas para o mar. Os caudais captados pelas principais levadas, durante o Verão (quando a escorrência superficial é menor, ou mesmo nula), encontram-se no Quadro V.12.

Quadro V.12

Levadas	Caudal (l/s)
Levada do Juncal	50
Levada do Lombo do Mouro	20
Levada dos Cedros	30
Levada dos Tornos	300
Levada das Queimadas ou Caldeirão Verde	70
Levada da Central Hidroeléctrica da Calheta	370
Levada do Castelejo (Porto da Cruz)	100
Canal do Norte	230
Levada das Rabaças	70
Levada da Ribeira da Janela	130
Levada do Chão da Ribeira	100
Levada da Fajã do Rodrigues	40
Levada da Ribeira Grande de São Vicente	180
Levada do Curral / Castelejo e Piornais	250
Total	1940

Fonte: IGA, S.A. e EEM, S.^a

V.3.2.4 Recursos Captados para Rega

Na Madeira, a superfície agrícola vai, regra geral, até cerca de 700 m de altitude, a partir da qual não há, também, praticamente, qualquer habitação. Esta superfície, que ocupa cerca de 17 700 ha (24 % da superfície da ilha), é quase toda irrigada, desde meados da Primavera aos princípios de Outono (CEEETA, 1989). Os canais mais importantes de distribuição de água de rega correm, na sua grande maioria, à cota 600 metros, havendo, daí para baixo, toda a rede secundária de levadas.

No Quadro IV.13, estão representados os caudais captados por levadas e destinados apenas à rega, nos diferentes concelhos da Madeira. No entanto, note-se que estes caudais não são suficientes para regar toda a área agrícola, sendo necessário complementá-lo com água de outras origens.

Quadro V.13

Água de Rega	Caudal (l/s)
Calheta	255
Funchal	160
Machico	60
Ponta do Sol	150
Porto Moniz	30
Ribeira Brava	140
Santa Cruz	95
Santana	270
São Vicente	140
Total	1300

Fonte: IGA, S.A. e CAAHM

V.3.2.5 Recursos Totais Captados

Estão representados no Quadro V.14 os recursos totais captados na ilha da Madeira, durante o Verão, quando

- as exigências são maiores, porque há necessidade de rega
- os caudais subterrâneos são, em alguns locais, menores
- a escorrência superficial é muito reduzida ou nula

Quadro V.14

	Caudal (l/s)
Furos	1007
Galerias	536
Túneis	485
Levadas	1940
Água de Rega	1300
Total	5268

Do total dos 5268 l/s captados, 3858 l/s destinam-se à rega, uma vez que, de acordo com Rui Vieira (informação oral), a rega, que se processa desde Outubro até Maio, gasta um total cerca de 50 000 000 m³. Destes, 1000 l/s, destinam-se ao abastecimento da cidade do Funchal, com 180 000 habitantes.

Se os cerca de 100 000 habitantes do resto da ilha consumirem 250 l/s/hab, então gastam-se, na ilha da Madeira, durante os meses de Verão, 5148 l/s, o que corresponde, sensivelmente, aos recursos totais captados.

Verifica-se que, durante os meses de rega, de Maio a Setembro, a parcela dos recursos hídricos subterrâneos gasta na rega é de 73,2%, enquanto o consumo humano é apenas 26,8% dos recursos totais, ou seja, a rega consome 3 vezes mais do que o caudal necessário ao abastecimento dos cerca de 280 000 habitantes da ilha de Madeira (Figura V.22).

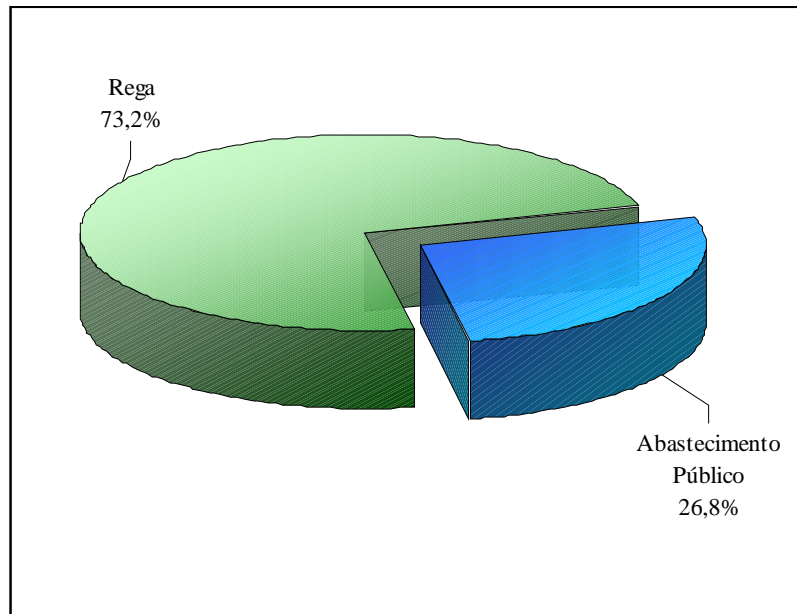


Figura V.22- Recursos hídricos subterrâneos consumidos na ilha da Madeira.

V.3.3 Modelo Hidrogeológico para a Ilha da Madeira

O modelo conceptual de funcionamento hidrogeológico para a ilha da Madeira que se apresenta foi elaborado mediante os dados hidrogeológicos obtidos a partir dos ensaios de bombeamento realizados nos furos de captação que nos permitiram conhecer melhor o domínio litoral da ilha; dos registos dos caudais das galerias e nascentes, que nos permitiram analisar o hidrodinamismo do domínio de altitude e, ainda, dos dados hidroquímicos obtidos.

V.3.3.1 Aquíferos Suspensos

Existência de aquíferos suspensos situados em altitude, em relação com níveis pouco permeáveis ou impermeáveis, que são, normalmente, tufos, escoadas argilificadas, níveis de cozimento em paleossolos ou basaltos alterados, e depósitos freatomagmáticos.

Os aquíferos suspensos, por sua vez, podem ser subdivididos em superficiais e profundos. Os primeiros, situados a cotas mais elevadas, caracterizam-se por águas mais frias, pouco mineralizadas (condutividades entre 33 e 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$), com pH ácidos, e por possuírem fácies, frequentemente cloretadas. São muito vulneráveis às variações do clima, variando os seus caudais, ao longo do ano hidrológico, consoante a recarga, chegando mesmo, alguns deles, a esgotar.

Os aquíferos suspensos profundos, apesar de se situarem, ainda, no domínio de altitude, encontram-se a cotas mais baixas, possuindo circuitos subterrâneos superiores, de onde resultam águas um pouco mais mineralizadas e pH mais elevados do que os anteriores, sendo os seus caudais menos sensíveis às variações do clima.

V.3.3.2 Nível de Saturação Regional ou Aquífero Vulcânico Generalizado

Apesar das heterogeneidades e descontinuidades que caracterizam os terrenos vulcânicos, parece existir na Madeira, a partir de uma certa profundidade, um nível de saturação regional ou aquífero vulcânico generalizado.

Este aquífero possui características distintas, consoante seja em formações do Complexo Principal, ou em Complexo Vulcânico Antigo, que constitui o núcleo da ilha.

Assim, no primeiro caso, em materiais do Complexo Principal, o aquífero caracteriza-se, em geral, por fortes transmissividades (1000 a 25000 m^2/d), gradientes piezométricos baixos (0,0003 a 0,0064) e águas medianamente mineralizadas (condutividades entre 100 e 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Por outro lado, em formações do Complexo Antigo, na maioria, muito alteradas, onde se encontram basaltos já argilificados e piroclastos transformados em tufos, por serem as formações mais antigas existentes na ilha (ante Miocénico superior),

o aquífero caracteriza-se por transmissividades mais baixas (17 a 2263 m²/d), águas, em geral, bastante mais mineralizadas (condutividades que chegam a atingir 3300 µS/cm), e gradientes piezométricos mais elevados (em média 0,02), que, aliás, são, em parte, responsáveis pela elevada cota, acima dos 1000 m de altitude, atingida pelo nível de saturação regional.

Apesar do gradiente piezométrico baixo, observado nas formações do Complexo Principal, do litoral da ilha, propõe-se uma ligação entre a zona profunda, saturada, do domínio de altitude, com a zona saturada do litoral, definindo-se, assim, um aquífero vulcânico generalizado que culmina no interior da ilha, acima da cota 1000 m. Este modelo está representado no esquema hidrogeológico da Figura V.23.

A relação proposta entre o domínio de altitude e o domínio litoral, necessita, para ser válida, de um aumento rápido do gradiente desde as zonas litorais para o centro do maciço, até cerca dos 1100/1200 m (uma vez que existem galerias até à cota 1030 m), que poderá ser explicado pelos seguintes acontecimentos:

1. As formações vulcânicas tornam-se cada vez menos permeáveis para o interior da ilha (formações alteradas do Complexo Principal inferior e do Complexo Antigo);
2. Existência de uma formação sedimentar impermeável, espessa e extensa, o Depósito Conglomerático Bréchoide;
3. A quantidade de filões aumenta progressivamente para o interior do edifício vulcânico, contribuindo para diminuir a sua permeabilidade horizontal;
4. E, ainda, pelo facto de a recarga ocorrer, predominantemente, nas zonas altas do interior da ilha.

V.3.3.3 Aquíferos Compartimentados

Uma vez que o vulcanismo na Madeira é, essencialmente, do tipo fissural, todo o edifício vulcânico está intensamente cortado por filões subverticais, sendo de admitir que o aquífero vulcânico generalizado, esteja, localmente, quando os filões actuam como barreiras, limitado. Daí resulta que o nível de saturação geral da ilha não esteja representado por uma linha contínua, mas, sim, quebrada pelos filões subverticais, com variações bruscas de potencial entre compartimentos contíguos (Figura V.23).

Outra consequência da compartimentação do meio vulcânico, é a possibilidade de existirem, abaixo do nível de saturação regional, compartimentos ou células secas, localizados em zonas que não recebem recarga.

V.3.4 Esquema de Fluxo Subterrâneo na Madeira

Os dados até agora disponíveis permitem-nos, de um modo simplificado, elaborar o seguinte modelo de fluxo: as zonas de recarga situam-se nas zonas mais altas da ilha, principalmente nas de menor declive, onde a precipitação atinge valores elevados e as formações vulcânicas são mais recentes e, em geral, mais permeáveis.

Nestas zonas, o fluxo é predominantemente descendente, não saturado, originando aquíferos suspensos em relação com níveis pouco permeáveis e de pequena extensão que, em certas condições morfológicas e estruturais favoráveis, originam nascentes.

Quando os níveis pouco permeáveis são extensos e espessos, funcionam como aquíferos, exercendo drenância descendente constante para os níveis mais profundos. A eles estão associadas as galerias com circuitos estabilizados, cujo caudal não varia, ao longo do ano hidrológico.

A partir de uma certa profundidade, acima dos 1000 m de altitude (no maciço do Paul da Serra), entra-se na zona saturada, limitada, superiormente, por uma superfície freática e, inferiormente, por uma interface, cuja posição depende da configuração da superfície freática. Quando o nível de saturação coincide com uma formação permeável, o nível é real, mas, quando coincide com uma formação impermeável, o nível é virtual.

O fluxo saturado é divergente, do centro para a periferia da ilha, tendo surgido, durante a execução das fundações para o cais da praia Formosa, nascentes submarinas de água doce, a pequena profundidade.

VI. HIDROQUÍMICA

“A agua na cidade do Funchal é muito abundante, e ainda mesmo no verão e outono sobra; pois que muitas horas correm sem que ninguem d’ella se aproveite. Esta agua que passa por excelente tem todas as qualidades sensíveis que se requerem em uma boa agua. Não sabemos que haja d’ella analyse chimica conhecida. É perfeitamente limpida e fresca, não deposita sedimento notavel nos vasos em que é guardada, não tem gosto que denuncie raizes vegetaes, ou predominancia de saes, cose bem os legumes, dissolve o sabão, conservando estas qualidades todo o ano. Tratada esta agua com os papeis reagentes não os altera na sua côr. Faz mui pequena efervescência com acido sulphurico; perturba-se ligeiramente com o azotato de prata e com o oxalato de ammonia, e ainda menos com o phosphato de soda depois do oxalato d’ammonia; dá um pequeno precipitado branco com o acetato de chumbo, uma mui ligeira nebulosidade pela ammonia, e fica inalteravel pelo chlorhydrato de baryta, assim como pela tinctura de galha, pelo ferrocyanato de potassa, pelo amido, pelo gaz sulphydrico, e pelo acido oxalico. D’onde concluímos que esta agua não é acida, nem alcalina, tem poucas materias salinas, tem poucos carbonatos, não tem sulphatos, ferro, iode ou saes metalicos venenosos, contém chlorhydratos, principalmente de cal e magnesia em pequena quantidade; e finalmente que esta agua reúne todas as condições que a recomendam como uma excelente agua para beber.”

Dicionário Universal Português Ilustrado

VI.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Tal como em outras formações geológicas, as características químicas das águas subterrâneas nos terrenos vulcânicos, dependem: da composição da chuva; do clima; do tipo de rocha e seu modo de jazida; da agressividade da água; do tempo de contacto; do estado de alteração da rocha; da temperatura; da pressão, etc..

Normalmente, as rochas vulcânicas são facilmente alteráveis, fazendo com que as águas que nelas circulem um certo tempo tenham características próprias e identificáveis (Custódio, 1978).

A caracterização física e química das águas subterrâneas da ilha da Madeira baseou-se na recolha e análise de amostras representativas de 39 locais, nomeadamente de nascentes, furos, túneis e galerias de captação (Quadro VI.1).

A rede de amostragem escolhida visou a maior cobertura da ilha, tendo sido amostradas: nascentes, situadas a cotas elevadas e baixas, da costa norte e sul; todas as galerias de captação; e, ainda, a maior parte dos furos executados nas zonas baixas do litoral da ilha. Deste modo, esperamos poder caracterizar os sistemas aquíferos do domínio de altitude, bem como os do domínio litoral ou de base.

Foram realizadas 5 amostragens, das quais, as 4 primeiras, com 23 amostras, durante o ano hidrológico 1992/93, nomeadamente Novembro 92; Fevereiro 93; Junho 93 e Setembro 93. A última amostragem foi efectuada durante o ano de 1999, após a abertura dos furos de captação da última campanha, do túnel da Encumeada e da galeria da Fajã da Ama, tendo sido analisadas mais 16 novas amostras.

As análises laboratoriais das amostragens de 1992/93 foram executadas pelo Laboratório de Análises de Águas do Departamento de Geologia da FCUL, enquanto as da amostragem de 1999 foram efectuadas pelo Laboratório Regional de Controlo de Qualidade da Água da Madeira, de acordo com a legislação em vigor, Decreto Lei nº236/98.

O pH, a temperatura e a condutividade, foram medidos no campo, com aparelhos portáteis.

Os resultados analíticos das 5 colheitas, excepto aquelas cujos erros de balanço se apresentavam fora dos limites admissíveis, encontram-se nos anexos 4,5,6,7 e 8.

Quadro VI.1

Ref	Local	Tipo	Cota (m)	Aquífero	Amostragem
1	Pico Grande	Túnel	555	Basal	1992/93
2	Encumeada	Túnel	495	Basal	1999
3	Socorridos II	Túnel	553	Basal	1992/93
4	Poiso	Nascente	1380	Suspenso	1992/93
5	Ribeiro Frio	Nascente	1100	Suspenso	1992/93
6	Homem em Pé	Nascente	1500	Suspenso	1992/93
7	Pico das Pedras	Nascente	870	Suspenso	1992/93
8	Cedro Gordo	Nascente	400	Suspenso	1992/93
9	Pedras	Nascente	1450	Suspenso	1992/93
10	Rabaças	Galeria	1010	Basal	1992/93
11	Cascalho	Nascente	1300	Suspenso	1992/93
12	Risco	Nascente	1040	Suspenso	1992/93
13	Rabaçal	Galeria	1028	Basal	1992/93
14	Fonte do Barro	Nascente	1100	Suspenso	1992/93
15	Madalena do Mar	Túnel	15	Suspenso	1992/93
16	Ilma	Furo	≅ 2	Basal	1992/93
17	Porto Novo	Galeria	600	Basal	1992/93
18	João Ferino	Nascente	700	Suspenso	1992/93
19	Fontes Vermelhas	Galeria	350	Basal	1992/93
20	JK7 (Machico)	Furo	44,12	Basal	1992/93
21	JK1 (Socorridos)	Furo	4,94	Basal	1992/93
22	Eira do Serrado	Nascente	1000	Suspenso	1992/93
23	Água d' Alto	Nascente	100	Suspenso	1992/93
24	Véu da Noiva	Nascente	150	Suspenso	1992/93
25	JK2 (Socorridos)	Furo	3,93	Basal	1999
26	JK3 (Socorridos)	Furo	4,75	Basal	1999
27	JK4 (Socorridos)	Furo	5,15	Basal	1999
28	JK5 (Socorridos)	Furo	2,63	Basal	1999
29	JK8 (Machico)	Furo	131,36	Basal	1999
30	JK10 (Porto Novo)	Furo	2,94	Basal	1999
31	JK9 (Porto Novo)	Furo	2,52	Basal	1999
32	JK12 (Machico)	Furo	57,06	Basal	1999
33	JK13 (Machico)	Furo	62,45	Basal	1999
34	JK15 (Santa Cruz)	Furo	1,92	Basal	1999
35	JK23 (Caniço)	Furo	2,75	Basal	1999
36	Fajã da Ama	Galeria	630	Basal	1999
37	Fajã da Ama	Galeria	630	Basal	1999
38	Fajã da Ama	Galeria	630	Basal	1999
39	Fajã da Ama	Galeria	630	Basal	1999

VI.2 CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA

VI.2.1 Parâmetros Físicos

VI.2.1.1 Temperatura

Por influenciar, nomeadamente, a solubilidade dos gases e dos minerais e as constantes de equilíbrio das reacções químicas, a temperatura, assume-se como uma característica muito importante das águas subterrâneas.

A variação anual da temperatura das águas é pequena, convergindo, na maioria dos casos, para valores próximos dos da temperatura média anual do ar, com os quais tendem a entrar em equilíbrio.

De acordo com a classificação de Schoeller (1962), que toma como referência a temperatura média anual da região da nascente em causa, a grande maioria das águas da ilha da Madeira, cerca de 70%, são águas frias (Quadro VI.2).

Da observação do Quadro VI.2, elaborado com os dados das colheitas de Fevereiro de 93 e de 1999, verificamos que apenas 7 águas são classificadas como ortotermais, ou normais, e, ainda, a existência de 5 águas termais, ou seja, aquelas cuja temperatura é superior em mais de 4° C à temperatura média anual do local.

Se relacionarmos a temperatura das águas com o complexo vulcânico em que circulam, podemos concluir que as águas do Complexo Principal são frias, o que se deve a um rápido circuito através de um meio, em geral, muito transmissivo. Quanto mais rápido for o percurso e maior for a recarga, mais lentamente a temperatura das águas entrará em equilíbrio com a temperatura ambiente.

Quadro VI.2

Ref	Local	Temp (°C)	Cota (m)	T med. anual	Δ	Classificação (Schoeller,1962)	Complexo vulcânico
1	Pico Grande	28	555	15,4	12,6	termal	CA
2	Encumeada	28	495	15,8	12,2	termal	CA
3	Socorridos II	17,6	553	15,5	2,1	ortotermal	CA
4	Poiso	10	1380	10,2	-0,2	fria	CP
5	Ribeiro Frio	10	1110	11,5	-1,5	fria	CP
6	Homem em Pé	8,5	1500	9,2	-0,7	fria	CP
7	Pico das Pedras	11,2	870	13,4	-2,2	fria	CP
8	Cedro Gordo	14,8	400	15,5	-0,7	fria	CP
9	Pedras	9,6	1450	9,7	-0,1	fria	CP
10	Rabaças	11	1010	12,5	-1,5	fria	CP
11	Cascalho	11,6	1300	10,7	0,9	ortotermal	CP
12	Risco	10,5	1040	12,3	-1,8	fria	CP
13	Rabaçal	10,5	1028	12,4	-1,9	fria	CP
14	Fonte do Barro	11,6	1100	12,0	-0,4	fria	CP
15	Madalena do Mar	19,5	15	18,9	0,6	ortotermal	CP
16	Ilma	18	2	19,0	-1,0	fria	CP
17	Porto Novo	10,4	600	15,2	-4,8	fria	CP
18	João Ferino	13,6	700	14,5	-0,9	fria	CP
19	Fontes Vermelhas	12,9	350	16,8	-3,9	fria	CP
20	JK7 (Machico)	19	44,1	18,7	0,3	ortotermal	CA
21	JK1 (Socorridos)	18	4,9	19,0	-1,0	fria	CP
22	Eira do Serrado	12,5	1000	12,6	-0,1	fria	CP
23	Água d'Alto	13,3	100	17,2	-3,9	fria	CP
24	Véu da Noiva	12,4	150	16,9	-4,5	fria	CP
25	JK2 (Socorridos)	17,9	3,9	19,0	-1,1	fria	CP
26	JK3 (Socorridos)	17,3	4,8	19,0	-1,7	fria	CP
27	JK4 (Socorridos)	16,5	5,2	19,0	-2,5	fria	CP
28	JK5 (Socorridos)	18,4	2,6	19,0	-0,6	fria	CP
29	JK8 (Machico)	18,2	131,4	18,1	0,1	ortotermal	CA
30	JK10 (Porto Novo)	15,9	2,9	19,0	-3,1	fria	CP
31	JK9 (Porto Novo)	14,7	2,5	19,0	-4,3	fria	CP
32	JK12 (Machico)	19	57,1	18,6	0,4	ortotermal	CA
33	JK13 (Machico)	18,5	62,5	18,5	0	ortotermal	CA
34	JK15 (Santa Cruz)	15,5	1,9	19,0	-3,5	fria	CP
35	JK23 (Caniço)	18,5	2,8	19,0	-0,5	fria	CP
36	Fajã da Ama	26	630	14,2	11,8	termal	CA
37	Fajã da Ama	16	630	14,2	1,8	ortotermal	CA
38	Fajã da Ama	27	630	14,2	12,8	termal	CA
39	Fajã da Ama	25	630	14,2	10,8	termal	CA

Por outro lado, as águas que circulam em Complexo Antigo, constituído, na sua maioria, por formações vulcânicas alteradas, pouco permeáveis, com circulação mais lenta, são águas mais quentes, ortotermais, como as que se encontram nos furos JK7, JK8, JK12 e JK13 de Machico.

As águas termais, nº1 do túnel do Pico Grande, nº2 do túnel da Encumeada, e nº36, nº38, nº39 da galeria da Fajã da Ama, são todas elas emergentes em falhas, no Complexo Antigo. Como nenhuma daquelas falhas parece ter expressão morfológica à superfície, poderão ser consideradas contemporâneas daquele complexo vulcânico.

Da classificação das águas do final do Verão, amostragem de Setembro de 93, constatámos que a temperatura da água de certos aquíferos suspensos, os de altitude, mais sensíveis às variações climáticas, deixava de ser considerada fria, e passava a ortotermal, como é o caso da nº6, Homem em Pé; nº9, Pedras; nº14, Fonte do Barro; nº22, Eira do Serrado; nº23, Água d'Alto e nº24, Véu da Noiva.

Projectando, agora, a temperatura das águas, com a respectiva cota de emergência (Figura VI.1), verifica-se, tal como seria de esperar, uma diminuição da sua temperatura com a altitude. O modelo linear que expressa esta relação:

$$\text{Temperatura (}^{\circ}\text{C)} = 17,22 - 0,0056 * \text{Cota (m)}$$

é muito semelhante ao estabelecido no capítulo IV.2.3, para a variação da temperatura do ar, com a altitude, na vertente norte da ilha:

$$T \text{ méd. ar (}^{\circ}\text{C)} = 17,79 - 0,0057 * \text{Altitude (m)}$$

mostrando, no entanto, que a temperatura das águas é, na maioria dos casos, mais baixa do que a do ar, para a mesma cota.

As águas nº1, do túnel do Pico Grande, nº2, do túnel da Encumeada, nº36, nº38 e nº39, todas da galeria da Fajã da Ama, destacam-se das restantes, por serem águas termais, formando, assim, um grupo distinto, que será tratado separadamente.

Informação oral de A. Brazão, dá conta de uma outra água, situada no túnel 2 dos Tornos (túnel escavado em Complexo Antigo), cuja temperatura rondava os 30°C.

Quadro VI.3
Temperatura

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	17	12,6	11,7	9,7	3,1	24,1	9,7	18,9
	Fev 93	22	13,1	12,1	10,0	3,3	25,2	8,5	19,5
	Jun 93	22	13,4	12,2	10,0	3,4	25,4	10,0	19,8
	Set 93	21	14,0	13,2	10,3	3,4	24,1	10,1	19,7
	1999	12	17,2	17,6	18,2	1,4	8,2	14,7	19,0
Termais		5	26,8	27,0	28,0	1,3	4,9	25,0	28,0

No Quadro VI.3, estão representados alguns valores estatísticos, mínimos e máximos, dos valores da temperatura das águas subterrâneas da ilha da Madeira. As médias das águas não termais variam entre 12,6 e 17,2°C, mostrando as 4 colheitas de 1992/93 a existência de uma pequena flutuação sazonal, verificada, como já vimos, apenas em alguns aquíferos suspensos, que vai desde 12,6°C, no Outono, até 14°C, no fim do Verão.

Os coeficientes de variação, da ordem dos 24%, mostram a existência de alguma dispersão dos dados, o que se deve, como já vimos, à variação da temperatura da água com a altitude.

Em relação às águas termais, o seu reduzido coeficiente de variação indica que a média, de 26,8 °C, é representativa dos dados.

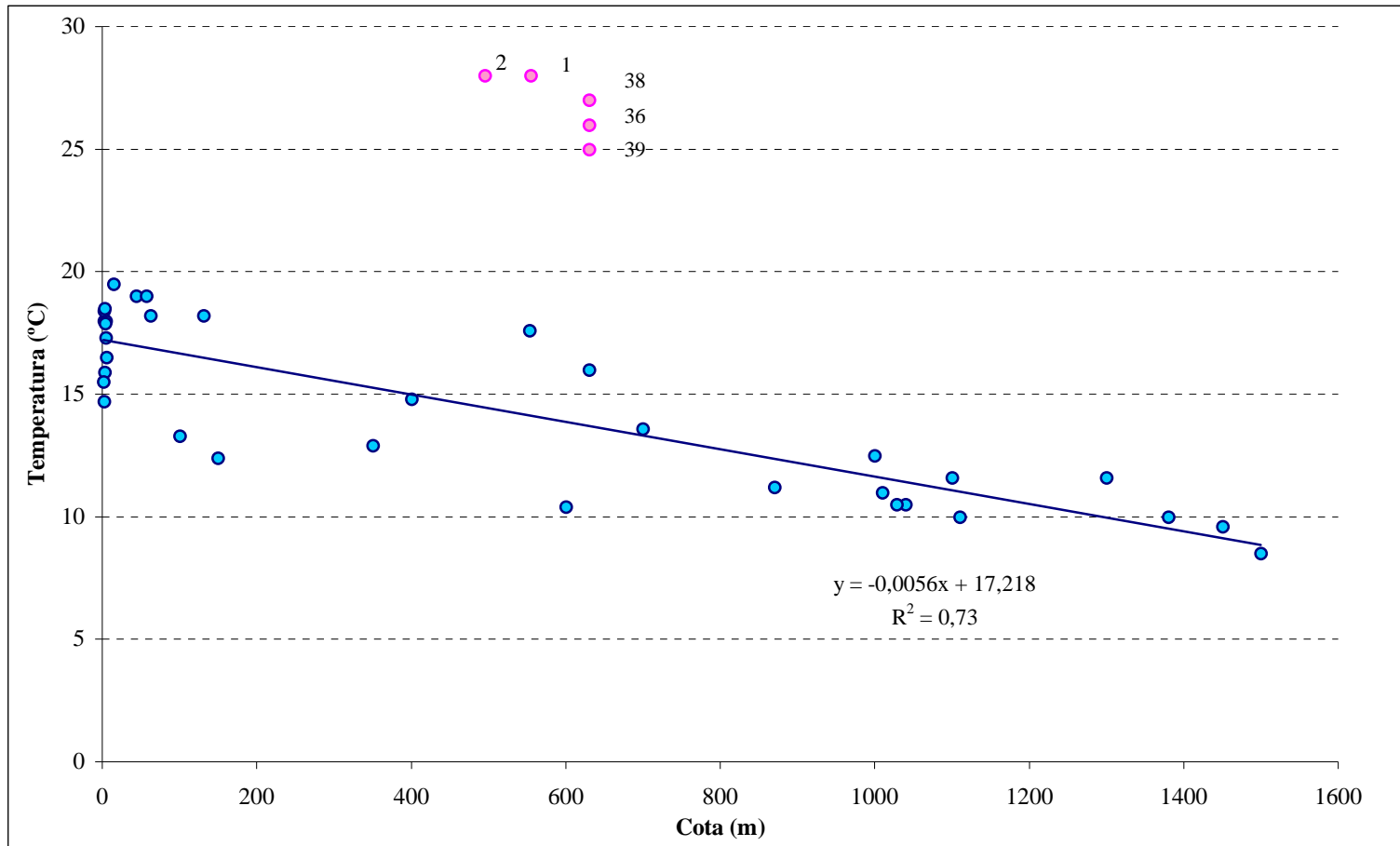


Figura VI.1 – Representação gráfica da temperatura das águas em função da altitude (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).

VI.2.1.2 Condutividade

A condutividade é um parâmetro físico que quantifica a capacidade de a água conduzir corrente eléctrica, resultando do total das espécies iónicas dissolvidas.

A sua importância deve-se ao facto de ser directamente proporcional à mineralização total da água, constituindo um meio expedito e eficaz de aferir esta última.

A distribuição espacial da condutividade revela um aumento da mineralização das águas com a profundidade e proximidade do mar, reflectindo, essencialmente, a crescente influência dos principais mecanismos mineralizadores das águas, a hidrólise de minerais silicatados das rochas e a contaminação por sais de origem marinha.

A fim de calcular a condutividade média dos diferentes aquíferos, representámos os dados num gráfico do tipo caixa de bigodes ou *boxplot*, uma vez que estes permitem detectar a existência ou não de valores extremos (valores muito diferentes do resto da amostra).

A Figura VI.2 representa as *boxplot* relativas aos dados do aquífero de base e dos aquíferos suspensos.

Da observação da caixa de bigodes do aquífero de base, verifica-se uma maior dispersão dos valores da condutividade e a existência de três valores extremos, o nº16, o nº2, e o nº39, representados por um *, valores superiores a três vezes o comprimento da caixa, e, ainda, um *outlier*, o nº38, representado por um círculo, que se situa entre uma vez e meia e três vezes o comprimento da caixa, significando que são valores atípicos, não devendo, por isso, ser considerados no cálculo da média. Por outro lado, nos aquíferos suspensos, a variabilidade é menor, sendo a amostra muito mais homogénea.

Na realidade, verifica-se que as águas n°2, n°38 e n°39, emergentes em falhas, são águas termais, agressivas, com elevados teores em CO₂ livre, e pH ácidos, que exercem forte lixiviação da rocha, sendo, por isso, muito mineralizadas.

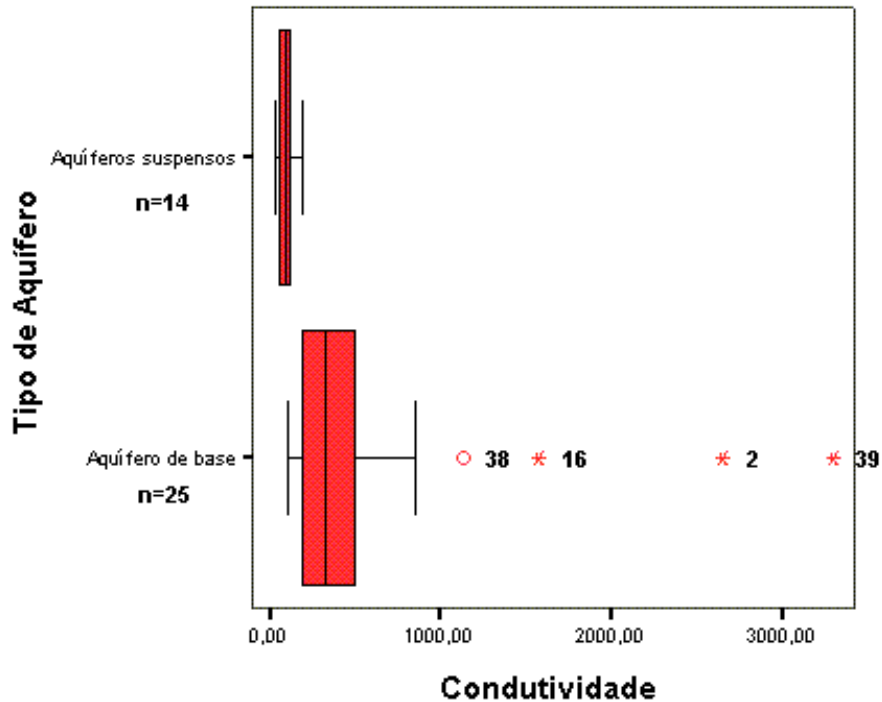


Figura VI.2 – Representação gráfica da condutividade das águas dos aquíferos suspensos e do aquífero de base (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).

A amostra n°16, o furo da Ilma, com uma condutividade da ordem dos 1600 µS/cm, parece-nos, dada a sua grande proximidade ao mar, constituir um caso de intrusão marinha. Pelo facto de todas as suas análises terem dado erros de balanço fora dos limites admissíveis, não a pudemos estudar com maior pormenor. Apenas dispomos dos dados colhidos no campo: temperatura, pH e condutividade.

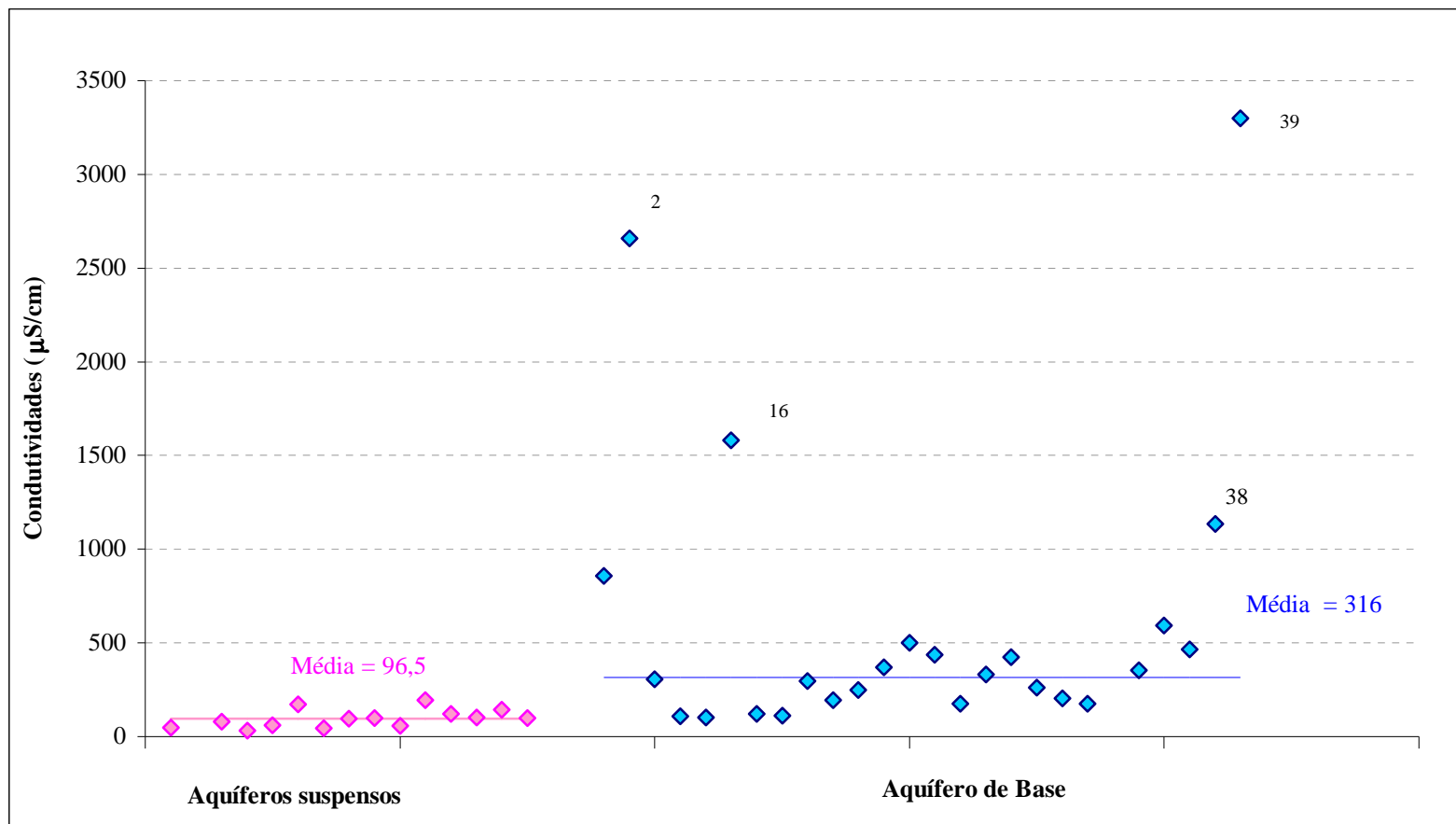


Figura VI.3 – Representação gráfica da condutividade dos aquíferos suspensos e do aquífero de base (amostragens de Fevereiro de 93 e de 1999).

A Figura VI.3 mostra as condutividades das águas dos aquíferos suspensos, com uma média de 96,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e do aquífero de base, com condutividades bastante superiores, e uma média de 316 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tendo sido excluídas, no cálculo, as amostras n°2, n°16, n°38 e n°39).

Normalmente, o CO_2 procede da atmosfera e do solo, mas, nas regiões de vulcanismo recente, é frequente a contribuição de CO_2 de origem profunda (Custodio, 1975). Ainda de acordo com este autor, (Custodio, 1978), as águas com CO_2 livre profundo, têm teores superiores a 100 ppm, podendo mesmo ultrapassar os 1000 ppm, o que se verifica nas amostras n°2, túnel da Encumeada, e nas n°38 e n°39, da galeria da Fajã da Ama.

Para tentar averiguar se havia indícios de contribuição de CO_2 profundo, em mais alguma água calcularam-se as concentrações em CO_2 total, para todas as amostras.

Da projecção do CO_2 total, com a condutividade das diferentes amostras (amostragem de Novembro de 92 e 1999), Figura VI.4, podemos constatar a existência de dois grupos de águas: um, com circulação de CO_2 , em sistema fechado, proveniente apenas do solo e das águas meteóricas; outro, em sistema aberto, ou seja, com entrada de CO_2 de origem profunda.

Assim como se pode observar na Figura VI.4, as águas colhidas no túnel do Pico Grande, n°1, no túnel da Encumeada, n°2, no túnel dos Socorridos II, n°3, e na galeria da Fajã da Ama, n°36, n°37, n°38, e n°39, todos eles escavados em formações do Complexo Antigo, que é, também, a formação mais tectonizada, recebem, além do CO_2 proveniente do solo e da chuva, CO_2 de origem vulcânica.

Almeida *et al.* (1984) através da determinação do CID (carbono inorgânico dissolvido), de águas de algumas galerias, já tinha sugerido, também, a possibilidade de uma contribuição de origem profunda.

As águas nº2, nº38 e nº39 podem ser designadas de águas minerais, por, de acordo com Calado (1993), possuírem mineralizações totais superiores a 1g/l, e, ainda, gasocarbónicas, porquanto possuem CO₂ dissolvido, em concentrações superiores a 1g/l.

Na literatura, encontramos, ainda, outra água mineral, gasocarbónica, a Água do Salitre, na Baía d' Abra, com resíduo seco de 1340 mg/l e 1075 mg/ de CO₂ livre (Zbyszewski *et al.*, 1975).

Os valores de algumas estatísticas, bem como os máximos e os mínimos, relativos aos dois grupos de águas considerados, termais e não termais, estão patentes no Quadro VI.4.

Quadro VI.4
Condutividade

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	21	190,3	106,1	43,2	348,3	183,0	43,2	1688
	Fev 93	22	189,7	106,0	98,0	318,8	168,1	33,0	1580
	Jun 93	19	125,5	103,3	37,8	76,7	61,1	37,8	313
	Set 93	21	196,8	109,0	43,0	336,1	170,8	43,0	1630
	1999	12	328,5	343,0	174,0	115,0	35,0	174,0	501
Termais		5	1703,4	1135,0	594,0	1202,5	70,6	594,0	3300

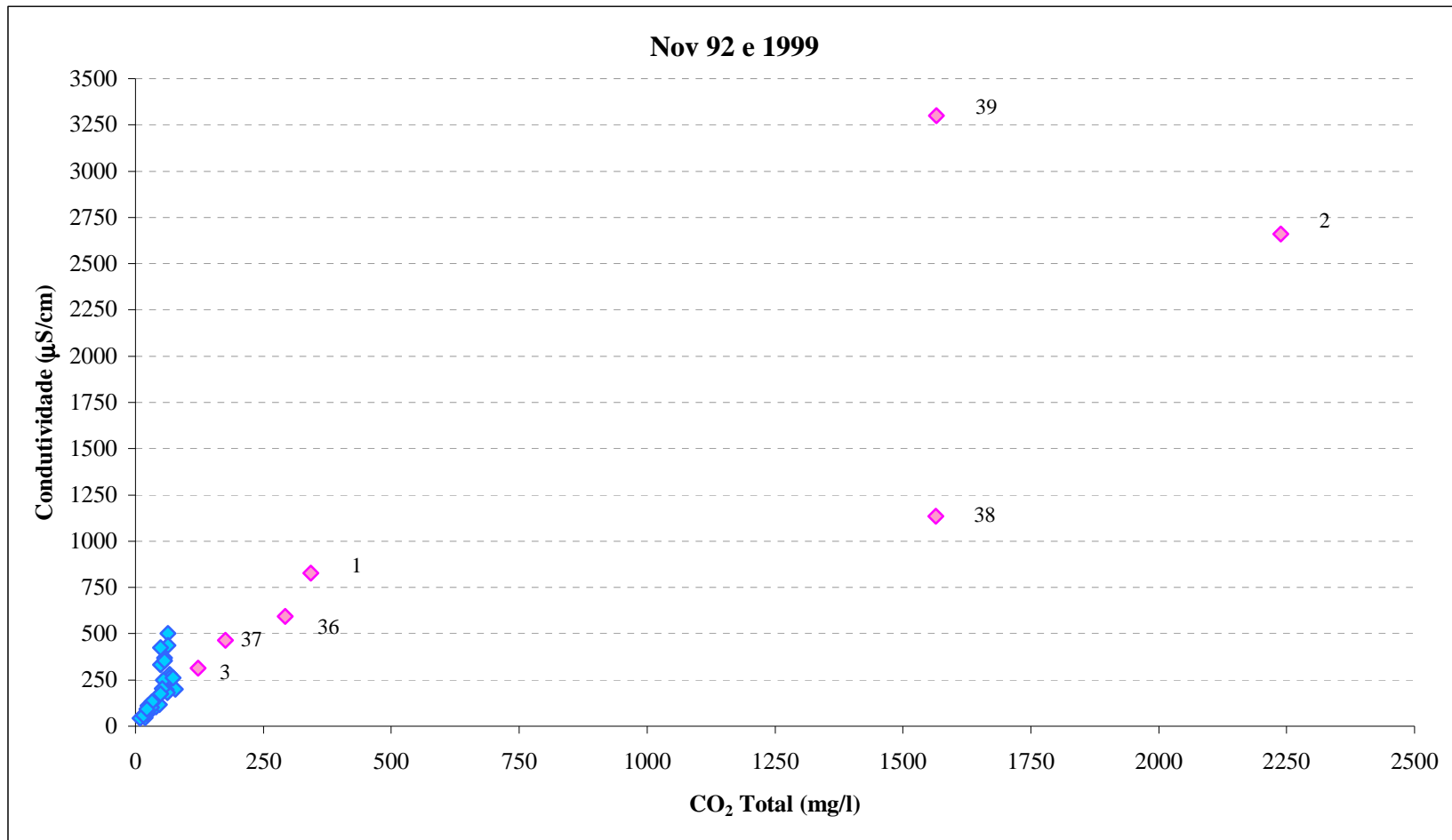


Figura VI.4 – Representação gráfica do CO₂ total das águas, em função da condutividade.

Verifica-se que as águas da ilha da Madeira são, em geral, pouco mineralizadas, com condutividades que vão desde os 33 até aos 501 $\mu\text{S}/\text{cm}$, devido, essencialmente, ao clima, à grande recarga, e ao tipo de circulação, rápida, na maioria das formações (referimo-nos ao Complexo Principal, que ocupa, quer em área, quer em volume, a maior extensão da ilha).

Os elevados coeficientes de variação, que chegam a atingir 183%, mostrando grande dispersão dos dados (Reis, 1996), devem-se ao facto de a mineralização aumentar com a profundidade e proximidade ao mar, devido à maior circulação e maior tempo de residência (em profundidade a permeabilidade da rocha diminui); e, ainda, à contaminação por sais de origem marinha, fenómeno bem patente nos furos situados mais próximo do mar. Verifica-se que, no caso da colheita de 1999, amostragem muito mais homogénea do que as anteriores (a grande maioria refere-se a águas de furos), o coeficiente de variação é bastante mais baixo, 35%.

No entanto, as águas termais que circulam no Complexo Antigo são águas bastante mais mineralizadas, com condutividades que vão desde os 594 aos 3300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sendo classificadas de águas termominerais (Calado, 1993), algumas das quais gasocarbónicas, constituindo um grupo à parte, com características muito próprias, bastante distintas das anteriores, e que representam, quer em quantidade, quer em volume de caudais captados, a grande maioria das águas da ilha da Madeira.

VI.2.2 Parâmetros Químicos

VI.2.2.1 PH

A actividade do hidrogenião H^+ na água pode ser aferida pelo parâmetro pH que corresponde ao logaritmo negativo daquele valor ($pH = -\text{Log} [H^+]$). Entre as numerosas reacções que o pH controla, encontram-se a solubilidade e a taxa de dissolução da maior parte dos minerais (Langmuir, 1997).

Os resultados estatísticos referentes ao pH encontram-se no Quadro VI.5

Quadro VI.5

pH

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	21	7,1	7,2	7,0	0,6	8,4	5,5	8,1
	Fev 93	22	7,3	7,4	5,7	0,8	10,6	5,7	8,3
	Jun 93	22	7,3	7,5	7,5	0,8	10,5	5,6	8,5
	Set 93	20	7,0	7,0	6,1	0,6	9,2	6,1	8,4
	1999	12	7,9	8,0	8,0	0,3	4,2	7,1	8,4
Termais		5	7,0	7,0	6,3	0,7	9,7	6,3	7,9

Os coeficientes de variação mostram pouca dispersão dos dados em volta do pH médio.

A maioria das águas possui pH superior a 7, indicando carácter alcalino. No entanto, existem algumas águas agressivas, principalmente nas cotas mais altas, das quais a nº4, Poiso, e nº14, Fonte do Barro, ambas águas de aquíferos suspensos, possuem pH inferiores a 6.

Os pH mais elevados são das águas dos furos, bem representados na colheita de 1999. Não se verifica variação sazonal significativa dos valores do pH das águas.

Da projecção do pH em função do CO₂ total das colheitas de Junho de 1993 e de 1999, verifica-se que as amostras n^o2, do túnel da Encumeada e n^o38 e n^o39, da galeria da Fajã da Ama, com teores de CO₂ livre elevados, continuam a ser águas agressivas, com pH 6,31, 6,30, e 7, respectivamente.

As águas n^o1, do túnel do Pico Grande, n^o3, do túnel Socorridos II, e n^o36, da galeria da Fajã da Ama, apesar de possuírem teores de CO₂ total superiores à maioria das águas da ilha, apresentam pH superiores a 7, mostrando que o CO₂ livre, agressivo, já terá sido consumido na lixiviação da rocha, fazendo aumentar o pH, tornando-o básico. A n^o37, da galeria da Fajã da Ama, com pH 8, já deixou de lixiviar a rocha.

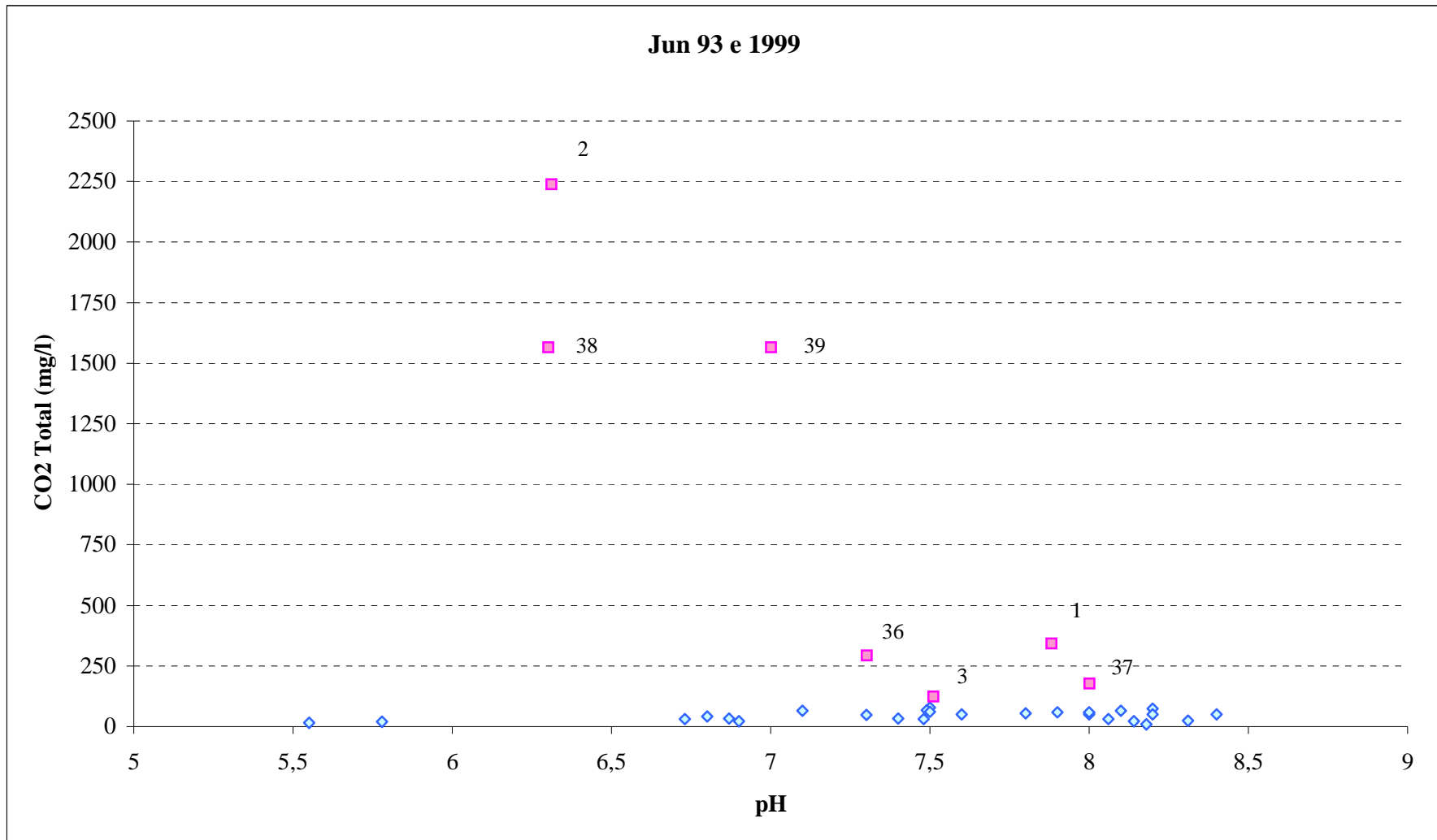


Figura VI.5 – Representação gráfica do pH, em função do CO₂ total das águas.

VI.2.2.2 Alcalinidade

A alcalinidade mede a capacidade da água para neutralizar ácidos ou, de outra forma, a de aceitar prótons, resultando do efeito acumulado das bases em solução (Langmuir, 1997).

Resulta, na generalidade das águas potáveis, da acção primordial do ião bicarbonato e, em menor escala, do ião carbonato.

Determinou-se a alcalinidade TAC, que corresponde à capacidade neutralizadora da água até atingir um valor de pH igual a 4,5 (Custodio e Llamas, 1983).

Os valores estatísticos, bem como o máximo e o mínimo, para os dois grupos de águas (as termais e as não termais) estão patentes no Quadro VI.6

Quadro VI.6
Alcalinidade

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	20	31,8	28,0	28,0	18,7	59,0	9	73
	Fev 93	12	39,3	34,0	6,0	22,3	56,9	6	79
	Jun 93	17	39,1	28,0	27,0	31,1	79,4	7	128
	Set 93	20	51,1	42,7	12,2	38,9	76,0	6,71	169,6
	1999	12	75,1	63,8	55,0	40,3	53,7	55	200
Termais		5	812,9	641,3	294,0	567,9	69,9	294	1664

As alcalinidades das águas não termais são, em geral, baixas, variando as suas médias entre 31,8 e 75,1 mg/l. Os coeficientes de variação de 53,7% a 79,4% mostram uma certa dispersão dos dados em relação ao valor médio.

No grupo das águas termais, a alcalinidade média é muito superior, 813 mg/l, sendo o coeficiente de variação também elevado (69,9%).

VI.2.2.3 Dureza Total

A dureza total é um parâmetro químico que quantifica a capacidade da água consumir sabões ou produzir incrustações, sendo equivalente à soma dos iões cálcio e magnésio.

Os valores estatísticos, máximos e mínimos encontram-se no Quadro VI.7.

Quadro VI.7
Dureza Total

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	20	37,5	35,0	16,0	18,0	47,9	8,5	70
	Fev 93	15	46,0	42,0	50,0	15,3	33,3	20	76
	Jun 93	17	46,5	42,0	34,0	18,5	39,8	22	82
	Set 93	19	47,4	44,0	22,0	21,9	46,2	18	102
	1999	12	97,2	88,2	42,8	44,2	45,4	42,8	182,3
Termais		3	866,0	930,0	28,0	807,9	93,3	28	1640

Verifica-se que, a maioria das águas analisadas, são águas brandas com durezas totais inferiores a 50 mg/l (Custodio e Llamas, 1983), possuindo as águas dos furos durezas um pouco superiores, entre 60 a 120 mg/l, o que as classifica de pouco duras.

Apenas as águas termais nº2, do túnel da Encumeada, e nº39, da galeria da Fajã da Ama, são classificadas como muito duras (dureza total > 250 mg/l).

VI.2.2.4 Catiões

Os resultados estatísticos referentes aos teores dos catiões maiores determinados para os dois grupos de águas, termais e não termais, encontram-se no Quadro VI.8.

Quadro VI.8

Catiões

	Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Na ⁺	Não termais	Nov 92	20	8,4	6,8	6,8	4,7	55,3	2,8	21,4
		Fev 93	12	9,8	6,9	4,4	6,8	70,1	4,4	29,4
		Jun 93	17	12,2	7,3	7,2	11,7	95,8	5,4	53,9
		Set 93	19	10,9	6,9	5,9	10,2	93,3	4,2	46,3
		1999	12	28,5	28,9	14,7	10,5	36,8	14,7	48,0
	Termais	3	247,2	193,0	118,0	163,1	66,0	118,0	430,5	
K ⁺	Não termais	Nov 92	20	0,6	0,5	0,3	0,3	51,7	0,3	1,2
		Fev 93	12	0,6	0,6	0,3	0,3	53,8	0,2	1,2
		Jun 93	17	0,8	0,6	0,4	0,5	64,4	0,3	2,2
		Set 93	19	0,7	0,5	0,2	0,6	85,8	0,2	2,3
		1999	12	1,9	1,6	1,0	1,2	63,0	1,0	5,4
	Termais	3	18,4	17,5	13,7	5,2	28,3	13,7	24,0	
Ca ²⁺	Não termais	Nov 92	20	7,7	7,2	12,0	3,3	42,8	2,4	13,6
		Fev 93	12	13,5	13,6	14,4	5,7	42,0	4,8	24,0
		Jun 93	17	8,4	8,0	4,0	3,4	40,8	4,0	15,2
		Set 93	19	9,3	8,8	5,6	4,2	45,1	3,2	17,6
		1999	12	15,8	11,5	7,3	8,2	51,9	7,3	28,9
	Termais	3	203,3	162,0	8,0	218,9	107,7	8,0	440,0	
Mg ²⁺	Não termais	Nov 92	20	4,618	4,37	4,37	2,4903	53,9	0,1	9,23
		Fev 93	10	3,3482	2,673	0,486	2,451	73,2	0,486	8,26
		Jun 93	17	6,2035	4,86	3,4	3,3034	53,3	2,43	13,61
		Set 93	18	6,2344	5,83	3,4	3,6483	58,5	1,43	14,58
		1999	12	14,042	14,95	5,1	6,3332	45,1	5,1	27,7
	Termais	2	151	151	1,9	210,8	139,6	1,9	300	

O sódio é o catião mais importante seguido do cálcio, do magnésio e, por fim, o potássio. Os catiões, sódio, potássio e magnésio apresentam, na maioria das águas analisadas, um relação linear bem marcada com a condutividade, Figuras VI.6, VI.8 e VI.9, o que reflecte uma origem comum para todos eles, relacionada com o principal fenómeno mineralizador das águas.

Da projecção do cálcio em função da condutividade, Figura VI.7, observa-se que as variáveis não são dependentes. A ausência de correlação positiva forte, deve-se ao facto de existirem águas cuja mineralização se deve à dissolução de rochas basálticas, e outras, que evoluem essencialmente por contaminação de sais de origem marinha.

Como se pode observar nas figuras, as amostras n°2, túnel da Encumeada e n°39, da galeria da Fajã da Ama, destacam-se sempre da maioria, pois são águas termominerais gasocarbónicas.

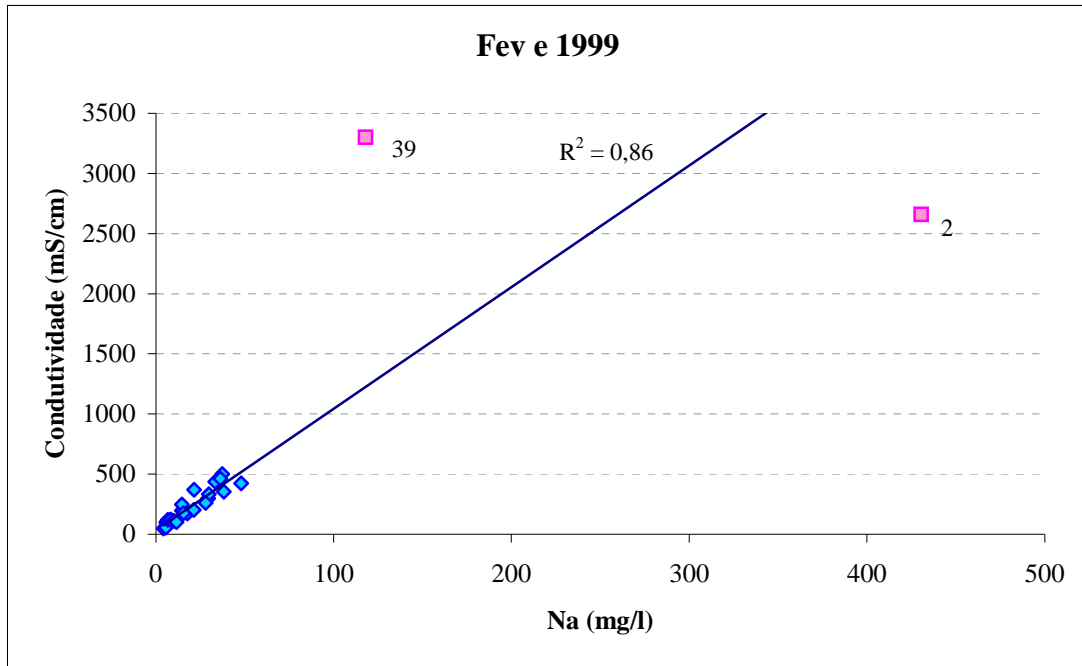


Figura VI.6 – Representação gráfica do Na, em função da condutividade das águas.

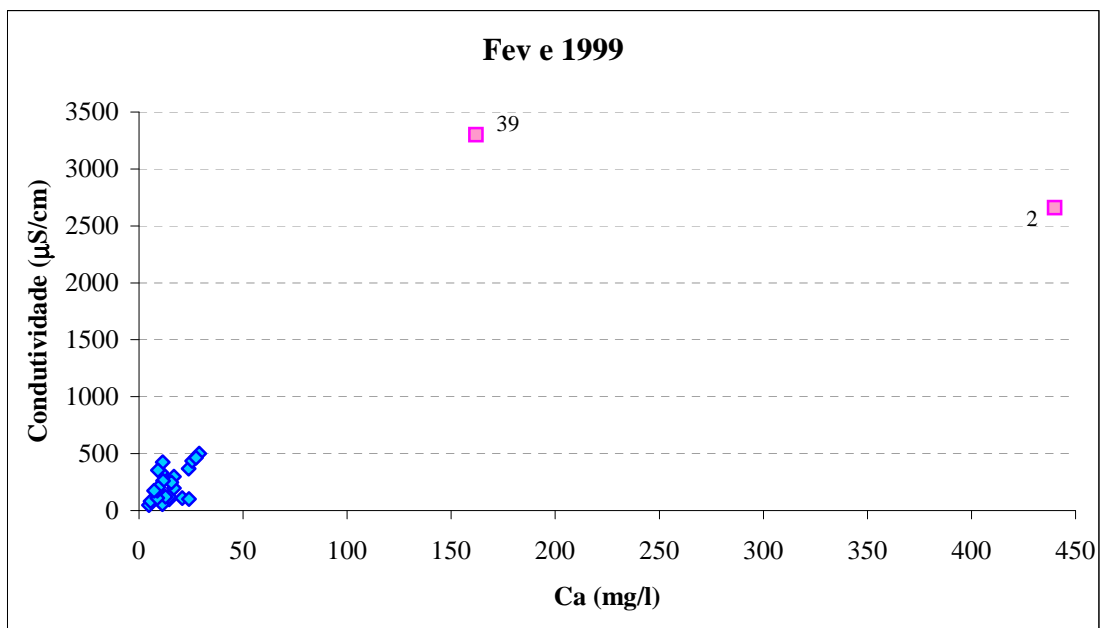


Figura VI.7 – Representação gráfica do Ca, em função da condutividade das águas.

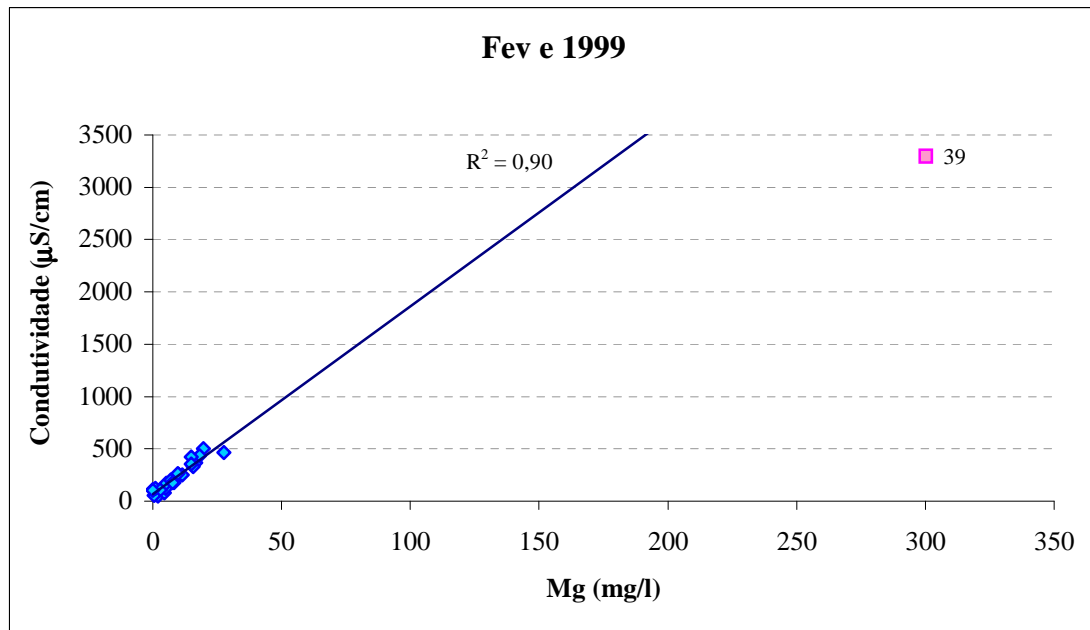


Figura VI.8 – Representação gráfica do Mg, em função da condutividade das águas.

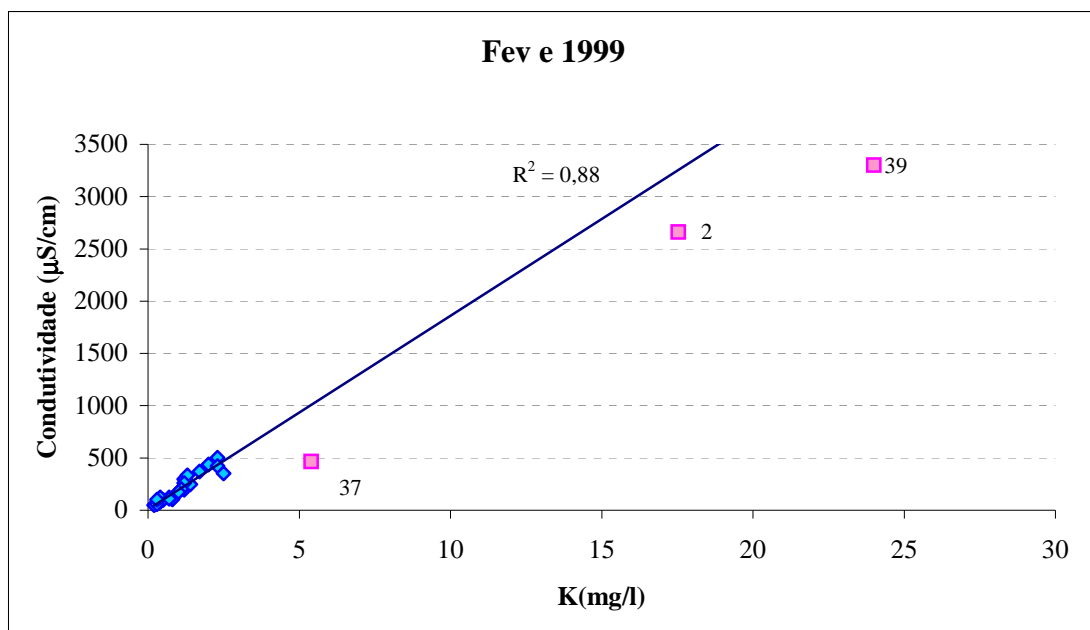


Figura VI.9 – Representação gráfica do K, em função da condutividade das águas.

VI.2.2.5 Aniões

Os resultados estatísticos e valores extremos dos aniões maiores em solução, para as águas termais e para as não termais, encontram-se no Quadro VI.9.

Quadro VI.9
Aniões

	Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
HCO ₃ ⁻	Não termais	Nov 92	20	38,747	34,18	10,98	22,847	59,0	10,98	89,06
		Fev 93	12	44	34,8	4,6	29,92	68,0	4,6	96,4
		Jun 93	17	47,701	34,16	32,94	37,909	79,5	8,13	156,2
		Set 93	20	51,091	42,7	12,2	38,854	76,0	6,71	169,6
		1999	12	91,642	77,8	67,1	49,206	53,7	67,1	244
	Termais	4	1044,1	893,9	358,8	788,6	75,5	358,8	2030	
SO ₄ ²⁻	Não termais	Nov 92	20	2,155	1,95	1,4	1,3442	62,4	0,2	6,4
		Fev 93	12	2,85	1,85	1,1	2,4916	87,4	1,1	9,7
		Jun 93	17	2,7841	2	2	2,3703	85,1	0,98	10,8
		Set 93	19	2,6211	1,7	1,4	2,1938	83,7	1,2	9,8
		1999	12	5,2458	0,01	0,01	14,603	278,4	0,01	51,36
	Termais	3	97,2	21,2	20	132,7	136,5	20	250,5	
Cl ⁻	Não termais	Nov 92	20	12,345	10,1	6,3	6,6403	53,8	6,3	31,7
		Fev 93	12	10,825	9,45	9,7	5,1392	47,5	6,3	26
		Jun 93	17	10,947	9,7	5,4	5,0491	46,1	5,4	24,7
		Set 93	19	15,611	12,7	9,4	9,6719	62,0	5,9	45,4
		1999	12	52,542	44,2	8,5	32,811	62,4	8,5	112,9
	Termais	3	62,6	23,7	12,1	77,7	124,1	12,1	152,1	

O bicarbonato é, na maioria das águas amostradas, o anião mais importante seguido do cloreto e, por fim, do sulfato.

A projecção do bicarbonato em função da condutividade, Figura VI.10, permite-nos separar 3 grupos distintos de águas:

- um, composto pela nº1, do túnel do Pico Grande, nº2, do túnel da Encumeada, nº36, nº37 e nº39, da galeria da Fajã da Ama, em que existe circulação em sistema aberto de CO₂;

- outro grupo, composto pelas amostras: n°26, do furo JK3, nos Socorridos; n°27, do JK4, nos Socorridos; n°28, do JK5, nos Socorridos; n°30, do JK10, no Porto Novo; n°31, JK9, no Porto Novo; e n°35, JK23 no Caniço, em que a condutividade varia com a lixiviação da rocha e com a proximidade do mar;
- e, ainda, o grupo constituído pelas restantes, a maioria, em que a condutividade é função da lixiviação da rocha.

Os coeficientes de variação são elevados, superiores a 50%, quer nas águas termais, quer nas não termais, o que mostra uma grande variação da concentração do bicarbonato, sendo os teores muito superiores nas águas termais onde o valor mínimo é superior ao máximo das águas não termais.

A projecção do cloreto em função da condutividade, Figura VI.11, mostra uma forte relação linear entre eles.

Destacam-se, no entanto, as águas n°1, n°2, n°37 e n°39, todas elas emergentes em falhas, mostrando, claramente, a existência de factores externos, de origem profunda, a afectar o sistema normal.

O teor demasiado alto de cloretos, para uma água de um túnel, como a n°2, emergente numa falha, poderá ficar a dever-se, ou a cloro de origem primária existente nas rochas vulcânicas, ou, de acordo com Custodio (1978), proceder de gases e líquidos associados a emanações vulcânicas.

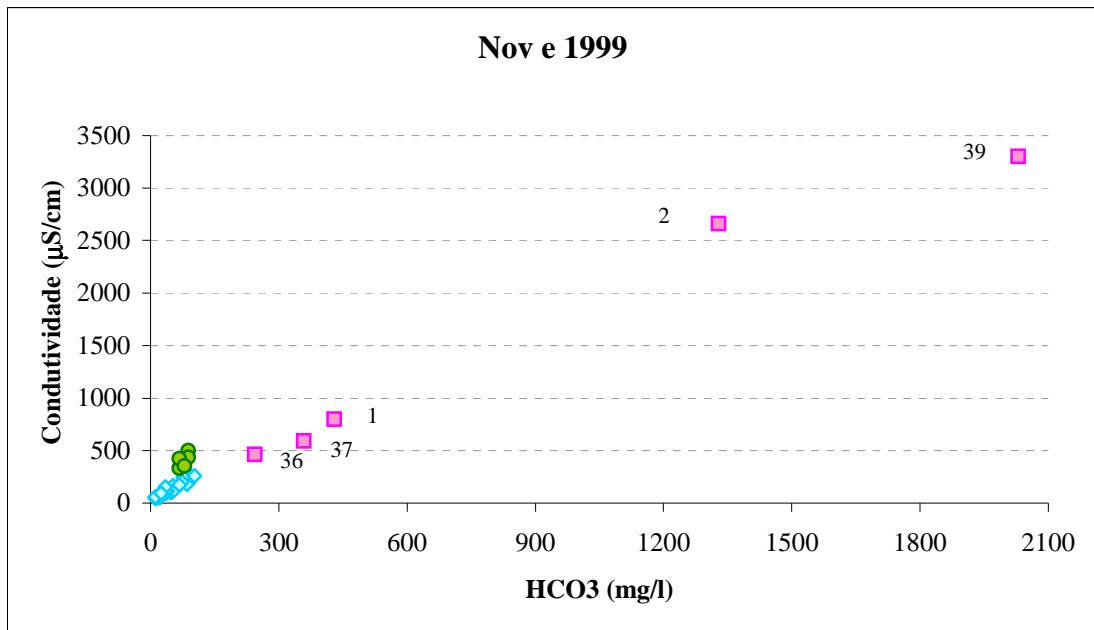


Figura VI.10 – Representação gráfica do bicarbonato, em função da condutividade das águas.

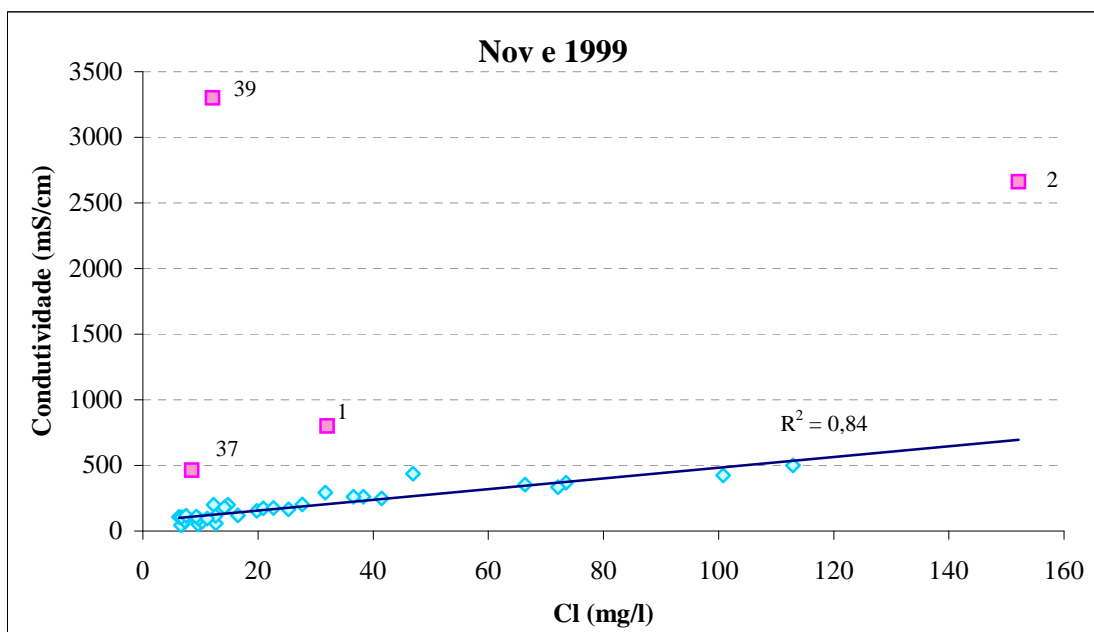


Figura VI.11 – Representação gráfica do cloreto, em função da condutividade das águas.

A projecção do sulfato em função da condutividade, Figura VI.12, mostra que a água n°2 e a n°37, também emergentes em falhas, possuem teores anormalmente elevado em sulfatos, que poderão resultar da oxidação de sulfuretos ou ainda, e uma vez que se trata de uma zona vulcânica recente, não é de excluir que resulte de emanções profundas, sob a forma de H_2S ou SO_2 , que se incorporam na água como SO_4 (Custodio, 1978).

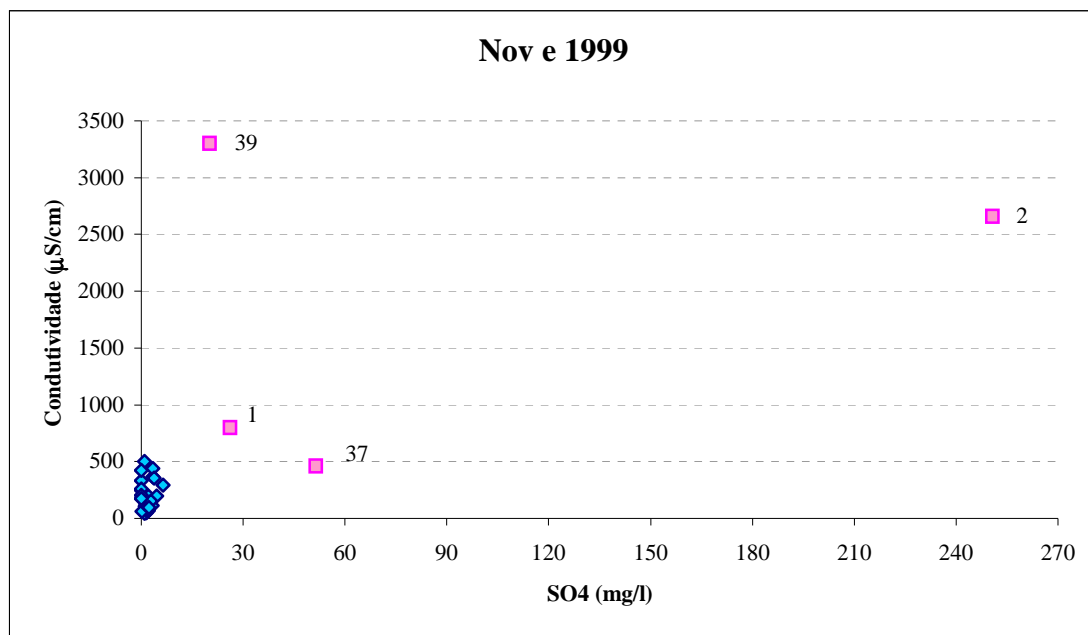


Figura VI.12 – Representação gráfica do sulfato, em função da condutividade das águas.

A projecção do sódio em função do cloreto, Figura VI.13, permite definir duas linhas de evolução hidrogeoquímica distintas: por um lado, águas que seguem uma evolução regional normal (aumento de cloretos e sódio); por outro lado, o grupo de águas já anteriormente referido, composto pelas amostras n°1, n°2, n°3, n°37 e n°39, em que se verifica ter havido intensa lixiviação das rochas, causada pelos elevados teores de CO_2 , responsáveis, em grande parte, pela forte agressividade das águas, a qual é ainda favorecida por temperaturas elevadas.

Da projecção do cloreto em função do bicarbonato, Figura VI.14, além de constatar a forte semelhança existente, entre este gráfico e o da Figura VI.11,

onde projectámos o cloreto em função da condutividade, verifica-se a existência de elevados teores de bicarbonato nas amostras n°1, n°2, n°37 e n°39, o que significa um grande enriquecimento em CO₂. Na n°2, parece ainda, como foi referido, ter existido um enriquecimento em cloretos, de origem profunda.

Parece, também, haver, ainda que ligeira, alguma contaminação marinha, devido à proximidade ao mar, nos furos JK9 e JK10, do Porto Novo, JK3, JK4 e JK5 dos Socorridos, e JK23 no Caniço.

Na projecção do sulfato em função do sódio, Figura VI.15, destacam-se as amostras n°1, n°2 e n°39, muito ricas em sódio, por resultarem de forte lixiviação da rocha, exercida por águas agressivas, ricas em CO₂; e ainda, como já vimos, a n°2 e n°37, pelo seu elevado teor em sulfatos, resultantes da oxidação de sulfuretos, ou de H₂S de origem profunda, uma vez que emergem em falhas.

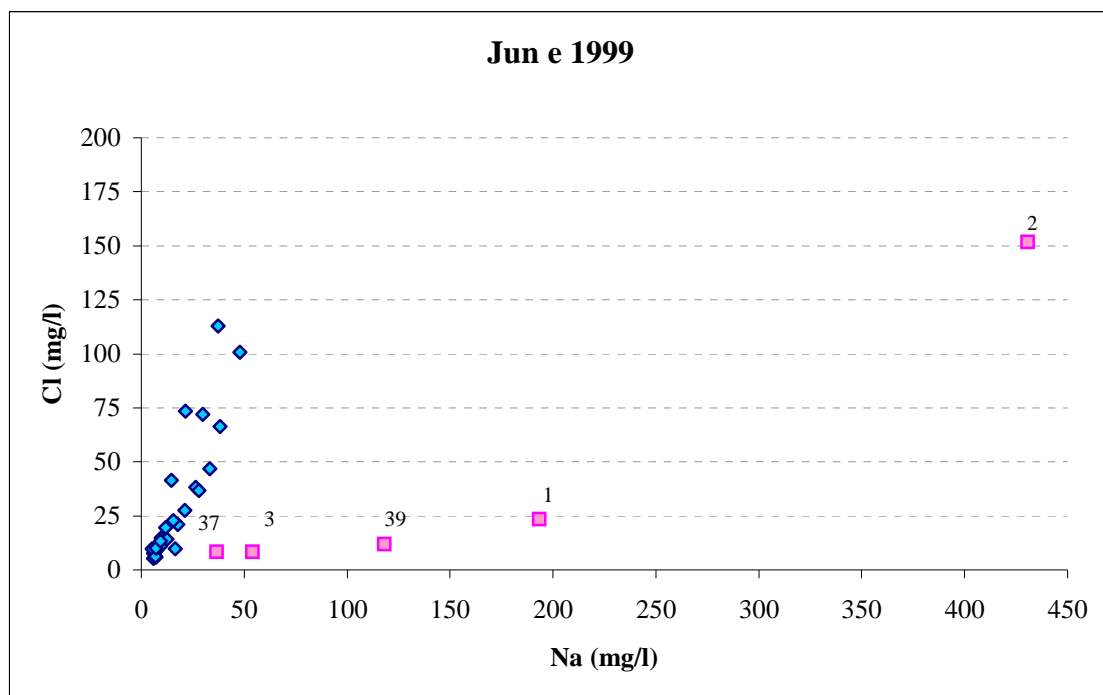


Figura VI.13 – Representação gráfica do sódio, em função do cloreto das águas.

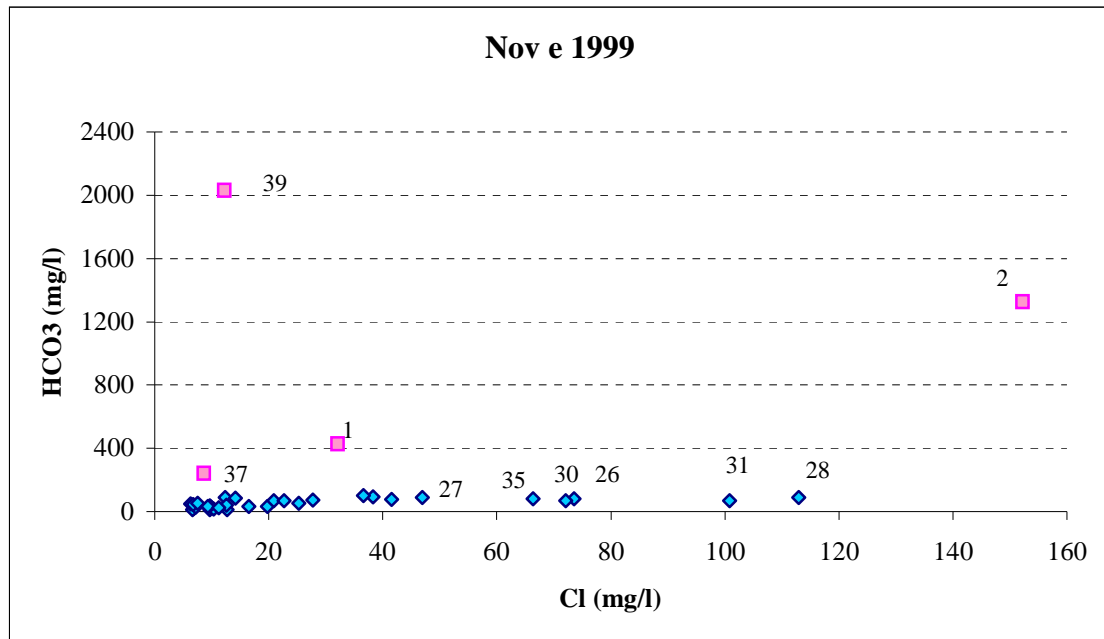


Figura VI.14 – Representação gráfica do cloreto, em função do bicarbonato das águas.

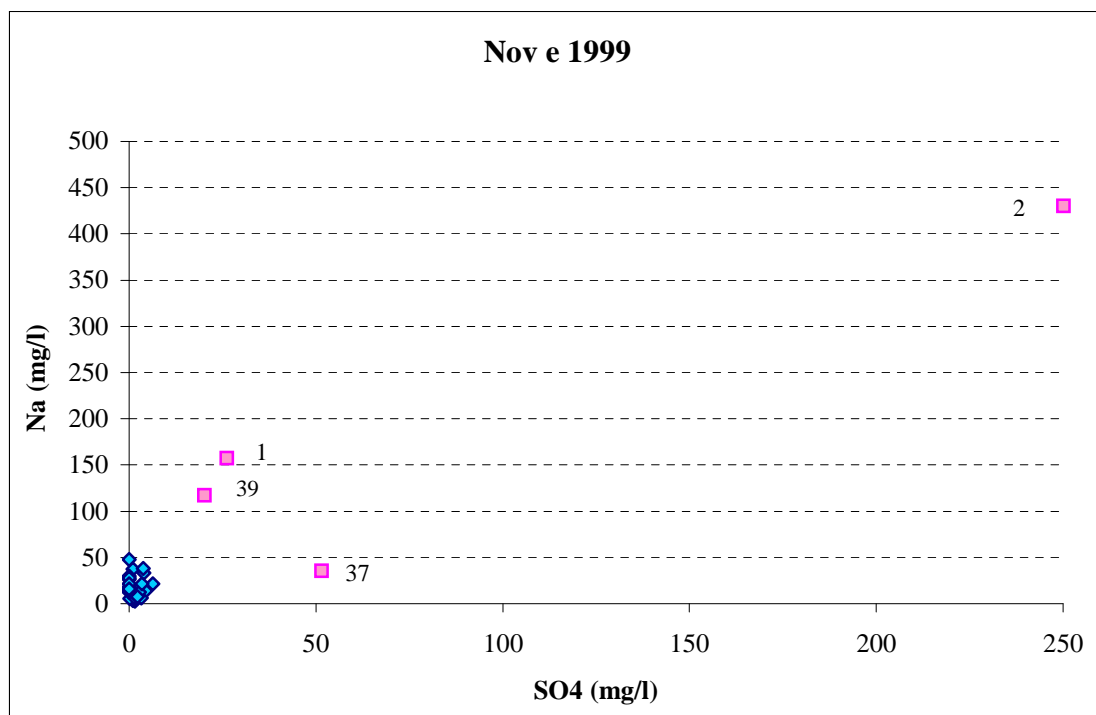


Figura VI.15 – Representação gráfica do sulfato, em função do sódio das águas.

VI.2.2.6 Sílica

Os dados estatísticos, máximos e mínimos da sílica, determinados para as águas termais e não termais, encontram-se no Quadro VI.10

Quadro VI.10

Sílica

Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desvio Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Não termais	Nov 92	20	30,2	29,4	22,9	17,8	59,2	5,7	64
	Fev 93	14	23,7	25,35	7,6	9,6	40,6	7,6	42,4
	Jun 93	17	26,1	23,7	15,3	8,9	34,1	15,3	45
	Set 93	19	42,9	48,3	13,1	16,8	39,2	13,1	70,4
	1999	12	36,5	35,0	29,2	6,7	18,5	29,2	51,8
Termais		2	111,5	111,5	103	12	10,8	103	120

As concentrações mais elevadas de sílica correspondem às águas termais, onde chegam a atingir 120 mg/l. O coeficiente de variação é muito pequeno, sendo, por isso, a média calculada, de 111,5 mg/l, representativa dos dados.

As águas não termais têm concentrações de sílica mais baixas, com médias da ordem dos 23,7 a 42,9 mg/l, valores que se enquadram dentro dos normais para regiões vulcânicas, entre 10 e 40 mg/l (Custodio, 1978). Os mínimos de cada uma das amostragens dizem sempre respeito a nascentes suspensas de altitude.

Da projecção da sílica em função do sódio das colheitas de Novembro de 1992 e de 1999, Figuras VI.16 e VI.17, verifica-se haver, na colheita de Novembro, um maior enriquecimento em sílica do que em sódio, o que revela que o principal processo mineralizador das águas é a lixiviação da rocha (basaltos).

Na colheita de 1999, efectuada, essencialmente, em furos de captação, verifica-se um aumento simultâneo da sílica e do sódio. Existem, no entanto, algumas águas mais ricas em sódio do que em sílica, mostrando o efeito da proximidade ao mar.

As amostras n°1 e n°39 revelam maior interacção água-rocha e, consequentemente, maior dissolução dos minerais.

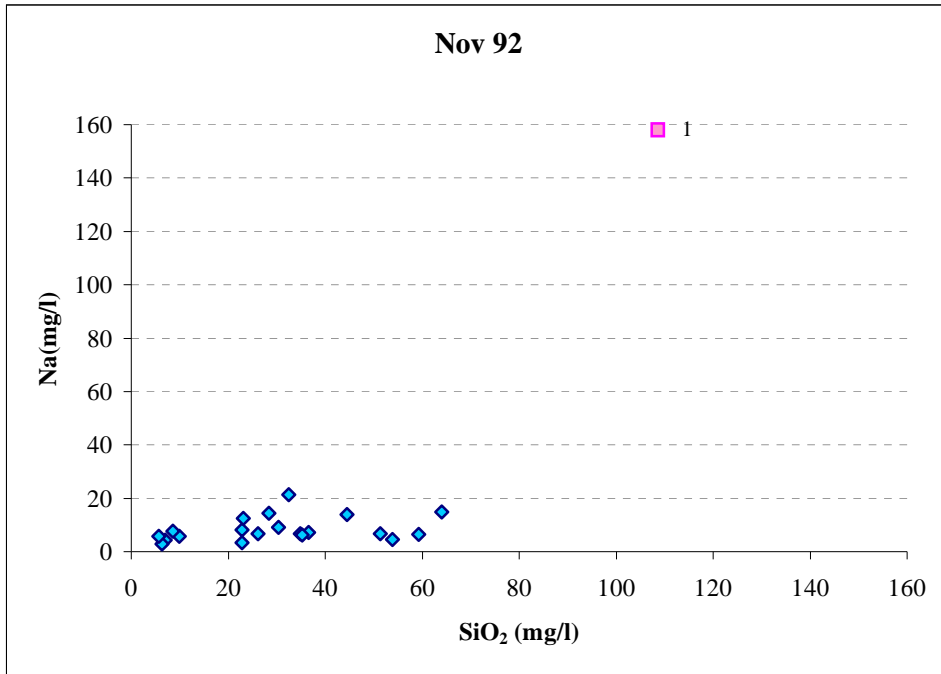


Figura VI.16 – Representação gráfica da sílica, em função do sódio (colheita de Novembro de 1992).

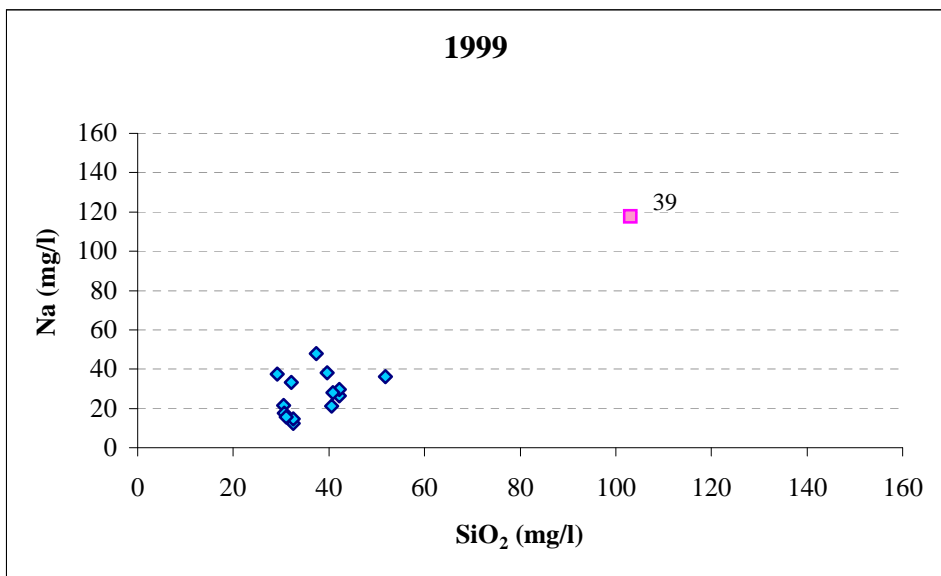


Figura VI.17 – Representação gráfica da sílica, em função do sódio (colheita de 1999).

VI.2.2.7 Razões entre Espécies Dissolvidas

A análise do ponto de vista químico, quer ao nível individual, quer ao nível das inter-relações entre as diversas espécies dissolvidas nas águas subterrâneas, constitui um instrumento importante na interpretação da origem e da evolução físico-química da própria água, bem como das suas interações com o meio rochoso (Custodio, 1978).

Os resultados estatísticos e os valores extremos das razões entre as concentrações de algumas espécies em solução, encontram-se no Quadro VI.11.

De acordo com Custodio e Llamas (1983), nas águas de gabros e basaltos, ainda que possam existir exceções, a razão rMg/rCa é sempre superior à unidade. No entanto, verifica-se, nas águas da Madeira, que aquela razão apresenta uma gama de valores muito variável, desde valores inferiores a 1, valores algo superiores a 1, e valores muito superiores a 1.

Os valores inferiores a 1 não estão necessariamente associados a vulcanitos mais diferenciados, uma vez que a concentração em cálcio depende também da intervenção de factores não litológicos, nomeadamente da quantidade de CO_2 , livre, e da intensidade das trocas iónicas entre a água e a rocha (Custodio, 1978; Custodio e Llamas, 1983).

Os valores mais elevados (> 2) observados (Anexos 4, 5, 6, 7 e 8) ocorrem nas amostras de alguns furos, nomeadamente n°20, JK7 em Machico, n°30, JK10 no Porto Novo, n°31 no Porto Novo e n°35, JK23 no Caniço, o que se explica, principalmente, por contaminação de sais de origem marinha, já que implica um aumento da concentração de magnésio em solução relativamente ao cálcio (este índice varia, na água do mar, entre 4 e 5); nas amostras n°39 da galeria da Fajã da Ama e n°17 da galeria das Fontes Vermelhas, atribuído essencialmente à hidrólise de minerais ferromagnesianos, como olivinas, anfíbulas e piroxenas, já que a razão $rCl/rHCO_3$ toma valores muito baixos; e, ainda, nas nascentes de

altitude, nº12, Risco, nº18, João Ferino e nº4, Poiso, que se atribui à contaminação de nevoeiros, ricos, como se sabe, em aerossóis marinhos.

Da observação da razão rSO_4/rCl , verifica-se que as águas subterrâneas da ilha da Madeira assumem, em geral, valores muito baixos, da ordem dos 0,1 (Quadro VI.11) destacando-se, no entanto, as seguintes amostras, por conterem valores elevados:

- o furo JK4 dos Socorridos, ao qual se atribui o elevado teor em sulfatos, acompanhado também por nitratos, à contaminação agrícola causada pelas plantações de bananeiras, nas margens daquela ribeira;
- a nº1, túnel do Pico Grande, a nº2, túnel da Encumeada, a nº3, túnel dos Socorridos II, e as nº37 e nº39 da galeria da Fajã da Ama, que se poderá explicar por forte lixiviação das rochas vulcânicas, por oxidação de sulfuretos, ou ainda, e principalmente na nº37 da Fajã da Ama, com um valor da razão de 3,99, uma vez que emerge numa falha com emanções de CO_2 , profundo, não será de excluir a possibilidade de ascensão, também, de H_2S .

Quadro VI.11

Razões entre espécies dissolvidas

	Tipo de água	Colheita	Dim. da amostra	Média	Mediana	Moda	Desv Padrão	Coef. de variação	Min	Máx
Mg/Ca	Não termais	Nov 92	20	1,05	1,10	0,01	0,49	46,67	0,01	2,33
		Fev 93	10	0,51	0,56	0,07	0,37	71,52	0,07	1,29
		Jun 93	17	1,37	1,16	0,64	0,94	68,75	0,56	4,40
		Set 93	18	1,27	1,10	0,80	0,88	69,40	0,32	3,75
		1999	12	1,58	1,32	0,97	0,57	35,89	0,97	2,71
	Termais	1999	2	1,74	1,74	0,40	1,90	108,91	0,40	3,08
K/Na	Não termais	Nov 92	20	0,05	0,05	0,05	0,02	34,55	0,02	0,07
		Fev 93	12	0,04	0,04	0,03	0,02	44,37	0,02	0,08
		Jun 93	17	0,04	0,04	0,04	0,02	37,82	0,02	0,07
		Set 93	19	0,06	0,03	0,02	0,08	130,31	0,01	0,32
		1999	12	0,05	0,04	0,03	0,02	45,06	0,03	0,09
	Termais	1999	3	0,06	0,04	0,02	0,05	88,19	0,02	0,12
SO ₄ /Cl	Não termais	Nov 92	20	0,13	0,14	0,14	0,05	37,68	0,01	0,25
		Fev 93	12	0,19	0,14	0,11	0,17	89,71	0,07	0,72
		Jun 93	17	0,19	0,14	0,13	0,18	95,58	0,09	0,87
		Set 93	19	0,12	0,10	0,08	0,12	95,08	0,01	0,59
		1999	12	0,38	0,00	0,00	1,15	298,89	0,00	3,99
	Termais	1999	3	0,79	0,80	0,63	0,16	20,18	0,63	0,95
Na/Ca	Não termais	Nov 92	20	0,98	1,03	1,06	0,30	30,25	0,35	1,57
		Fev 93	12	0,68	0,52	0,45	0,37	54,73	0,29	1,55
		Jun 93	17	1,29	0,97	1,29	1,02	78,91	0,49	5,04
		Set 93	19	1,09	0,94	0,59	0,87	80,02	0,29	4,34
		1999	12	1,91	1,86	1,15	0,99	52,00	0,80	3,72
	Termais	1999	3	8,29	0,99	0,75	12,86	155,04	0,75	23,14
Cl/HCO ₃	Não termais	Nov 92	20	0,68	0,63	0,24	0,38	55,94	0,22	1,50
		Fev 93	12	0,60	0,48	0,17	0,56	92,90	0,17	2,25
		Jun 93	17	0,62	0,55	0,10	0,45	72,16	0,10	1,92
		Set 93	19	0,90	0,64	0,64	0,94	104,84	0,12	4,38
		1999	12	1,20	0,95	0,06	0,79	65,83	0,06	2,65
	Termais	1999	3	0,10	0,09	0,01	0,10	97,42	0,01	0,21
Na/Ca+Mg	Não termais	Nov 92	20	0,48	0,47	0,36	0,13	27,04	0,24	0,80
		Fev 93	13	0,46	0,44	0,27	0,16	34,77	0,27	0,86
		Jun 93	17	0,56	0,45	0,45	0,44	78,33	0,27	2,24
		Set 93	19	0,50	0,41	0,22	0,34	67,86	0,22	1,73
		1999	12	0,72	0,71	0,37	0,26	36,77	0,37	1,17
	Termais	1999	3	5,89	0,99	0,18	9,19	156,14	0,18	16,49

A razão $rCl/rHCO_3$ é útil para identificar águas com contaminação em cloretos. Apesar de as rochas vulcânicas poderem admitir na sua composição pequenas percentagens de cloro de origem primária, a esmagadora maioria dos cloretos

provém essencialmente: directamente do mar, por intrusão, nas águas dos furos; do acarreo atmosférico de brisas marinhas, nas nascentes do litoral norte; e, ainda, por acarreo nos nevoeiros, nas cotas mais elevadas da ilha.

Os valores mais elevados desta razão, observam-se nas seguintes amostras:

- Nos furos JK2, JK3, JK4 e JK5 dos Socorridos, JK9 e JK10 do Porto Novo, JK7 de Machico e JK23 do Caniço, o que se explica por contaminação marinha, uma vez que são, também, acompanhados por uma subida da razão rMg/rCa ;
- na nascente nº23 da Água d'Alto, que é um caso de contaminação por aerossóis resultantes da espuma do violento mar do norte da ilha;
- e, nas nascentes suspensas de altitude, nº4 Poiso, nº6 Homem em Pé, nº7 Pico das Pedras, nº9 Pedras, e nº14 Fonte do Barro, que se atribui a contaminação marinha indirecta, ou seja, aos cloretos transportados pelos nevoeiros, muito frequentes naquelas zonas.

Os valores mais baixos desta relação observam-se nas galerias de captação e nos túneis, onde o principal processo mineralizador é a hidrólise dos minerais silicatados, mais ou menos intensa, consoante a agressividade da água, fortemente influenciada pela presença de CO_2 .

VI.2.3 Fácies Hidrogeoquímicas

A fim de caracterizar as fácies hidrogeoquímicas das águas subterrâneas da ilha da Madeira, utilizaram-se os diagramas de Sitff, pois julgamos ser os mais adequados e mais úteis.

Trata-se de uma representação poligonal em que se arbitra um valor em mm para cada milequivalente (ou epm). Cada vértice do polígono representa um determinado elemento, colocando-se, por convenção, os catiões do lado esquerdo

e os aniões do lado direito, o que vai permitir uma rápida visualização da composição da água relativamente aos principais iões.

Elaborados os diagramas de Stiff para todas as amostras de que dispúnhamos de dados suficientes (Anexo 9), foram projectados no mapa da ilha, (Figura VI.18).

A observação do mapa permite evidenciar alguns aspectos essenciais:

1º - Aumento de mineralização das águas com a profundidade e proximidade do mar, materializada pelo aumento da dimensão dos diagramas.

2º - Aumento brusco da mineralização nas águas nº1, túnel do Pico Grande, nº2, túnel da Encumeada, nº37 e nº39 da galeria da Fajã da Ama, possuidoras de CO₂ de origem profunda. São todas de fácies bicarbonatada, sódica no caso da nº1, cálcica a nº2, e magnesianas as nº37 e nº39, o que se atribui à presença de minerais ferromagnesianos, muito abundantes nas rochas da Madeira.

3º - Predomínio das fácies cloretadas nas nascentes de altitude, contaminadas pelos nevoeiros, ricos em iões cloreto; nos furos mais próximos do mar, por efeito da contaminação marinha; e, ainda, nas nascentes do litoral norte, por contaminação de aerossóis.

VI.2.4 Qualidade da Água para Consumo Humano

A qualidade das águas subterrâneas para consumo humano, de acordo com a legislação em vigor, Decreto Lei nº236/98, Anexo VI, foi representada graficamente através de diagramas circulares.

Cada diagrama está dividido em 8 partes. As 4 partes da metade direita destinam-se à representação dos cátions e as de metade esquerda à representação dos aniões principais.

Quanto à cor, são representados a verde os parâmetros com valores abaixo do VMR; a amarelo, os valores situados entre o VMR e o VMA; e a vermelho, os parâmetros com valores acima do VMA. A branco, representam-se os parâmetros não analisados.

Depois de elaborados os diagramas para as águas da ilha da Madeira, excepto para as termais, gasocarbónicas, uma vez que o Decreto Lei nº236/98 não se lhes aplica, foram projectados na carta da ilha (Figura VI.19).

Da observação dos diagramas, verificamos que a maioria das águas subterrâneas amostradas são, em relação aos elementos maiores, de boa qualidade para consumo humano, estando representadas pela cor verde, não existindo parâmetros acima do VMA, ou seja representado com a cor vermelha.

Os amarelos observados, ocorrem essencialmente em relação com os teores em cloreto e sódio, nos furos situados mais próximo do mar, nas seguintes ribeiras: Socorridos, Porto Novo, Machico e no Caniço.

Existem, ainda, alguns valores pontuais, situados acima dos máximos recomendados:

- para os nitratos, no furo JK4 dos Socorridos, causado, como já referimos, por contaminação agrícola;

- para o cloreto, na nascente da Água d'Alto, causada pelos aerossóis provenientes do mar do norte;
- para o sódio no túnel dos Socorridos II, resultante de forte lixiviação da rocha, causada pela presença de CO₂, com grande extracção de sódio;
- e finalmente, para o sódio e o sulfato, na amostra nº 37 da galeria da Fajã da Ama, na qual o processo de lixiviação da rocha parece também ser intenso, e onde poderá ocorrer oxidação de sulfuretos, ou ainda, ascensão de H₂S profundo, pela falha que funciona como conduta hidrogeológica, drenando o Complexo Principal do Paul da Serra.

VII. CONCLUSÕES

" ... póde, a ilha da Madeira dizêr-se um volcão dormente pela difficuldade de decidir se ha completa extincção da reaccção do interiôr contra o exterior da terra em uma determinada localidade, mas volcão que deixa ver o espectaculo horroroso d'uma antiga devastação com as suas extensas planicies de lava ejectadas das entranhas da terra em torrentes inflammadas, e com as suas massas compactas e rugosas que fórmam enormes montanhas de rocha, contrastando esta moldura sombria e triste com uma vegetação graciosa, pastagens sempre verdes, valles deliciosos, campinas ferteis e bem cultivadas, bosques de loureiros, vistas variadas, aspectos grandiosos, sitios pittorescos, lagos, ribeiras, cascatas, flôres, todo esse painel arrebatador, que merecidamente deu á ilha o nome por que geralmente é conhecida de princeza do atlântico.

Dicionário Universal Português Ilustrado

Apesar de os conhecimentos adquiridos não terem esgotado, de modo algum, o tema abordado, este estudo proporcionou a aquisição de novos dados, no âmbito da vulcano-estratigrafia, da climatologia, da hidrodinâmica e da hidroquímica, que consideramos importantes contributos para o conhecimento da hidrogeologia da ilha da Madeira.

Para uma melhor sistematização, as conclusões do trabalho serão apresentadas numa sequência idêntica à dos sucessivos capítulos da tese:

VII.1 GEOLOGIA

O estudo de cartografia e vulcano-estratigrafia da Madeira, apresentado nesta tese da especialidade de Hidrogeologia, apesar de ter ultrapassado bastante o necessário para uma tese desta natureza, representa, apenas, um primeiro levantamento vulcano-estratigráfico da ilha, sendo possível vir-se a elaborar um trabalho de maior pormenor.

Os trabalhos de campo permitiram definir, até agora, sete unidades geológicas principais, descritas da mais antiga para a mais recente:

1- COMPLEXO VULCÂNICO ANTIGO (CA)

O Complexo Antigo compreende os afloramentos das rochas mais antigas da parte emersa, no actual nível de erosão da ilha. Embora, actualmente, bastante destruído, o CA constitui ainda uma grande mancha que as mais profundas ribeiras e a abrasão marinha vão pondo a descoberto, desde os 1600 m de altitude, nas zonas centrais da proto-ilha, até ao nível do mar.

Resultante de actividade subaérea, efusiva e explosiva, o CA é constituído por escoadas, cones e vastos campos de piroclastos, de todas as dimensões, encontrando-se profusamente cortado por filões. De maneira geral, os seus afloramentos estão muito alterados em materiais argilosos, com comportamento semelhante ao das regiões de modelado argiloso.

A erosão pôs a descoberto uma intrusão de rochas granulares que afloram no sítio do Massapez, na cota 250 m, numa extensão de mais de 400 m. Estes afloramentos representam os testemunhos da cristalização dos magmas alcalinos em bolsadas, no interior do edifício vulcânico. Dado que estão instalados no conjunto que forma o CA, poderão ser contemporâneos do final do Complexo Antigo ou da primeira fase do Complexo Principal.

2 - CALCÁRIOS MARINHOS DOS LAMEIROS-S. VICENTE (CM)

Actualmente, os calcários formam um afloramento de dimensão muito reduzida, localizado na margem direita da Ribeira de S. Vicente, aproximadamente a 2,5 km da foz, a uma altitude de cerca de 400 m. O afloramento é constituído essencialmente por conglomerados, que se julga estarem na base daquele depósito sedimentar marinho, restando, no topo, alguns vestígios dos calcários fossilíferos. Inicialmente consideradas de idade helveciana, estas rochas acabaram por ser atribuídas ao Vindoboniano (11,2 Ma). Dados mais recentes de geocronologia isotópica, obtidos numa escoada, que se encontra subjacente a estas formações sedimentares, atribuem a idade de 5,2 Ma. Sendo assim, os calcários depositaram-se no fim do Messiniano ou já no Pliocénico.

3 - DEPÓSITO CONGLOMERÁTICO-BRECHÓIDE (CB)

Esta formação sedimentar é constituída por espessos depósitos de enxurrada, bastante compactados e cimentados. Formado em clima muito diferente do actual, caracterizado por abundantes e concentradas chuvadas, este depósito conglomerático-brechóide, o CB, é constituído por, aproximadamente, 95% de clastos, em geral muito mal calibrados, com dimensões que vão desde escassos milímetros até cerca de 2 metros de maior dimensão. Quanto ao rolamento dos clastos, varia de angulosos, a grande maioria, a subangulosos, encontrando-se ainda calhaus rolados, principalmente os de menores dimensões. São frequentes, no interior da formação, intercalações arenosas e/ou puramente conglomeráticas.

Verifica-se que o CB próximo da fonte, que se julga ser o Maciço Central, é mais grosseiro, com clastos maiores e angulosos. Nas zonas mais distantes, os depósitos apresentam ainda níveis de alta energia com muitos calhaus angulosos, subangulosos e mal rolados, que alternam, por vezes, com níveis de baixa energia, constituídos por camadas pouco espessas, bem sedimentadas.

Quanto à natureza dos clastos, parece ser pouco variada (em amostra de mão), encontrando-se basaltos com fenocristais de piroxena, basaltos olivínicos,

basaltos vacuolares, alguns dos quais preenchidos por sílica secundária cristalizada e ainda traquitos, restos de bombas vulcânicas, areões, escórias, etc.. A matriz, derivada de material de natureza essencialmente basáltica, de cor negra, acizentada, varia de grosseira a fina, constituindo ela própria um conglomerado-brechóide; o cimento é muito pouco abundante nos afloramentos mais próximos da fonte, aumentando a quantidade de matriz fina e de cimento, a partir das zonas centrais para a periferia.

Quanto à extensão, esta formação mostrou ser ainda mais extensa do que se supunha inicialmente, encontrando-se ampla e irregularmente distribuída na ilha. Afloram em áreas de superfície variável com espessuras que chegam a atingir os 100 m e são perfeitamente impermeáveis, tal como as argilas, mesmo antes de estarem completamente lapidificados, fazendo-se, neles, a única circulação aquífera apenas por fracturas.

4 - COMPLEXO VULCÂNICO PRINCIPAL (CP)

Trata-se do complexo vulcânico que ocupa, quer em área, quer em volume, a maior parte emersa da ilha, tendo-se, a sua formação, prolongado, por um longo período de tempo.

Foi possível distinguir duas séries correspondentes a fases eruptivas diferentes, designadas por série superior e série inferior. Se, nalgumas áreas, é possível pô-las em evidência, noutras esse contacto dilui-se.

As rochas deste complexo são as responsáveis pelas maiores altitudes actuais, assim como pelas plataformas estruturais que ainda hoje se encontram na ilha.

Dentro da designação de Complexo Principal inferior incluem-se as primeiras erupções deste complexo caracterizadas por alternância de materiais explosivos e efusivos, representados por grandes cones de piroclastos e escoadas espessas e extensas designadas por mantos, que se encontram desde medianamente alterados, a muito alterados, com os piroclastos, na maior parte das vezes, transformados em tufos. Os derrames do CP inferior foram ainda ocupar algumas

depressões, principalmente as periféricas, encontrando-se, por isso, em algumas zonas, bastante inclinado.

O CP superior caracteriza-se por actividade essencialmente efusiva, de origem predominantemente fissural, que originou empilhamentos de espessos mantos, com alguns níveis de piroclastos intercalados, de pequena espessura e extensão. As escoadas desta série são sub-horizontais, inclinando suavemente para a periferia da ilha.

A separação entre a série inferior e a superior é essencialmente morfológica, apresentando, em geral, os derrames desta última escarpados mais íngremes do que a inferior, uma vez que é essencialmente constituída por um empilhamento de mantos sub-horizontais. Verificam-se ainda algumas diferenças na inclinação das escoadas, maior no CP inferior do que no superior e no tipo de materiais expelidos: no CP mais recente, há aumento do vulcanismo efusivo e diminuição do explosivo. Da série superior, são também os níveis freatomagmáticos e de pedra pomes que se encontram na costa sul da ilha, desde a Calheta até ao Funchal.

5- COMPLEXO VULCÂNICO S. ROQUE/PAUL (SRP)

Este complexo formou-se posteriormente ao entalhe dos grandes vales das ribeiras com posicionamento semelhante ao actual. Caracteriza-se por actividade vulcânica relativamente reduzida, com pouca representatividade, em termos de volume emerso da ilha.

As erupções, localizadas, foram essencialmente do tipo estromboliano, tendo, a maior parte das escoadas, preenchido, total ou parcialmente, alguns dos vales então existentes (Seixal, São Vicente, São Roque do Faial, Machico, etc.).

A sua maior expressão, em termos de área, situa-se no topo do maciço do Paul da Serra, onde se estende por uma superfície superior a 25 km², ocupando todo o chão do Paul, prolongando-se para norte e para NW.

6- EPISÓDIOS VULCÂNICOS RECENTES (VR)

A esta designação corresponde a actividade vulcânica que ocorreu desde há 120 000 anos, até há 25 000 anos. Trata-se de episódios vulcânicos bem localizados, essencialmente do tipo explosivo, com taxas de erupção reduzidas, situados, na sua maior parte, no Funchal e arredores, mas também no Porto Moniz.

7- DEPÓSITOS DE VERTENTE (dv), FAJÃS (fj), QUEBRADAS (q), DEPÓSITOS DE ENXURRADA RECENTES (dr), AREIAS DE PRAIA (ap), DUNAS FÓSSEIS (df), TERRAÇOS (t), E ALUVIÕES (a)

Recentemente, durante a abertura de um túnel rodoviário e de uma galeria de captação, foram encontradas, associadas a falhas, saídas de água quente contendo teores muito elevados de CO₂ livre. A persistência da saída de gases ao longo da falha indica não se tratar de gases acumulados nas rochas, mas, sim, associados a actividade vulcânica secundária muito incipiente.

VII.2 CLIMATOLOGIA

VII.2.1 Caracterização Climática da Ilha da Madeira

A caracterização climática da ilha da Madeira foi feita com base nos dados recolhidos em 27 pontos de observação climatológicos, dos quais 14 são estações meteorológicas e 13 são postos udométricos, o que representa uma densidade de 1 ponto de observação/27 km².

Verifica-se que a pluviosidade média anual aumenta com a altitude, desde o mínimo de 641,2 mm, no Funchal, à cota 58 m, na costa sul, até um máximo de 2966,5 mm, na Bica da Cana, aos 1560 m, na costa norte da ilha.

Apesar de insuficiente para explicar a totalidade da variabilidade espacial da precipitação, a altitude é o primeiro parâmetro a considerar, tendo-se constatado que a variação da precipitação com a altitude não era linear e que dependia da orientação das vertentes, sendo diferente na encosta norte e sul da ilha. O modelo que melhor se adapta aos dados da vertente norte é o polinómio de grau 3:

$P = 1339,5 - 0,769 * h - 0,00358 * h^2 - 0,00000156 * h^3$, com um coeficiente de determinação, $R^2 = 0,82$; e o polinómio, de equação:

$P = 623,2 + 0,604 * h + 0,001 * h^2 - 0,0000004 * h^3$, com um coeficiente de determinação, $R^2 = 0,9$, o modelo que melhor se adapta aos dados da vertente sul da ilha.

A precipitação mostrou variar, ainda, com o afastamento costeiro, tendo-se definido, à semelhança do que ocorreu em São Miguel, a existência de uma zona central, onde se verifica uma diminuição da precipitação com o embrenhamento insular.

Em relação à temperatura, existem actualmente, na Madeira, apenas 14 estações meteorológicas nos quais são registados os valores da temperatura do ar. Tal como para o estudo da precipitação, decidiu-se manter a distinção entre estações viradas a norte e a sul, tendo-se obtido as seguintes relações lineares:

Norte: $T = 17,79 - 0,0057 * h$, com $R = 0,98$

Sul: $T = 18,99 - 0,0064 * h$, com $R = 0,99$

A temperatura diminui com o aumento da altitude, sendo mais baixa na vertente norte, para a mesma altitude. Ao nível do mar, a diferença de temperatura entre as duas vertentes é de 1,2 ° C, diminuindo essa diferença com o aumento da altitude, até que, aos 1610 m, no Pico do Areeiro, é nula.

Podemos concluir que a orientação e altitude dos relevos permitem diferenciar dois domínios climáticos bem distintos, uma região de cotas baixas, onde os contrastes derivados da exposição dos relevos são mais evidentes, e zonas de maior altitude, nas quais se incluem os picos e os planaltos, onde as diferenças climáticas se atenuam.

VII.2.2 Balanço Hídrico do Paul da Serra

Efectuou-se o balanço hídrico sequencial diário, com base nos valores de precipitação média diária registados no Paul da Serra durante 15 anos hidrológicos, desde 1983/84 até 1997/98, tendo-se verificado que a recarga ocorre durante 11 meses, com maior intensidade de Setembro a Maio, sendo pequena em Julho e nula em Agosto.

Os coeficientes de infiltração obtidos variam entre um mínimo de 53,3 % e um máximo de 79,8 %, o que corresponde a um coeficiente médio de 71,7 %. Estes valores são, em geral, superiores ao obtido para o ano hidrológico de 1988/89, através do método do balanço de cloretos, de 61%.

Na avaliação do balanço hídrico do Paul da Serra, obtivemos uma descarga subterrânea superior (392 l/s) ao valor da recarga calculada a partir da precipitação sob a forma de chuva, apesar de ter sido calculada a partir de caudais de Verão, para que não contivesse escorrência superficial. Daqui se conclui que o balanço efectuado foi por defeito, uma vez que não considerámos a componente hídrica proveniente da precipitação oculta, que provou aqui, de um modo indubitável, constituir uma importante parcela da recarga subterrânea nas zonas altas da ilha da Madeira.

VII.2.3 Avaliação da Precipitação Oculta na Ilha da Madeira

Pretendeu-se quantificar a precipitação oculta na vegetação típica da ilha da Madeira, de modo a poder avaliar a contribuição daquele tipo de precipitação para os recursos hídricos subterrâneos, e, ainda, determinar qual o potencial daquele recurso natural, como contribuição importante às fontes tradicionais de abastecimento de água à ilha. Para o efeito, procedemos a dois tipos principais de medição: medição directamente sob a vegetação de altitude da Madeira, constituída essencialmente por *Erica arborea*, *Erica scoparia* e *Vaccinium padifolium*, que se desenvolve entre os 1200 e os 1600 m de altitude; e construção de aparelhos constituídos por obstáculos artificiais, de modo a interceptarem as gotículas de água contidas no nevoeiro. Optámos por um aparelho designado por "*Standard Fog Collector*", o SFC, cuja maior vantagem de utilização, para além da sua simplicidade, facilidade de construção e baixo custo, reside no facto de ser um aparelho amplamente divulgado e utilizado com sucesso, possibilitando, assim, análises comparativas dos dados recolhidos na Madeira com os obtidos em outras partes do mundo.

A média diária obtida, de cerca de 21 l/m²/dia, no SFC, colocado na Bica da Cana, revelou ser coerente com os resultados obtidos noutros locais, com o mesmo aparelho, verificando-se, no entanto, que a produção anual, uma vez que os nevoeiros são, nas zonas altas da Madeira, muito frequentes (cerca de 235 dias por ano), é a mais elevada de todas.

Perante os valores de precipitação oculta obtidos, quer com o SFC, 5001 l/m²/ano, quer sob a vegetação, três vezes e meia superior ao valor da precipitação média anual caída na zona, teremos de admitir a importância da precipitação oculta nas zonas altas da Madeira.

Dado que os valores obtidos ultrapassaram muito as expectativas, coloca-se como primeira prioridade de desenvolvimento futuro, a sistematização das

observações efectuadas sob as urzes, esperando vir a estender as medições a outras cotas, assim como a outros tipos de vegetação.

VII.3 HIDRODINÂMICA

A caracterização hidrodinâmica das formações da ilha da Madeira baseou-se nas observações feitas no interior das galerias e túneis em escavação, na análise dos registos de caudais de galerias e nascentes, e na interpretação de ensaios de bombeamento dos furos de captação.

A análise dos registos do caudal na galeria do Porto Novo mostra que este não varia, mantendo-se constante ao longo de todo o ano. Trata-se de um sistema em equilíbrio, em que existe uma alimentação permanente, proveniente da precipitação oculta, e da drenância exercida pelos espessos e extensos níveis de tufos, que drenam, em permanência, para os níveis inferiores, exercendo um forte poder regulador.

Na galeria do Rabaçal, verifica-se existir, apesar de pequena, uma resposta do caudal ao estímulo da recarga (calculada apenas a partir da chuva, sem considerar a precipitação oculta), que vai de 1 a 2 meses.

Com o objectivo de determinar os parâmetros hidrodinâmicos do sistema aquífero de base, conducente à compreensão do seu funcionamento hidrogeológico, procedeu-se à interpretação dos resultados de ensaios de bombeamento realizados nos 25 furos de captação.

Verificou-se que a grande maioria dos caudais específicos eram elevados, superiores a 10 l/s/m, correspondendo a formações do Complexo Principal. Os menores caudais específicos estão associados a materiais do Complexo Antigo,

caso de Machico, o JK6, JK7, JK8; no Santo da Serra, no JK11 e JK22, em piroclastos; e na Madalena do Mar, no JK24, em tufos do Complexo Principal.

A heterogeneidade e anisotropia que caracterizam os ambientes vulcânicos são, postas em evidência, ao observarmos as grandes diferenças de transmissividade existentes localmente, ou seja, nos furos situados dentro da mesma ribeira, e que captam a mesma formação vulcânica.

Verifica-se que os valores mais elevados de transmissividade correspondem, em geral, a aquíferos, em formações do Complexo Principal, onde chegam a atingir 25 766 m²/d. Quando se trata de piroclastos finos ou tufos, como no caso dos furos JK11 e JK22, no Santo da Serra, o JK24, na Madalena do Mar, e materiais do Complexo Antigo, muito alterados e intensamente atravessados por filões, as transmissividades são, naturalmente, menores (da ordem dos 11 m²/d). No entanto, as zonas conservadas, pouco alteradas do CA, poderão ter transmissividades mais altas.

A elevada transmissividade do furo JK12 (2263 m²/d), escavado em Complexo Antigo, poderá ficar a dever-se ao facto de se situar nas proximidades de uma falha de direcção E-W, a mesma que atravessa o túnel do Norte.

As falhas, principalmente as de caixa aberta, têm-se vindo a revelar importantes condutas hidrogeológicas, quer pelo modo como conduzem a água, quer pela abundância em que existem na ilha.

Obtiveram-se dois gradientes piezométricos distintos no sistema aquífero de base: o mais fraco, entre 0,0003 e 0,0064, corresponde a aquíferos localizados no Complexo Principal, caracterizados por uma elevada permeabilidade média; os mais fortes, entre 0,015 e 0,04, que correspondem a aquíferos situados em formações, em geral, pouco transmissivas e pouco permeáveis do Complexo Antigo.

A partir dos ensaios de bombeamento realizados nos furos de captação, que nos permitiram conhecer melhor o domínio litoral da ilha; dos registos dos caudais

das galerias e nascentes, que nos permitiram analisar o hidrodinamismo do domínio de altitude e, ainda, dos dados hidroquímicos obtidos, elaborou-se o seguinte modelo conceptual de funcionamento hidrogeológico para a ilha da Madeira:

1- Existência de aquíferos suspensos situados em altitude, em relação com níveis pouco permeáveis ou impermeáveis, que são, normalmente, tufos, escoadas argilificadas, níveis de cozimento em paleossolos ou basaltos alterados e depósitos freatomagmáticos.

Os aquíferos suspensos, por sua vez, podem ser subdivididos em superficiais e profundos. Os primeiros, situados a cotas mais elevadas, caracterizam-se por águas mais frias, pouco mineralizadas (condutividades entre 33 e 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$), com pH ácidos, e por possuírem fácies frequentemente cloretadas. São muito vulneráveis às variações do clima, variando os seus caudais ao longo do ano hidrológico, consoante a recarga, chegando mesmo, alguns deles, a esgotar.

Os aquíferos suspensos profundos, apesar de se situarem, ainda, no domínio de altitude, encontram-se a cotas mais baixas, possuindo circuitos subterrâneos superiores, de onde resultam águas um pouco mais mineralizadas e pH mais elevados do que os anteriores, sendo os seus caudais menos sensíveis às variações do clima.

2 - Apesar das heterogeneidades e descontinuidades que caracterizam os terrenos vulcânicos, parece existir na Madeira, a partir de uma certa profundidade, um nível de saturação regional ou aquífero vulcânico generalizado.

Este aquífero possui características distintas, consoante seja em formações do Complexo Principal, ou em Complexo Vulcânico Antigo, que constitui o núcleo da ilha.

Assim, no primeiro caso, em materiais do Complexo Principal, o aquífero caracteriza-se, em geral, por fortes transmissividades (1000 a 26 000 m^2/d),

gradientes piezométricos baixos (0,0003 a 0,0064) e águas medianamente mineralizadas (condutividades entre 100 e 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Por outro lado, em formações do Complexo Antigo, na maioria, muito alteradas, onde se encontram basaltos já argilificados e piroclastos transformados em tufos, uma vez que são as formações mais antigas existentes na ilha (ante Miocénico superior), o aquífero caracteriza-se por transmissividades mais baixas (17 a 2263 m^2/d), águas, em geral, bastante mais mineralizadas (condutividades que chegam a atingir 3300 $\mu\text{S}/\text{cm}$), e gradientes piezométricos mais elevados (em média 0,02), que, aliás, são, em parte, responsáveis pela elevada cota, acima dos 1000 m de altitude, atingida pelo nível de saturação regional.

Apesar do gradiente piezométrico baixo, observado nas formações do Complexo Principal do litoral da ilha, propõe-se uma ligação entre a zona profunda, saturada, do domínio de altitude, com a zona saturada do litoral, definindo-se, assim, um aquífero vulcânico generalizado que culmina no interior da ilha, acima da cota 1000 m. A relação proposta entre o domínio de altitude e o domínio litoral, necessita, para ser válida, de um aumento rápido do gradiente desde as zonas litorais para o centro do maciço, que poderá ser explicado pelos seguintes acontecimentos:

- a) As formações vulcânicas tornam-se cada vez menos permeáveis para o interior da ilha (formações alteradas do Complexo Principal inferior e do Complexo Antigo);
- b) Existência de uma formação sedimentar, impermeável, espessa e extensa, o Depósito Conglomerático Bréchoide;
- c) A quantidade de filões aumenta progressivamente para o interior do edifício vulcânico, contribuindo para diminuir a sua permeabilidade horizontal;

d) E ainda, pelo facto de a recarga ocorrer, predominantemente, nas zonas altas do interior da ilha.

3 - Sendo o vulcanismo na Madeira, essencialmente, do tipo fissural, todo o edifício vulcânico está intensamente cortado por filões subverticais, sendo de admitir que o aquífero vulcânico generalizado, esteja, localmente, quando os filões actuam como barreiras, limitado. Daí resulta que o nível de saturação geral da ilha não esteja representado por uma linha contínua, mas, sim, quebrada pelos filões subverticais, com variações bruscas de potencial entre compartimentos contíguos. Outra consequência da compartimentação do meio vulcânico, é a possibilidade de existirem, abaixo do nível de saturação regional, compartimentos ou células secas, localizados em zonas que não recebem recarga.

VII.4 HIDROQUÍMICA

A temperatura das águas subterrâneas da ilha da Madeira diminui, tal como a temperatura do ar, com a altitude, de acordo com a seguinte relação: Temperatura (°C) = 17,22 - 0,0056 * Cota (m). No entanto, a temperatura das águas é, na, maioria dos casos, mais baixa do que a do ar, para a mesma cota.

A grande maioria das águas, cerca de 70%, são águas frias, o que se deve a um rápido circuito através de um meio, em geral, muito transmissivo, o Complexo Principal. No entanto, as águas que circulam no Complexo Antigo, constituído, na sua maioria, por formações vulcânicas alteradas, pouco permeáveis, com circulação mais lenta, são águas mais quentes, ortotermais, pois houve tempo para entrarem em equilíbrio com a temperatura ambiente.

Existe, ainda, um grupo de 5 águas termais, a nº1 do túnel do Pico Grande, a nº2 do túnel da Encumeada, e as nº36, nº38, nº39 da galeria da Fajã da Ama, todas elas emergentes em falhas, no Complexo Antigo, com características muito próprias, bastante distintas das restantes, que representam, quer em quantidade, quer em volume de caudais captados, a grande maioria das águas da ilha da Madeira.

A distribuição espacial da condutividade revela um aumento da mineralização das águas com a profundidade e proximidade do mar, reflectindo, essencialmente, a crescente influência dos principais mecanismos mineralizadores das águas, a hidrólise de minerais silicatados das rochas e a contaminação por sais de origem marinha.

Caracterizam-se, em geral, por baixas mineralizações, com condutividades que vão desde os 33 até aos 501 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sendo as águas termais, que circulam no Complexo Antigo, bastante mais mineralizadas, com condutividades que vão desde os 594 aos 3300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, razão pela qual, a nº2, a nº38 e a nº39, se consideram mesmo, águas termominerais.

Constatámos também a existência de um grupo de águas com circulação de CO_2 em sistema aberto, ou seja, com entrada de CO_2 de origem profunda: no túnel do Pico Grande, a nº1; no túnel da Encumeada, a nº2; no túnel dos Socorridos II, a nº3; na galeria da Fajã da Ama, a nº36, a nº37, a nº38, e a nº39, das quais, as águas nº2, nº38 e nº39 recebem, mesmo, a designação de gasocarbónicas.

A maioria das águas amostradas possui pH superior a 7, indicando carácter alcalino. Apenas algumas águas das cotas mais altas são agressivas.

As alcalinidades das águas não termais são, em geral, baixas, variando as suas médias entre 31,8 e 75,1 mg/l, sendo nas águas termais, muito superior, 813 mg/l.

A maioria das águas são brandas, as águas dos furos são pouco duras, e apenas as águas termais n^o2, do túnel da Encumeada, e n^o39, da galeria da Fajã da Ama, são classificadas como muito duras.

O sódio é o catião mais importante seguido do cálcio, do magnésio e, por fim, o potássio. O bicarbonato é, na maioria das águas amostradas, o anião mais importante, seguido do cloreto e do sulfato.

As águas não termais têm concentrações de sílica baixas, com médias da ordem dos 23,7 a 42,9 mg/l. Os mínimos dizem sempre respeito a nascentes suspensas de altitude, onde a extensão da hidrólise é pequena, enquanto os valores mais elevados de sílica correspondem às águas termais, chegando a atingir 120 mg/l.

Consideram-se, assim, três grupos de águas, consoante os processos evolutivos predominantes: o primeiro, o das águas termais, cujo principal processo mineralizador é a hidrólise dos silicatos, favorecida pela presença abundante de CO₂ de origem profunda e pela temperatura, não sendo de excluir, ainda, a contribuição de H₂S e cloretos, também, de origem profunda; o segundo, que evolui por hidrólise e contaminação de sais de origem marinha, quer seja directamente, por mistura com água do mar, ou indirectamente, através de aerossóis marinhos presentes na atmosfera, como é o caso dos furos situados próximo do mar, das nascentes suspensas de altitude e das nascentes do litoral norte da ilha; e o terceiro grupo, o das restantes, que evolui unicamente por hidrólise.

A grande maioria das águas subterrâneas amostradas são, em relação aos elementos maiores, de boa qualidade para consumo humano, estando representadas pela cor verde, não existindo parâmetros acima do VMA, ou seja, representado com a cor vermelha.

Os amarelos observados ocorrem essencialmente em relação com os teores em cloreto e sódio, nos furos situados mais próximo do mar, nas Ribeiras dos Socorridos, do Porto Novo, de Machico e no Caniço; com o cloreto, na nascente

da Água d'Alto; com o sódio, no túnel dos Socorridos II; com o sódio e o sulfato, na amostra n°37 da galeria da Fajã da Ama; e, finalmente, com os nitratos, no furo JK4 dos Socorridos, causado por contaminação agrícola.

BIBLIOGRAFIA

AIRES-BARROS, L. (1983) - A geoquímica das “elementos imóveis” das rochas vulcânicas como caracterizadora do seu enquadramento geotectónico. O caso das lavas das ilhas do Príncipe e da Madeira. *Garcia de Horta, Sér. Geol., 6:127-136.*

AIRES-BARROS, L.; BASTO, M.J. E MATIAS, M.J. (1980) - Sobre a geoquímica das lavas da Ilha da Madeira. I- O comportamento do Ni, Cu, Zn, Zr, Y, Sr e Rb. *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, 16:137-152.*

AIRES-BARROS, L.; MATIAS, M.J. E BASTO, M.J. (1979) - Aferidores geoquímicos de fraccionamento magmático - o caso das lavas da Ilha da Madeira. *Comun. Serv. Geol. Portugal, 64:49-60.*

AIRES-BARROS, L.; MATIAS, M.J. E MIRANDA, A.M. (1974) - Preliminary note on the petrology of Madeira Island. *Bol. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, 14:5-27.*

ALBUQUERQUE, L.S.M. (1873) - Observações para servirem para a história geológica das ilhas da Madeira, Porto Santo e Desertas. *Mem. Acad. Real. Ciênc. Lisboa, 12 (1ª Parte.)*

ALMEIDA, C. (1979) - Programas para calculadoras de bolso com aplicações em hidrogeologia, Bol. Museu e Lab. Min. da Fac. de Ciências de Lisboa, vol. 16 (1), p. 101 - 122.

ALMEIDA, C.; ROMARIZ, C. E SILVA, M.O. (1984) - Hidroquímica da Ilha da Madeira. *Recursos Hídricos, 5(13):33-42.*

ALVES, C.A.M. E FORJAZ, V.H. (1991) - L’archipel de Madère: Un aperçu volcanologique. *Açoreana, 7(2):235-245.*

AMMA-Arquitectura e Planeamento, Lda (1993) – Plano Director Municipal da Ribeira Brava. Câmara Municipal da Ribeira Brava.

APPELO, C.A.J. E POSTMA, D. (1993) - Geochemistry, groundwater and pollution. *Ed. A.A.Balkema, Rotterdam, 536 p..*

ARAVENA R., SUZUKI O., POLLASTRI A. (1989) - Coastal fog and its relation to ground water in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology*, 79: 83-91.

AZEVEDO, J. AND MORGAN, D. L. (1974) - Fog precipitation in coastal California forests. *Ecology* 55: 1135-1141.

AZEVEDO, J.M.M. (1998) – Geologia e Hidrogeologia da Ilha das Flores (Açores). *Dissertação apresentada à Universidade de Coimbra para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Hidrogeologia. Dep. de Ciências da Terra, 2 volumes. Coimbra.*

AZEVEDO, J.M.M., E PORTUGAL FERREIRA, M.R. (1996) - As funções hidrogeológicas da cobertura vegetal endémica (*sphagnum*) e os impactes da sua remoção (Ilha das Flores, Açores). *JNICT, U.I. 75/94 e 304/94.*

BALADON, A.; GIODA, A. (1991) - Les brouillards à Santiago dans l'archipel du Cap-Vert, *Sécheresse*, 2(2), p.132.

BEAR, J. (1979) – Hydraulics of Groundwater. *Mc Graw-Hill.*

BEARD, K. V. E PRUPPACHER, H. R. (1969) - A determination of the terminal velocity and drag of small water drops by means of a wind tunnel, *J. Atmos. Sci.*, 26, p. 1066-1072.

BEDEMAR, V. (1837) - Resumo das observações geológicas feitas em uma viagem às ilhas da Madeira, Porto Santo e Açores, nos annos de 1835 e 1836.

BENITEZ, A. (1972) - Captacion de aguas subterráneas. *Ed. Dossat*, 2º ed., Madrid, 618 p..

BENNET, H.G. (1811) - Sketch of the Geology of Madeira. *Trans. Geol. Soc. London*, 1:391-398.

BERNER, E.K. E BERNER, R.A. (1987) - The global water cycle; Geochemistry and environment. *Ed. Prentice-Hall*, New Jersey, 397 p..

BYERS, H. R. (1953) - Coast redwoods and fog drip, *Ecology*. 34. 192-193.

CALADO, C. (1993) – Águas Minerais e Águas Termais. Conceitos e Classificação. In: *XIII Curso de Actualização de Geociências (APG/SPM): 11pp.*

CÂMARA, G. N. E LOUREIRO, J.J. (1988) – Medição de Caudais na Ilha da Madeira. *Geolis (2), 1 (1988): 71-76. Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

CARVALHO, A.M.G. E BRANDÃO, J.M. (1991) - Geologia do Arquipélago da Madeira. *Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa: 170 pp.*

CARVALHO, A.M.G.; CORREIA, F.; BERTHOU, P.; BARRIGA, F. E PRUDÊNCIA, I. (1990) - Estudo sedimentológico, petrográfico e geoquímico do calcário miocénico de Lameiros (São Vicente, Madeira). *VII Semana de Geoquímica. Resumos das comunicações.*

CARVALHO, M.R. (1989) - Hidspec, um programa de especiação e cálculo de equilíbrios água/rocha; aplicações. Dissertação para a obtenção do grau de Mestre, em Geologia Económica e Aplicada, FCUL, Lisboa, 238 p..

CARVALHO, M.R. (1999) – Hidrogeologia do Maciço Vulcânico de Água de Pau/Fogo, São Miguel – Açores. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor, em Hidrogeologia, FCUL, Lisboa.

CAS, R.A.F. E WRIGHT, J.V. (1987) - Volcanic successions; modern and ancient. *Ed. Chapman E Hall, London, 528 p..*

CASTANY, G. (1963) - *Traité pratique des eaux souterraines. Ed. Dunod, Paris, 657p..*

CASTANY, G. (1975) - *Prospección y Explotación de las Águas Subterráneas, Ediciones Omega, Barcelona.*

CASTANY, G. E NIKITIN, M. R. (1979) - Evaluation Regionale des Ressources en Eau Souterraine - Methodes d'évaluation en Ressources en Eau Souterraine. *Congrés de Vilnius, Compte-Rendus, A. I. H, URSS.*

CAVELIER, J. E GOLDSTEIN, G. (1989) - Mist and fog interception in elfin cloud forests in Colombia and Venezuela, *Journal of Tropical Ecology, 5.*

CENTRO DE ESTUDOS EM ECONOMIA DA ENERGIA, DOS TRANSPORTES E DO AMBIENTE (1989) – Plano Energético da Região Autónoma da Madeira, Relatório Base.

CERECEDA, P. E SCHEMENAUER, R. (1991) - The occurrence of fog in Chile. *American Meteorological Society, 30, 1097-1105.*

CERECEDA, P. E SCHEMENAUER, R. (1996) - La niebla: recurso para el desarrollo sustentable de zonas con déficit hidrológico. *Clima y agua: la gestion de um recurso climático. ISBN: 84-7952-172-4, p.25-33.*

CHAPTAL, L. (1962) - La captation de la vapeur d'eau atmosphérique, *Ann. Agronomiques (France), Jun.-Aout.*

COMISSÃO ADMINISTRATIVA DOS APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS DA MADEIRA (1969) - O Aproveitamento da Água na Ilha da Madeira. *Ministério das Obras Públicas. Lisboa.*

COMISSÃO ADMINISTRATIVA DOS APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS DA MADEIRA (1971) – Abastecimento da água à ilha da Madeira. Plano Geral. *Ministério das Obras Públicas. Lisboa.*

COMISSÃO NACIONAL DO AMBIENTE (1984) – Precipitação. Atlas do Ambiente, notícia explicativa I.4.1 e I.4.2.

COMISSÃO NACIONAL DO AMBIENTE (1984) - Temperatura. Atlas do Ambiente, notícia explicativa I.2.

COMISSÃO NACIONAL DO AMBIENTE (1985) – Humidade do ar. Atlas do Ambiente, notícia explicativa I.6.

COUTAGNE, A. (1954) - Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, 360-369.

CRAIG, H. (1961) - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

CRUZ, J.V. (1992) - Hidrogeologia da ilha de Santa Maria. Dissertação para a obtenção do grau de Mestre em Geologia Económica e Aplicada, FCUL, 2 vol., Lisboa, 486pp.

CRUZ, J.V. (1997) - Estudo Hidrogeológico da Ilha do Pico (Açores- Portugal). Dissertação de Doutoramento no Ramo de Geologia, Especialidade de Hidrogeologia. Departamento de Geociências, Universidade dos Açores, 433pp.

CRUZ, J.V., SILVA, M.O. E CARVALHO, M.R. (1992) - Hidrogeoquímica das águas subterrâneas da ilha de Santa Maria (Açores). *Geolis*, 6 (1-2), 121-135.

CRUZ, J.V., SILVA, M.O. E CARVALHO, M.R. (1997) - Síntese hidrogeológica da ilha de Santa Maria (Açores). Em publicação, *Geolis*.

CUNHA, F. R., 1964 - O problema da captação da água do nevoeiro em Cabo Verde. *Garcia de Orta*, vol. 12 (4), 719-756.

CUNTY, G. (1981) - Aeromotores y Aerogeradores. *Ediciones Marzo 80, Barcelona*.

CUSTODIO, E. (1975) - Hidrogeologia de las rocas volcanicas - III Congreso Internacione de Aguas Subterrâneas. Palermo. *Ponencia General. UNESCO - ESA - AIH*, 33-69.

CUSTODIO, E. (1978) - Geohidrologia de terrenos e islas volcánicas. Publ. 128, *Ed. Inst. Hidrologia - Centro Estudios Hidrograficos*, Madrid, 303 p..

CUSTODIO, E. (1983) - Nuevas contribuciones al conocimiento hidrogeologico de las islas Canarias. Hidrogeologia e Recursos Hidraulicos VII - *III Simposio de Hidrogeologia*, Ed. *Grupo de Trabajo de Hidrogeologia (AGE)*, Madrid, 705-717.

CUSTODIO, E. (1989) - Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. In: Isotope techniques in the study of the hydrology of fractured and fissured rocks, *Ed. IAEA, Vienna*, 87-137.

CUSTODIO, E. E LLAMAS, M.R (1983) - Hidrologia subterranea. *Ed. Omega S.A, 2ª ed., 2 Vol., Barcelona*, 2350 p..

CUSTODIO, E., LOPEZ GARCIA, L. E AMIGO, E. (1988) - Simulation par modèle mathématique de l'île volcanique de Ténériffe (Canaries, Espagne). *Hydrogéologie, 2*, 153-167.

DAVIS, J.C. (1986) - Statistics and data analysis in Geology. *Ed. John Wiley e Sons Inc., New York, 2ª ed., 646 p.*

DAVIS, S.N. (1974) - Changes in porosity and permteability with geologic time. *Proceedings Simpósio Internaciollal sobre hidrologia de terrenos volcanicos, Canarias*, 96-97.

DAVIS, S.N. E WIEST, R.J.M. (1966) - Hydrogeology. *Ed. Wiley e Sons, New York*, 463 p..

DINGMAN, S L. (1994) - Physical hydrology. *Ed. Macmillan Publ. Company, New York*, 575

DIRECÇÃO GERAL DOS RECURSOS E APROVEITAMENTOS HIDRÁULICOS (1984) - Curso Internacional de Hidrologia Operativa – *Edição Comemorativa do Centenário dos Serviços Hidráulicos. Manual, vol I e II. Lisboa.*

DREVER, J.I. (1997) - The geochemistry of natural waters: surface and groundwater environments. *Ed. Prentice-Hall, 3ª ed., New Jersey*, 436 p..

DROGUE, C. (1988) - Certains aspects de l'hydrogéologie des terrains volcaniques d'après les travaux du Séminaire de Madère (Septembre, 1987). *Hydrogéologique, 2*, 191-193.

DRUMMOND, J.P. (1818) - Notícias Mineralógicas da Ilha da Madeira. *O Investigador Português, 83:273-290.*

DUARTE, R. S. (1995) - Recursos Hídricos Subterrâneos da Ilha da Madeira. *Notícia explicativa VII.3, Atlas do Ambiente, Ministério do Ambiente e Recursos Naturais, Direcção Geral do Ambiente. Lisboa.*

DUARTE, R. S. (1998) – Prospecção e Captação de Águas Subterrâneas em Terrenos Vulcânicos – Arquipélago da Madeira. *Relatos e Resumos do 4º Congresso da Água, Lisboa. Associação Portuguesa dos Recursos Hídricos.*

DUARTE, R. S. E SILVA, M. (1988) - Captações de Águas Subterrâneas na Ribeira de Machico. *Geolis (2), 1 (1988): 55-62. Simpósios de Geologia*

Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.

DUARTE, R. S. E SILVA, M. (1988) – Características Hidrogeológicas da Galeria Complexo Hídrico 7 de Outubro. *Geolis (2), 1 (1988): 24-24. Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

DUARTE, R. S. E SILVA, M. (1988) – Condições Hidrogeológicas na Ribeira dos Socorridos. *Geolis (2), 1 (1988): 77-83. Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

ECKER, A (1976) - Groundwater behavior in Tenerife, volcanic island (Canary islands, Spain). *J. Hydrology, 28, 73-86.*

EKERN, P.C. (1964) - Direct interception of cloud water on Lanaihale, Hawaii. *Soil Sci. Soc. Ame. Proc. 28, 419-421.*

ELIAS, V., TESAR, M., BUCHTELE, J. (1995) - Occult precipitation: sampling, analysis and process modelling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology, 166, 409-420.*

EYRE, P.R. (1973) - Simulation of ground-water flow in Southeastern Oahu, Hawaii. *Ground Water, 23(3), 325-330.*

FÉRAUD, G.; SCHMINCKE, H.-U.; LIETZ, J.; GOSTAUD, J.; PRITCHARD, G. E BLEIL, U. (1984) - New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa Maria (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipelago) and Gran Canaria (Canary Islands). *Arquipelago, Rev. Univ. Açores, 5:213-240.*

FERREIRA, A.B. (1981) - Manifestações periglaciárias de altitude, na ilha da Madeira. *Finisterra, 16 (32):213-229.*

FERREIRA, H. A. (1965) - O Clima de Portugal - Região do Vale do Sado, *Fascículo VII. INMG.*

FERREIRA, H.A. (1955) - O Clima de Portugal. VIII: Açores e Madeira. *INMG (Lisboa).*

FERREIRA, J. M. (1979) – Pesquisas hidrogeológicas na ilha da Madeira. *Secretaria Regional do Equipamento Social. Funchal.*

FERREIRA, J. M. (1988) – Notas Hidrogeológicas sobre Algumas Captações de Água na Ilha da Madeira. *Geolis, 2(1):84-89. Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

FERREIRA, J. P. C. L. (1982) – Mathematical Model for the Evaluation of the Recharge of Aquifers in Semiarid Regions with Scarce Hydrogeological Data. *Memória n°582, LNEC, Lisboa.*

FERREIRA, M.P. (1969) - As ocorrências de rochas plutónicas na Ilha de Porto Santo. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 68:3-13.*

FERREIRA, M.P. (1985) - Evolução geocronológica e paleomagnética das ilhas do arquipélago da Madeira - uma síntese. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 99:213-218.*

FERREIRA, M.P. (1993) - Evolução geológica das ilhas do arquipélago da Madeira. In: *XIII Curso de Actualização de Geociências (APG/SPM): 13pp.*

FERREIRA, M.P.; MACEDO, C.R. E FERREIRA, J.F. (1988) - K-Ar geochronology in the Selvagens, Porto Santo and Madeira islands (Eastern Central Atlantic): A 30 m.y. spectrum of submarine and subaerial volcanism.

FERREIRA, M.P.; MACEDO, R.; COSTA, V.; REYNOLDS, J.h.; RILEY, J.E. E ROWE, M.W. (1975) - Rare-gas dating. III. Attempted uranium-helium dating of young volcanic rocks from the Madeira Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett., 25:142-150.*

FETTER, C.W. (1994) - Applied hydrogeology. *Ed. Prentice-Hall, 3 ed., New Jersey, 691 p..*

FONSECA, P., MADEIRA, J., SERRALHEIRO, A., RODRIGUES, C., NASCIMENTO PRADA, S., NOGUEIRA, C. (2000) – Dados geológicos preliminares sobre os alinhamentos tectónicos da ilha da Madeira. *Actas das Comunicações apresentadas à 2ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica, Lagos, Fevereiro de 2000, 351-352.*

FONSECA, P., MATA, J. AND MUNHÁ, J. (1998b) – Tectonic lineaments from Madeira Island evidenced from satellite image analysis and preliminary geological data, *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, Comun. Inst. Geol. Min., 84 (1); D 101 a D 104.*

FONSECA, P., MATA, J. AND RODRIGUES, D. (1998a) – Preliminary data on tectonic lineaments from Madeira Island. *GEologos – Revista do Dep. De Geol. da Fac. de Ciências da Univ.do Porto, 2, 89-90.*

FREEZE R. A. E CHERRY, J. (1979) - Groundwater. Prentice - Hall, Inc., p.604. London.

FRISCH, LENSCHOW, FAIRALL, SNIDER, (1994) - Stratus cloud liquid water and turbulence profiles using a Ka - Band Doppler Radar and a Microwave Radiometer. *Second International Conference on air-sea interaction and on*

meteorology and oceanography of the Coastal Zone - American Meteorological Society: 58-59.

FRITSCHEN, L. J.; DORAISWAMY, P., (1973) - Dew: an addition to the hidologic balance of Douglas fir. *Water Resources Research*, 9(4), 891-894.

FURTADO, A.; MADEIRA, M. E JEANROY, E. (1990) - Mineralogy of soils from Madeira Island (Portugal). Solubility of the iron oxides. *Sci. Géol. Bull.*, 43:139-149.

FURTADO, A.F.A. (1984) - As argilas dos solos da Ilha da Madeira. Alguns aspectos relacionados com a sua génese. *Anais, Inst. Sup. Agron. Lisboa*, 41:131-152.

FURTADO, A.F.A.S. E FONSECA, M.M. (1991) - Constituintes cristalinos e amorfos dos solos da Ilha da Madeira. Sua distribuição e origem. *Mem. Not.*, 112:265-274.

GAGEL, C. (1903) - Über geologische beobachtungen auf Madeira. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 55:117-122.

GAGEL, C. (1912) - Studien über den aufbau und die gesteine Madeiras. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 64:344-491. Tradução de A.R. Santos (Lisboa 1969).

GARY, H. L. (1972) - Rime contributes to water balance in high-elevation aspen forests, *J. For.*, 70, p. 93-97.

GIODA, A., BALADON, A., FONTANEL, P., MARTIN, Z. ET SANTOS, A. (1992) - L' arbre fontaine. *La Recherche*, 23: 1400-1408.

GISCHLER, C. (1990) - Em Foco. *Fontes Unesco n° 13:12.*

GLAS, G. (1960) - The fountain tree. Extracted from: History of the Canary Islands, 1764, by R. F. Wood, *Weather XV*, p.374.

GOMES, C., SANTOS, J.F. E SILVA, J.B.P. (1995) - Pedra Natural do Arquipélago da Madeira. "Poster" editado pelo Núcleo de Geologia da A.A.U.Aveiro.

GONFIANTINI, R., LONGINELLI, A. (1962) - Oxygen isotopic composition of fogs and rains from the north of Atlantic. *Experientia XVIII*, 222-223.

GOODMAN, J. (1982) - Water potential from advection fog. *Progress Report N° 1, Dept. Met. San Jose State Univ.*, California.

GOODMAN, J. (1985) - The collection of fog drip. *Water Resources Research*. 21, 392-394.

GOURGAND, B. E STIELGES, L. (1988) - Hydrogéologie du volcan de la Fournaise (île de la Réunion). *Hydrogéologie*, 2, 95-105.

GRABHAM, G.W. (1948) - Esboço da formação geológica da Madeira. *Bol. Mus. Mun. Funchal*, 3:65-83.

GRUNOW, J. (1952) - Nebelniederschlag: Bedeutung und Erfassung einer Zusatzkomponente der Niederschlags, *Ber. Deut. Wetterd. U. S.—Zone*, 7 (42), p. 30-34.

GURNELL, A. M., (1976) - A note on the contribution of fog drip to stream flow. *Weather*, 31: 121-126.

HANTRICK, A. A. E BOWLING, D. J. (1973) - A study of the relationships between root and shoot metabolism. *Jour. Exp. Bot*, 24, p. 607-613.

HARR, R. D. (1982) - Fog drip in the Bull Run Municipal Watershed, Oregon. *Water Resources. Bull.* 18: 785-789.

HARTUNG, G. (1864) - Geologische beschreibung der inseln Madeira und Porto Santo. *Engelmann, Leipzig*.

HERAS, R (1972) - Métodos prácticos para el estudio de aguas subterráneas. *Ed. Centro de Estudios Hidrográficos*, Madrid, 564 p..

HOERNLE, K.; ZHANG, Y.S. E GRAHAM, D. (1995) - Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the Eastern Atlantic and Western and Central Europe. *Nature*, 374:34-39.

HUGES, R. N.; BRIMBLECOMBE, P. (1994) - Dew and guttation: formation and enviromntal significance, *Agric. For. Met.*, 67, p. 173-190.

HURST, G. W. (1959) - Collection of water from cloud at Gibraltar. *Meteorological Office, London*. pp 341-352.

INGEBRITSEN, S.E. E SCHOLL, M.A. (1993) - The hydrogeology of Kilauea volcano, *Geothermics*, 22(4), 255-270.

INGRAHAM, N. L. AND MATTHEWS, R. A. (1988) - Fog drip as a source of ground water recharge in Northern Kenya. *Wat. Resour. Res.* 24: 1406-1410.

INGRAHAM, N. L. AND MATTHEWS, R. A. (1990) - A stable isotopic study of fog: the Point Reys Peninsula, California, U.S.A. *Chemical Geology*, 80: 281-290.

INGRAHAM, N. L. AND MATTHEWS, R. A. (1995) - The importance of fog-drip water to vegetation: Point Reys Peninsula, California. *Journal of Hydrology*, 164, 269-285.

INGWERSEN, J. B. (1985) - Fog drip, water yield, and timber harvesting in the Bull Run municipal watershed, Oregon, *Wat. Res. Bull.*, 21(3), p. 469-473.

INSTITUTO HIDROGRÁFICO (1974) - Carta Hidrográfica da Ilha da Madeira na Escala 1/80 000.

INSTITUTO HIDROGRÁFICO (1990) - Carta Hidrográfica do Arquipélago da Madeira na Escala 1/150 000.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA (1979) – Clima e condições meteorológicas na região da Madeira. Lisboa.

JACOB, C.E. (1940) - On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 72(2), 574-586.

JACOB, C.E. (1950) - Flow of groundwater. *Engineering hydraulics*. Ed. Wiley e Sons, New York.

JANIK, C. J., NATHENSON, M. E SCHOLL, M.A. (1994) - Chemistry of spring and well waters on Kilauea volcano, Hawaii, and vicinity. *Open-File Report 94-86, U.S. Geol. Survey*, 166 p..

JOIN, J. L. (1991) - Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire Le Piton des Neiges - île de la Reunion. Thèse de Doutorat, Université de la Reunion, 187pp.

JOIN, J. L., COUDRAY, J. E LONGWORTH, K. (1997) - Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. *J. Hydrology*, 190, 1-18.

JOIN, J. L., POMME, J.-B., COUDRAY, J. E DAESSLE, M. (1988) - Caractérisation des aquifères basaltiques en domaine littoral. Impact d'un récif coralien. *Hydrogéologie*, 2, 107-115.

KERFOOT, O. (1968) - Mist precipitation on vegetation. *Forest Abstr.*, 29: 8-20.

KRÁSNY, J. (1993) - Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Water*, 31(2), 230-236.

KRUSEMAN, G. P. E DE RIDER (1970) – Analyses and Evaluation of Pumping Tests Data. *Int. Inst. For Land Reclamation and Improvement*. Netherlands.

LANGMUIR, D. (1997) - Aqueous environmental geochemistry. Ed. Prentice-Hall, New Jersey, 600 p..

LAU, L.S. E MINK, J.F. (1995) - Groundwater modeling in Hawaii: a historical perspective. In: *Groundwater models for resources analysis and management*, Aly I. el-Kadi ed., Ed. CRC Press, Boca Raton, 253-274.

- LENCASTRE, A. E FRANCO, F. M. (1984)** - Lições de Hidrologia. *Universidade Nova de Lisboa*.
- LLOYD, J.W. E TELLAM, J.H. (1988)** - Caracterization hidroquímica de las aguas subterráneas en áreas costeras. *Simpósio Internacional 17AC 88*, Granada, Espanha, 1-18.
- LOGAN, J. (1964)** - Estimating transmissibility from routine production tests of waterwells. *Ground Water*, 2(1), 35-37.
- LOPEZ GARCIA, L., BETHENCOURT, J.F. E ANGUIA BARTOLOME, F. (1992)** - Un nuevo modelo de simulación del flujo en la isla de Tenerife. *Hidrogeología e Recursos Hidráulicos XVII - V Simposio de Hidrogeología*, Ed. *Asociación Española de Hidrología Subterránea*, Madrid 135-149.
- LOUREIRO, J.J.M. (1983)** - Monografia hidrológica da Ilha da Madeira. *Recursos Hídricos*, 5(2):53-71.
- LOVETT, G. (1988)** - A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (USA) Sub alpine Forest. M. H. Unsworth and D. Fowler (Editors), *Acidic Deposition at High Elevation Sites*. *Kluwer, Norwell*: 309-320.
- LOVETT, G. M. (1984)** - Rates and mechanisms of cloud water depositions to a sub alpine balsam fir forest. *Atmospheric Environment*, 18: 361-371.
- LOVETT, G., REINERS W. (1983)** - Cloud water: An important vector of atmospheric deposition. In: Prupacher et al. (Editors), *Precipitation Scavenging, Dry Deposition, Resuspension*. *Elsevier, Amsterdam*: 171-180.
- LOVETT, G., REINERS W. (1986)** - Canopy structure and cloud water deposition in sub alpine coniferous forests. *Tellus 38B*: 319-327.
- LOVETT, G., REINERS W., OLSON, R. (1982)** - Cloud droplet deposition in sub alpine balsam fir forests: Hydrological and Chemical Inputs. *Science. Reprint Series*, vol 218: 1303-1304.
- LYELL, Ch. (1854)** - On the geology of some parts of Madeira. *Quater. J. Geol. Soc. London*, 10:325-328.
- MACAULAY, J. (1840)** - Notes on Physical Geography, Geology and Climate of the Island of Madeira. *Edinburg of New Philos. Journal*. 1-39.
- MACDONALD, G.A., ABBOTT, A.T. E PETERSON, F.L. (1983)** - Volcanoes in the sea. Ed. *Univ. Hawaii Press*, 2A ed., 517 p..
- MACHADO, M. SOUSA (1984)** - O Clima de Portugal - Balanço Hídrico e Clima do Arquipélago da Madeira, XXXIII. *INMG*.

MARQUES, Z. (1994) – Avaliação dos Recursos Hídricos Superficiais da Ilha da Madeira. *Laboratório Nacional de Engenharia Civil*. Lisboa

MARZOL, V., DORTA, P., VALLADARES, P., MORIN, P., SANCHEZ MEGIA, J., ABREU, M. (1994) - La captation de l' eau a Tenerife - Utilization des brouillards. *Publications de l' Association Internationale de Climatologie, Volume 7: 83-91.*

MATA, J. E KERRICH, R. (1995a) - Radiogenic isotope (Sr, Nd and Pb) evidence for a multi-component origin of the Madeira Island mantle source. *Terra Nova, 7 (Abs. Suppl. n° 1; EUG 9, Strasbourg): 161.*

MATA, J. E KERRICH, R. (1995b) - A influência da litosfera nas peculiaridades geoquímicas das lavas da Ilha da Madeira. *Memórias (Mus. Lab. Min. Lab. Geol. Univ. Porto), n° 4: 751-754.*

MATA, J. E MUNHÁ, J. (1995) - Perfis de difusão do Ca em xenocristais olivínicos da Ilha da Madeira: Sua utilização como geocronómetro. *Memórias (Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto), n°4:755-759.*

MATA, J. E MUNHÁ, J. (1999) – The evolution of the volcanic island of Madeira in the light of K-ar data. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro, 86, pp. 279-288.*

MATA, J., (1996) - Petrologia e Geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução mantélica. *Dissertação apresentada à Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Doutor em Geologia, na especialidade de Geoquímica. Dep. de Geologia, FCL, 471 pp.*

MATA, J., KERRICH, R., MACRAE, AND WU (1998) – Elemental and isotopic (Sr, Nd, and Pb) characteristics of Madeira Island basalts: evidence for a composite HIMU-EM I plume fertilizing lithosphere. *Can. J. Earth Sci. 35: 980-997.*

MATA, J.; MacRAE, N.D.; WU, C.T. E MUNHÁ, J. (1989) - Petrogénese das lavas da Ilha da Madeira: Nota preliminar. *Comun. Serv. Geol. Portugal, 75:73-87.*

MATA; J.; BOSKI, T.; BOVEN, A. E MUNHÁ, J. (1995) - Geocronologia das lavas da Madeira: Novas datações K-Ar. *Gaia: 11:53-56.*

MATTHEWS, R. A., AND INGRAHAM, N. L. (1988) - Fog drips - hydrogeological implications in ground water. *Geol. Soc. AM., Abstr. Prog., vol 20, no 7.*

MEADEN, G. T. (1979) - The quantitative measurement of fog and rime deposition using fog-gauges. *Weather, 34, 384-390.*

MENDONÇA, J.J.L. (1992) - Contribuição para o conhecimento da hidrogeologia do arquipélago dos Açores. *Mem. e Notícias do Mus. Lab. Min. Geol Univ. Coimbra*, 113, 57-74.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS (1975) - Estudio Cientifico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Madrid.

MISSÃO TÉCNICA DE ESTUDOS HIDRÁULICOS DA ILHA DA MADEIRA (1940) - Relatório da Missão – *Ministério das Obras Públicas*, Lisboa.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1976) - Geology of Middle Atlantic Islands. *Gebrüder Borntraeger (Berlin)*: 382 pp.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1979) - Notes on the geomorphology of Madeira. *Bol. Mus. Mun. Funchal*, 32:5-18.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1980) - The calderas of Macaronesia. *Bol. Mus. Mun. Funchal*, 33:5-43.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1981) - Structural features of sedimentary rocks of Macaronesia. *Arquipélago, Rev. Univ. Açores*, 2:121-151.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1985a) - Radiometric studies in Macaronesia. *Bol. Mus. Mun. Funchal*, 37:52-85.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1985b) - On some unusual valleys in Macaronesia. *Arquipélago, Rev. Univ. Açores*, 5:223-265.

MONTAGGIONI, M.L. (1969) - Sur la présence de coraux profonds et de thanatocoenoses quaternaires dans l'archipel de Madère (Océan Atlantique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268:3160-3163.

MOP-UNESCO (1975) - Estudio científico de los recursos de agua en las islas Canarias. Ed. MOP-UNESCO, Vol. 2 (Provincia de Las Palmas), Madrid, 335 p..

MORAIS, J.C. (1939) - A Ilha da Madeira. A estrutura da montanha vulcânica. *Bol. Soc. Geografia*, 57:227-253.

MORAIS, J.C. (1945) - O Arquipélago da Madeira. *Mem. Not. Publ. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 15:1-61.

MOREIRA, M.E.S.A. (1987) - Recreation and conservation of the Madeira Islands. *Ocean and Shoreline Management*, 11:409-425.

MOREIRA, V.S.; CORREIA, M.J. E SILVA, M.L.A. (1989) - Sismicidade e sismotectónica da região Portugal Continental - Açores - Madeira. In: *Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, LNEC:63-71.

MORGAN, W.J. (1971) - Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 327:587-591.

MORGAN, W.J. (1972) - Plate motions and deep mantle convection. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 132:7-22.

MORGAN, W.J. (1983) - Hotspot tracks and the early rifting on the atlantic. *Tectonophysics*, 94:123-139.

MOURA ESTEVES, J. (1988) – Problemas Estruturais da Captação de Águas Subterrâneas do Complexo Hídrico 7 de Outubro. *Geolis* (2), 1 (1988) 34-37. *Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

MOUSINHO DE ALBUQUERQUE, L.S. (1837) - Observações para servirem para a história geológica das ilhas da Madeira, Porto Santo e Desertas. *Mem. Acad. Real. Ciênc. Lisboa*, 12 (1ª Parte.)

MUNHÁ, J.; PALÁCIOS, T.; MacRAE, N.D. E MATA, J. (1990) - Petrology of ultramafic xenoliths from Madeira Island. *Geol. Mag.*, 127:543-566.

MURTEIRA, B. MÜLLER, D., TURKMAN, K. (1993) – Análise de Sucessões Cronológicas. *McGrall-Hill*, 293 pp.

NAGEL, J. F. (1956) - Fog precipitation on Table Mountain. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 82: 452-460.

NASCIMENTO PRADA, S. E SERRALHEIRO, A. (1999) – Stratigraphy and Evolutionary Model of Madeira Island. *Bocagiana n° 200, Maio, 2000: 13 pp. Museu Municipal Funchal.*

NASCIMENTO PRADA, S. E SILVA, M. O. (1998) – Contribuição da Precipitação Oculta para os Recursos Hídricos Subterrâneos da Ilha da Madeira. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, Comun. Inst. Geol. Min.*, 84 (2); E-118 a E-121.

NASCIMENTO, S. E SILVA, M. O. (1994) – Fog drip as a source of groundwater recharge in volcanic oceanic islands. *Actas do International Volcanological Congress, IAVCEI – Ankara, 1994.*

NASCIMENTO, S. L. R. (1990) - Estudo Hidrogeológico do Paul da Serra (Ilha da Madeira). *Tese de Mestrado (Univ. Lisboa): 147 pp.*

NEVES, H. C., VALENTE, A., FARIA, B., SILVA, I., MARQUES, J., GOUVEIA, N., SILVA, P., OLIVEIRA, P. (1996) - Laurissilva da Madeira, caracterização quantitativa e qualitativa. *Parque Natural da Madeira*. 192 pp.

NOVO, M., LEITÃO, T., TORE, C., FERREIRA, J. P. (1994) - Avaliação dos recursos hídricos subterrâneos da Ilha da Madeira - Relatório final, 99/94 - *GIAS, LNEC, Lisboa.*

- OBERLANDER, G. T. (1956)** - Summer fog precipitation on the San Francisco peninsula. *Ecology* 37: 851-852.
- OGDEN, L. (1965)** - Estimating transmissibility with one drawdown. *Ground Water*, 3(3), J51-54.
- OLLIER, C. (1988)** - Volcanoes. *Ed. Basil Blackwell Ltd.*, Oxford, 228 p..
- PARSONS, J. J. (1960)** - "Fog drip" from coast stratus, with special reference to California. *Weather* XV, 58-62.
- PEREIRA, E. C. N. (1989)** - Ilhas de Zargo, Vol. 1 e 2, 4ªedição. *Câmara Municipal do Funchal*.
- PETERSON, F.L. (1972)** - Water development on tropic volcanic islands.type example: Hawaii. *Ground Water*, 10(5), 18-23.
- PETERSON, F.L. (1993)** - Hydrogeology of volcanic oceanic islands. In: *Selected Papers on Environmental Hydrology*, Y.Sakura ed., IAH, Vol. 4, Ed. Heise, 163-171.
- PIPER, A.M. (1944)** - A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analisys. *Trans. Am. Geoph Union*, 25, 914-923.
- POUCHAN, P., FAISSOLE, F., HUMBERT, L., PELISSIER-HERMITTE, G. (1988)** - Aspects de l'hydrogéologie en Polynésie française. *Hydrogéologie*, 2, 169-182.
- PRICE, J. S. (1992)** - Blanket bog in Newfoundland. Part 1. The occurrence and accumulation of fog-water deposits; Part 2. Hydrological processes, *Jour. Hydrol.*, 135, p. 87-119.
- RAMOS, A, G. (1879)** - Ilha da Madeira, 2 Tomos. Lisboa, tip. de Gutierres da Silva.
- REIS, E. (1996)** – Estatística Descritiva. *Ed. Sílabo*. Lisboa.
- RETALLACK, B. J. (1979)** - Compêndio para a formação profissional de pessoal meteorológico da classe IV. *INMG*. Lisboa.
- RIBEIRO, O. (1985)** - A Ilha da Madeira até Meados do Século XX. *Instituto de Cultura e Língua Portuguesa (Lisboa): 138 pp.*
- RICARDO, R. P., CÂMARA, E., FERREIRA, M. (1992)** - Carta dos solos da Ilha da Madeira. *Estudo elaborado para a RAM, 162 pp.*
- RODRIGUES, D.M.M. E AYALA-CARCEDO, F.J. (1994)** - Landslides in the Machico area on Madeira Island. *7th International IAEG Congress:1495-1500.*

RODRIGUES, R. (1993) - Condensação da água de neblinas como incremento da precipitação - relato de experiências prévias. *Rel. 113/93-NHHF, LNEC, Lisboa.*

RODRIGUES, R. (1994) - Condensação da água de neblinas como incremento da precipitação - idealização do dispositivo experimental. *Rel. 275/94-NHHF, LNEC, Lisboa.*

RODRIGUES, R. (1995) - Hidrologia de Ilhas Vulcânicas. Tese para obtenção do grau de Especialista, *LNEC, pp 397.*

ROMARIZ, C. (1971a) - Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas. XII- Calcaritos afânicos da Ilha da Madeira. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 12:55-65.*

ROMARIZ, C. (1971b) - Notas petrográficas sobre rochas sedimentares portuguesas. XI- Os biocalcaritos neríticos de S. Vicente (Ilha da Madeira). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 12:55-65.*

ROMARIZ, C. E PRATES, S. (1986) - Argilas de alteração da Ilha da Madeira (Nota prévia). *Maleo (Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal), 2 (13):39.*

SABINO, A. A. (1982) - Análise de alguns aspectos do problema dos recursos hídricos em Cabo Verde. *Problemas de Recursos Hídricos em Ilhas e Zonas Costeiras, SEMINÁRIO 285, 485-542, LNEC, Lisboa.*

SCHEMENAUER, R. (1986) - Acidic deposition to forest: the 1985 chemistry of high elevation fog (CHEF). *Project. Atmosphere-Ocean, 24: 303-328.*

SCHEMENAUER, R. S. (1988) - Fog water to quench a desert thirst, *WMO Bulletin, 37 (4), p. 281-287.*

SCHEMENAUER, R. S.; ISAAC, G. A. (1984) - The importance of cloud top lifetime in the description of natural cloud characteristics, *J. Climate and Appl. Met., 23, p. 267-279.*

SCHEMENAUER, R., CERECEDA P. (1991). Fog-water collection in arid coastal locations. *Ambio, vol 20 n° 7: 303-308.*

SCHEMENAUER, R., CERECEDA P. (1994) - A Proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. *American Meteorological Society, 33, 1313-1322.*

SCHEMENAUER, R., CERECEDA P. (1994) - Fog collection's role in water planning for developing countries. *Natural Resources Forum, 18 (2), 91-100.*

SCHEMENAUER, R., CERECEDA P., CARVAJAL, N. (1987) - Measurements of fog water deposition and their relationships to terrain features. *Journal of Climate and Applied Meteorology, 26,1285-1291.*

SCHEMENAUER, R., FUENZALIDA, H., CERECEDA P. (1988) - A neglected water resource: The Camanchaca of South America. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 69: 137-147.

SCHEMENAUER, R., JOE, P. (1989) – The collection Efficiency of a massive fog collector. *Atmospheric Research*, 24: 53-69.

SCHMINCKE, H.-U. (1973) - Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores island groups. *Geol. Soc. America Bull.*, 84:633-648.

SCHMINCKE, H.U. (1982) - Volcanic and chemical evolution of the Canary islands. In: *Rad, U.Von et al. eds: Geology of the northwest african continental margin: 273-305. Springer-Verlag.*

SCHOELLER, H. (1962) - Les eaux souterraines. *Ed. Masson, Paris, 642 p.*

SECRETARIA REGIONAL DA HABITAÇÃO, OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTES E COMUNICAÇÕES (1995) - Fog drip as a way to increase precipitation amounts. Direcção Regional Ordenamento do Território e Recursos Hídricos. *Região Autónoma dos Açores.*

SERRALHEIRO, A. (1970) - Geologia da Ilha de Maio (Cabo Verde). Ed. Junta de Investigação do Ultramar, 103 pp.

SERRALHEIRO, A. (1976) - A Geologia da Ilha de Santiago (Cabo Verde). *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa, 14:1-218.*

SERRALHEIRO, A. (1984) - Geologia de Vulcões. *Geonovas - Revista da Associação Portuguesa de Geólogos, 6:3-6.*

SERRALHEIRO, A. (1990) - Comportamento das Rochas Vulcânicas à circulação das águas - *GEOLIS, vol IV, fascículo 1e 2, p, 135-140.*

SERVIÇO CARTOGRÁFICO DO EXÉRCITO (1975) - Carta Militar de Portugal, 1:25 000, folhas nº 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 e 9 da ilha da Madeira.

SILVA, C. G. (1984) - O Regime Hídrico da Madeira: a vaca madeirense. pp 5.

SILVA, F. A. DA, E MENESES C. A. (1965) - Elucidário Madeirense, Vol. II, 3ª edição da Junta Geral do Distrito Autónomo do Funchal, p.448.

SILVA, G.H. (1957) - Nota sobre alguns gastrópodes terrestres fósseis das ilhas da Madeira e Selvagens. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Min. Geol. Univ. Coimbra, 48:33-44.*

SILVA, L.C.; MUNHÁ, J. E BARRIGA, F. (1975) - Contribuição para o conhecimento das rochas granulares da Madeira. *Bol. Soc. Geol. Portugal, 19:203-237.*

SILVA, M.J.B.L. (1988) - Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia pela F.C.U.L., Lisboa, 377 p..

SILVA, M.O. (1984) - Hidrogeologia do Algarve oriental. Dissertação para a obtenção do grau de Doutor em Geologia pela F.C.U.L., Lisboa, 260 p..

SILVA, M.O. (1987) - Guia de excursões geológicas na Madeira. In: *Simpósios de Geologia Aplicada e do Ambiente: V-Hidrogeologia das Rochas Vulcânicas. Dep. Geol. Univ. Lisboa.*

SILVA, M.O. (1988) - Hidrogeologia da Ilha da Madeira. *Geolis*, 2(1):96-102

SILVA, P., G. ET AL. (1996) - A Detailed Evaluation of the Whole Occuring Madeira Laurel Forest- Laurisilva.

SPENK G. (1989) - Programa de levantamento de dados anemométricos na Ilha da Madeira/ -Portugal - Relatório Final. *IBEK*, Bremen.

SPENK G. (1990) - Possibilidades de aproveitamento da energia eólica na Madeira - Estudo de Viabilidade. *IBEK*, Bremen.

SRHOTC (1995) - Fog drip as a way to increase precipitation amounts. Direcção Regional Ordenamento do Território e Recursos Hídricos, Secretaria Regional da Habitação, Obras Públicas, Transportes e Comunicações. Região Autónoma dos Açores.

STIELTJES, L., GOURGAND, B. E STEENHOUDT, M. (1988) - Modes de circulation et de gisement de l'eau souterraine dans uns volcan bouclier basaltique; exemple de l'ile de la Reunion, milieu océanique tropical. *Hyrogéologie*, 2, 83-94.

STIELTJES, L., STEENHOUDT, M., GOURGAND, B. E DAESSLE, M. (1986) - Atlas hydrogéologique de la Réunion. *Ed. BRGM-Conseil Général de la Réunion.*

STIFF, M.A. (1951) - The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *J. PetroL Tech.*, 3(10), 15-17.

STRAUSS, S. (1991) - To catch a cloud. *Technology Review*, May/June 1991:18-19.

TAKASAKI, K.J. (1993) - Groundwater in Kilauea volcano and adjacent areas of Mauna Loa volcano, island of Hawaii. *Open-File Report 93-82, U.S. Geol. Survey*, 28 p..

TAKASAKI, K.J. E MINK J.F. (1985) - Evaluation of major dike-impounded groundwater reservoirs, island of Oahu, Hawaii. *Water-Supply Papet 2217, U.S. Geol. Survey*, 77 p..

TAKASAKI, K.J. E MINK, J.F. (1982) - Water resources of southeastern Oahu, Hawaii. Water-Resources Investigation 82-628, *U.S. Geol. Survey*, 89 p..

TAYLOR, G. (1983) - Hydrogeologic evaluation of the Cidrão Galery. *Câmara Municipal do Funchal*. Madeira.

THEIS, C.V. (1935) - The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. In: *Physical Hydrogeology*, R. Freeze e W. Back eds., Ed. Hutchinson Ross, Stroudsburg, 431p..

THORNE, P., LOVETT G., REINERS W. (1982) - Experimental Determination of Droplet Impaction on Canopy Components of Balsam Fir. *Journal of Applied Meteorology*, 21: 1413-1416.

THORNTHWAITE, C. W. (1948) - An Approach Toward a National Classification of Climate. *Geograph. Review*, vol. 38 (1), p. 55 – 94.

TIERNO, J. (1897) - Relatório do Veterinário do Funchal. *Boletim da Direcção Geral de Agricultura*, sexto ano, nº 11.

TODD, D.K. (1980) - Groundwater hydrology. Ed. John Wiley e Sons, Inc., 2 Ed., New York, 535 p..

TURC, L. (1955) - Le bilan d'eau des sols: relations entre les precipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agron.*, 5-13.

TWOMEY, S. (1957) - Precipitation by direct interception of cloud-water. *Weather* 12:120-122.

VALENTE, A. E SILVA, P. (1990) - Laurisilva, Water and Soil, communication presented to the meeting: "*Evolution and Conservation in the North Atlantic Islands*", Manchester, 4-6 September, 1990.

VIOLETTE, S., LEDOUX, E., GOBLET, P., E CARBONNEL, J.P. (1997) - Hydrologic and thermal modeling of an active volcano: the Piton de la Fournaise, Reunion. *J. Hydrology*, 191, 37-63.

VOGELMANN, H. W., SICCAMI, T., LEEDY, D., OVITT D. (1968) - Precipitation from fog moisture in the Green Mountains of Vermont. *Ecology* 49, 1205-1207.

WALES-SMITH, B. G. (1983) - An inexpensive device for measuring net dewfall, *Weather*, 38(2), p. 54-56.

WALKER, G. (1973) - Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A - 274, 107-118.

WATKINS, N.D. E ABDEL-MONEM, A. (1971) - Detection of the Gilsa geomagnetic polarity event on the Island of Madeira. *Geol. Soc. America Bull.*, 82:191-198.

WEIBEL, M. (1972) - Chemical study of rocks from Madeira, Porto Santo and São Miguel, Terceira (Azores). *N. J. Miner. Abh.*, 117(3), 253-281.

WENT, F. W. (1955) - Fog, mist, dew, and other sources of water. *Yearbook of Agriculture. US Dep. of Agriculture.* Washington D. C., 103-109.

WINOGRAD, I.J. (1971) - Hydrogeology of ash-flow tuff: a preliminary statement. *Water Resources Research*, 74, 994-1006.

WOLLASTON, T.V. (1878) - Testacea Atlantica or the Land and Freshwater Shells of the Azores, Madeira, Selvagens, Canaries, Cape Verde and Saint Helena. Londres.

WOOD, W.W. E FERNANDEZ, L.A. (1988) - Volcanic rocks. In: Hydrogeology, W.Back, J.S.Rosenshein e P.R.Seaber eds., *The Geology of North Arnerica*, V. O-2, *Ed. Geol. Soc. Arnerica*, Boulder, 353-365.

ZBYSZEWSKI, G. (1971) - Reconhecimento geológico da parte ocidental da Ilha da Madeira. *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, 15:7-23.

ZBYSZEWSKI, G. (1972) - Levantamentos geológicos na parte oriental da Ilha da Madeira e nas Desertas. *Mem. Acad. Cienc. Lisboa*, 16:29-40.

ZBYSZEWSKI, G.; FERREIRA, O.V.; MEDEIROS, A.C.; AIRES-BARROS, L.; SILVA, L.C.; MUNHÁ, J. E BARRIGA, F. (1975) - Notícia Explicativa das Folhas "A" e "B" da Ilha da Madeira. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. *Serv. Geol. Portugal*, 53pp.

ZIEHEN, W. (1981) - The sand-patch of Ponta de São Lourenço, Madeira. *Bocagiana, Mus. Municipal Funchal*, 57:1-14.

DIAGRAMAS DE STIFF

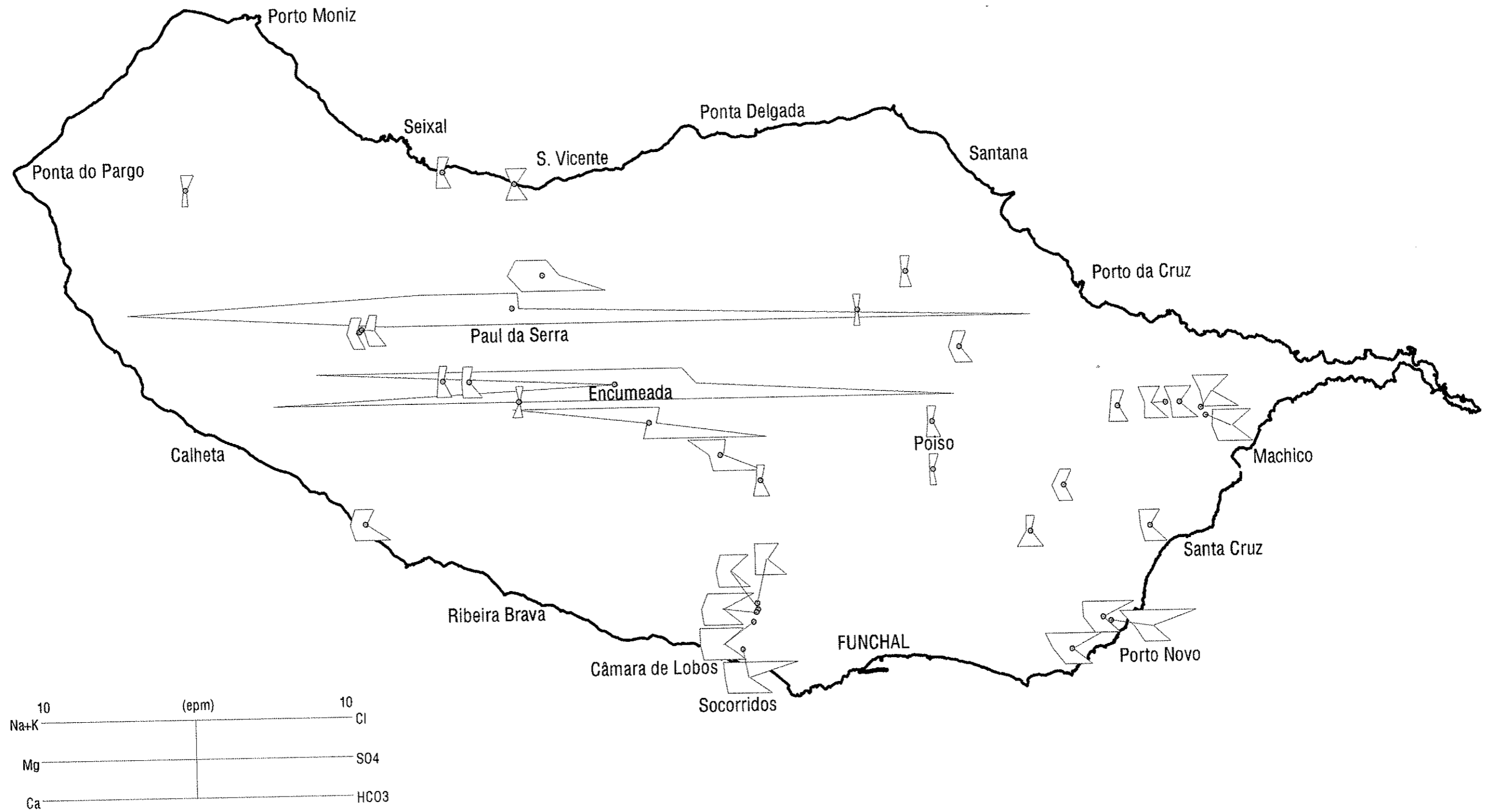
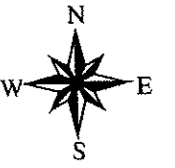
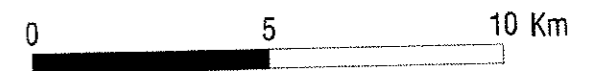


Figura VI.18 – Projecção dos diagramas de Stiff no mapa da Ilha da Madeira



DIAGRAMAS DE STIFF

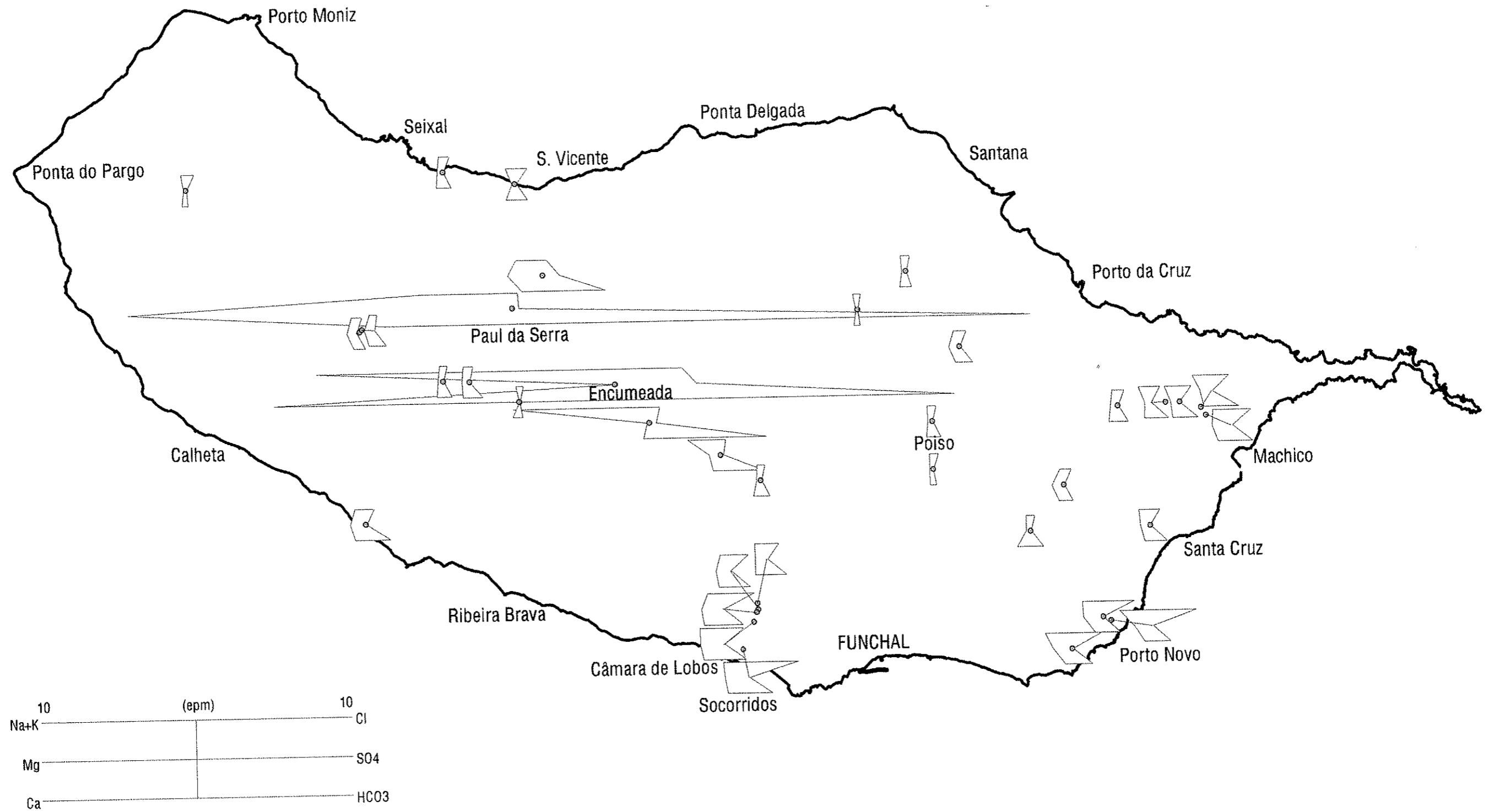
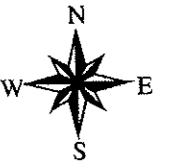
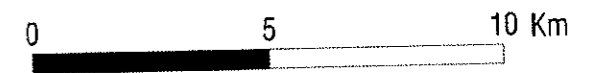
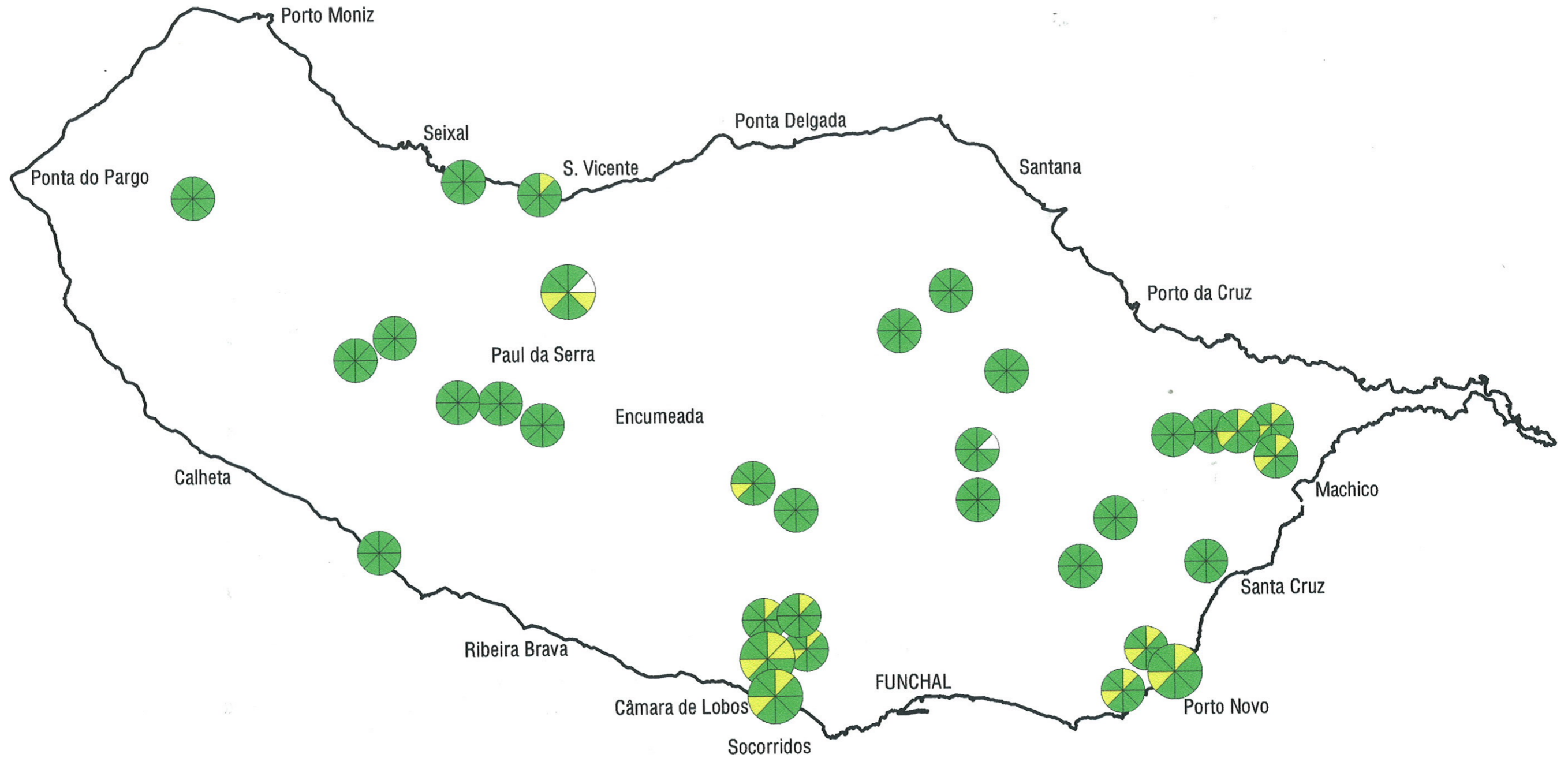


Figura VI.18 – Projecção dos diagramas de Stiff no mapa da Ilha da Madeira



DIAGRAMAS DE QUALIDADE DA ÁGUA



Legenda

- < VMR
- > VMR, < VMA
- > VMA
- Sem dados

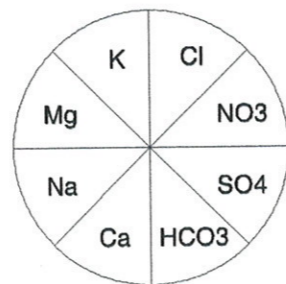


Figura VI.19 – Projecção dos diagramas de qualidade da água

