

# MEMÓRIAS

DO  
INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

## NEOTECTÓNICA EM PORTUGAL CONTINENTAL

*J. CABRAL*

MEMÓRIA 31  
LISBOA 1995

Director: *M. Magalhães Ramalho*

Comissão Editorial: *J. H. Monteiro, M. Ramalho, A. Ribeiro, G. Zbyszewski*

Coordenação: *M. Judite Matias*



SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA  
INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

Rua da Academia das Ciências, 19, 2.º  
1200 LISBOA — PORTUGAL

# MEMÓRIAS

DO

INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO

N.º 31

NEOTECTÓNICA EM PORTUGAL CONTINENTAL

*J. CABRAL\**

LISBOA  
1995

# MEMÓRIAS

INSTITUTO BRASILEIRO DE PESQUISA TECNOLÓGICA

INSTITUTO BRASILEIRO DE PESQUISA TECNOLÓGICA

## ÍNDICE GERAL

ÍNDICE DE FIGURAS .....	9
ÍNDICE DE TABELAS .....	13
ÍNDICE DE ESTAMPAS .....	15
PRÓLOGO .....	19
AGRADECIMENTOS .....	21
RESUMO .....	23
I. INTRODUÇÃO. OBJECTIVOS DO TRABALHO .....	25
I.1. Definições de neotectónica .....	25
I.1.1. Definições diversas .....	25
I.1.2. Conceito utilizado .....	25
I.2. Os estudos de neotectónica em Portugal continental: enquadramento do presente trabalho .....	26
I.3. Objectivos do trabalho .....	27
II. ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE NEOTECTÓNICA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS ACTIVAS .....	28
II.1. Critérios de identificação de actividade neotectónica. Situações de tectónica estacionária e de transição .....	28
II.2. Tipos de deformação neotectónica .....	29
II.2.1. Movimentos verticais da crosta .....	30
II.2.2. Movimento em falhas. Noção de falha activa .....	31
II.3. A definição «estática» de actividade tectónica e o conceito de «grau de actividade» .....	33
III. CRITÉRIOS DE ACTIVIDADE TECTÓNICA UTILIZADOS. METODOLOGIA DE AQUISIÇÃO DE DADOS .....	34
IV. AS REFERÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS UTILIZADAS E O PROBLEMA DA SUA DATAÇÃO ..	35
V. AS RAÑAS. SUA UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA ESTRATIGRÁFICA .....	39
V.1. Considerações gerais sobre as <i>rañas</i> à escala da Ibéria .....	39
V.1.1. A definição de <i>raña</i> .....	39
V.1.2. A génese das <i>rañas</i> .....	40
V.1.2.1. Modelo de transição sedimentar contínua .....	40
V.1.2.2. Modelo de rotura sedimentar .....	41
V.1.3. A influência do clima e/ou da tectónica na génese das <i>rañas</i> .....	41
V.1.4. A idade das <i>rañas</i> .....	43

V.2. As <i>rañas</i> no território de Portugal continental .....	44
V.2.1. Definição. <i>Rañas</i> de planície e <i>rañas</i> de sopé .....	44
V.2.2. As <i>rañas</i> portuguesas: depósitos climáticos ou tectofácies? .....	46
V.2.3. Idade das <i>rañas</i> em Portugal: enquadramento estratigráfico .....	48
V.2.3.1. Bacia do Sado .....	49
V.2.3.2. Planalto litoral alentejano .....	49
V.2.3.3. Península de Setúbal .....	51
V.2.3.4. Periferia da Cordilheira Central. Regiões de Sarzedas e Lousã-Arganil .....	53
V.2.4. As <i>rañas</i> em Portugal. Conclusão .....	55
VI. A «SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL DA MESETA» E A SUA RELAÇÃO COM AS <i>RAÑAS</i> . UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA GEOMORFOLÓGICA .....	58
VI.1. O Maciço Hespérico. Evolução da cadeia orogénica varisca .....	58
VI.2. Evolução morfológica do Maciço Hespérico. O clima e a tectónica .....	58
VI.3. A «Superfície Fundamental da Meseta» .....	60
VI.4. O relevo apalachiano no soco: as cristas quartzíticas. O modelo da «superfície gravada» ou <i>etchplain</i> .....	61
VI.5. O relevo apalachiano no Maciço Hespérico em Portugal .....	64
VI.6. A superfície da Meseta Ibérica em Portugal e suas relações com as <i>rañas</i> . Utilização como referência nos estudos de neotectónica .....	66
VI.7. Os depósitos de <i>raña</i> e a superfície da Meseta Ibérica na identificação de deformações neotectónicas: conclusão .....	69
VII. O PLANALTO LITORAL E OS SEDIMENTOS CORRELATIVOS. SUA UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA ESTRATIGRÁFICA E GEOMORFOLÓGICA .....	71
VII.1. Introdução .....	71
VII.2. Região da Península de Setúbal .....	72
VII.3. Região a ocidente de Coimbra e Pombal .....	76
VII.4. Região a ocidente da serra dos Candeeiros. A plataforma de Aljubarrota e o «Vale Tifónico» de Caldas da Rainha .....	79
VII.5. Região litoral do Baixo Alentejo e Algarve Ocidental .....	84
VII.6. Conclusão .....	87
VIII. DEFORMAÇÕES NEOTECTÓNICAS EM PORTUGAL CONTINENTAL: MOVIMENTOS VERTICAIS DA CROSTA .....	89
VIII.1. Introdução .....	89
VIII.2. Referência geral utilizada: o nível do mar .....	90
VIII.3. Metodologia utilizada .....	91
VIII.3.1. Áreas litorais .....	91
VIII.3.2. Regiões interiores .....	91
VIII.3.2.1. Exemplo da região do Norte da Beira e Nordeste Transmontano .....	92
VIII.3.2.2. Exemplo da região do Baixo Alentejo e Algarve Ocidental .....	93
VIII.4. Apresentação dos resultados. O mapa de movimentos verticais .....	94

VIII.5. Análise dos resultados .....	94
VIII.5.1. Características gerais .....	94
VIII.5.2. Algumas situações particulares .....	97
VIII.5.2.1. Região do Minho Ocidental .....	98
VIII.5.2.2. Região do vale inferior do rio Tejo .....	102
VIII.6. Análise quantitativa: cálculo das taxas de deslocamento vertical .....	106
<b>IX. DEFORMAÇÕES NEOTECTÓNICAS EM PORTUGAL CONTINENTAL: MOVIMENTOS EM FALHAS .....</b>	<b>109</b>
IX.1. Introdução. A herança estrutural .....	109
IX.2. Falhas com componente predominante de movimentação inversa .....	110
IX.2.1. Área interior do território .....	111
IX.2.1.1. Falha de Morais .....	111
IX.2.1.2. Falhas de bordo da Cordilheira Central .....	111
IX.2.1.2.1. Bordo setentrional da Cordilheira Central: a falha Seia-Lousã ..	111
a - Características gerais .....	111
b - Evidências geomorfológicas de actividade neotectónica .....	113
c - Evidências estratigráficas de actividade neotectónica .....	113
d - A evolução cenozóica da falha Seia-Lousã e o enquadramento da actividade neotectónica no seu contexto .....	116
e - Estimativa da taxa de actividade .....	118
IX.2.1.2.2. Bordo meridional da Cordilheira Central .....	119
a - Falha de Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo .....	119
b - Falha de Galdins-Rapoula-Chão da Vã .....	121
c - Falha do Ponsul .....	121
IX.2.1.3. Falha Vidigueira-Moura .....	122
IX.2.2. Área litoral do território .....	125
IX.2.2.1. Falha de Monte Chão (Bouça da Gândara, S. Pedro da Torre, Minho) .....	125
IX.2.2.2. Sistema de diapiros do litoral estremenho .....	126
IX.2.2.3. Falha de Quiaios (serra da Boa Viagem, Figueira da Foz) .....	130
IX.3. Falhas com componente predominante de movimentação de desligamento .....	133
IX.3.1. Lineamentos de Tomar-Évora e do rio Sôr .....	133
IX.3.2. Desligamentos com deslocamentos verticais associados .....	135
IX.3.2.1. Falha Manteigas-Vilariga-Bragança .....	135
IX.3.2.2. Falha Penacova-Régua-Verin .....	140
IX.3.2.2.1. Troço Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar .....	140
IX.3.2.2.2. Depressão de Chaves .....	143
IX.3.2.2.3. Troço Mortágua-Barreiro de Besteiros .....	145
IX.3.2.2.4. Extremidade meridional .....	147
IX.3.2.2.5. Hidrotermalismo .....	147

IX.4. Falhas com componente predominante de movimentação normal .....	149
IX.4.1. Considerações gerais .....	149
IX.4.2. Bacia de Rio Maior. A falha do Cidral .....	149
IX.4.3. Falhas de orientação submeridiana .....	151
IX.4.4. Falha de Grândola .....	152
IX.5. Falha Odemira-Ávila e lineamento do vale inferior do Tejo .....	155
IX.5.1. Falha Odemira-Ávila (ou da Messejana) e alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sinceira .....	155
IX.5.1.1. Sector Campo Maior-Ervidel .....	157
IX.5.1.2. Sector Ervidel-Relíquias .....	159
IX.5.1.2.1. Elementos bibliográficos .....	159
IX.5.1.2.2. Observações de campo .....	162
IX.5.1.3. Sector Odemira-S. Teotónio .....	163
IX.5.1.4. Alinhamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira .....	164
IX.5.1.4.1. Fosso de S. Miguel (Odesseixe) .....	165
IX.5.1.4.2. Fosso de Aljezur e áreas vizinhas .....	166
IX.5.1.4.3. Fosso da Sinceira .....	168
IX.5.1.5. Reactivação cenozóica e actividade neotectónica na falha Odemira-Ávila e no alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sinceira. Conclusão ...	169
IX.5.2. Lineamento ou falha do vale inferior do Tejo .....	171
IX.5.2.1. Enquadramento regional .....	171
IX.5.2.2. Evidências da falha do vale inferior do Tejo .....	172
IX.5.2.2.1. Evidências geomorfológicas .....	172
IX.5.2.2.2. Evidências obtidas por detecção remota .....	173
IX.5.2.2.3. Evidências sísmológicas .....	174
IX.5.2.2.4. Outras evidências geofísicas .....	178
IX.5.2.2.5. Evidências geológicas .....	178
IX.5.2.3. O prolongamento meridional do lineamento do vale inferior do Tejo. Dados de microtectónica na Península de Setúbal .....	180
IX.5.2.3.1. Microfalhas nos areiros da vala de Santa Marta (Santa Marta de Corroios-Carrascos) .....	180
IX.5.2.3.2. Microfalhas na arriba da Fonte da Telha .....	183
IX.5.2.4. Conclusão .....	185
IX.6. Conclusão. Taxas de actividade nas falhas activas .....	186
X. A SISMICIDADE EM PORTUGAL CONTINENTAL. RELAÇÕES COM A NEOTECTÓNICA .....	189
X.1. Introdução .....	189
X.2. Sismicidade nas regiões do banco submarino de Goringe e no Golfo de Cádiz .....	192
X.3. Sismicidade nas regiões interior e litoral do território português e na margem continental ocidental .....	193
X.3.1. Considerações gerais .....	193

X.3.2. Distribuição de epicentros. Relações com a neotectónica .....	194
X.3.3. Distribuição da energia sísmica libertada. Relações com a neotectónica .....	196
X.3.4. Algumas considerações sobre a distribuição de hipocentros .....	198
<b>XI. O CAMPO DA TENSÃO NO PERÍODO NEOTECTÓNICO. MODELO DE EVOLUÇÃO GEODINÂMICA .....</b>	<b>203</b>
XI.1. As trajectórias da tensão no território continental português .....	203
XI.1.1. Introdução .....	203
XI.1.2. Dados de ovalização de furos de sondagens .....	203
XI.1.3. Dados de medições da tensão <i>in situ</i> .....	204
XI.1.4. Determinação de mecanismos focais de sismos .....	204
XI.1.5. Dados de neotectónica .....	207
XI.1.5.1. Dados de microtectónica: análise dinâmica de populações de superfícies de falha estriadas .....	207
XI.1.5.2. Estimativa das trajectórias da tensão a partir da orientação das falhas activas .....	209
XI.1.6. As trajectórias da tensão no território continental português: conclusão .....	209
XI.2. Modelo geodinâmico .....	212
XI.2.1. A zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar .....	212
XI.2.1.1. Sector ocidental .....	212
XI.2.1.2. Sector central .....	213
XI.2.1.3. Sector oriental .....	214
XI.2.1.4. Região do Arco de Gibraltar .....	215
XI.2.2. Enquadramento do território continental português no contexto tectónico regional. Modelo geodinâmico proposto .....	216
XI.2.2.1. Introdução .....	216
XI.2.2.2. Características neotectónicas e sismotectónicas particulares em Portugal continental .....	216
XI.2.2.2.1. Assimetria dos movimentos verticais .....	216
XI.2.2.2.2. Taxas de levantamento no litoral .....	217
XI.2.2.2.3. Distribuição da sismicidade .....	217
XI.2.2.2.4. O monte submarino de Tore: evidências de deformação da litosfera oceânica .....	218
XI.2.2.2.5. Trajectórias da tensão na fachada atlântica ocidental .....	218
XI.2.2.2.6. Particularidades referentes aos sismos históricos de 60-63 a.C. e 1755 .....	219
XI.2.2.3. Modelo geodinâmico proposto .....	219
XI.2.2.4. Implicações do modelo geodinâmico proposto: conclusão .....	224
Referências Bibliográficas .....	225
Anexos .....	239
Estampas .....	253

## ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1 — Esquema de organização do relevo do Maciço Hespérico em três níveis principais .....	62
Fig. 2 — Modelo de morfogénese dos relevos apalachianos do Maciço Hespérico .....	63
Fig. 3 — A — Cortes geológicos transversais à zona de falha do Ponsul .....	67
B — Representação esquemática do comportamento da falha do Ponsul no Neogénico e Quaternário .....	68
Fig. 4 — Esboço morfológico representando níveis marinhos no litoral da Arrábida .....	73
Fig. 5 — Perfil longitudinal projectado dos relevos da cadeia orogénica da Arrábida .....	74
Fig. 6 — Perfil interpretativo geral de alguns dos principais elementos morfológicos da Península de Setúbal .....	74
Fig. 7 — Perfil topográfico da região a ocidente da serra dos Candeeiros .....	79
Fig. 8 — Perfil longitudinal projectado da vertente ocidental da serra dos Candeeiros .....	80
Fig. 9 — Esquema de evolução pós-pleiocénica do Fosso Lusitânico e dos diapiros nos seus bordos .....	83
Fig. 10 — Esquema do modelo de reconhecimento das movimentações verticais .....	91
Fig. 11 — Mapa de movimentos verticais plio-quadernários .....	95
Fig. 12 — Esboço morfológico do Minho Ocidental .....	100
Fig. 13 — Esboço morfológico, em perspectiva, da região situada a leste de Coimbra .....	112
Fig. 14 — Evolução esquemática de uma escarpa de falha inversa por erosão .....	113
Fig. 15 — Cortes geológicos representando o cavalgamento de Portela de Carvalhal .....	114
Fig. 16 — Esquema de evolução da falha Seia-Lousã no Neogénico .....	117
Fig. 17 — Esboço panorâmico da fachada meridional da Cordilheira Central .....	119
Fig. 18 — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos dos contactos soco-sedimentos medidos na falha do Ponsul .....	122
Fig. 19 — Esboço panorâmico da escarpa de falha da Vidigueira .....	123
Fig. 20 — Cortes geológicos transversais ao «vale tifónico» de Caldas da Rainha, passando pelo anticlinal de Campo .....	127

Fig. 21 — Modelos de evolução dos diapiros do litoral estremenho para depressões tectónicas no Pliocénico terminal e Quaternário .....	129
Fig. 22 — Corte geológico expedito de uma zona de falha em Quinta da Terrincha (bordo oriental da bacia da Vilaríça) .....	137
Fig. 23 — Possível deflexão do percurso do rio Douro pela zona de falha Manteigas-Vilaríça-Bragança ...	139
Fig. 24 — Corte geológico transversal às falhas da Régua e de Mesão Frio .....	141
Fig. 25 — Corte geológico esquemático de uma zona de contacto por falha soco-sedimentos em Ponte da Petisqueira (Vila Real) .....	142
Fig. 26 — Corte geológico esquemático de uma zona de contacto por falha soco-sedimentos em Rib. <sup>o</sup> da Marinheira (Vila Real) .....	143
Fig. 27 — Corte geológico detalhado evidenciando microfalhas quaternárias em Quinta do Carvalhal (bordo ocidental da bacia da Vilaríça), e esquema interpretativo .....	148
Fig. 28 — Perfis geológicos transversais à bacia sedimentar de Rio Maior .....	150
Fig. 29 — Corte geológico esquemático transversal à serra de Grândola .....	153
Fig. 30 — Corte geológico esquemático da zona de falha da Messejana em Falcoeiras .....	158
Fig. 31 — Representação esquemática da «faixa de transição» associada à zona de falha da Messejana ....	159
Fig. 32 — Representação esquemática da relação entre a falha da Messejana, o rio Sado e os seus terraços, e a superfície das <i>rañas</i> .....	160
Fig. 33 — Cortes geológicos transversais à falha da Messejana .....	161
Fig. 34 — Corte geológico esquemático da falha da Messejana em Corte Vicente Anes .....	163
Fig. 35 — Corte geológico esquemático de uma zona de deformação associada à falha da Messejana, em Boavista dos Pinheiros (Odemira) .....	164
Fig. 36 — Cortes geológicos esquemáticos transversais à falha de Baiona-Gralheiras (Odesseixe) .....	166
Fig. 37 — Corte geológico transversal à zona de falha no bordo ocidental do fosso tectónico de Aljezur ..	167
Fig. 38 — Corte geológico esquemático no troço vestibular da Rib. <sup>a</sup> de Aljezur, evidenciando deformações neotectónicas .....	168
Fig. 39 — Corte geológico na bacia do Tejo (margem direita) .....	173
Fig. 40 — Carta de isossistas do sismo de 26 de Janeiro de 1531 .....	174

Fig. 41 — Carta de isossistas do sismo de 23 de Abril de 1909 .....	175
Fig. 42 — Mapas de isossistas dos sismos de 23 de Abril de 1909 e 26 de Janeiro de 1531 .....	176
Fig. 43 — Cortes geológicos detalhados evidenciando microfalhas em sedimentos pliocénicos na Península de Setúbal .....	181
Fig. 44 — Representação em projecção estereográfica da atitude de microfalhas em sedimentos pliocénicos na área de St. <sup>a</sup> Marta de Corroios (Península de Setúbal) .....	182
Fig. 45 — Representação em projecção estereográfica da atitude de microfalhas afectando sedimentos pliocénicos em Fonte da Telha (Península de Setúbal) .....	183
Fig. 46 — Diagramas de síntese das taxas de actividade de diversas falhas activas em Portugal continental .....	186
Fig. 47 — A — Mapa de distribuição de epicentros na Península Ibérica e áreas adjacentes .....	189
B — Mapa de distribuição de epicentros em Portugal continental e áreas vizinhas .....	190
C — Mapa de distribuição da sismicidade histórica em Portugal continental e áreas vizinhas .....	191
Fig. 48 — Carta de isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755 em Portugal continental .....	193
Fig. 49 — Carta de isossistas do sismo de 11 de Novembro de 1858 .....	194
Fig. 50 — Mapa de distribuição da energia sísmica libertada em Portugal continental e áreas vizinhas (de 63 a.C. a 28-9-1990) .....	197
Fig. 51 — Corte E-W representando a distribuição de hipocentros de sismos ocorridos em Portugal continental e área atlântica adjacente .....	199
Fig. 52 — A — Mapa de epicentros de sismos ocorridos em Portugal continental e área atlântica adjacente com profundidade focal igual ou superior a 30 km .....	200
B — Corte E-W representando a distribuição dos hipocentros dos sismos referidos em A .....	201
Fig. 53 — Projecção estereográfica dos eixos P de mecanismos focais referentes a alguns sismos ocorridos em Portugal continental e área atlântica adjacente .....	206
Fig. 54 — Projecção estereográfica das orientações do eixo da tensão compressiva máxima ( $\sigma_1$ ) obtidas em estudos de microtectónica na falha do Ponsul .....	208
Fig. 55 — Projecção estereográfica das orientações do eixo da tensão compressiva máxima ( $\sigma_1$ ) obtidas em estudos de microtectónica na falha da Vidigueira .....	208
Fig. 56 — Mapa de indicadores da tensão no território continental português .....	211
Fig. 57 — Enquadramento neotectónico do território continental português, integrando o modelo geodinâmico proposto .....	220

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela I</b> — Síntese de velocidades de deformação vertical da crosta (levantamento) em diferentes áreas do globo terrestre .....	32
<b>Tabela II</b> — Cronologia das <i>rañas</i> com base em dados referentes ao território espanhol .....	44
<b>Tabela III</b> — Síntese de dados sobre o posicionamento estratigráfico das <i>rañas</i> em diversas regiões de Portugal continental .....	57
<b>Tabela IV</b> — Síntese de dados referentes a diversas falhas activas no território continental português .....	188
<b>Tabela V</b> — Lista de sismos instrumentais ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente com hipocentro localizado a profundidade igual ou superior a 30 km .....	202
<b>Tabela VI</b> — Lista de soluções de mecanismo focal de alguns sismos ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente .....	205

## ÍNDICE DE ESTAMPAS

### ESTAMPA I

Foto 1 — Panorama da bacia de Sarzedas (Beira Baixa) .....	255
Foto 2 — Relevo de <i>raña</i> no bordo meridional da bacia do Sado (Alentejo) .....	255
Foto 3 — Corte em depósitos de <i>raña</i> na vertente norte da serra da Lousã (Cordilheira Central) .....	255
Foto 4 — Corte em depósitos de <i>raña</i> em Trás-os-Montes Oriental .....	255
Foto 5 — Aspecto da Meseta Setentrional no Nordeste Transmontano .....	255
Foto 6 — Panorama da Meseta Meridional com os <i>inselberge</i> de Monsanto e Moreirinha (Beira Baixa) ..	255

### ESTAMPA II

Foto 7 — Níveis de aplanção junto ao litoral a norte de Cascais, escalonados na vertente meridional da serra de Sintra .....	257
Foto 8 — Panorama do litoral algarvio ocidental .....	257
Foto 9 — Vista da serra do Bouro (Caldas da Rainha) para leste .....	257
Foto 10 — Corte em sedimentos de praia na vertente ocidental da serra dos Candeeiros .....	257
Foto 11 — Corte expondo a falha Seia-Lousã em Portela de Carvalho .....	257
Foto 12 — Corte expondo a falha Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo, a SW de Grade .....	257

### ESTAMPA III

Foto 13 — Aspecto da escarpa de falha do Ponsul .....	259
Foto 14 — Corte expondo a falha do Ponsul junto a Vila Velha de Rodão .....	259
Foto 15 — Aspecto da escarpa de falha Vidigueira-Moura .....	259
Foto 16 — Aspecto da falha Vidigueira-Moura numa sanja a leste de Alcaria .....	259
Foto 17 — Corte expondo a falha de Quiaios, num areeiro no sopé setentrional da serra da Boa Viagem (Figueira da Foz) .....	259

Foto 18 — Pormenor do afloramento representado na foto 17 .....	259
ESTAMPA IV	
Foto 19 — Vista aérea da falha Manteigas-Vilaríça-Bragança a sul do rio Douro .....	261
Foto 20 — Aspecto do «rebordo ocidental da Meseta» observado da povoação de Chãs (Beira Transmontana) .....	261
Foto 21 — Panorama da escarpa de falha oriental da bacia tectónica da Vilaríça .....	261
Foto 22 — Aspecto de um espelho de falha no bordo oriental da bacia tectónica da Vilaríça (Quinta da Terrincha) .....	261
Foto 23 — Corte expando rocha granítica muito deformada no bordo oriental da bacia tectónica da Vilaríça (Quinta da Terrincha) .....	261
Foto 24 — Corte expando a falha Manteigas-Vilaríça-Bragança afectando um sedimento de terraço fluvial do rio Douro junto ao Pocinho .....	261
ESTAMPA V	
Foto 25 — Pormenor do contacto por falha representado na foto 24 .....	263
Foto 26 — Corte expando uma falha provavelmente afectando um sedimento de terraço fluvial, junto a Vila Real .....	263
Foto 27 — Pormenor do afloramento representado na foto 26 .....	263
Foto 28 — Corte expando um contacto por falha entre areias marinhas quaternárias e arenitos cretácicos, em Vale Saramago (a NE da Figueira da Foz) .....	263
Foto 29 — Corte expando um contacto por falha entre depósitos de <i>raña</i> e xistos, junto a Monte da Estrada (Sudoeste Alentejano) .....	263
Foto 30 — Pormenor do contacto por falha representado na foto 29 .....	263
ESTAMPA VI	
Foto 31 — Corte expando um contacto por falha entre areias pliocénicas e xistos a norte de S. Teotónio (Sudoeste Alentejano) .....	265
Foto 32 — Corte expando um contacto por falha entre areias pliocénicas e xistos a WNW de S. Teotónio (Sudoeste Alentejano) .....	265
Foto 33 — Corte expando a falha do bordo ocidental do fosso tectónico de S. Miguel (Odesseixe, Algarve Ocidental) .....	265

- Foto 34 — Corte expondo a falha do bordo ocidental do fosso tectónico de Aljezur (Algarve Ocidental) .. 265
- Foto 35 — Corte expondo um filão dolerítico e um contacto por falha provável entre xistos e um depósito coluvial, a ocidente de Aljezur ..... 265
- Foto 36 — Corte expondo um contacto por falha provável entre xistos e um sedimento grosseiro de idade provável quaternária, a ocidente de Aljezur ..... 265

## PRÓLOGO

*Foi pouco após a conclusão da licenciatura em Geologia que, por convite do Professor António Ribeiro e sob a sua orientação, contactámos pela primeira vez com os assuntos da Neotectónica ao iniciarmos, na qualidade de tarefeiro dos Serviços Geológicos de Portugal, investigações detalhadas de neotectónica na área de Ferrel, a nordeste de Peniche, onde tinha sido seleccionado pela Electricidade de Portugal (EDP) um sítio potencial para a instalação da primeira central nuclear em território português.*

*No início de 1980 ingressámos no Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear (GPSN), onde continuámos e concluímos os trabalhos na área de Ferrel, tendo-nos sido então proporcionadas diversas actividades de formação no âmbito de estudos de Neotectónica e Sismotectónica ligados à segurança de centrais nucleares.*

*Na perspectiva de nos dedicarmos mais aprofundadamente à investigação, transitámos, em Maio de 1982, para a Secção de Geodinâmica do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, ficando então formalmente sob a orientação científica do Professor António Ribeiro, que nos propôs inicialmente como tema de doutoramento o estudo neotectónico da metade setentrional de Portugal continental, objectivo que a prossecução dos trabalhos cedo estendeu à totalidade do território.*

*O presente trabalho corresponde à dissertação de doutoramento que apresentámos à Universidade de Lisboa em 1993, com pequenas alterações que tiveram o intuito de melhorar o texto e introduzir algumas actualizações que não puderam ser incluídas à data da defesa da tese.*

*Contudo, apesar da nossa preocupação em melhorarmos e actualizar o texto, as demoras inerentes à publicação do trabalho conduziram inevitavelmente, e como é comum em estudos de investigação científica, à sua desactualização nalguns pontos (particularmente no que se refere aos dados sobre indicadores da tensão tectónica na crosta, cap. XI). No entanto, embora a informação aqui apresentada possa estar já pontualmente incompleta, consideramos que as conclusões e os modelos propostos permanecem integralmente válidos.*

## AGRADECIMENTOS

*Durante o longo período que levou à elaboração do presente trabalho colaborámos com diversas instituições e contactámos com numerosas pessoas que, de diversos modos, o tornaram possível, e a quem queremos deixar aqui expresso o nosso reconhecimento.*

*Ao Professor António Ribeiro, nosso orientador e amigo, estamos profundamente gratos pelo interesse e a disponibilidade com que sempre nos apoiou, contribuindo com importantes sugestões e críticas para o desenvolvimento dos estudos. Salientamos a sua colaboração imprescindível nas inúmeras discussões de gabinete bem como no decurso dos trabalhos de campo, transmitindo-nos os seus profundos conhecimentos sobre a Geologia de Portugal e, particularmente, sobre a tectónica recente, e inspirando-nos com a sua constante «irreverência» e inconformismo face aos conceitos científicos estabelecidos.*

*Ao Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, na pessoa do seu director, Eng. A. Marques de Carvalho, exprimimos a nossa gratidão pelas excelentes condições de formação profissional que nos facultou, destacando-se o seu apoio à realização de um estágio sobre neotectónica junto a Lloyd Cluff e seus colaboradores, na empresa de consultores Woodward-Clyde Consultants, em S. Francisco, Califórnia, bem como por todos os incentivos e os indispensáveis apoios financeiros posteriormente concedidos aos nossos trabalhos, através de projectos de cooperação com a Secção de Geodinâmica do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.*

*Estamos igualmente gratos:*

*— ao Rúben Dias, geólogo do Instituto Geológico e Mineiro, companheiro de trabalho em muitas das investigações de campo realizadas, pela sua inestimável colaboração no terreno e as inúmeras discussões sobre questões de Neotectónica, particularmente referentes à região da Beira Baixa;*

*— ao António Brum e à Catarina Moniz, colegas da Secção de Geodinâmica, pela sua importante colaboração em trabalhos de campo e na análise de resultados obtidos. À Catarina Moniz agradecemos também numerosas sugestões sobre a organização da presente dissertação, bem como a leitura crítica de parte do texto;*

*— ao Luís Matias, colega do Departamento de Física da FCUL, pelo imprescindível auxílio prestado no tratamento automático dos dados de microtectónica e a interpretação dos resultados obtidos, bem como pela sua indispensável colaboração no domínio da Geofísica, enriquecendo decisivamente o presente trabalho nos aspectos da sismicidade e do enquadramento geodinâmico do território português;*

*— aos professores M. Mattauer, J. C. Bousquet e H. Philip, pela facilidade que nos concederam de realizarmos, sob a sua orientação, um estágio em Neotectónica no Laboratório de Geologia Estrutural da Universidade das Ciências e Tecnologias do Languedoc (USTL), em Montpellier, bem como pelo seu interesse e disponibilidade na discussão e actualização de numerosas questões, e ainda a amável cedência de programas de tratamento automático de dados de microtectónica;*

*— ao Rui Dias, colega da Secção de Geodinâmica, pelo diligente apoio prestado na informatização de resultados;*

*— a outros geólogos e geomorfólogos portugueses e espanhóis — J. Alveirinho Dias (U. Algarve, I. Hidrográfico), M. A. Araújo (U. Porto), T. M. Azevedo (U. Lisboa), J. C. Baptista (U. Trás-os-Montes), R. F. Baptista (Petrogal), B. Barbosa (IGM), M. Cachão (U. Lisboa), F. Diniz (U. Lisboa), A. Ferreira da Silva (IGM), A. M. Galopim de Carvalho (U. Lisboa), F. Gonçalves (U. Évora), G. Manuppella (IGM), A. Martín-Serrano (IGME), F. Moreno (IGME), F. Nozales (IGME), R. Pena dos Reis (U. Coimbra), E. Pereira (IGM), N. L. Pimentel (U. Lisboa), P. Proença e Cunha (U. Coimbra), A. Ramos Pereira (U. Lisboa), J. Rebelo (IGM), J. Romão (IGM), G. Soares de Carvalho (U. Minho), e J. A. Alfaro Zubero (IGME) — com quem colaborámos em vários estudos de campo e discutimos muitos problemas, tendo-nos frequentemente facultado resultados inéditos das suas investigações.*

*No decurso dos estudos de campo realizados contámos com o apoio, sempre eficiente, de diversos auxiliares, de que destacamos a colaboração mais prolongada dos Srs. J. Barroso, F. Cardoso e A. Serrano.*

*Devemos à Carmen Diego, à Luísa Sofio e à Otília Fernandes a dactilografia do texto, ao Sr. Almeida Rodrigues a elaboração de algumas figuras, à Dra. Luísa Marques a revisão da Tese, e à Dra. Judite Matias a coordenação das tarefas de publicação do trabalho.*

*Além das numerosas colaborações pessoais, para o presente trabalho contribuíram diversas entidades, a quem agradecemos:*

— *ao Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, onde nos integramos, e que nos proporcionou as condições de índole institucional, logística e financeira para a prossecução dos estudos;*

— *ao Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, já referido, que, após o nosso ingresso na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, contribuiu para a elaboração da Carta Neotectónica de Portugal Continental e prestou um importante apoio financeiro no âmbito do Protocolo de Investigação com o Departamento de Geologia da FCUL, sobre o «Estudo Sismotectónico de Portugal Continental»;*

— *aos Serviços Geológicos de Portugal, nas pessoas dos seus sucessivos directores, Dr. Delfim de Carvalho e Prof. M. Magalhães Ramalho, que cederam importante apoio logístico em diversos estudos de campo e promoveram a publicação da Carta Neotectónica de Portugal Continental, e que, actualmente integrados no Instituto Geológico e Mineiro, promoveram a presente publicação;*

— *à Junta Nacional de Investigação Científica e Tecnológica, que proporcionou apoio financeiro aos trabalhos de investigação e financiou a presente publicação no âmbito dos Projectos «Sismotectónica da Margem Continental Oeste-Ibérica» e «Estudo Sismotectónico de Portugal Continental»;*

— *à Direcção Geral da Qualidade do Ambiente, que prestou apoio financeiro no âmbito do Projecto «Modelo Sismotectonofísico de Portugal»;*

— *ao Instituto Nacional de Investigação Científica que proporcionou apoio financeiro no âmbito do Projecto «Modelos Geodinâmicos».*

*Finalmente, queremos reiterar a nossa gratidão ao Professor António Ribeiro por nos ter sempre apoiado e orientado de forma tão participada e amiga, e deixar uma última palavra de especial reconhecimento à Catarina, que, pela sua convivência diária, nos ajudou e encorajou ao longo de todos estes anos.*

*Palavras-chave:* Geologia Estrutural; Geomorfologia; Neotectónica; Sismotectónica; Portugal Continental.

**Resumo:** Apresenta-se uma síntese sobre a Neotectónica em Portugal continental, caracterizando-se as principais deformações e estruturas tectónicas activas, procurando-se, sempre que possível, quantificar os dados. Discutem-se sucintamente as suas relações com a actividade sísmica registada, concluindo-se com uma tentativa de definição do campo da tensão tectónica regional e a proposta de um modelo de enquadramento geodinâmico da região estudada no contexto da Tectónica de Placas.

No presente trabalho a Neotectónica é entendida como o estudo das deformações tectónicas que se processaram após a última reorganização significativa da tectónica regional, que terá ocorrido em Portugal continental no final do Pliocénico, ou seja, há cerca de 2 milhões de anos (Ma), considerando-se activas as estruturas geológicas com evidências de movimentação neste intervalo de tempo.

Para quantificar e caracterizar a actividade neotectónica a partir da abundante informação recolhida, baseada em fontes e métodos muito diversos incluindo uma importante pesquisa bibliográfica, utilizam-se critérios de índole estratigráfica e geomorfológica, cuja importância justificou a sua abordagem detalhada, além de critérios fotogeológicos. Para facilitar a sua descrição e análise abordam-se separadamente os movimentos verticais e os deslocamentos nas estruturas activas, embora estas deformações se encontrem frequentemente associadas.

No estudo dos movimentos neotectónicos verticais realizado utiliza-se uma metodologia indirecta, consistindo na identificação de referências geológicas cuja relação com o nível do mar contemporâneo da sua génese é conhecida, indicando-se a cota a que originalmente se geraram e comparando-a com a sua altitude actual. Elabora-se uma síntese, pouco detalhada, das deformações verticais da crosta ocorridas nos últimos 2 a 3 Ma (Pliocénico superior e Quaternário), apresentada sob a forma de um Mapa de Movimentos Verticais (cap. VIII.4., fig. 11), concluindo-se que o território continental português sofreu essencialmente levantamento naquele período, embora com diferente intensidade em áreas diversas.

Para a faixa litoral estima-se uma taxa máxima de levantamento compreendida entre cerca de 0,1 e 0,2 mm/ano, correspondendo a uma velocidade média nos últimos 3,5 ou 1,6 Ma respectivamente, enquanto no interior do território se identificam levantamentos superiores, particularmente na região NE, onde se inferem velocidades médias de elevação de 0,1 ou 0,3 mm/ano nos últimos 3 ou 2 Ma respectivamente. Conclui-se que as taxas de levantamento deduzidas em Portugal continental são baixas relativamente às reconhecidas noutras regiões tectonicamente activas, embora os valores estimados na faixa litoral portuguesa sejam elevados comparativamente com o que se observa noutras margens continentais passivas, facto que tem implicações importantes no modelo geodinâmico proposto.

No que respeita ao estudo das estruturas activas dá-se maior ênfase às falhas. Além de se assinalarem a sua geometria e estilo tectónico (Anexo 1), introduz-se toda a informação cinemática disponível, nomeadamente vectores de movimento (estrias) (Anexo 2) e separações tectónicas acumuladas, e estimam-se as suas velocidades de movimentação, procurando-se detalhar e atualizar a informação contida na Carta Neotectónica de Portugal Continental, na escala 1:1 000 000, e na sua Nota Explicativa, já publicadas (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989).

A deformação nas falhas activas foi fortemente condicionada por uma «herança estrutural», ocorrendo essencialmente a reactivação de descontinuidades litosféricas herdadas da Orogenia Varisca, já remobilizadas em eventos tectónicos anteriores, meso-cenozóicos. Assim, as falhas activas em Portugal continental dispõem-se essencialmente segundo orientações variscas, tendo sido reactivadas com estilos tectónicos diversos embora reflectindo predominantemente um regime compressivo. Estimam-se velocidades médias de deslocamento em várias destas estruturas (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46), verificando-se que se situam entre 0,005 e 0,5 mm/ano, sendo geralmente inferiores a 0,2 mm/ano, o que corresponde, na generalidade, a um grau de actividade baixo a moderado, embora abrangendo actividade de muito baixa a moderadamente elevada.

Após o estudo das deformações neotectónicas aborda-se, de forma sucinta, a sismicidade que afecta Portugal continental, focando alguns aspectos, como a distribuição de epicentros, de hipocentros, e da energia sísmica libertada, e analisando-se as suas relações com a actividade neotectónica reconhecida. Identificam-se situações de boa correlação da sismicidade com acidentes tectónicos activos, salientando-se também algumas discrepâncias importantes da actividade sísmica relativamente ao seu enquadramento no contexto neotectónico. Destaca-se a ocorrência, na fachada litoral do território e na área atlântica vizinha, de alguns sismos a profundidades litosféricas anormalmente elevadas (prof. > 50 km).

Com base nos dados da Neotectónica e em informação de índole geofísica disponível faz-se uma estimativa da orientação da tensão tectónica na litosfera em diversas áreas de Portugal continental e região atlântica adjacente. Os resultados relativos a estudos de microtectónica e aos indicadores geofísicos apresentam-se sintetizados num Mapa de Indicadores da Tensão (cap. XI.1.6., fig. 56) onde se assinala a orientação da tensão compressiva máxima horizontal, correspondendo geralmente à tensão principal máxima,  $\sigma_1$ , disposta numa direcção NW-SE a WNW-ESE. Inferem-se também a sua orientação, embora grosseiramente ( $\pm 25^\circ$ ), a partir da atitude das principais falhas activas inversas, verificando-se que é compatível com os dados apresentados no Mapa de Indicadores da Tensão, identificando-se contudo uma rotação, mal constrangida, da trajectória de  $\sigma_1$ , de NW-SE a NNW-SSE no interior do território para WNW-ESE próximo do litoral ocidental.

Os estudos de neotectónica realizados permitem elaborar um modelo para a evolução geodinâmica do território continental português aproximadamente nos últimos 2 Ma, e caracterizar a sua situação presente, sintetizada na figura 57 (cap. XI.2.2.3.).

Um dos principais motores da evolução geodinâmica regional consiste na convergência entre a Eurásia e a África segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE, que ocorre no segmento oriental da fronteira de placas Açores-Gibraltar, com convergência intra-océnica «absorvida» provavelmente por subducção incipiente no sector do banco submarino de Goringe e Golfo de Cádiz, e com colisão continental, estabelecida desde o Pliocénico, na região do Arco de Gibraltar.

Contudo, as características das deformações neotectónicas e da actividade sísmica em Portugal continental, bem como o regime da tensão e o enquadramento tectónico regional do território português, aliados à presença de crosta oceânica muito antiga, densa, no contacto com o continente a oeste da Península Ibérica, favorecem um modelo geodinâmico segundo o qual a margem continental oeste-ibérica está em transição de passiva para activa, tendo-se nucleado uma zona de subducção incipiente a sul, na área de subducção intra-océnica do banco de Goringe, que se encontra em propagação para norte ao longo da margem continental. Neste modelo admite-se que a zona de subducção em iniciação ao longo da margem continental vai desenvolver-se preferencialmente no limite entre crosta continental adelaçada, a oeste, e crosta continental normal do Maciço Hespérico, a leste, por reacção em compressão (produzindo inversão tectónica) de um sistema de falhas extensionais lísticas mergulhando para oriente, associadas a uma importante zona de cisalhamento à escala litosférica, desenvolvida quando da abertura do Atlântico.

Embora os estudos de neotectónica e sismotectónica que têm vindo a realizar-se apresentem resultados que se têm mostrado de um modo geral compatíveis com o modelo geodinâmico proposto, este deve encarar-se ainda essencialmente como uma base de trabalho orientadora da investigação geológica e geofísica. Contudo, a confirmar-se, tem implicações muito importantes, tornando a margem continental oeste-ibérica numa das fontes principais de actividade sismotectónica na Península Ibérica, sujeita a um regime de «tectónica de transição», com tendência para um aumento da actividade tectónica com o tempo, favorecendo a possibilidade de rotura em falhas activas neoformadas.

**Abstract:** A synthesis on the neotectonics of the Portuguese mainland is presented, where the main active deformations and tectonic structures are characterized and the data are, as much as possible, quantified. Their relations with the seismic activity are discussed and, finally, a regional tectonic stress field is tentatively defined and a geodynamical model is proposed for the studied area in the view of Plate Tectonics.

In the present work «Neotectonics» is intended as the tectonic activity that occurred since the last significant reorganization of the regional tectonic setting, which happened in the Portuguese mainland by the end of the Pliocene, about 2 million years (Ma) ago, and the geological structures having experienced movement in that period are considered «active».

To recognize and characterize the neotectonic activity from the large amount of information that was collected, based on various sources and methods including a significant bibliographical research, stratigraphical and geomorphological criteria are used, whose importance justified a detailed discussion, besides photogeological criteria. Although often interrelated, vertical crustal movements and active structures are separately studied, to make their description and analysis easier.

In the study of the neotectonic vertical movements an indirect methodology is used, consisting in the recognition of geological references whose relation to the coeval sea level is known, so that the primitive height at which they were formed may be estimated and compared with their present elevation. A general synthesis of the vertical crustal movements in the last 2 to 3 Ma (Upper Pliocene and Quaternary) is presented as a map (cap. VIII.4., fig. 11), showing that the Portuguese mainland essentially experienced uplift in that period, although at different rates in distinct areas.

For the coastal region, a maximum uplift rate of 0.1 to 0.2 mm/yr is estimated, consisting in a mean value for the last 3.5 or 1.6 Ma respectively, while greater uplifts were recognized inland, particularly at the northeastern region, where average uplift rates of 0.1 or 0.3 mm/yr in the last 3 or 2 Ma respectively were inferred. It is concluded that the estimated uplift rates in the Portuguese mainland are low comparatively to uplift rates recognized in other regions subjected to active tectonics, although the rates obtained at the Portuguese coastal region are high comparatively to other passive continental margins, this having important implications on the proposed geodynamical model.

Concerning the study of the active geological structures, the greater emphasis is given to faults. In addition to their geometry and tectonic style (synthesized in Annex 1), all the available kinematic data, including slip vectors (striae) (Annex 2) and accumulated tectonic offsets, are presented, and the slip-rates are estimated, so as to detail and update the information included in the Neotectonic Map of Mainland Portugal already published (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a).

Active fault movements were strongly conditioned by «structural inheritances», occurring mainly by reactivation of structural discontinuities inherited from the Variscan Orogeny, that had already been remobilized during previous, meso-cenozoic, tectonic episodes. Thus, the active faults in the Portuguese territory mainly show Variscan trends, having been reactivated with different tectonic styles, although predominantly indicating a compressive state. Average slip-rates are estimated for several of these structures (cap. IX.6., Table IV and fig. 46), ranging from 0.005 to 0.5 mm/yr, but usually being lower than 0.2 mm/yr, generally corresponding to a low to moderate degree of fault activity, although ranging from very low to moderately high degrees of fault activity.

After referring to the neotectonic deformations, a concise description of the significant seismicity affecting the Portuguese mainland is presented, where some items such as epicentral, hypocentral, and released seismic energy are referred, and their relationship to the known neotectonic activity is discussed. Examples of good correlation between seismicity and active tectonic structures are considered, but some important discrepancies between seismic activity and the regional neotectonic framework are also emphasized. The occurrence of some abnormally deep earthquakes (depth > 50 km) at the coastal region and the adjacent oceanic area is stressed.

Based on the neotectonic and available geophysical data, the tectonic stress trend in the lithosphere is estimated at several locations in the Portuguese mainland and the adjacent Atlantic region. The results from microtectonic studies and the geophysical indicators are synthesized in a Map of Stress Indicators (cap. XI.1.6., fig. 56), where the direction of the maximum horizontal compressive stress, usually corresponding to the maximum principal stress,  $\sigma_1$ , is shown, trending NW-SE to WNW-ESE. The stress trend is also roughly inferred from the attitude of the main active reverse faults, being coherent with the results presented in the Map of Stress Indicators, although this geological method indicates a (poorly constrained) deflection of the  $\sigma_1$  trajectory from NW-SE (to NNW-SSE) inland to WNW-ESE near the western littoral.

Founded on the accomplished neotectonic studies, a model is proposed for the geodynamical evolution of the Portuguese mainland in the last 2 Ma and its present emplacement in the regional plate tectonics framework (cap. XI.2.2.3., fig. 57).

One of the main driving processes for the regional geodynamical evolution is the convergence of Eurasia and Africa in a NNW-SSE to NW-SE direction along the eastern segment of the Azores-Gibraltar plate boundary, with intraoceanic convergence probably being «absorbed» by incipient subduction of oceanic lithosphere under the Gorringe submarine ridge and the Guadalquivir bank (Gulf of Cadiz), while continental collision occurs further east, established since the Pliocene at the Gibraltar Arch region.

However, the nature of the neotectonic deformations and seismic activity in the Portuguese mainland, the present regional stress pattern and tectonic framework, together with the presence of very old, dense, oceanic crust at the western offshore of Iberia, all favour a geodynamical model where the West-Iberian continental margin is changing from passive to active, with the birth of an incipient subduction zone in the south, at the intraoceanic subduction area of the Gorringe ridge, which is presently propagating northwards along the continental margin. This model considers that the subduction zone initiating along the continental margin will preferably develop at the boundary between thinned continental crust, in the west, and normal continental crust of the Hesperian Massif, in the east, by compressive reactivation (inducing tectonic inversion) of a system of listric extensional faults dipping eastwards, connected with a large lithospheric shear-zone that was formed during the opening of the Atlantic.

Although the neotectonic and sismotectonic studies that have been achieved show results that generally are consistent with the proposed geodynamical model, it should still be considered mainly as a working basis for future geological and geophysical research. However its confirmation has very important consequences, since it turns the West-Iberian continental margin into one of the main sources of sismotectonic activity in the Iberian Peninsula, subjected to «transitional tectonics» conditions, showing a tendency for an increase of the tectonic activity and favouring rupture at newly formed active faults.

## I. INTRODUÇÃO. OBJECTIVOS DO TRABALHO

### I.1. Definições de neotectónica

#### I.1.1. Definições diversas

O termo *Neotectónica* constitui um neologismo no vocabulário geológico, tendo sido utilizado pela primeira vez por V. A. OBRUCHEV, em 1948, para designar um ramo das Ciências da Terra dedicado ao estudo dos movimentos da crosta terrestre que ocorreram durante o Terciário superior (período Neogénico) e o período Quaternário, e que tiveram uma acção fundamental na génese da topografia contemporânea (in MESCHERIKOV, 1968).

Após a sua introdução em 1948, o uso da palavra *neotectónica* foi-se implantando progressivamente, acabando por generalizar-se a sua utilização, mas frequentemente com significados diversos devido à ambiguidade do termo (consultem-se sínteses sobre a definição de Neotectónica em MESCHERIKOV, 1968; VITA-FINZI, 1986; PAVLIDES, 1989; entre outros). Com efeito, etimologicamente neotectónica significa tectónica nova, designando, pois, a evolução tectónica recente no globo terrestre. Os termos nova e recente são pouco precisos, sendo necessário definir o intervalo de tempo que se considera.

Há autores que utilizam uma definição de Neotectónica de índole essencialmente cronoestratigráfica, considerando um intervalo de tempo para o período neotectónico baseado na cronologia geológica e independente do contexto tectónico de uma dada região em estudo — é o caso de OBRUCHEV (in MESCHERIKOV, 1948), MESCHERIKOV (1968) & VITA-FINZI (1986), entre outros. O limite do período neotectónico é fixado geralmente na base do Neogénico, do Pliocénico, ou do Quaternário.

Aquele tipo de definição de Neotectónica não é o mais útil do ponto de vista científico, como salienta MORNER (1989a, p. 6) — deve diferenciar-se no conjunto dos movimentos crustais de uma região aqueles que são jovens e ainda activos, conduzindo por vezes à utilização da expressão *tectónica activa* em lugar de neotectónica. Com efeito, os processos neotectónicos são idênticos aos de episódios tectónicos passados — o importante é recuar no tempo até ao estabelecimento das condições tectónicas actuais, de modo que o início do período neotectónico não tem um valor global mas depende das características individuais de cada ambiente geológico (PAVLIDES, 1989, p. 234).

É nesta óptica que diversos autores definem a Neotectónica numa dada área como o estudo dos movimentos tectónicos que ocorreram após a última reorganização significativa da tectónica regional (HANCOCK, 1986, in PAVLIDES, 1989; MORNER 1989a,b; PAVLIDES, 1989; entre outros). MORNER (1989a) salienta a importância de se observar actividade holocénica ou pliocénica numa estrutura para esta ser considerada neotectónica, independentemente da idade da última reorganização do regime tectónico. BLENKINSOP (1986, in PAVLIDES, 1989) sugere que se inicie o período neotectónico numa região ao estabelecer-se o campo da tensão actual nessa região.

#### I.1.2. Conceito utilizado

A definição de *Neotectónica* por nós utilizada em Portugal continental baseia-se no conceito apresentado acima, em que se consideram neotectónicos os movimentos ocorridos após a última reorganização significativa da tectónica regional.

Os dados existentes sobre a evolução tectónica no território português no Neogénico e Quaternário indicam que após o período Miocénico, caracterizado por actividade tectónica intensa em várias áreas, se seguiu um intervalo de relativa acalmia no Pliocénico, acentuando-se novamente a actividade tectónica no final do Pliocénico, prolongando-se pelo período Quaternário (LEPVRIER & MOUGENOT, 1984; MOUGENOT, 1983, 1988; RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1979, 1988; entre outros).

Esta situação concorda com evidências de uma modificação do regime tectónico na região do Arco de Gibraltar (Mediterrâneo ocidental) no final do Pliocénico e início do Quaternário, passando-se de uma extensão E-W a ENE-WSW, no Pliocénico superior, a uma compressão orientada NW-SE a NNW-SSE, no Quaternário inferior (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977; BOUSQUET & PHILIP, 1981, 1986; PHILIP, 1987). O regime compressivo quaternário observado na região do Arco de Gibraltar poderá dever-se a uma aceleração da velocidade de convergência das placas africana e eurasiática, ou a um bloqueio da sua convergência (BOUSQUET & PHILIP, 1981, 1986).

MORNER (1986) refere também que existem evidências de a Europa ter sofrido, de um modo geral, um

rápido levantamento no Pliocénico superior-Quaternário inferior em resposta a uma modificação do regime tectónico na área mediterrânica. Contudo, numa síntese recente sobre a cinemática das placas litosféricas na região do Mediterrâneo ocidental, DEWEY *et al.*, (1989) consideram que a última modificação tectónica importante ocorreu no final do Miocénico, com uma variação drástica da direcção de convergência das placas europeia e africana, de NNE-SSW para WNW-ESE, embora não abordem os seus efeitos na área do Arco de Gibraltar.

Assim, nos estudos realizados no território de Portugal continental, consideramos a Neotectónica como a actividade tectónica ocorrida desde o Pliocénico terminal, isto é, aproximadamente nos últimos 2 Ma <sup>(1)</sup>, o que corresponde a um intervalo de tempo um pouco superior ao período Quaternário, cuja base está convencionalmente fixada um pouco acima do topo do evento paleomagnético normal de Olduvai, aproximadamente a -1,6 Ma (como detalharemos adiante). Denominamos activas todas as estruturas geológicas com evidências de movimentação neste intervalo de tempo.

A aplicabilidade de uma dada definição de Neotectónica a uma área em estudo está condicionada pelas referências geológicas existentes na região. A definição por nós utilizada no território português tem a vantagem de permitir usar referências estratigráficas e geomorfológicas datadas provavelmente do Pliocénico superior-Quaternário inferior (depósitos de cascalheira de planalto — *rañas* — e formas correlativas, depósitos de fácies litoral e plataformas de abrasão marinha mais elevadas no litoral), com boa dispersão geográfica no território. Estas referências geológicas serão analisadas detalhadamente em capítulos seguintes (capítulos IV a VII).

## 1.2. Os estudos de neotectónica em Portugal continental: enquadramento do presente trabalho

O desenvolvimento da Teoria da Tectónica de Placas, a partir da década de 60, permitiu enquadrar o território de Portugal continental no contexto tectónico global, verificando-se que ele se situa na placa litosférica eurasiática, junto ao cruzamento de uma margem continental, orientada aproximadamente N-S (relacionada com a abertura do Atlântico Norte), com uma fronteira

de placas orientada aproximadamente E-W, entre as placas africana e eurasiática, conhecida por Zona de Fractura Açores-Gibraltar (fig. 57; ver desenvolvimento no cap. XI).

Este ambiente geológico é responsável por uma actividade neotectónica importante em Portugal, cuja continuação na actualidade é testemunhada por sismicidade significativa. Com efeito, o território português, além de registar uma sismicidade interplacas gerada na fronteira de placas Açores-Gibraltar, caracterizada pela ocorrência de alguns sismos de grande magnitude (como o sismo que destruiu parcialmente Lisboa em 1755), é também afectado por uma sismicidade intraplaca moderada, mas com a ocorrência de alguns sismos importantes, demonstrando uma acumulação de tensões e o desenvolvimento de deformações tectónicas actuais no seu interior (ver desenvolvimento no cap. X).

Contudo, embora alguns geólogos tenham reconhecido a acção mais ou menos intensa de deformações tectónicas quaternárias em Portugal continental (cite-se, por exemplo, G. SOARES DE CARVALHO), estas foram essencialmente subestimadas, ignoradas, ou mesmo contestadas durante décadas. Opondo-se aos modelos fixistas, salientam-se os estudos de geomorfologia desenvolvidos desde a década de 30 por alguns geógrafos e geomorfólogos, como H. LAUTENSACH, O. RIBEIRO, P. BIROT, M. FEIO e, mais tarde, S. DAVEAU, que mantiveram uma visão mobilista da evolução geológica do território português no Quaternário.

A primeira síntese sobre a neotectónica de Portugal continental foi redigida por A. RIBEIRO em 1980, vindo a ser publicada apenas quatro anos mais tarde (RIBEIRO, 1984), embora este geólogo, com uma importante formação geomorfológica, já referencie deformações tectónicas quaternárias em trabalhos muito anteriores, datando o primeiro de 1960 (RIBEIRO *et al.*, 1960). Em 1979 refere, sucintamente, alguns aspectos da neotectónica (entendida como a tectónica pós-miocénica) em Portugal e a sua relação com a sismicidade (*in* RIBEIRO *et al.*, 1979, pp. 28-31), voltando a abordar este assunto em publicação datada de 1981 (RIBEIRO & ALMEIDA, 1981), onde pela primeira vez apresenta um pequeno esboço de mapa neotectónico do território português.

Os trabalhos de investigação geológica no domínio da neotectónica sofreram avanços importantes no âmbito de estudos de selecção de sítios para a instalação de centrais nucleares em território português, implementados pela primeira vez em 1969 pela Empresa Termoe-

<sup>(1)</sup> Ma, abreviatura de *mega-annum*, significa «milhão de anos»

létrica Portuguesa (ETP), mas estendendo-se a toda a área do País apenas em 1983, implementados pela Electricidade de Portugal (EDP). Os estudos de neotectónica em Portugal, particularmente na região de Trás-os-Montes Oriental, foram também incentivados pela vontade manifestada pela Espanha de vir a instalar uma central nuclear em Sayago e, recentemente, pelo desenvolvimento do projecto IPES (Instalação Piloto Experimental Subterrânea) junto a Aldeavila, relacionado com o armazenamento subterrâneo de resíduos radioactivos.

Foi no contexto de estudos de sítio para centrais nucleares que realizámos, de 1979 a 1981, as primeiras investigações detalhadas de neotectónica na área do «sítio potencial para instalação de uma central nuclear de Ferrel», promovidas pelo Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear (GPSN) e apoiadas pelos Serviços Geológicos de Portugal (SGP) (CABRAL, 1981; CABRAL & RIBEIRO, 1981).

Em 1982 iniciámos investigações pormenorizadas sobre a neotectónica da região de Trás-os-Montes Oriental, que conduziram à elaboração de uma dissertação onde este tema foi desenvolvido detalhadamente (CABRAL, 1985). Contudo, já em meados de 1983 participámos em estudos de selecção de sítios para centrais nucleares em Portugal, promovidos pela Electricidade de Portugal (EDP), que alargaram a nossa área de interesse à totalidade do País.

Desde então colaborámos no reconhecimento neotectónico do território continental português, que o Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa desenvolveu juntamente com os Serviços Geológicos de Portugal e com o apoio do Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear. Estes estudos conduziram à elaboração de uma Carta Neotectónica de Portugal, na escala 1:1 000 000, editada pelos SGP (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a), servindo também de base à realização do presente trabalho.

### 1.3. Objectivos do trabalho

Como referimos, o enquadramento do território de Portugal continental no contexto geológico regional conduz a actividades neotectónica e sísmica significativas, realçando o interesse em adquirir-se um conhecimento detalhado da Neotectónica no território português, uma vez que ela fornece informações essenciais

para diversas actividades de impacto social, nomeadamente a previsão sísmica, a selecção de sítios e o projecto anti-sísmico de grandes obras de engenharia, o armazenamento subterrâneo de resíduos radioactivos, estudos de microzonagem sísmica para ordenamento urbano, etc.

O presente trabalho insere-se nesta perspectiva, tendo por objectivo realizar o reconhecimento neotectónico de Portugal continental e efectuar a análise dos elementos bibliográficos disponíveis, de modo a identificar e caracterizar as principais deformações e acidentes tectónicos activos no território português. Procurou-se, tanto quanto possível, quantificar os dados, de modo a avaliar as taxas de actividade (ou velocidades de deformação) das principais estruturas geológicas activas.

Atendendo à extensão da área estudada (cerca de 89 000 km<sup>2</sup>), não se pretendeu, nem tal seria possível no período de tempo disponível, efectuar um estudo exaustivo da Neotectónica de Portugal continental, mas principalmente caracterizar os seus elementos dominantes, construindo uma síntese coerente e propondo um modelo de evolução geodinâmica.

Os estudos por nós realizados, particularmente as investigações de campo, não se desenvolveram com o mesmo pormenor em todo o território, havendo áreas que, por circunstâncias diversas, foram analisadas com maior detalhe, destacando-se as regiões de Trás-os-Montes Oriental, Beira Baixa, Peniche e Península de Setúbal. Na síntese apresentada procura-se uniformizar a informação, embora alguma heterogeneidade na distribuição dos dados possa resultar daquele facto e não necessariamente da ausência de elementos geológicos.

Para facilitar a sua análise dividem-se as deformações neotectónicas no território português em dois conjuntos, segundo o exposto no capítulo seguinte:

- a — movimentos verticais da crosta, incluindo dobramentos de grande raio de curvatura, levantamento, subsidência e balançamentos, representados por isolinhas num mapa de movimentos verticais (fig. 11, p.95);
- b — macrodobras e falhas, além de estruturas diapíricas activas, já sintetizadas na Carta Neotectónica de Portugal Continental na escala 1:1 000 000, recentemente publicada (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a).

No que respeita às estruturas activas, dá-se maior ênfase às falhas. Além de se assinalarem a sua geometria e estilo tectónico, introduz-se o máximo possível de informação sobre a cinemática das falhas, nomeadamente

vectores de movimento (estrias) e separações tectónicas acumuladas, procurando-se detalhar e actualizar a informação contida na Carta Neotectónica de Portugal e na sua Nota Explicativa (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a).

A partir dos elementos neotectónicos identificados, e integrando-os com os dados de geofísica disponíveis, com maior incidência os dados relativos à sismicidade, efectua-se a sua interpretação dinâmica para obter um modelo de evolução geodinâmica do território continental português durante o período Quaternário e caracterizar a sua situação actual.

Antes de considerarmos os estudos referentes ao território português, introduzimos resumidamente no próximo capítulo alguns conceitos relativos à Neotectónica e às estruturas geológicas activas, que julgamos importantes para a análise do presente trabalho. Após apresentarmos os critérios de actividade tectónica e a metodologia usados na obtenção dos dados neotectónicos, detalhamos, com pormenor, diversas questões relacionadas com as referências geológicas que utilizámos, principalmente no que respeita à sua caracterização e datação, uma vez que consideramos que elas constituem a base para a correcta identificação e análise das deformações neotectónicas. Só depois, nos capítulos VIII e IX, abordamos a actividade neotectónica no território continental português, relacionando-a seguidamente com a sismicidade e concluindo com a apresentação do modelo de evolução geodinâmica.

## II. ALGUMAS CONSIDERAÇÕES SOBRE NEOTECTÓNICA E ESTRUTURAS GEOLÓGICAS ACTIVAS

### II.1. Critérios de identificação de actividade neotectónica. Situações de tectónica estacionária e de transição

O facto de a Neotectónica de uma região se debruçar sobre a deformação das rochas (da crosta) ocorrida desde a instalação do regime tectónico vigente nessa região, incluindo o momento presente, confere-lhe particularidades importantes:

— estuda deformações tectónicas que se processaram geralmente num período de tempo próximo e reduzido à escala geológica, e que prosseguem na actualidade.

As estruturas neotectónicas apresentam, pois, uma deformação em geral pouco intensa, por escassez de tempo, excepto em algumas áreas do globo terrestre onde as velocidades de deformação sejam particularmente elevadas ou o período neotectónico considerado seja mais longo;

— estuda frequentemente estruturas tectónicas que sofreram deslocamentos ou se desenvolveram perto da superfície terrestre, ou mesmo à superfície, e que apresentam, portanto, expressão morfológica, influenciando directamente a configuração e a evolução da topografia actual.

O carácter «recente» dos fenómenos neotectónicos, a sua actividade actual e influência directa na topografia permitem utilizar, além dos métodos tradicionais da Geologia Estrutural, métodos específicos da Neotectónica, como técnicas de análise geomorfológica, e comparar resultados directamente com observações de índole geodésica e sismológica ou com medições de tensão *in situ* (VITA-FINZI, 1986; CABRAL, 1988; PAGARETE, 1989; PAVLIDES, 1989).

Assim, para identificar actividade neotectónica numa dada região podem usar-se critérios muito diversos, nomeadamente:

**a — critério estratigráfico:** pela observação de estruturas tectónicas afectando formações geológicas de idade compreendida no período neotectónico considerado. A aplicação deste critério implica a existência de rochas de idade apropriada (suficientemente «recentes»), de preferência bem datadas, na área em estudo;

**b — critérios geomorfológicos:** pela identificação de deslocamentos e deformações em formas de relevo «recentes», ou o reconhecimento de estruturas tectónicas com uma morfologia associada nítida, de aspecto jovem (por exemplo, apresentando escarpas de falha bem conservadas). A expressão morfológica das estruturas tectónicas depende, contudo, de numerosos factores que é necessário considerar, nomeadamente: o estilo tectónico, a velocidade de deformação, a natureza das rochas e a intensidade de acção dos agentes da geodinâmica externa (condicionada principalmente pelo clima). Há ainda a ter em conta os fenómenos de exumação e de erosão diferencial que, por vezes, dificultam muito a aplicação dos critérios geomorfológicos na identificação de deformações neotectónicas;

**c — critério sismológico:** pelo reconhecimento de actividade sísmica, indicada por descrições históricas

(sismicidade histórica) ou por registos instrumentais (sismicidade instrumental). Com efeito, apesar de muitas deformações neotectónicas serem assísmicas, a ocorrência de sismos, em particular dos sismos superficiais (frequentemente acompanhados de rotura de falhas à superfície topográfica) ou de profundidade intermédia, é um resultado directo dos fenómenos neotectónicos;

**d** — *critérios instrumentais de deformação*: pela identificação de deformações da superfície topográfica ao longo do tempo, indicadas por medições instrumentais de grande precisão. De facto, desenvolveram-se instrumentos e técnicas que permitem medir os movimentos crustais que ocorrem em períodos relativamente curtos e que se processam na actualidade. Distinguem-se técnicas de medição intermitente dos movimentos crustais, como as medições geodésicas, incluindo a triangulação, a trilateração e o nivelamento altimétrico, e técnicas de medição contínua da deformação crustal, como as que utilizam inclinómetros (*tiltmeters*), extensómetros (*extensometers* ou *strainmeters*) e *creepmeters*. Salienta-se o desenvolvimento recente de técnicas de medição de distâncias utilizando satélites artificiais e radiação electromagnética (técnicas geodésicas espaciais), nomeadamente o SLR (*Satellite Lazer Ranging*), o VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*) e o GPS (*Global Positioning System*), entre outras (VITA-FINZI, 1986; PAGARETE, 1989; PRESCOTT, DAVIS & SVARC, 1989).

A variedade de critérios apresentados para a identificação de actividade neotectónica, bem como a possibilidade de comparar os resultados obtidos nos estudos neotectónicos directamente com dados geofísicos e com medições de tensão *in situ*, evidenciam o carácter acentuadamente interdisciplinar da Neotectónica (CABRAL, 1988; PAVLIDES, 1989). Com efeito, a sua ligação a um regime tectónico (o mais recente na região em estudo) relaciona-a com a Tectónica Global, enquanto o seu significado cronológico a relaciona com a Estratigrafia (particularmente dos períodos Neogénico e Quaternário) e a Geocronologia; o facto de a actividade neotectónica produzir deformações das rochas junto à superfície topográfica e de condicionar frequentemente o relevo relaciona-a com a Geologia Estrutural e a Geomorfologia; o seu prolongamento até à actualidade e a ligação estreita aos mecanismos geradores de sismos associa-a à Geodesia e à Sismologia; a comparação de resultados com medições de tensão *in situ* relaciona-a com a Mecânica das Rochas.

A *Sismotectónica* consiste num ramo interdisciplinar entre a Sismologia e a Neotectónica, cujo objectivo é o

estabelecimento de correlações entre parâmetros sismológicos (geralmente associados a sismos superficiais) e parâmetros geológicos (tais como comprimentos de ruptura, rejeitos e velocidades de deslocamento em falhas). Alguns autores, como MORNER (1989a), consideram a Sismotectónica como o estudo de movimentos crustais induzidos por eventos sísmicos.

Ao avaliar-se a actividade neotectónica de uma região, há a considerar duas situações possíveis:

**a** — o enquadramento geológico da região é tal que o seu ambiente tectónico se encontra numa *situação estacionária*, estabelecida há um período de tempo mais ou menos longo. Esta situação conduz a deformações em estruturas geológicas activas relativamente bem definidas, com estilos e taxas médias de actividade característicos, facilitando a sua caracterização e permitindo prever, com relativa segurança, o seu comportamento futuro;

**b** — a região em estudo situa-se num contexto geológico tal que o seu ambiente tectónico se encontra numa *situação de transição*, como sucede, por exemplo, quando há nucleação e/ou propagação de uma nova fronteira de placas. Esta situação complica muito os estudos de neotectónica, pois, além de provocar uma modificação mais ou menos acentuada do regime de deformação das estruturas activas pré-existentes, pode desencadear a reactivação de estruturas previamente inactivas e favorecer mesmo a geração de novas estruturas, como, por exemplo, a nucleação de falhas ou o desenvolvimento de dobras, tornando muito mais complexa a identificação e previsão da actividade tectónica regional (e de todas as manifestações associadas, como as deformações da superfície topográfica e a sismicidade).

## II.2. Tipos de deformação neotectónica

A actividade neotectónica pode originar deformações diversas, consoante o ambiente tectónico, condicionadas principalmente pelas características do campo da tensão na região estudada desde o início do período neotectónico considerado até à actualidade, e pelo comportamento dúctil ou frágil da litosfera à escala geológica.

Para facilitar a sua descrição, podemos dividir as deformações neotectónicas em diferentes tipos, embora eles estejam muitas vezes associados geneticamente:

**a** — movimentos verticais da crosta, por vezes associados a dobramentos de grande raio de curvatura, originando levantamento, subsidência ou balançamentos;

**b** — dobramentos, geralmente pouco acentuados, e flexuras;

**c** — movimentos em falhas.

## II.2.1. Movimentos verticais da crosta

Os movimentos verticais «recentes» da crosta terrestre têm uma acção essencial na formação dos relevos actuais. Constituem uma tectónica particular, com métodos de investigação próprios, pois é sobretudo de uma forma indirecta — pelo estudo dos seus efeitos sobre a morfogénese (análise geomorfológica) e sobre a sedimentação — que é possível evidenciá-los e avaliar a sua importância.

Podem distinguir-se os movimentos verticais em sentido estrito, isto é, aqueles que resultam de deslocamentos verticais sem extensão ou contracção horizontal significativas da crosta, e os movimentos verticais que acompanham deformações tangenciais importantes da crosta (MATTAUER, 1980).

De entre os movimentos verticais em sentido estrito podem considerar-se essencialmente:

- os que resultam de empolamentos do manto sob a crosta, compensados por depressões em áreas vizinhas, como sucede provavelmente em vastas regiões de crosta continental «estável» afectadas por arqueamentos anticlinais e depressões sinclinais de grande raio de curvatura;
- os que resultam de recuperação isostática.

Os movimentos verticais da crosta de recuperação isostática incluem principalmente dois tipos:

— os movimentos devidos a fenómenos cíclicos de instalação e eliminação de grandes massas de água, no estado líquido ou sólido, nas bacias oceánicas e em áreas continentais durante os períodos glaciários e interglaciários que se sucederam ao longo do Quaternário, nomeadamente, transgressões e regressões glacio-eustáticas em plataformas continentais (movimentos hidro-isostáticos), acumulação e evaporação de água em grandes lagos, e acumulação e fusão de extensas calotas glaciárias em áreas continentais (movimentos glacio-isostáticos);

— os movimentos em orógenos devidos a reajustamentos isostáticos resultantes de remoção de material por erosão à superfície, ou desencadeados pelo abrandamento dos esforços tectónicos tangenciais.

As regiões de deformação horizontal intensa na crosta, na sua maioria localizadas em áreas de fronteira de placas litosféricas, sofrem frequentemente movimentos verticais importantes, como os que resultam de *rifting* (extensão), de dobramentos e falhamentos associados a zonas de colisão continental ou onde ocorre subducção litosférica (contração), ou os que geralmente se associam a grandes falhas de desligamento.

Sabe-se hoje que as placas litosféricas não são rígidas, podendo sofrer deformações importantes no seu interior. As tensões tectónicas associadas à interacção das placas nas regiões de fronteira transmitem-se a grandes distâncias no interior das placas, produzindo deformações geralmente de maior intensidade nas áreas de «antepaís» relativamente a orógenos «recentes», e podendo originar também movimentos verticais do tipo «arqueamento de grande raio de curvatura» ou balançamentos de escala regional.

Os movimentos verticais podem ser avaliados directamente através de medições geodésicas, obtendo-se valores que correspondem a velocidades de levantamento, ou de subsidência, instantâneas à escala geológica. No entanto, na maioria dos casos eles são avaliados indirectamente, utilizando-se referências estratigráficas ou geomorfológicas deslocadas. Neste caso obtêm-se velocidades médias de movimentação vertical para um intervalo de tempo correspondente à idade das referências usadas. As velocidades médias podem dar uma ideia errada de continuidade em movimentos que se processam a velocidade variável, com episódios de actividade separados por períodos de estabilidade, ou que podem mesmo sofrer inversões no sentido da movimentação.

Os movimentos verticais podem ser identificados utilizando-se referências regionais, estimando-se movimentos relativos apenas de valor regional, ou podem ser avaliados usando-se uma referência global, obtendo-se então valores «absolutos» de deslocamento vertical. A referência global geralmente utilizada é a superfície do geóide, que corresponde a uma superfície equipotencial do campo gravítico terrestre coincidente com o nível médio das águas do mar.

A utilização do geóide como referência global permite usar antigas linhas de costa, actualmente elevadas ou deprimidas, para avaliar movimentações verticais. Existem, contudo, alguns problemas que é necessário considerar: a forma do geóide, controlada pela atracção gravítica terrestre, pelo efeito centrífugo da rotação da Terra e pela gravidade astronómica, é hoje

bem conhecida, particularmente nas áreas oceânicas, através da geodesia de satélite, verificando-se que não é regular, mas apresenta um relevo com um desnível (topográfico) máximo de quase 180 m (MORNER, 1976; VITA-FINZI, 1986; ANDERSON, 1989). MORNER (1976) considera que a forma do geóide pode modificar-se em períodos de tempo relativamente curtos, quer horizontalmente (migração geográfica do relevo do geóide), quer verticalmente (variação do relevo do geóide), reflectindo, segundo o mesmo autor (MORNER, 1989d), o elevado dinamismo dos processos endógenos do globo terrestre. Em consequência, ao analisarem-se as variações relativas do nível do mar, não será possível distinguir e separar os verdadeiros movimentos verticais da crosta de modificações da configuração do geóide (independentemente da ocorrência de movimentos glacio-eustáticos) (MORNER, 1986).

Pelo contrário, ANDERSON (1989, pp. 241-246) considera que a distribuição das anomalias do geóide tem origem em fenómenos à escala global, afectando o manto e a litosfera terrestre, ocorridos há centenas de milhões de anos. Além das elevações do geóide relacionadas com zonas de subducção activas, o relevo do geóide apresenta pouca relação com a distribuição actual das placas litosféricas ou dos continentes. Retirando as grandes anomalias positivas associadas a zonas de subducção, o geóide «residual» mostra duas extensas elevações, sobre o Pacífico central e a região do Atlântico oriental-África. Estas anomalias positivas estarão relacionadas com a formação de supercontinentes no Carbónico superior-Pérmico, e o consequente isolamento térmico do manto por uma litosfera continental espessa — *continental insulation* — durante um período de tempo muito prolongado ( $\approx 150$  Ma), reflectindo-se ainda hoje, após a fragmentação e deriva continental, pelo que têm um carácter acenualmente estável, sofrendo modificações muito lentas.

A título de exemplo, apresentam-se seguidamente alguns valores de velocidades de movimentação vertical em diversas regiões do globo terrestre, correspondentes a ambientes geológicos diversos, sintetizados na Tabela I.

## II.2.2. Movimento em falhas. Noção de falha activa

O movimento neotectónico em falhas inclui dois tipos:

— o *creep*, ou *fluência* no sentido de reptação, que consiste num deslizamento lento, assísmico, ao longo de

uma falha. Este pode ser episódico, caracterizado por eventos de movimentação intervalados por períodos de estabilidade, ou contínuo. O *creep* contínuo pode ser estacionário, processando-se a velocidade constante, ou variável, distinguindo-se eventos com maior velocidade de fluência. O movimento de *creep* numa falha pode ocorrer em profundidade ou à superfície, mas não necessariamente em todas as profundidades simultaneamente, sendo explicado por cedência plástica em rochas de falha relativamente fracas (*fault-gouge*);

— o *deslizamento brusco*, quase instantâneo, periódico, numa superfície de falha, por rotura ao longo dessa superfície, com libertação súbita de grandes quantidades de energia sob a forma de calor e de ondas elásticas que, propagando-se nas rochas, constituem *sismos*.

Com efeito, embora nem todos os sismos resultem de rotura em falhas, a maioria da sismicidade natural, particularmente a de maior intensidade, está relacionada com movimentações bruscas naquelas estruturas, considerando-se ainda hoje, cerca de 80 anos após a sua introdução por REID (em 1911), o *ressalto elástico* em rochas deformadas como o mecanismo sismogénico fundamental (KRINITZSKY, 1974; ALLEN, 1975; SLEMONS, 1977; BOLT, 1988; SIBSON, 1989; SCHOLZ, 1990; entre outros).

Como referimos, o conceito de Neotectónica tem mais utilidade na medida em que considere a *tectónica activa*. Nos estudos de tectónica activa procura-se essencialmente extrapolar para o futuro (mais ou menos próximo), isto é, a atenção concentra-se nas estruturas geológicas que têm possibilidade de sofrer reactivação, e na possibilidade de geração de novas estruturas.

Em consequência da sua actividade, as deformações neotectónicas impõem *riscos geológicos* muito importantes às populações, com maior ênfase para o *risco sísmico*. Para a avaliação do risco sísmico (e do risco de rotura superficial em falhas) numa região interessa identificar e caracterizar as *falhas activas*, isto é, aquelas que apresentam evidências (geológicas, geofísicas e históricas) de possuírem potencial de movimentação.

Pelos riscos geológicos impostos, a avaliação da actividade das falhas integra-se frequentemente no âmbito de estudos aplicados à segurança de construções sensíveis (por exemplo centrais nucleares e barragens) e das populações (por exemplo, em estudos de microzonagem sísmica para planeamento urbano). Neste contexto, geralmente consideram-se activas aquelas falhas com evidências de deslocamentos suficientemente recentes

TABELA I

REGIÃO	Vi mm/ano	Vm mm/ano	AMBIENTE GEOLÓGICO	AUTOR
Montanhas de Akaishi Honshu - Japão	3	≈ 3 (2 Ma)	Subducção Litosférica	1
Ilhas das Novas Hébridas - Oceano Pacífico		>5 (130 Ka) >2 (10 Ka)	Subducção Litosférica	2
Mendocino - Califórnia EUA		4 (130 Ka)	Ponto Triplo (F - F - T)	3
Califórnia - EUA		0,3 (130 Ka)	Falha Transformante (falha de Sto André)	3
Alpes Suíços	0,44 - 0,76	0,54 (7 Ma)	Colisão Continental	1
Montanhas de Karakorum e Nanga Parbat - Himalaias		>2 (1,6 Ma)	Colisão Continental	4
Sistema de Montanhas Alpino (Alpes, Cárpatos, Causcos, Pamirs e Himalaias)	≤ 2	≤ 2 (40 Ma/5 Ma/10 Ka)	Colisão Continental	5
Alpes Ocidentais e Centrais	0,7 - 2		Colisão Continental	5
Finlândia e Península Escandinava (Fennoscândia)		10 (8,5 Ka)	Intraplaca	6
	≤ 500 (a) (13 - 4,5 Ka)		Intraplaca (recuperação glacio - isostática)	
Litoral do SE dos EUA		0,005 - 0,02 (3,5 - 3 Ma)	Intraplaca (margem continental passiva atlântica)	7
Litoral do SE dos EUA Carolina do Norte - Cape Fear	1,7 (b) ≈ 10	0,01 (5 Ma - 200 Ka) 0,1 (200 - 10 Ka) 1 (10 Ka)	Intraplaca (margem continental passiva atlântica)	8

Quadro de síntese de velocidades de deformação vertical da crosta (levantamento) em diferentes áreas do globo terrestre correspondentes a ambientes geológicos diversos, segundo vários autores. Vi, velocidade instantânea obtida por medições geodésicas, excepto (a), referente a velocidades instantâneas no período assinalado inferidas por métodos geológicos, e (b), inferida de registos históricos de marégrafos; Vm, velocidade média referente ao período assinalado entre parênteses (em milhões de anos - Ma, ou milhares de anos - Ka). 1 - VITA-FINZI (1986); 2 - BLOOM (1980); 3 - MERRITS & BULL (1989); 4 - OWEN (1989); 5 - NIKONOV (1989); 6 - MORNER (1981, 1989c); 7 - DOWSETT & CRONIN (1990); 8 - GARDNER (1989).

para que exista uma certa probabilidade de se darem novos deslocamentos durante o tempo de vida das construções em causa, ou num futuro relativamente próximo.

Assim, o intervalo de tempo que se considera na definição de falha activa depende frequentemente da aplicação do conceito. Quanto mais crítica é a obra cuja segurança se pretende garantir (por exemplo uma central nuclear) maior é o intervalo de tempo que se considera na definição da actividade das falhas (mais se recua no registo geológico para a identificação de deslocamentos), isto é, menor é a probabilidade aceite para a ocorrência de movimentos a tomar em consideração na localização e projecto da obra (SLEMMONS, 1977; SLEMMONS & MCKINNEY, 1977). Em estudos de neotectónica aplicados à segurança de centrais nucleares é norma recuar-se aos últimos 500 000 anos para a definição de falhas activas — neste caso denominadas falhas capazes (U.S. Nuclear Regulatory Commission, 1978; Agência Internacional de Energia Atómica, 1979).

Concluindo, nos estudos em que se aplica o conceito de estrutura activa (mais frequentemente o de falha activa), é a amplitude do intervalo de tempo em que se pretende fazer previsões no futuro, bem como a probabilidade de reactivação admitida, que geralmente vão determinar a definição do período a considerar no passado, ou seja, o limite cronológico inferior para a actividade geológica.

Esta metodologia não é a mais correcta do ponto de vista geológico — tal como na definição de Neotectónica, a abordagem da actividade geológica deve ser feita em função do regime tectónico. Assim, por exemplo, deve definir-se *falha activa* como uma falha que sofreu deslocamentos no regime tectónico presente, apresentando, pois, capacidade para sofrer novos deslocamentos no futuro (SLEMMONS & MCKINNEY, 1977).

Se uma estrutura não sofreu reactivação no regime tectónico vigente, a probabilidade de sofrer reactivação num futuro próximo é baixa. Quanto mais se ampliar o intervalo de previsão, mais aumenta a probabilidade de reactivação e também de geração de novas estruturas, surgindo um novo parâmetro muito importante que é a possibilidade de modificação do regime tectónico (situação de *tectónica de transição*; cap. II.1.).

A possibilidade de modificação do regime tectónico vigente (ou seja, do regime neotectónico) é um assunto fundamental a ter em consideração nas previsões de actividade geológica a muito longo prazo, como sucede nos estudos relacionados com o armazenamento de resíduos radioactivos em formações geológicas. Nestes estudos

considera-se geralmente um intervalo de tempo muito longo para a identificação de actividade, abrangendo o Neogénico superior e o Quaternário, ou seja, os últimos 5 a 10 Ma. Contudo, atendendo a que o armazenamento de resíduos radioactivos de alta actividade implica uma previsão dos fenómenos geológicos num período da ordem de 1 Ma (BARRIGA & RIBEIRO, 1983; FYFE, 1984, 1988; FYFE *et al.*, 1984), o aspecto fundamental, para além da identificação das estruturas neotectónicas, é avaliar se o regime tectónico se manterá estável naquele período de tempo.

### II.3. A definição «estática» de actividade tectónica e o conceito de «grau de actividade»

A noção de actividade tectónica que se tem apresentado é dualista, admitindo para cada estrutura geológica a situação de «activa» ou «inactiva», com base na idade dos últimos movimentos identificados na estrutura. Este conceito rígido de actividade tectónica não é o que melhor traduz a realidade, pois não atende à acentuada variação que existe no grau relativo de actividade das estruturas, particularmente entre diferentes ambientes geológicos.

Assim, o potencial de deslizamento numa falha é melhor traduzido pelo conceito de *grau de actividade da falha*. É, pois, mais correcto classificar as falhas activas de acordo com o seu grau de actividade, considerado geralmente em função da velocidade (ou taxa) média de deslocamento (SLEMMONS, 1977, 1982; SLEMMONS & MCKINNEY, 1977; CLUFF, 1978a,b).

A *taxa* ou *velocidade média de deslocamento* (ou deslizamento) de uma falha obtém-se dividindo a separação espacial entre referências lineares ou planares, geológicas ou geomorfológicas, deslocadas pela falha, pela idade das referências.

Representando graficamente os rejeitos tectónicos produzidos por uma falha sobre diferentes referências (espaço) em função da idade das referências (tempo), obtém-se uma linha (recta ou curva) cujo declive indica a taxa de deslizamento da falha, geralmente expressa em cm/ano ou mm/ano. Para cada referência utilizada existe sempre uma incerteza na avaliação da sua idade e do rejeito tectónico, de modo que os dados são representados graficamente por «janelas de incerteza» e não por pontos.

Existem falhas com um grau de actividade extremamente alto, indicado por uma velocidade de deslizamento superior a 10 cm/ano, embora pouco frequentes,

mesmo em áreas de fronteira de placas litosféricas, restringindo-se a algumas zonas de subducção. As falhas muito activas apresentam uma taxa média de movimentação compreendida entre 1 e 10 cm/ano, localizando-se na sua maioria em fronteiras de placas litosféricas. Contrastando com estes valores existem falhas apresentando velocidades médias de deslizamento inferiores a  $10^{-3}$  mm/ano, com um grau de actividade baixo a muito baixo, localizadas geralmente no interior de placas litosféricas. Entre estas situações extremas encontram-se todos os casos intermédios.

CLUFF, COPPERSMITH & KNUEPFER (1982) propõem uma classificação de actividade tectónica mais completa, em que consideram seis classes (e cinco subclasses) de falhas activas, com base na combinação de seis características de comportamento das falhas, nomeadamente: a velocidade média de deslizamento, o deslocamento máximo por rotura sísmica, o comprimento de rotura, a dimensão dos sismos produzidos (momento sísmico e magnitude) e o seu intervalo de recorrência. BLÈS *et al.*, (1991) apresentam também uma classificação detalhada da actividade de falhas, que consideram mais adequada ao contexto neotectónico da Europa ocidental, compreendendo 12 classes baseadas na deformação que as falhas produzem (presença de deformação junto à superfície topográfica e suas características, ou ausência de deformação superficial) e na sismicidade associada (ocorrência de sismicidade histórica e/ou instrumental, ou ausência de sismicidade reconhecida).

Como salientámos atrás (cap. I.1.2.), no presente trabalho classificamos como activas todas as estruturas geológicas (incluindo as falhas) com evidências de deformação no período tectónico considerado (2 Ma), procurando, sempre que possível, avaliar e explicitar o seu grau de actividade.

### III. CRITÉRIOS DE ACTIVIDADE TECTÓNICA UTILIZADOS. METODOLOGIA DE AQUISIÇÃO DE DADOS

Para reconhecer as estruturas tectónicas activas no território português, além de se utilizarem critérios estratigráficos e geomorfológicos, já explanados no capítulo anterior, usaram-se também critérios fotogeológicos.

Como se referiu, os *critérios estratigráficos* consistem na identificação de estruturas geológicas afectando

formações de idade compreendida no período neotectónico considerado, ou seja, de idade quaternária ou do Pliocénico terminal, enquanto os *critérios geomorfológicos* se baseiam no reconhecimento de acidentes tectónicos com expressão topográfica nítida, de aspecto jovem, ou deformando superfícies de erosão (ou outras referências morfológicas) também de idade finipliocénica a quaternária (aproximadamente os últimos 2 Ma).

Os *critérios fotogeológicos* consistem na identificação, em fotografias aéreas ou em imagens obtidas por satélite, de evidências morfológicas de actividade tectónica e de lineamentos geológicos correspondendo provavelmente a falhas activas por atravessarem formações de idade quaternária ou interceptarem estruturas activas reconhecidas por outros métodos (RIBEIRO, 1982; RIBEIRO & CABRAL, 1985).

Nos estudos realizados não se utilizaram critérios sísmológicos para a identificação de falhas activas, de modo a garantir independência entre a localização das falhas, identificadas por critérios geológicos, e a actividade sísmica, possibilitando assim a sua comparação. Com efeito, os dados sísmológicos referentes ao território português serão posteriormente integrados com toda a informação neotectónica para a elaboração de um modelo geodinâmico.

Considerando a extensão de Portugal continental, a recolha e análise de toda a informação para a elaboração do presente trabalho baseou-se, necessariamente, em fontes e métodos muito diversos, incluindo uma importante componente de *pesquisa bibliográfica*. Assim, além de sínteses regionais e estudos locais de numerosos autores, referenciados ao longo do texto, utilizaram-se as cartografias geológicas e geomorfológicas disponíveis, principalmente as cartas geológicas nas escalas 1:50 000, 1:200 000, 1:500 000 e 1:1 000 000 publicadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, a Carta Geológica na escala 1:1 000 000 integrada no Atlas do Ambiente, publicado pela Comissão Nacional do Ambiente (1982), e uma Carta Geomorfológica de Portugal, na escala 1:500 000, publicada pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa (FERREIRA, 1981).

Na aquisição e análise dos dados sobre a neotectónica do território português utilizaram-se também outras *metodologias*, nomeadamente:

a — *estudos geológicos no terreno*, de reconhecimento regional, e estudos locais detalhados, incluindo cartografia a grande escala. Vários destes estudos conduziram à redacção de trabalhos, referenciados ao longo do texto;

**b** — observação directa do terreno em diversos voos de reconhecimento geológico sobre o território português, geralmente sob condições de luz rasante. Na totalidade efectuaram-se três conjuntos de voos — um reconhecimento aéreo das regiões de Aveiro, Porto, vale do Douro, Vilaça e Bragança, em Agosto de 1979, e outro abrangendo a totalidade do País, em Junho e Setembro de 1983 (RIBEIRO & CABRAL, 1983a), ambos realizados no âmbito de estudos de selecção de sítios para a instalação de centrais nucleares, além de um voo sobre as regiões de Grândola, Aljustrel, Messejana, Odemira, serra da Mesquita e Faro, em Fevereiro de 1983, no âmbito de estudos para o estabelecimento dos critérios anti-sísmicos preliminares para o projecto das instalações das minas de Neves-Corvo (Woodward-Clyde Consultants, 1983);

**c** — observação e interpretação de fotografias aéreas verticais a preto e branco, na sua maioria à escala 1:15 000 sendo outras à escala aproximada 1:26 000. Para a análise de lineamentos, além da observação de algumas imagens de satélite não interpretadas (imagens LANDSAT, banda 6, a preto e branco, processadas por TELESPIAZIO para ESA-EARTHNET em 1985, à escala aproximada 1:500 000), utilizou-se o Mapa de Sistemas de Fracturas de Portugal, elaborado por CONDE & ANDRADE (1976), e o Mapa de Fracturas do Oeste da Península Ibérica, elaborado por CONDE para a Electricidade de Portugal (EDP) em 1983, no âmbito de estudos de selecção de sítios para centrais nucleares, ambos à escala 1:500 000;

**d** — análise do relevo a partir da sua representação em mapas topográficos e hipsométricos, realizada sobre folhas de diversas cartas editadas pelo Instituto Geográfico e Cadastral, nomeadamente às escalas 1:50 000, 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000 e 1:600 000 (Carta Hipsométrica de Portugal), sobre folhas da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25 000, editadas pelo Serviço Cartográfico do Exército, e também sobre a Carta Hipsométrica, na escala 1:1 000 000, integrada no Atlas do Ambiente, publicado pela Comissão Nacional do Ambiente (1982).

#### IV. AS REFERÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS UTILIZADAS E O PROBLEMA DA SUA DATAÇÃO

Para a identificação de actividade neotectónica utilizaram-se, como referências estratigráficas, todas as

formações geológicas disponíveis no território português com uma idade compreendida no período neotectónico considerado, isto é, inferior a cerca de 2 Ma. Estas referências incluem formações sedimentares de natureza muito diversa (vejam-se sínteses em ZBYSZEWSKI, 1943a, 1957, 1971; TEIXEIRA, 1979; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980; RIBEIRO *et al.*, 1979), nomeadamente:

##### **a** — na faixa litoral:

— sedimentos marinhos de fácies litoral, associados a testemunhos de plataformas de abrasão marinha e praias elevadas, e sedimentos fluviais e fluvio-marinhos correlativos, de planície litoral;

— colianitos, incluindo dunas fósseis consolidadas;

— depósitos de cascalheira de vertente, frequentemente associados a arribas marinhas fósseis, ou na dependência de vertentes associadas a linhas de água.

##### **b** — no interior:

— cascalheiras grosseiras de planalto, frequentemente designadas por *rañas*;

— depósitos de terraço fluvial, representados principalmente ao longo dos vales das linhas de água principais;

— tufo e travertinos calcários;

— depósitos de cascalheira de vertente e formações de leque aluvial;

— moreias glaciárias, alguns relevos mais altos do Centro e Noroeste do País (serra da Estrela e serras do Alto Minho).

Como se depreende da análise de sínteses sobre o Quaternário em Portugal, referenciadas acima, os estudos sobre o Plio-Plistocénico e Holocénico no território português fundamentaram-se tradicionalmente na aplicação das estratigrafias «alpina» (glaciações) e «mediterrânica» (níveis de praia), com a correspondente tentativa de «atribuição» das várias formações geológicas portuguesas aos diferentes andares daquelas estratigrafias.

Esta metodologia, juntamente com a adopção do modelo clássico do glacio-eustatismo desenvolvido por diversos autores (como DÉPÉRET) nos primeiros decénios deste século (GUILCHER, 1969; CARVALHO, 1981), atribuindo significado estratigráfico global às cotas de depósitos de praia quaternários na bacia medi-

tarrânica, conduziram à aplicação sistemática do denominado *critério altimétrico* para a datação de níveis de praia e de terraços fluviais, com base no escalonamento dos depósitos e formas correlativas na topografia.

Embora o modelo clássico do glacio-eustatismo e, consequentemente, o critério altimétrico para datação de formações quaternárias tenham sido abandonados há muito tempo pela maioria da comunidade científica, a sua aplicação em Portugal persistiu largamente até ao final da década de 70, apesar da oposição crítica de alguns autores de quem destacamos G. SOARES DE CARVALHO (1981, 1988). Com efeito, a cota a que se encontram os testemunhos de uma antiga linha de costa numa dada área não pode ser utilizada directamente para datá-la, pois depende da interacção de numerosos factores, sintetizados, por exemplo, em MÖRNER (1976), resultando da conjugação da eustasia e de movimentos crustais (isostáticos e tectónicos) na área, além do efeito da «topografia» do geóide. Assim, a altimetria permite apenas o estabelecimento de correlações e a elaboração de uma cronologia relativa em áreas restritas, ou um pouco mais alargadas desde que reconhecidamente estáveis.

Além da aplicação do método, manifestamente inválido, da altimetria, as formações quaternárias no território português têm sido também datadas por *métodos arqueológicos*, através de achados de indústrias líticas ou testemunhos de níveis de ocupação humana pré-históricos. Embora de grande utilidade, consistindo muitas vezes na única possibilidade de datação, estes métodos apresentam, contudo, limitações importantes, como a dificuldade na caracterização tipológica das indústrias mais antigas e a fraca resolução cronológica que permitem, além de que «frequentemente (os vestígios encontrados) são apenas de superfície, o que lhes confere valor diminuto como indicadores de idade» (TEIXEIRA, 1979, p. 45).

As formações do Pliocénico terminal e do Quaternário em Portugal continental têm-se mostrado geralmente azóicas, embora existam alguns sedimentos marinhos e continentais coníferos e se conheçam jazidas de vertebrados terrestres, além de se observarem, por vezes, testemunhos de paleofloras (veja-se síntese em ZBYSEWSKI, 1971).

No que diz respeito a *fósseis marinhos*, até hoje não se identificaram em Portugal os fósseis característicos do Quaternário mediterrânico, nomeadamente *Strombus bubonius* Lam., característico da «fauna quente» do

Tirreniano, e *Arctica islandica* Lin., característico da «fauna fria» do Siciliano e Calabriano (CARVALHO, 1981, 1988). Algumas espécies, contudo, poderão dar indicações paleoambientais com implicação estratigráfica, como por exemplo a presença de *Patella safiana* num nível de praia localizado à cota de cerca de 15 m, próximo do Forte de Baralha (costa meridional da Península de Setúbal), indicando possivelmente um ambiente marinho um pouco mais quente do que o actual (ZBYSEWSKI, 1957, p. 118), que poderá corresponder ao último período interglaciário.

Os *macro-restos de vertebrados continentais* têm fornecido algumas indicações estratigráficas importantes, nomeadamente nas regiões de Mealhada, Condeixa, Ribatejo e Algarve, destacando-se os estudos recentes de ANTUNES e colaboradores (ANTUNES, 1986; ANTUNES *et al.*, 1986a,b,c; ANTUNES, CARDOSO & FAURE, 1988).

Quanto aos métodos paleontológicos de datação há ainda a referir numerosos *estudos de paleobotânica*, incluindo a identificação de macro-restos e impressões de vegetais, além de análises polínicas. Os testemunhos das paleofloras encontram-se geralmente em camadas argilosas ou argilo-arenosas, por vezes muito ricas em matéria carbonosa, chegando a constituir níveis turfosos mais ou menos lenhitos, como por exemplo nas áreas de S. Torpes (Sines) (ZBYSEWSKI, 1957; SCHROEDER-LANZ, 1971) e Ferrel (Peniche) (CABRAL, 1981; DINIZ, 1989; FREIRE, RAMOS & CARVALHO, 1989). Os resultados publicados resumem-se frequentemente a uma listagem de géneros e espécies, com breves considerações paleoambientais principalmente de índole paleoclimática, revelando-se de pouca utilidade cronológica. Uma correcta caracterização paleoambiental implica, além dos estudos paleoflorísticos, um estudo simultâneo, detalhado, das características sedimentológicas das formações (DINIZ, 1989). Além disso, para terem aplicação cronoestratigráfica, os estudos palinológicos devem incidir sobre uma espessura de sedimentos suficiente para se obter um diagrama polínico longo e tanto quanto possível contínuo, de modo a poder-se compará-lo com curvas de oscilação climática conhecidas. As formações carbonosas aflorantes no litoral a NE de Ferrel têm-se revelado propícias a um estudo detalhado desta índole (DINIZ, 1989; FREIRE, RAMOS & CARVALHO, 1989), ainda em desenvolvimento.

Outro método que também tem sido utilizado na datação de sedimentos de interesse neotectónico baseia-se no *tipo de solo* desenvolvido nos depósitos sedimentares e o seu *grau de evolução*, podendo, por vezes, o

próprio solo, desenvolvido em formações mais antigas, ser considerado como um elemento estratigráfico. Vejam-se referências a solos e a processos pedogenéticos com implicações cronoestratigráficas, por exemplo, em RAYNAL (1979) (solos fersialíticos mais ou menos desenvolvidos, com ou sem crostas calcárias associadas, do Vilafrankiano superior ao Plistocénico superior), AZEVEDO (1982) (solos vermelhos de grande espessura, do tipo fersialítico, atribuídos ao Vilafrankiano médio), AZEVEDO & CARVALHO (1983-85) (silcretes da região de Rio Frio-Palmela, considerados pelos autores como possivelmente do Vilafrankiano inferior), CARVALHO (1983) (concreções calcárias com *Microcodium* do «Complexo de Galamares», Sintra, atribuídas à base do Plistocénico), e em CARVALHO & PRATES (1983-85) (caliços algarvios considerados como datando possivelmente do Plistocénico inferior).

Embora consideremos que a metodologia estratigráfica baseada no tipo de solo desenvolvido nas formações geológicas seja válido principalmente para o estabelecimento de uma cronologia relativa local, uma vez que a evolução pedológica depende não só do tempo mas de numerosos outros factores, como a natureza do substrato geológico e a sua posição geográfica (influência dos agentes climáticos e da topografia), admitimos, contudo, que certos tipos de solo possam ter valor estratigráfico à escala regional (BIRKELAND, 1974; BOWEN, 1978; BORNAND, 1985). Num estudo que realizámos na depressão tectónica da Vilarça (Trás-os-Montes Oriental) (CABRAL, 1985) tentámos utilizar o grau de alteração de clastos em depósitos grosseiros provavelmente plistocénicos para atribuir uma idade aos sedimentos, com base em critérios referidos por RAYNAL (1979), embora actualmente consideremos este método com reserva e lhe atribuíamos também um valor essencialmente de ordem local (conduzindo a uma cronologia relativa e não absoluta).

Além dos problemas inerentes aos métodos de avaliação da idade das formações sedimentares, julgamos que outro factor importante de imprecisão na cronologia do Quaternário em Portugal consiste na aplicação, como referimos, das estratigrafias «alpina» e «mediterrânica» aos depósitos de génese continental e marinha, com a correspondente tentativa de «encaixar» as várias formações geológicas nos diferentes andares daquelas estratigrafias, utilizando critérios altimétricos baseados nos «níveis de Dépèret». Com efeito, «em Portugal as unidades («níveis» ou «praias»), em geral,

têm sido designadas indiferentemente quer sejam marinhas ou fluviais, com os nomes das unidades cronoestratigráficas do Quaternário do Mediterrâneo» (CARVALHO, 1981, p. 53), embora, segundo o mesmo autor (1988, p. 110), se reconheça que «muitos dos depósitos, aos quais se procurou adaptar o modelo altimétrico, nada têm a ver com variações do nível do mar, mas sim com variações climáticas (terraços climáticos); nem todos os «terraços» são de épocas interglaciárias, mas particularmente nos vales poderão ser de épocas glaciárias (...) (e) pode não haver qualquer ligação cronoestratigráfica ou cronológica entre os depósitos dos «terraços» dos vales e os depósitos dos «terraços» da faixa litoral».

A esta problemática há ainda a acrescentar o facto de se saber hoje, através de análises polínicas em sedimentos continentais e marinhos, e pela variação da razão  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  em conchas de fósseis marinhos (principalmente foraminíferos planctónicos e bentónicos) contidos em sedimentos pelágicos, que as oscilações climáticas pronunciadas que se iniciaram no Hemisfério Norte há cerca de 2,5 a 2,3 Ma (base do andar Pretigliano da palinoestratigrafia do Noroeste da Europa) e que caracterizam todo o período Quaternário (com maior intensidade a partir do Plistocénico médio), com alternância de períodos frios (glaciários) e períodos quentes (interglaciários) e as correspondentes oscilações glacio-eustáticas do nível do mar, são muito mais complexas e frequentes do que sugerem as seis «glaciações» da terminologia alpina (*Würm, Riss, Mindel, Gunz, Donau e Biber*) ou os andares da estratigrafia marinha mediterrânica (EMILIANI, 1966a,b; SHACKLETON & OPDYKE, 1973; SHACKLETON, 1975; SHACKLETON *et al.*, 1984; ZAGWIJN, 1974, 1975; BOWEN, 1978; SUC & ZAGWIJN, 1983; BEAULIEU & SUC, 1985; DUPLESSY, 1985; CHALINE, 1985; PRENTICE & MATTHEWS, 1988). Com efeito, identificaram-se 19 ciclos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (ou *oxygen isotope stages*), correspondentes a 8 glaciações principais (BOWEN, 1978, p. 75), desde o Plistocénico médio (0,73 Ma), e 36 ciclos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  a partir de 1,8 Ma (CHALINE, 1985), mostrando claramente como aquelas estratigrafias são simplificadas e muito incompletas relativamente à história paleoclimática do Pliocénico terminal-Quaternário e aos seus eventuais registos geológicos.

Na seqüência do que expusemos acima, ao longo deste trabalho evitaremos a utilização das terminologias «alpina» e «mediterrânica». Contudo, por ser frequentemente referido na bibliografia portuguesa e ter especial

interesse nos estudos de neotectónica, atendendo à sua idade — da base do Quaternário — empregaremos com alguma frequência o termo Calabriano.

O *Calabriano* designa um longo andar da estratigrafia marinha mediterrânica, cuja base corresponde à ocorrência dos primeiros «imigrantes frios» em sequências sedimentares marinhas neogénicas italianas (veja-se síntese em CABRAL, 1985, pp. 93-95), ou seja, ao limite Plio-Plistocénico. Contudo, a base do Calabriano, como a definimos, não está representada no seu estratotipo de Sta. Maria de Catanzaro (Calábria, Sul de Itália) (COLALONGO *et al.*, 1982; AGUIRRE, 1989). Actualmente considera-se o corte geológico de Vrica (Crotone, Calábria) adequado à definição do limite Plio-Plistocénico, estabelecido na base de um nível margoso assentando em conformidade sobre uma camada de referência sapropélica, próximo das primeiras evidências da entrada de «imigrantes nórdicos» na fauna marinha local (AGUIRRE & PASANI, 1985; BASSET, 1985; AGUIRRE, 1989). Este limite, que deverá corresponder à base do Calabriano, situa-se um pouco acima (3 a 6 m na coluna de sedimentos) do topo do evento paleomagnético de Olduvai, estimando-se-lhe, com base na taxa de sedimentação, uma idade ligeiramente superior a 1,6 Ma.

Nos elementos bibliográficos consultados (CABRAL, 1985, fig. AI.1, p. 102; CHALINE, 1985; HAQ & VAN EYSINGA, 1987; COTILLON, 1988; entre outros) não se observou um consenso quanto à idade do topo do Calabriano, a que não será estranha a grande imprecisão que existe na estratigrafia mediterrânica do Plistocénico inferior e médio, claramente explanada em RUGGIERI & SPROVIERI (1977). Dos dados analisados, julgamos que a melhor opção será a de considerá-lo a cerca de -1 Ma, ou um pouco acima, isto é, próximo do topo do interglaciário Waaliano dos Países Baixos (CABRAL, 1985, fig. AI-1, p. 102, e fig. AII-1, p. 115), ou no topo do período glaciário Menapiano da mesma estratigrafia (a aproximadamente -0,8 Ma) (CHALINE, 1985; HAQ & VAN EYSINGA, 1987).

Considerando a estratigrafia climática dos Países Baixos, o Calabriano, como o definimos acima, iniciará-se por uma tendência glacio-eustática negativa do nível do mar, correlativa da primeira fase fria do Plistocénico do Noroeste da Europa (equivalente ao andar Eburoniano da palinoestratigrafia dos Países Baixos), de -1,7/-1,6 Ma a -1,4/-1,3 Ma, a que se seguirá uma tendência de oscilação positiva glacio-eustática (correlativa do andar Waaliano da estratigrafia climática dos

Países Baixos), de -1,4/-1,3 Ma a aproximadamente -1 Ma (CABRAL, 1985).

O carácter azóico da maioria das formações do Pliocénico terminal e do Quaternário no território português, além de impossibilitar a utilização de critérios paleontológicos para a sua datação, também dificulta a aplicação de métodos radiométricos, como por exemplo o das «séries de decaimento do Urânio», ou outros, como o método da racemização de aminoácidos, para a determinação de idades, pois estas técnicas utilizam geralmente matéria de origem orgânica (conchas, ossos, restos de vegetais, húmus) contida nos sedimentos.

Com efeito, as datações geocronométricas em formações plio-quaternárias em Portugal limitam-se a algumas determinações de idade pelo método do radiocarbono, como por exemplo em sedimentos carbonosos ou em fragmentos carbonosos em S. Torpes (Sines) (SCHROEDER-LANZ, 1971), na serra da Estrela (JANSSEN & WOLDRINGH, 1981), no vale do Cávado (CARVALHO, 1989) e em Ferrel (Peniche) (DINIZ, 1989; RIBEIRO *et al.*, 1989a), em madeira carbonizada e em conchas contidas num horizonte arqueológico na praia do Magoito (DAVEAU, PEREIRA & ZBYSZEWSKI, 1982; PEREIRA, 1987), em conchas de gastrópodes de origem continental (*Helix*) contidas em areias eólicas (Oitavos e Magoito) e em matéria orgânica de um paleosolo subjacente a essas areias (Oitavos) (MONIZ & RIBEIRO, 1989; RIBEIRO *et al.*, 1989a; MONIZ, 1992), ou ainda em conchas marinhas e ossos de mamíferos associados a jazidas paleolíticas em diversos locais na Estremadura e Península de Setúbal (ANTUNES *et al.*, 1989).

Embora, como se constata, tenha havido recentemente um incremento sensível do número de datações pelo  $^{14}\text{C}$  em formações geológicas portuguesas, para o que muito contribuiu a montagem de um laboratório de radiocarbono no ICEN/LNETI em 1986, esta metodologia de datação tem uma aplicação restrita nos estudos de neotectónica, pois geralmente não permite recuar além de cerca de -40 000 anos, o que corresponde a um intervalo de tempo muito curto relativamente aos 2 Ma do período neotectónico considerado.

Às datações pelo  $^{14}\text{C}$  há ainda a acrescentar duas datações de tufo calcários do Baixo Alentejo pelos métodos de «decaimento do urânio» ( $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ ) e ESR (*Electron Spin Resonance*) (GAIDA & RADTKE, 1983). Uma metodologia que não tem sido utilizada, mas que poderá ser explorada no futuro, é a do paleomagnetismo, particularmente em sedimentos de fácies mais

finas, embora geralmente os resultados da magnetostatrigráfia necessitem de ser calibrados por outros métodos.

Em conclusão, os processos que têm sido utilizados no território português para datar as formações plio-quaternárias, que expusémos, embora em geral permitam uma atribuição segura da idade das formações ao intervalo de tempo correspondente ao período neotectónico considerado e, portanto, garantam o carácter activo de acidentes tectónicos afectando essas formações, na maioria dos casos não permitem uma boa definição cronológica. Este facto tem implicações importantes na avaliação das taxas de actividade dos acidentes neotectónicos, dificultando a sua determinação e reduzindo muito a precisão dos resultados.

Há algumas referências estratigráficas, com formas correlativas que constituem excelentes referências geomorfológicas, que, pela idade provável que apresentam — próxima do intervalo de tempo correspondente ao período neotectónico considerado (os últimos 2 Ma), acumulando e registando, pois, toda a deformação neotectónica que tenha ocorrido — e pela sua representação e distribuição geográfica no território português, justificam um tratamento especial, individual, desenvolvido nos capítulos seguintes: os sedimentos de tipo *raña* e a superfície da Meseta Ibérica, e o planalto complexo do litoral e os depósitos de fácies marinha e continental correlativos.

## V. AS RAÑAS. SUA UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA ESTRATIGRÁFICA

### V.1. Considerações gerais sobre as *rañas* à escala da Ibéria

#### V.1.1. A definição de *raña*

O termo *raña* é muito frequente na literatura geológica da Península Ibérica, sendo originário da região dos Montes de Toledo (MARTIN-SERRANO, 1988a). É o nome que os camponeses que habitam nesta área do soco varisco ibérico dão a extensas aplanagens situadas em posição de sopé e acima do encaixe da rede fluvial, cobertas por uma cascalheira de calhaus de quartzo e quartzito frequentemente com uma pátina escura

(MOLINA & ARMENTEROS, 1986). Originalmente o termo tem, pois, um significado essencialmente morfológico, embora os planaltos por ele designados correspondam principalmente a superfícies terminais de acumulações sedimentares.

Com efeito, a *raña* corresponde a um fenómeno morfosedimentar muito generalizado da Meseta Ibérica, constituindo um dos elementos importantes da paisagem do Maciço Hespérico. Os depósitos de *raña* e a sua problemática têm sido estudados por numerosos autores, datando de 1864 as primeiras interpretações para a sua génese (PRADO, 1864, in MARTIN-SERRANO, 1988a). Contudo, devido talvez à grande dispersão geográfica destas formações e às inúmeras abordagens de índole regional a que estiveram sujeitas, houve uma utilização um pouco indiscriminada e abusiva do termo *raña*. Os conceitos que exporemos seguidamente, além de se basearem na consulta a diversa bibliografia, fundamentam-se numa síntese «sobre a posição da *raña* no contexto morfodinâmico da Meseta», recentemente elaborada por MARTIN-SERRANO (1988a).

Nas áreas em que primeiro foram identificadas (em território espanhol), as *rañas* apresentam as seguintes características principais, que podem ser utilizadas como base para a sua definição:

a — são formações sedimentares continentais, de carácter detrítico. Constituem amplas plataformas formando rampas de sopé, ou mesas isoladas de perfil trapezoidal quando dissecadas pela erosão, com declive muito suave, inferior a 2%. Situam-se sempre na mesma posição topográfica, superior aos terraços da rede de drenagem fluvial, em situação culminante ou subculminante;

b — fossilizam frequentemente uma superfície de erosão com um ligeiro paleo-relevo — a «superfície pré-*raña*» de MOLINA (1975) — desenvolvida sobre rochas do soco e/ou sobre sedimentos cenozóicos e apresentando geralmente uma alteração caulínica importante (MOLINA, 1975; MOLINA & BLANCO, 1980; MARTIN-SERRANO, 1988b; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989);

c — apesar da grande extensão que podem apresentar, mostram quase sempre uma espessura reduzida (< 10 m) (MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989; MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989; PÉREZ-GONZÁLEZ, CABRA & ANCOCHEA, 1989; RODRIGUEZ VIDAL & DIAS DEL HOLMO, 1989). Litologicamente são cascalheiras com calhaus e blocos essencialmente

quartzíticos (embora possa existir uma componente importante de clastos de quartzo, consoante a fonte de alimentação), de tamanho, calibração e índice de desgaste variando em função da distalidade, imersos numa matriz areno-argilosa de cor avermelhada ou amarelada, relacionada com um substrato alterado. Na zona de Somosierra (sopé setentrional do Sistema Central Ibérico), MOLINA & ARMENTEROS (1986) diferenciaram duas fácies, sendo uma inferior, lutítica, de cor vermelha intensa, e outra superior, conglomerática, com elementos de quartzo e quartzito;

d — apresentam frequentemente ordenamento interno, com estruturas sedimentares evidenciando transporte e sedimentação por correntes aquosas tractivas (depósitos *waterlaid*), em condições torrenciais nas áreas de cabeceira (depósitos de *sheet flood*), passando a sistemas fluviais de tipo entrançado (*braided*) nas áreas médias ou médio-distais (MARTIN-SERRANO, 1988a; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989);

e — sofreram, de um modo geral, processos de alteração importante, com evolução pedogénica para solos vermelhos, afectando quer a fracção fina do sedimento, onde predominam a ilite e a caulinite (parcialmente herdada), quer os elementos grosseiros, que mostram rubefacção e arenização. Sobrepoem-se fenómenos de hidromorfismo (redução do ferro em ambiente saturado de água pouco oxigenada produzindo descoloração), lixiviação e circulação lateral, com desenvolvimento de encouraçamentos ferruginosos (AZEVEDO, 1989; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989).

### V.1.2. A génese das *rañas*

Presentemente, a maioria dos autores considera que as *rañas* têm uma origem essencialmente fluvial, consistindo em sedimentos de leque aluvial depositados predominantemente por correntes aquosas tractivas (depósitos *waterlaid*) (referências várias em MOLINA & ARMENTEROS, 1986; MARTIN-SERRANO, 1988a,b; AZEVEDO, 1989; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989; MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ, 1989; PÉREZ-GONZÁLEZ, CABRA & ANCOCHEA, 1989; entre outros). Trata-se, pois, geralmente de formações de leque aluvial «de alta eficácia de transporte», segundo a terminologia de COLOMBO (1989), os quais apresentam um zonamento típico em zona de cabeceira, onde os materiais podem ter sido transportados principalmente por fluxos gravíticos

(como por exemplo *mud flows* e *debris flows*), zona de corpo, caracterizada por correntes aquosas dispersas e altamente energéticas, de tipo *sheet flood*, na área interna, e em que predomina um sistema entrançado (*braided*) de correntes tractivas na área externa, e zona de pé, em que há transbordo dos fluxos canalizados, desenvolvendo-se lóbulos de sedimentação terrígena mais grosseira numa área onde predomina uma sedimentação lutítica, de fácies distal (COLOMBO, 1989, fig. 22, p. 184). Note-se que em cada caso real pode haver predomínio de alguns mecanismos de transporte e sedimentação em detrimento de outros, condicionando a forma e estruturação do corpo sedimentar (AZEVEDO, 1989).

Conhecidos os principais mecanismos sedimentares de geração das *rañas*, levanta-se o problema de saber quais os factores geológicos que os desencadearam. Este problema envolve uma questão fundamental que é o de considerar-se se as *rañas* correspondem a uma rotura sedimentar importante ou se, pelo contrário, não há rotura sedimentar, mas uma passagem em continuidade relativamente a sedimentos subjacentes.

Da análise bibliográfica que realizámos, concluímos que não existe actualmente um consenso quanto a este assunto, devido possivelmente à utilização de critérios distintos por diferentes autores, ou a diferenciações regionais, embora todos eles considerem que a *raña* marca o tecto das áreas de sopé na Meseta Ibérica, ou a primeira etapa da sua degradação (MOLINA & ARMENTEROS, 1986; MARTIN-SERRANO, 1988a,b,c).

#### V.1.2.1. Modelo de transição sedimentar contínua

Por um lado, temos o modelo defendido por alguns autores (HERAIL, 1976, 1979; VERNOLLE, 1985, *in* MARTIN-SERRANO, 1988a), e recentemente utilizado por MARTIN-SERRANO (1988b) no estudo que realizou sobre a evolução geomorfológica do Maciço Hespérico na região de Zamora, junto ao bordo ocidental da bacia cenozóica do Douro, em que consideram as *rañas* como o tecto do enchimento neogénico em bacias interiores da Península Ibérica, sendo a sua expressão morfológica um testemunho da paisagem de colmatação finineogénica.

No seu estudo sobre a região zamorana, MARTIN-SERRANO (1988b) considera as *rañas* como uma fácies de bordo de bacia, correspondentes ao último episódio

de uma sequência de leques aluviais neogénicos, estabelecendo o ponto de inflexão em que se passa de uma longa etapa de sedimentogénese, com sedimentação em regime endorreico, para uma fase de gliptogénese, em que predominam os fenómenos de erosão fluvial devido à captura da bacia interior por uma rede hidrográfica proveniente do Atlântico.

No mesmo estudo, aquele autor refere que os depósitos de *raña* apresentam um carácter expansivo máximo, ainda maior do que o dos sedimentos neogénicos precedentes (que denomina de «Séries Ocres»), penetrando profundamente nos maciços montanhosos circundantes, e simultaneamente evidenciam uma progredação relativamente a esses sedimentos, com fácies grosseiras progredindo para o interior da bacia e cobrindo sedimentos próprios de ambientes mais distais. Quando os depósitos de *raña* assentam sobre o soco varisco este está arrasado por uma superfície de erosão e alterado, com uma alteração semelhante à que apresentam os sedimentos das «Séries Ocres», e quando se apoiam sobre estes sedimentos é difícil diferenciá-los, pois correspondem a fácies idênticas, marginais, de leques aluviais coalescentes.

Assim, segundo este modelo, as *rañas* correspondem ao final de uma longa etapa de sedimentogénese, colmatando um enchimento sedimentar e «transbordando» dele prolongando-se por pedimentos que penetram em relevos circundantes, numa situação de continuidade, sem rotura sedimentar marcada. De acordo com esta interpretação poderá haver correlação entre as *rañas* e formações carbonatadas dos *páramos* castelhanos.

#### V.1.2.2. Modelo de rotura sedimentar

Contrapondo-se à interpretação anterior, existe o modelo que relaciona as *rañas* com um episódio geológico bem individualizado, independente, situado entre o enchimento neogénico das bacias sedimentares da Meseta e a gliptogénese quaternária representada pelo encaixe da drenagem fluvial (MARTIN-SERRANO, 1988a).

Entre a colmatção neogénica das bacias e a *raña* medeia um período de erosão mais ou menos generalizado, que retoca e rebaixa a superfície estrutural finieogénica (nível de colmatção) e desenvolve pedimentos no flanco de relevos, eventualmente truncando sedimentos neogénicos deformados. É este nível que

forma a superfície culminante de sopé (designada «superfície pré-*raña*», em sentido diferente do utilizado por MOLINA, 1975), encontrando-se a *raña* já encaixada nele, frequentemente escalonada em vários níveis.

Este modelo implica que a *raña* se integre já numa morfodinâmica de dissecação das bacias cenozóicas interiores da Península Ibérica, ligando-se (distalmente) a um sistema de drenagem exorreico, e que assente em discordância (angular ou em disconformidade) sobre depósitos terciários subjacentes, reflectindo uma rotura sedimentar importante.

#### V.1.3. A influência do clima e/ou da tectónica na génese das *rañas*

Embora a continuidade (ausência de rotura) seja o elemento dominante do «modelo de transição sedimentar contínua» para a génese das *rañas*, há que explicar o carácter progredante dos depósitos de *raña*, identificado por MARTIN-SERRANO (1988b) no bordo NW da bacia do Douro. O autor considera duas hipóteses possíveis para explicar essa progredação, que, aliás, correspondem às duas possibilidades geralmente admitidas para explicar o encadeamento dos fenómenos geológicos que conduziram à formação das *rañas* (MARTIN-SERRANO, 1988a,b):

**a** — uma hipótese climática, consistindo numa modificação brusca das condições climáticas, com passagem a um regime de chuvas muito mais intensas, talvez torrencial — neste caso as *rañas* corresponderão a um «depósito climático»;

**b** — uma hipótese tectónica, em que se explica o aumento energético do regime sedimentar por uma etapa de rejuvenescimento do relevo resultante de uma fase de deformação tectónica que, segundo o autor, poderá corresponder à «Fase Iberomanchega» de AGUIRRE, MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ (1976), há cerca de 4 Ma — neste caso as *rañas* corresponderão a uma «tectofácies».

MARTIN-SERRANO (1988b) explicitamente não dá preferência a qualquer das interpretações (veja-se *op. cit.*, p. 177), embora adiante refira que, na região estudada (bordo NW da bacia do Douro), o *piedmont* finieogénico corresponde a uma «paisagem madura», que não se relaciona com as implicações morfotectónicas que outros autores atribuem às *rañas* noutras locais da

Meseta (*op. cit.*, p. 275), e que dos estudos que realizou naquela área se deduz «uma estabilidade tectónica durante a última etapa neogénica, incluindo também a sua etapa final, a *Raia*» (*op. cit.*, p. 278).

Na medida em que relaciona as *raias* com um episódio geológico bem individualizado, o «modelo de rotura sedimentar» para a génese destes depósitos necessita mais de fazer apelo a uma transformação importante nas condições geológicas — clima e/ou tectónica — do que o modelo anterior, de transição em continuidade, que apenas implica algumas modificações para explicar o carácter progradante dos leques aluviais culminantes finineogénicos.

De facto, há um conceito bastante generalizado de que a instalação das *raias* terá sido favorecido por movimentos tectónicos fini-alpinos (mio-pliocénicos ou pliocénicos) de natureza essencialmente epirogénica, com balançamento da Meseta Ibérica para ocidente e levantamento regional dos Montes de Toledo e da Cordilheira Ibérica, acentuando o relevo e, conseqüentemente, a energia dos sistemas sedimentares (MARTIN-SERRANO, 1988a; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989; PÉREZ-GONZÁLEZ, CABRA & ANCOCHEA, 1989). Segundo esta interpretação, as *raias* correspondem a uma tectofácies, ideia também sugerida, por exemplo, por AGUIRRE, MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ (1976).

MARTIN-SERRANO & MOLINA (1989, p. 191) defendem, contudo, que, embora esteja muito generalizada a ideia de que o desenvolvimento das *raias* foi favorecido por movimentos tectónicos verticais, «as evidências neotectónicas e morfotectónicas ligadas a elas não são muito frequentes».

Além dos efeitos da tectónica na génese das *raias*, muitos autores associam-nas a modificações climáticas importantes, que terão desencadeado a sua formação em áreas previamente «preparadas» pelos movimentos tectónicos (MARTIN-SERRANO, 1988a; AZEVEDO, 1989; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989; PÉREZ-GONZÁLEZ, CABRA & ANCOCHEA, 1989) — neste caso elas correspondem indirectamente a uma tectofácies que se instalou sob a forma de depósitos climáticos.

A importância do factor climático na origem das *raias* foi talvez um pouco exagerada durante muitos anos, reflectindo o estado dos conhecimentos sobre leques aluviais. Com efeito, estes corpos sedimentares foram inicialmente estudados em zonas actualmente áridas ou semiáridas e, incorrectamente, generalizou-se o conceito de que todos os depósitos de leque aluvial

identificados nos registos sedimentares deviam corresponder àquelas condições climáticas. Hoje sabe-se que o clima, embora importante, não é determinante na génese dos leques aluviais, tendo-se desenvolvido modelos de leque aluvial de clima árido e de clima húmido, a que se adicionou o modelo de leque aluvial desenvolvido em clima tropical, além daqueles formados em clima periglaciário (HÉRAIL, 1984; AZEVEDO, 1989; COLOMBO, 1989).

A evolução dos conceitos paleoclimáticos associados às *raias* está claramente sintetizada em MARTIN-SERRANO (1988a, p. 856). Assim, primitivamente (desde os trabalhos de PRADO, em 1864), os depósitos de *raia* foram associados a condições de clima árido ou semiárido. Mais recentemente alguns autores consideram um clima de savana, com chuvas sazonais fortes e escassas, admitindo uma etapa pré-*raia* mais húmida e outra etapa mais árida contemporânea da sedimentação. Outro grupo associa a instalação das *raias* a uma rotura climática coincidente com o «primeiro (período) pluvial vilafranquiano», que será correlativo do primeiro período glaciário finineogénico no Hemisfério Norte (andar Pretigliano da palinoestratigrafia do Noroeste da Europa, entre cerca de -2,4 e -2 Ma), modelo também já por nós defendido (CABRAL, 1985). Actualmente há uma tendência para se considerar um clima correlativo das *raias* de características sazonais bem marcadas, com chuvas concentradas, talvez torrenciais, mas não de características áridas (MARTIN-SERRANO, 1988b; MARTIN-SERRANO & MOLINA, 1989), correspondendo, pelo contrário, a um período de incremento da humidade.

Um aspecto importante a realçar é a alteração intensa que se observa em formações subjacentes aos depósitos de *raia*, nomeadamente em rochas do soco (referida, por exemplo, em MOLINA, 1975), que, pelo menos no bordo NW da bacia cenozóica do Douro (região de Zamora), apresenta características de caulnização acentuada (MARTIN-SERRANO, 1988b). Segundo este autor, os sedimentos regionais que denomina de «Séries Ocre» e que atribui ao Neogénico superior evidenciam um aumento progressivo do conteúdo em caulinite, que atinge o seu máximo no episódio final da «colmatção neogénica» da bacia, ou seja, nos depósitos de *raia* (tecto das «Séries Ocre»). MARTIN-SERRANO interpreta esta evolução como consequência de uma modificação do clima no sentido de um incremento da humidade, que terá culminado no período de sedimentação das *raias*.

Contudo, atendendo a que a caulinite identificada nas *rañas* é parcialmente herdada de aleritons desenvolvidos no soco, admitimos que a fase climática mais húmida, que produziu uma alteração caulinitica mais intensa, possa ser um pouco anterior aos sedimentos finieogénicos da região de Zamora, ou seja, à instalação das *rañas*. Esta interpretação está mais de acordo com considerações paleoclimáticas que fizemos sobre as *rañas* (CABRAL, 1985, Anexo II), em que fomos conduzidos a admitir que estes depósitos se originaram posteriormente a uma época de biostasia, com clima de tendência quente e húmida, no Pliocénico, testemunhada por vestígios de paleofloras em sedimentos localizados na fachada ocidental do território português. Note-se, no entanto, que é necessário considerar a instalação de um clima novamente de características quentes e húmidas (do tipo subtropical) após a formação das *rañas*, para explicar a pedogénese intensa que estas apresentam (AZEVEDO, 1989).

#### V.1.4. A idade das *rañas*

A datação dos depósitos de *raña* é difícil, devido principalmente ao seu carácter azóico e ao deficiente enquadramento estratigráfico, o que se traduz na diversidade de idades que lhes têm sido atribuídas por diferentes investigadores, oscilando do Miocénico ao Quaternário (vejam-se várias referências em MARTIN-SERRANO, 1988a). Esta questão foi já abordada por nós (CABRAL, 1985), e tratada também recentemente por PIMENTEL (1989), na sequência de estudos realizados em Portugal.

A primeira questão a considerar sobre a idade das *rañas* é o seu significado cronoestratigráfico — saber se estes depósitos e as formas morfológicas correlativas têm um carácter síncrono em toda a extensão da Península Ibérica, ou se, pelo contrário, representam um fenómeno diacrónico.

A interpretação resulta fundamentalmente do modelo utilizado para a génese das *rañas*. Assim, considerando o modelo de transição sedimentar contínua, sem rotura, em que se considera que a *raña* representa a passagem de um processo de enchimento sedimentar a outro de dissecação fluvial, a idade da *raña* numa dada área da Península Ibérica depende do momento em que a drenagem dessa área é capturada por uma rede fluvial proveniente do litoral, em fase de encaixe por erosão remontante. Com base neste modelo a *raña* não pode ser

considerada como uma referência cronológica, o que é claramente defendido por MARTIN-SERRANO (1988b,c).

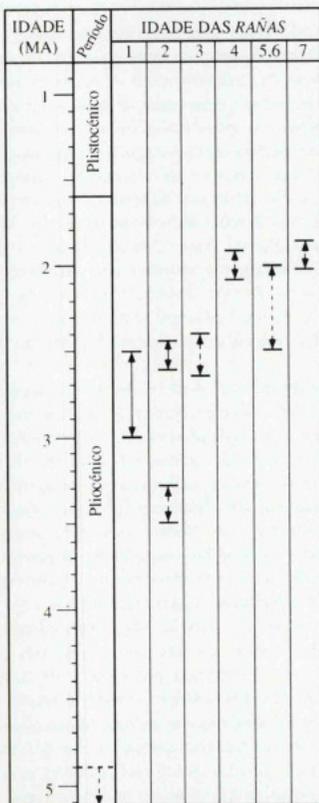
Segundo aquele autor, o carácter diacrónico da *raña* é extremamente acentuado, pois considera que o avanço do encaixe da drenagem para o interior a partir do litoral, por erosão remontante, é muito lento e, consequentemente, a captura fluvial das regiões interiores da Península Ibérica, com passagem de sedimentogénese a gliptogénese (encaixe da drenagem), processa-se durante um longo período de tempo. Este conceito está bem expresso no seu trabalho sobre o bordo ocidental da bacia cenozóica do Douro (MARTIN-SERRANO, 1988b, pp. 276-278), em que considera uma drenagem fluvial instalada na fachada atlântica da Península Ibérica (Norte de Portugal e Galiza) já no Neogénico inferior, que vem a capturar a bacia do Douro apenas no Quaternário.

Considerando o modelo de rotura sedimentar, segundo o qual as *rañas* representam um processo geológico bem individualizado, situado entre o enchimento neogénico das bacias sedimentares interiores da Península Ibérica e o encaixe quaternário da drenagem fluvial, relacionando-se com fenómenos geológicos (tectónicos e/ou climáticos) que poderão ser aproximadamente simultâneos em toda (ou grande parte) da Península, as *rañas* podem ter valor cronoestratigráfico, embora apresentem eventualmente algum diacronismo.

Um critério que permite estabelecer, numa região, um limite cronológico superior para as *rañas*, pela primeira vez reconhecido por GÓMEZ DE LLARENA (1916) (in MARTIN-SERRANO, 1988a) e sobre o qual existe acordo entre todos os autores, é que estes depósitos se situam topograficamente acima dos terraços fluviais mais elevados, sendo pois anteriores ao encaixe da rede fluvial actual. Note-se, no entanto, que, como referimos anteriormente, as *rañas* podem estar dispostas em diferentes plataformas aluviais encaixadas umas nas outras e, segundo alguns autores, encaixadas numa plataforma culminante («superfície pré-*raña*»), fazendo-se frequentemente a passagem aos terraços fluviais de um modo progressivo, sendo por vezes difícil distingui-los — daí a utilização dos termos *terrenos rañizos* ou *rañas regeneradas* por HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) (in MARTIN-SERRANO, 1988a).

Para o estabelecimento de um limite cronológico inferior para as *rañas* é possível utilizar alguns critérios estratigráficos, dependendo do resultado do seu enquadramento geológico, como salienta PIMENTEL (1989,

TABELA II



Cronologia das *rañas* com base em dados referentes ao território espanhol, segundo vários autores. Cronoestratigrafia segundo COWIE & BASSETT (1989). 1 — MOLINA (1975); 2 — AGUIRRE, MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ (1976); 3 — PÉREZ-GONZÁLEZ (1979); 4 — PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) (in PÉREZ-GONZÁLEZ & GALLARDO, 1987); 5<sup>(a)</sup> — VAUDOUR (1977) (in MARTÍN-SERRANO, 1988a); 6<sup>(a)</sup> — MUÑOZ (1976) (in MARTÍN-SERRANO & MOLINA, 1989); 7 — AGUIRRE (1989). (a) — cronologia baseada numa idade atribuída ao 1.º pluvial vilafrañquiano.

p. 64), nomeadamente da idade das formações mais recentes sobre as quais elas assentam.

Como referimos num trabalho anterior (CABRAL, 1985, p. 110), e se depreende da análise bibliográfica (MOLINA, 1975; AGUIRRE, MOLINA & PÉREZ-GONZÁ-

LEZ, 1976; MOLINA & ARMENTEROS, 1986; MARTÍN-SERRANO, 1988a; entre outros), nalgumas regiões de Espanha verifica-se que as *rañas* são posteriores a uma superfície de erosão que trunca camadas (por vezes com uma deformação tectónica importante) datadas do Miocénico superior-Pliocénico inferior, com sedimentos correlativos eles próprios mais ou menos retocados por erosão (constituindo o que se designa por «rampas pliocénicas», «superfície pré-*raña*», «superfícies divisórias», «alta plataforma», etc., na bibliografia), assentando os depósitos de *raña* em superfícies de erosão mais recentes, que podem encontrar-se escalonadas e já encaixadas na superfície culminante, embora acima dos terraços fluviais mais altos.

Este enquadramento estratigráfico e morfológico é responsável por um certo consenso, reconhecido na generalidade da bibliografia consultada, quanto a uma idade finineogénica das *rañas*. No seu estudo sobre o relevo da região zamorana MARTÍN-SERRANO (1988b) conclui uma idade semelhante para as *rañas* do bordo noroeste da bacia do Douro, embora por critérios distintos, pois considera uma evolução contínua da sedimentação ao longo de todo o Neogénico superior. Admitindo o modelo deste autor para a génese das *rañas*, que conduz a que elas tenham um carácter acentuadamente diacrónico, esta semelhança de idades será casual.

Apesar da idade finineogénica atribuída por numerosos autores às *rañas*, as estimativas da sua idade absoluta variam consideravelmente (entre cerca de -3,5 Ma e -2 Ma) na bibliografia consultada, cujos valores sintetizámos na Tabela II, distribuindo-se por grande parte do Pliocénico superior.

## V.2. As *rañas* no território de Portugal continental

### V.2.1. Definição. *Rañas* de planície e *rañas* de sopé

Uma vez analisada a problemática das *rañas* com base em dados provenientes principalmente do território espanhol, onde foram pela primeira vez descritas e estudadas, podemos compará-las com o conceito geralmente utilizado em Portugal.

No território português, durante muitos anos as *rañas* foram abordadas num âmbito essencialmente morfológico, integradas em modelos de evolução do relevo, devendo-se a geomorfólogos os primeiros estudos importantes sobre estas formações, de que destacamos uma síntese elaborada por RIBEIRO & FEIO (1950) e um extenso trabalho de FEIO (1951a) sobre o

relevo do Baixo Alentejo e Algarve, onde podem encontrar-se diversas outras referências bibliográficas versando este assunto.

Embora naqueles trabalhos os autores apresentem já uma descrição, geralmente sumária, das características sedimentológicas dos depósitos de *raña* e proponham um modelo deposicional para estes sedimentos, as análises sedimentológicas detalhadas de formações de tipo *raña* em Portugal iniciaram-se apenas na década de 70, como as realizadas na sequência de estudos sobre depósitos cenozóicos da região de Marmelar (Alentejo) (ALVES, 1971) ou sobre sedimentos grosseiros aflorantes na serra da Galega (NE de Abrantes) (CARVALHO & DAVEAU, 1971). No final desta década, e já na de 80, destacam-se os estudos realizados por AZEVEDO (1979, 1982; AZEVEDO *et al.*, 1979a) na Península de Setúbal, sobre uma formação sedimentar continental que a autora denomina de «Formação Vermelha de Marco Furado» e considera como um depósito de *raña*, e os trabalhos de GAIDA (1984) no Baixo Alentejo, em que analisa detalhadamente sedimentos previamente denominados *rañas* na bibliografia, que designa por «Formação de Panóias». Mais recentemente salientam-se estudos abordando sedimentos que podem considerar-se de tipo *raña* na área de Sta. Susana, a norte de Alcácer do Sal (AZEVEDO & FIGUEIRAS, 1983-85), e na região do Baixo Alentejo (MARTINS, 1989; PIMENTEL, 1989), além de investigações desenvolvidas em áreas de sopé a norte (DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86) e a sul (CUNHA, 1987a,b, 1992) da Cordilheira Central.

Apesar do incremento recente que se tem observado nos estudos detalhados de índole morfológica e sedimentológica dos depósitos grosseiros de planalto no território português, frequentemente designados por *rañas* na bibliografia, eles são ainda insuficientes para evitar algumas confusões possíveis, nomeadamente a possibilidade de se estar a atribuir o mesmo nome a formações geológicas de idade, características e significado distintos, aflorando em diferentes áreas, nomeadamente nos territórios português e espanhol ou em diferentes regiões de Portugal.

Contudo, atendendo às suas propriedades e ao contexto geológico e geomorfológico em que ocorrem, os sedimentos denominados *rañas* no território português de um modo geral correspondem à definição de *raña* utilizada pelos autores espanhóis, nomeadamente no que diz respeito às suas características sedimentoló-

gicas e ao seu posicionamento estratigráfico e morfológico, correspondendo claramente a uma entidade morfo-sedimentar ocupando uma posição culminante.

Uma particularidade respeitante ao território português consiste na ocorrência de sedimentos que RIBEIRO & FEIO (1950) designaram por *rañas* de planície, formando uma extensa «película» com poucos metros de espessura, geralmente com calhaus de quartzo subangulosos, frequentemente sem uma relação directa, evidente, com relevos que tenham funcionado como fonte de alimentação, em complemento aos depósitos que denominaram *rañas* de *piedmont* (ou de *sopé*), formando taludes mais ou menos dissecados pela erosão no sopé de relevos vigorosos, podendo atingir mais de uma centena de metros de espessura junto à frente montanhosa e espraiando-se com fraco declive para as áreas baixas envolventes, em distâncias que podem atingir algumas dezenas de quilómetros.

As *rañas* de planície estão representadas principalmente no Alentejo (FEIO, 1951a; GAIDA, 1984; MARTINS, 1989; PIMENTEL, 1989), embora ocorram também nalgumas áreas de Trás-os-Montes Oriental. A ausência de uma frente montanhosa bem marcada com que se relacionem distingue estas formações dos leques aluviais típicos, sugerindo uma génese mais difusa, menos canalizada, a partir de ondulações positivas do relevo de grande raio de curvatura, com transporte por fluxos de gravidade, do tipo *debris-flow*, em áreas proximais, e por correntes tractivas laminares, do tipo *sheet flood*, em áreas distais, como conclui PIMENTEL (1989, p. 63) relativamente às *rañas* do Baixo Alentejo, provenientes do grande empolamento regional que constitui a serra do Caldeirão a sul.

GAIDA (1984, pp. 44 e 45) indica uma génese diferente para as *rañas* de planície do Baixo Alentejo, que designa por «Formação de Panóias», concluindo que elas foram transportadas por pequenas correntes anastomosadas, carregadas de argila (*small, clay-burdened anastomosing runs*), e salienta a diferença que pensa existir entre estes sedimentos e as *rañas* espanholas, a que atribui uma origem por processos fluviais, considerando a *Raña* e a Formação de Panóias dois fenómenos geomorfológicos distintos. Salienta também que, nalgumas situações, as *rañas* de planície poderão ser confundidas com aliteros desenvolvidos sobre um soco xistento, sem transporte, ou com um transporte muito reduzido, podendo dar-se algum arredondamento dos fragmentos de quartzo filoneano por alteração *in situ*.

Depósitos sedimentares que podem considerar-se como *rañas* de piedmont estão particularmente bem representados na periferia da Cordilheira Central, a norte, na área de Góis-Arganil (RIBEIRO, 1949a; DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86), como as *rañas* de Sacões, Carvalhal e Sta. Quitéria, que CUNHA (1992) diferencia como uma unidade litoestratigráfica regional designada por Conglomerados de Sta. Quitéria, e a sul, nas áreas de Sarzedas e Monfortinho (RIBEIRO, 1942, 1943a, 1949a), incluindo, respectivamente, as *rañas* de Magarefe, Lomba de Sarzedas e Cantareira, e da Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas, que CUNHA (1992) diferencia igualmente como uma unidade litoestratigráfica regional, designando-as por Conglomerados de Falagueira. Encontram-se também noutras regiões, como no Norte da Beira e em Trás-os-Montes Oriental, nomeadamente no sopé das serras da Marofa (FERREIRA, 1978), Bornes (*raña* de Macedo de Cavaleiros) e Nogueira (*raña* de Sortes) (BIROT, 1949; CABRAL, 1985).

Estes sedimentos assemelham-se mais à generalidade das *rañas* descritas em território espanhol, pela sua localização em áreas de sopé, em relação directa com relevos que funcionaram como zonas de alimentação, e pela sua composição, apresentando geralmente uma componente importante de clastos de quartzo provenientes de cristas quartzíticas localizadas na área fonte. Contudo, alguns destes depósitos (como por exemplo os de Carvalhal, Sacões, Magarefe e Murracha) apresentam grandes blocos de quartzo (de dimensões superiores a 1m<sup>3</sup>), boleados, com numerosas marcas de choque, que, segundo comunicação pessoal de MARTIN-SERRANO, não têm equivalente nas *rañas* espanholas. Esta variação na dimensão dos balastros poderá traduzir diferenças nos sistemas de fracturas que afectam os afloramentos quartzíticos, originando blocos de maiores dimensões nos casos citados em território português (famílias de fracturas mais espaçadas). Como hipótese alternativa pode sugerir-se que a presença de blocos de grandes dimensões, claramente acima da média de um determinado depósito, tenha sido facilitada por solicitações sísmicas geradas em falhas activas existentes nas proximidades (BEATY, 1989).

#### V.2.2. As *rañas* portuguesas: depósitos climáticos ou tectofácies?

A questão da génese das *rañas* no território português, nomeadamente se se trata de formações resultantes

principalmente de uma crise climática («depósitos climáticos») ou cuja sedimentação foi desencadeada por movimentações tectónicas («depósitos tectónicos») é polémica, tendo sido abordada já por RIBEIRO & FEIO (1950). Estes autores consideram a intervenção dos dois factores, nomeadamente um clima particular, de características semiáridas, para explicar as *rañas* de planície, e movimentações tectónicas gerando relevo, para explicar a grande espessura e abundância de material grosseiro no caso das *rañas* de sopé.

Aquele modelo, que identifica as *rañas* a um misto de depósito climático e tectofácies, resultantes de uma crise climática, com chuvas concentradas, actuando sobre uma morfologia «preparada» por movimentos tectónicos que originaram desnivelamentos topográficos (escarpas de falha, balançamentos e empolamentos), é aceite pela maioria dos autores portugueses que abordam o assunto, à semelhança do que sucede com muitos investigadores espanhóis, como referimos. Uma implicação do modelo, que RIBEIRO & FEIO (1950) salientam, é a necessidade de se considerar um episódio generalizado de movimentações tectónicas imediatamente anterior ou contemporâneo da sedimentação das *rañas*, que se admite ser o último importante, menosprezando-se a ocorrência de deformações tectónicas significativas posteriores, embora se refiram movimentos tectónicos pós-*raña*, geralmente considerados «menores».

Em nossa opinião, e como já defendemos em trabalho anterior (CABRAL, 1985, pp. 112 e 113), para explicar a instalação das *rañas* não é necessário considerar um episódio de paroxismo tectónico, embora reconheçamos que as movimentações tectónicas facilitam a génese daquele tipo de depósitos por acentuarem o relevo e fracturarem as rochas. Pensamos que as *rañas* se originaram fundamentalmente devido a uma modificação acentuada do clima, em condições caracterizadas por fortes precipitações concentradas e (eventualmente) uma fraca cobertura vegetal, correspondendo, pois, principalmente a depósitos climáticos.

Um dos exemplos em que esta interpretação é mais adequada é o das *rañas* da serra da Murracha e dos relevos vizinhos de Murrachinha e Pedras Ninhas, na região de Monfortinho, Beira Baixa. Com características das *rañas* de sopé — espessura elevada, estimada em cerca de 110 m, presença de grandes blocos de quartzo de arestas arredondadas — os depósitos da Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas fossilizam parcialmente um grande acidente tectónico — a falha do

Ponsul (RIBEIRO, 1943a; DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991; ver cap. IX.2.1.2.2.c.; Anexo 1, f. 14) — assentando em ambos os lábios da falha, sem qualquer relação com uma escarpa tectónica mas aparentemente na dependência de um importante relevo residual de dureza — a crista quartzítica de Salvador-Penha Garcia-Monfortinho — localizada 3 a 6 km a NE. Cerca de 13 km a WSW da serra da Murracha, a uma distância de aproximadamente 20 km da crista quartzítica de Penha Garcia, encontram-se depósitos semelhantes, de tipo *raña*, embora com balastros de menores dimensões, preservados da erosão no pequeno relevo de João Nunes (5 km a leste de Idanha-a-Nova) que, a serem correlativos das *rañas* da Murracha, testemunham uma cobertura sedimentar bastante mais vasta.

A génese daqueles sedimentos é problemática — a desproporção entre a extensão e espessura que apresentam relativamente às dimensões do relevo de Salvador-Penha Garcia-Monfortinho é flagrante, o que torna difícil de explicá-los por uma proveniência directa, por alimentação lateral, a partir da crista quartzítica vizinha. Uma possibilidade é interpretá-los como testemunhos de um grande leque aluvial desenvolvido a jusante da desembocadura do canal do actual rio Ponsul ao sair da crista quartzítica, junto a Penha Garcia, cerca de 8 km a norte da Murracha. Segundo este modelo existiria uma bacia de alimentação na área dos afloramentos quartzíticos com cerca de 14 km<sup>2</sup>, o que nos parece insuficiente para explicar a grande extensão que foi coberta pelos depósitos de tipo *raña*. Outro elemento que desfavorece esta hipótese é a grande espessura (na ordem da centena de metros) que os sedimentos apresentam a vários quilómetros da localização provável do ápice do leque aluvial, sendo de rejeitar uma interpretação tectónica, pois o desnível entre a superfície da base dos depósitos (a uma cota de cerca de 450 m) e o canal de escoamento na crista quartzítica ou a superfície de erosão de sopé (a cerca de 500 m) é muito reduzido (50 m), correspondendo a um declive de apenas 6,3/1000. Outra possibilidade é que estes depósitos de tipo *raña* tenham sido depositados numa planície aluvial associada a uma paleodrenagem fluvial de maiores dimensões. CUNHA (1992, p. 103) interpreta-os como sedimentos de *debris flow* provenientes da crista quartzítica de Penha Garcia, acumulados em cone aluvial, com uma «área colectora de água e de sedimento (...) pequena e inclinada, com baixa relação água/sedimento», sendo o material predominantemente transportado sob condições de fluxo não-newtoniano».

Contrastando com esta problemática quanto à génese das *rañas* da região de Monfortinho, os extensos afloramentos de *rañas* na área de Góis-Arganil correspondem tipicamente a *rañas* de sopé instaladas na vertente setentrional da Cordilheira Central, representando, em nossa opinião, testemunhos de um grande leque aluvial desenvolvido a jusante da desembocadura do canal do actual rio Ceira nessa vertente.

Na colina de Sacões, junto à frente montanhosa, as *rañas*, com grandes blocos de quartzito, atingem uma espessura de 250 m, mantendo uma possança de cerca de 90 m no relevo de Sta. Quitéria, a uma dezena de quilómetros de distância (DAVEAU, 1976a, fig. 2, p. 102; RIBEIRO, 1949a, p. 135; CUNHA, 1992). Esta espessura importante de sedimentos poderá dever-se a um levantamento tectónico do maciço montanhoso da Cordilheira Central a uma velocidade superior à taxa de encaixe do canal de escoamento ou, como sugerem DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-1986, p. 259) e defendemos num capítulo posterior (cap. IX.2.), pode resultar de subsidência da área de sopé contemporânea da deposição das *rañas*, que estão claramente afectadas por falhas, como se pode observar num afloramento em Portela de Carvalhal onde se encontram xistos da Cordilheira Central, a sul, cavalgando depósitos de *raña*, a norte (RIBEIRO, 1984; DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86, p. 259) (ver cap. IX.2.1.2.1.).

Uma situação estratigráfica e morfológica muito semelhante à das *rañas* da região de Góis-Arganil encontram-se as *rañas* da região de Sarzedas (afloramentos de Magarefe, Lomba de Sarzedas e Cantareira) que, como referimos acima, correspondem a *rañas* de sopé instaladas no bordo meridional da Cordilheira Central, mais concretamente, no sopé da escarpa de falha de Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo (cap. IX.2.1.2.2.a.; Anexo 1, f. 10) em cujo lábio superior se situa a crista quartzítica da serra do Muradal, que terá fornecido grande parte do material constituinte destes depósitos grosseiros (RIBEIRO, 1942, 1949a; CUNHA, 1987a,b, 1992; PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a). Também aqui se podem considerar os afloramentos de *raña* ainda conservados como testemunhos de um leque aluvial desenvolvido possivelmente a partir da desembocadura do canal da actual ribeira da Magueija na escarpa de falha de Grade, e a grande espessura do depósito quartzítico, extremamente grosseiro, da serra de Magarefe (cerca de 100 m) resultante (em parte?) de levantamento rápido do relevo ou subsidência da área de

sopé contemporâneos da sedimentação, por movimentação vertical naquela falha (ver cap. IX.2.1.2.2.a.).

Os exemplos apresentados, e outras situações semelhantes, permitem concluir que algumas *rañas* de sopé se desenvolveram directamente a partir de relevos de dureza quartzíticos, quando estes têm dimensões suficientes para incluir bacias hidrográficas de recepção e áreas de alimentação de detritos de extensão importante, como poderá ser o caso das *rañas* da região de Monfortinho (Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas), embora a maioria delas se localize no sopé de relevos tectónicos (escarpas de falha), tendo sido parcialmente alimentadas por cristas quartzíticas localizadas nos blocos elevados — neste caso foram os movimentos tectónicos os principais responsáveis pela criação (ou manutenção) do relevo necessário à geração dos depósitos grosseiros de tipo *raña*.

Levanta-se o problema de saber se os movimentos tectónicos geradores de relevo são anteriores ou contemporâneos da sedimentação das *rañas* na área de sopé. Como verificámos, pelo menos nalguns casos é possível concluir que as *rañas* correspondem a testemunhos de leques aluviais, por vezes de grandes dimensões, desenvolvidos a jusante de importantes canais de escoamento fluvial que desembocam na escarpa de falha correspondente à frente montanhosa. Estes canais e as correspondentes bacias de recepção encontram-se fortemente entalhadas no bloco elevado, mostrando claramente que o relevo é em grande parte pré-existente.

De facto, em nossa opinião, a existência de relevo, só por si, não implica a formação dos leques aluviais de *rañas* nas áreas de sopé — foi necessário o estabelecimento de condições climáticas propícias ao seu desenvolvimento na periferia de relevos tectónicos ou de outra natureza. Contudo, como referimos, admitimos a ocorrência de alguma reactivação dos movimentos tectónicos e, conseqüentemente, um rejuvenescimento do relevo, contemporâneo da sedimentação das *rañas*, responsável pela importante espessura que estas apresentam em zonas de sopé, embora estranhemos a coincidência implícita entre uma crise climática e uma fase da reacção tectónica.

Na bacia tectónica de Marmelar-Moura (Baixo Alentejo) identificam-se depósitos grosseiros de tipo *raña* correspondendo claramente a uma tectofácies, estando bem estabelecida a sua proveniência a partir de uma escarpa associada à grande falha de Vidigueira-Moura (FEIO, 1946, in ALVES, 1971; BIROT & FEIO, 1948;

FEIO, 1951a; ALVES, 1971; BRUM, 1990) (ver cap. IX.2.1.3.; Anexo 1, f. 22), embora em áreas vizinhas ocorram alguns retalhos de *rañas* de planície, alimentadas por pequenos relevos de dureza. BRUM (1990) reconhece a ocorrência de mais do que uma geração de depósitos grosseiros de leque aluvial na bacia de Marmelar-Moura, abordando a sua relação com as *rañas* de planície e os terraços fluviais do rio Guadiana.

### V.2.3. Idade das *rañas* em Portugal: enquadramento estratigráfico

A dificuldade na avaliação da idade das *rañas* no território português integra-se na questão mais vasta do fraco conhecimento da estratigrafia e, em particular, da cronostratigrafia de sedimentos do Cenozóico superior (Neogénico e Quaternário) em diversas áreas de Portugal continental, especialmente no que se refere a formações de origem continental. Esta situação deve-se fundamentalmente ao carácter azóico de muitos dos sedimentos, nomeadamente os depósitos de *raña*, e à recorrência de fácies, dificultando grandemente o estabelecimento de correlações com áreas (geralmente litorais) onde algumas formações estão datadas por fósseis.

Como salientámos (CABRAL, 1985, p. 110), para datar as *rañas* podem fazer-se algumas considerações morfológicas, já abordadas por RIBEIRO & FEIO (1950), que ajudam ao seu enquadramento cronológico:

a — as *rañas* apresentam-se sempre como «formações de planalto», sendo, nas áreas onde ocorrem, anteriores ao encaixe da rede de drenagem fluvial, existindo evidências de este decorrer ao longo do Quaternário no território português, podendo eventualmente recuar ao Pliocénico superior;

b — embora vigorosamente dissecados pelo encaixe da rede hidrográfica, os afloramentos de *raña* conservados apresentam-se frequentemente como formas topográficas frescas;

c — entre as *rañas* e o início do encaixe da drenagem (testemunhado pelos terraços fluviais mais altos) não há outro elemento geológico ou geomorfológico significativo (a não ser, por vezes, algumas formas de ligação, de tipo «rampa», entre as *rañas* e as formas francamente fluviais, ou evidências, nalgumas áreas, de uma fase de gliptogénese importante antecedendo os testemunhos fluviais) o que indica, de um modo geral, um intervalo de tempo relativamente curto entre a deposição daqueles sedimentos e o encaixe fluvial.

Os argumentos morfológicos apresentados permitem estimar um limite cronológico superior para as *rañas*. Para avaliar a idade destes depósitos, além dos argumentos morfológicos é possível utilizar critérios estratigráficos, nomeadamente a idade das formações mais recentes sobre as quais assentam, estabelecendo-lhes principalmente um limite cronológico inferior. Assim, analisaremos seguidamente algumas situações no território português em que o enquadramento estratigráfico dos depósitos de *raña* é mais favorável à sua datação.

### V.2.3.1. Bacia do Sado

Na região da bacia do Sado localizada a SE da serra de Grândola, designada «Sector Meridional da Bacia do Sado» por PIMENTEL (1989) ou «Bacia de Alvalade» por ANTUNES & PAIS (1992), ocorrem afloramentos de *rañas* cujo enquadramento estratigráfico é favorável à sua datação.

Trata-se de depósitos que se podem classificar como *rañas* de planície, segundo o conceito de RIBEIRO & FEIO (1950), provenientes provavelmente da serra do Caldeirão, localizada algumas dezenas de quilómetros a SE (PIMENTEL, 1989, p. 53). Assentam em discordância erosiva sobre os sedimentos terciários da bacia do Sado, dos quais os mais recentes correspondem a depósitos fluviais essencialmente arenosos, de idade imprecisa mas certamente pós-Miocénico terminal, atribuídos ao Pliocénico médio a superior por correlação com sedimentos semelhantes existentes noutras áreas da bacia do Tejo-Sado (PIMENTEL, 1989, pp. 15, 30 e 50).

Além do contacto erosivo entre os depósitos de *raña* e os sedimentos fluviais pliocénicos subjacentes, observa-se uma mudança profunda de litofácies, evidenciando claramente uma rotura sedimentar importante. Como salienta PIMENTEL (1989, p. 50), entre o funcionamento da drenagem fluvial pliocénica e a sedimentação das *rañas* medeia uma fase de erosão, que terá durado um lapso de tempo suficiente para o desenvolvimento de uma ampla superfície pré-*raña* (embora, em grande parte, esta se tenha elaborado certamente por retoque erosivo de uma superfície mais antiga já desenvolvida no soco paleozóico).

### V.2.3.2. Planalto litoral alentejano

Como analisaremos no capítulo VII, o litoral do território continental português é caracterizado pela

presença de um planalto complexo com depósitos correlativos, de largura e altitude variáveis, de origem poligénica mas desenvolvido provavelmente em grande parte por abrasão marinha. Este planalto está bem representado na costa ocidental a sul do rio Sado, com uma cobertura de sedimentos predominantemente arenosos, por vezes conglomeráticos, de espessura geralmente inferior a 20 m, de idade cenozóica e, na generalidade, pós-miocénica (FEIO, 1951a; PIMENTEL, 1989; PEREIRA, 1990).

No Baixo Alentejo, FEIO (1951a) identifica, sobre a plataforma litoral, areias de grãos rolados, contendo muitas vezes seixos pequenos «com a forma de amêndoas ou de pastilhas, também perfeitamente rolados» (*op. cit.*, p. 403), claramente de fácies marinha. Segundo aquele autor, estas areias sobrepõem-se a uma formação detrítica grosseira continental que designa por «depósito de calhaus mal rolados», por vezes muito semelhante às *rañas* (a ponto de se poderem confundir em maus afloramentos — *op. cit.*, p. 426). FEIO atribui a estes sedimentos grosseiros uma idade compreendida entre o Pontiano e o Pliocénico médio, embora caindo com mais probabilidade no Pliocénico inferior, por estarem subjacentes às areias marinhas da plataforma litoral (que considera de idade calabriana) e assentarem sobre formações marinhas fossilíferas, datadas do Helveciano superior com base numa fauna fóssil «provavelmente equivalente à zona VIb do Miocénico de Lisboa (classificação de Cotter)» (*op. cit.*, pp. 426 e 431), a qual corresponde ao Serravaliano (Miocénico médio) na actual estratigrafia marinha do Neogénico (ANTUNES, MEIN & PAIS, 1986, Quadro 2, p. 62).

Em diversos locais do litoral, na área compreendida aproximadamente entre o rio Mira e a ribeira de Aljezur, observam-se cascalheiras de origem continental, mal roladas, do tipo *raña*, ligando-se à plataforma costeira e recobrando erosivamente as areias marinhas (ZBYSEWSKI, 1949, 1957; FEIO, 1951a). Um dos sítios onde se observa bem esta relação é no afloramento de Roncão, a N de Odemira, a uma altitude de cerca de 150 m, constituído por areias marinhas ferruginizadas cobertas por cascalheiras de *raña* (FEIO, 1951a, p. 406).

Na região existem abundantes evidências de terem ocorrido movimentos tectónicos posteriormente à deposição das areias marinhas, testemunhados por deformações da plataforma litoral e por falhas afectando aqueles sedimentos. Segundo FEIO (1951a, pp. 406-408), à fase

de deslocações tectónicas seguiu-se um período de erosão subaérea, antes da sedimentação das *rañas*, o que implica um intervalo de tempo considerável indicando que as *rañas* serão francamente posteriores à deposição das areias litorais.

As evidências apresentadas por aquele autor para deduzir a ocorrência de uma fase de deformações tectónicas e um episódio de erosão importante anteriores à sedimentação das *rañas* são, contudo, pouco consistentes. A tectónica e a erosão subaérea poderão ser coevas e contemporâneas da deposição das *rañas*, havendo mesmo evidências de deformações tectónicas importantes afectando estes depósitos, como num afloramento em Monte da Estrada (AZEVEDO & PIMENTEL, comunicação pessoal), cerca de 10 km a NE de Roncão, onde eles se encontram em contacto por falha com rochas do soco paleozóico (ver cap. IX.5.1.2.2.; Anexo 1, loc. 20/5).

Como desenvolveremos no Capítulo VII.5, PEREIRA (1990) propõe um modelo para a evolução do planalto litoral alentejano e algarvio ocidental próximo daquele apresentado por FEIO (1951a), embora mais detalhado, concluindo que a evolução daquela aplanação regional em ambiente litoral, no Pliocénico, é bruscamente interrompida pela instalação de depósitos de leque aluvial abarrancando as areias de planície litoral ou marinhas, que a autora designa por «leques aluviais inferiores» e identifica com as *rañas* do interior, atribuindo-lhes uma idade «vilafraquiana». Considera que a instalação destes leques aluviais é desencadeada por um episódio de deformações tectónicas importantes, que individualizam o planalto litoral como uma unidade morfológica gerando os alinhamentos de relevos que o limitam internamente.

PIMENTEL (1989) apresenta uma interpretação diferente para a evolução do sector da plataforma litoral alentejana compreendido entre Odemira e Vila Nova de Milfontes, a sul, e Melides, a norte. Considera uma antiga continuidade entre o «Sector Meridional da Bacia do Sado» e a plataforma litoral fundamentando-se na identidade de cotas e na ocorrência de alguns depósitos idênticos, correspondentes às areias vermelhas fluviais atribuídas ao Pliocénico, associadas a uma drenagem com escorrência de SE para NW, anterior a um levantamento recente da serra de Grândola (*op. cit.*, p. 47). Na área que estudou, além das areias fluviais localizadas no sopé ocidental da serra de Grândola e provenientes do interior da bacia do Sado, que considera os mais antigos

depósitos da plataforma litoral, refere a existência de outros sedimentos detriticos «com litofácies variadas e que, de modo algum, podem ser reduzidos ao conjunto de «areias marinhas pliocénicas da plataforma» de M. FEIO (1951a)» (*op. cit.*, p. 71). Trata-se de uma alternância de formações marinhas e continentais que o autor interpreta como tendo sido depositadas num ambiente de planície litoral.

Segundo PIMENTEL (*op. cit.*), os episódios continentais mostram características variáveis, evidenciando condições de drenagem torrencial, testemunhada por depósitos grosseiros e heterométricos, com calhaus de xisto e grauvaque, e condições de drenagem mais organizada. Refere a presença de depósitos conglomeráticos muito grosseiros, com elementos de grauvaque, no sopé da serra de Grândola (*op. cit.*, p. 76), concluindo que foram alimentados a partir deste relevo, representando a fácies proximal dos sedimentos detriticos continentais que se encontram intercalados em areias marinhas na plataforma litoral. Argumentando que os depósitos grosseiros de sopé assentam sobre areias fluviais pliocénicas, contêm blocos de areias pliocénicas encouraçadas e não se encontram afectados pela pedogénese que afectou as *rañas*, conclui que têm uma idade quaternária e interpreta-os como um «conglomerado sintectónico, correlativo do levantamento quaternário da Serra de Grândola».

Contudo, esta conclusão, de que os depósitos continentais e os sedimentos marinhos intercalados do planalto litoral alentejano a ocidente da serra de Grândola são posteriores à sedimentação das *rañas* no «Sector Meridional da Bacia do Sado», não permite atribuir-lhes uma idade quaternária com segurança, podendo corresponder ainda ao Pliocénico superior. Além disso, existe uma contradição entre este modelo de PIMENTEL (1989) e o de FEIO (1951a): segundo o primeiro autor, pelo menos grande parte das formações detriticas da plataforma são posteriores às *rañas* e, portanto, quaternárias, enquanto FEIO argumenta que as *rañas* têm uma idade fini-vilafraquiana (*op. cit.*, p. 408) por se sobrepor a areias marinhas da plataforma que correlaciona com a «transgressão calabrianiana» referida por ZBYSEWSKI (1949, p. 78), integrando-se naquela altura o andar calabrianiano no Pliocénico superior.

Podemos, pois, concluir que os elementos disponíveis no planalto litoral alentejano sobre o posicionamento estratigráfico dos depósitos de *raña*, além de apresentarem algumas contradições, não melhoram a resolução quanto à idade das *rañas* relativamente aos

dados provenientes da bacia do Sado, indicando apenas, de modo seguro, que são posteriores ao Miocénico médio e a sedimentos provavelmente pliocénicos.

### V.2.3.3. Península de Setúbal

Na sequência de estudos realizados por AZEVEDO e colaboradores na Península de Setúbal (AZEVEDO, 1979, 1982; AZEVEDO *et al.*, 1979a,b; AZEVEDO & CARDOSO, 1985) esta região passou a ser considerada particularmente favorável à avaliação da idade dos depósitos de *raia*, devido à identificação, na área, de sedimentos detriticos grosseiros que aquela autora considera de tipo *raia* e designa por «Formação Vermelha de Marco Furado». Estes depósitos, de fácies torrencial, foram alimentados a partir de relevos da cadeia orogénica da Arrábida, estendendo-se para as zonas de sopé numa área que ultrapassa largamente a Península de Setúbal. Embora classificados como um depósito típico de *raia* (AZEVEDO *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985, p. 26), eles apresentam a característica particular de se terem formado a partir de relevos desenvolvidos em rochas sedimentares, contrariamente à generalidade das outras *raias* da Península Ibérica, instaladas na periferia de relevos em rochas do Maciço Hespérico.

A «Formação de Marco Furado» encontra-se sempre numa posição estratigráfica culminante e, na Península de Setúbal, sobrepõe-se erosivamente a uma espessa série arenosa fluvio-marinha (estuarina), com fósseis que indicam uma idade provável do Placenciano (Pliocénico superior), ou assenta num depósito de cascalheira de calhaus rolados de quartzo e quartzo, designado «Conglomerado de Belverde», com características essencialmente fluviais mas apresentando evidências de remobilização marinha (AZEVEDO *et al.*, 1979b; AZEVEDO, 1982; AZEVEDO & CARDOSO, 1985). Esta remobilização marinha é hoje posta em dúvida por AZEVEDO (comunicação pessoal), que considera que a dispersão obtida nas paleocorrentes determinadas por análise de imbricação de calhaus nestes sedimentos poderá resultar da elevada esfericidade dos clastos e não de um retoque pelo mar.

A superfície da base da «Formação de Marco Furado» é claramente erosiva, correspondendo, pelo menos nalgumas áreas, a um paleo-relevo «resultante do encaixe de uma rede hidrográfica posterior à remobilização do Conglomerado de Belverde pelo mar» (AZEVEDO, 1982,

p. 210), o que implica um intervalo de tempo suficiente entre as duas unidades sedimentares para se processar a erosão subaérea.

O «Conglomerado de Belverde» tem-se mostrado azóico, o que dificulta a sua datação. Sobrepõe-se, contudo, à série arenosa pliocénica, separando-se destas areias por um contacto geralmente nítido, referido como regular e sub-horizontal na bibliografia. No entanto, embora este contacto se apresente regular e sub-horizontal à escala do afloramento, o mapa de linhas de contorno estrutural da base do «Conglomerado de Belverde» apresentado por AZEVEDO (1982, Mapa III em anexo; AZEVEDO & CARDOSO, 1985, fig. 5, pp. 24 e 25) indica um contacto com as areias pliocénicas irregular à escala cartográfica. A sua comparação com a cartografia geológica realizada pela autora mostra também que aquela formação apresenta espessuras muito variáveis. Assim, embora à escala mesoscópica não seja evidente um ravinamento das areias pliocénicas, os dados geológicos regionais parecem indicar que o «Conglomerado de Belverde» se depositou sobre uma superfície irregular, implicando uma fase de erosão (fluvial?) entre a série arenosa placenciana e a formação grosseira suprajacente.

Segundo aquela autora, a sedimentação do «Conglomerado de Belverde», em meio fluvial, representa o último acarreio de materiais transportados por um «pré-Tejo», «desde as cristas quartzíticas da Beira Baixa e talvez do Alto Alentejo» (AZEVEDO, 1982, p. 144), relacionando-se com uma crise rhexistásica resultante da degradação do clima quente e húmido em que se terá formado a série arenosa pliocénica, com passagem a um clima mais frio e mais seco mas com pluviosidade suficiente para fornecer caudais capazes de assegurarem o transporte de materiais detriticos grosseiros. Admite ainda a possibilidade desta crise climática e, consequentemente, a deposição da formação de Belverde se correlacionarem com a primeira fase glaciária que afectou o Norte da Europa no final do Neogénico, o Pretigliano (AZEVEDO, 1982, p. 171). Como referimos (cap. IV), o Pretigliano corresponde a um andar da palinoestratigrafia do Noroeste da Europa, estendendo-se de  $-2,5/-2,3$  Ma a cerca de  $-2$  Ma.

A tendência sequencial sedimentar negativa observada nos depósitos detriticos da Península de Setúbal, com sedimentos mais grosseiros do «Conglomerado de Belverde» sobrepondo-se à série essencialmente arenosa pliocénica, encontra-se também na área do vale inferior

do Tejo, como salientam AZEVEDO *et al.* (1979b, p. 34) ao referirem que «estas cascalheiras quartzo-quartzíticas (o Conglomerado de Belverde) encontram-se na continuidade de muitas outras situadas ao longo da bacia terciária do Tejo e estudadas por Galopim de Carvalho em 1968». Com efeito, segundo este autor (CARVALHO, 1968), os depósitos grosseiros do planalto ribatejano, de origem fluvial, sobrepõem-se a sedimentos considerados de idade pliocénica, tendo-se depositado numa vasta planície aluvial, alimentados por derrames de tipo *raña* originados em áreas mais a montante, junto aos relevos do Maciço Antigo (principalmente os relevos quartzíticos). Estas considerações permitem correlacionar *rañas* localizadas no interior do território, nomeadamente na periferia meridional da Cordilheira Central, com depósitos fluviais localizados em áreas distais, sucedendo-se, pelo menos, a parte do Pliocénico superior. Contudo, segundo BARBOSA & PENA DOS REIS (1989), o Pliocénico na bacia do Tejo corresponde a uma macrosequência negativa arenítico-conglomerática, cuja transição de fácies predominantemente arenítica a fácies conglomerática é transgressiva no tempo de NE para SW, ocorrendo, pois, sedimentos grosseiros de idade pliocénica inferior na área setentrional («interior») da bacia.

A particularidade que confere à região da Península de Setúbal elementos estratigráficos considerados especialmente favoráveis à datação dos depósitos de tipo *raña* (aqui identificados com a «Formação Vermelha de Marco Furado») consiste na recolha, em áreas de afloramento do «Conglomerado de Belverde», à superfície do terreno e *in situ*, de 62 artefactos talhados sobre pequenos calhaus de quartzito, rolados após o talhe, considerados representativos de indústria lítica pré-acheulense (Olduvaiana ou *Pebble-Culture*) (AZEVEDO *et al.*, 1979b; AZEVEDO, 1982; AZEVEDO & CARDOSO, 1985).

A utilização daqueles dados arqueológicos require, contudo, que se façam algumas considerações:

— como salienta CARDOSO (*in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985, p. 37), «há que reconhecer que é muito difícil definir uma fronteira entre o que é indubitavelmente talhado do que não é seguramente intencional. Em associações industriais pré-acheulenses, a esmagadora maioria dos artefactos são muito elementares». Contudo, este autor refere que «no entanto, nas escassas seis dezenas de exemplares recolhidos (na Península de Setúbal), alguns há que não poderão oferecer dúvidas»;

— a caracterização tipológica de indústrias líticas tão antigas é difícil, requerendo um número elevado de achados e o seu tratamento estatístico para dar credibilidade aos resultados. No «Conglomerado de Belverde» os artefactos reduzem-se a 62, dos quais apenas alguns foram recolhidos *in situ* e «os talhes são sempre em pequeno número, levantando-se a questão da autenticidade dos artefactos mais frustes» (CARDOSO, *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985, p. 37). Consequentemente, como refere AZEVEDO (1982, p. 261), «a datação do conglomerado (de Belverde) com base na análise tipológica não foi possível em virtude de o pequeno número de indústrias líticas encontradas não ter significado estatístico»;

— as indústrias líticas pré-acheulenses correspondem à base do Paleolítico inferior abrangendo um período de tempo muito longo, desde cerca de -3 Ma até ao interglaciário *Günz/Mindel* (RAPOSO & CARREIRA, 1986) ou *Mindel/Riss* (BARBEDO, 1984) da terminologia alpina do Quaternário, ou seja, até cerca de -0,7/-0,6 Ma ou -0,4 Ma respectivamente. Contrastando com o que sucede em África, particularmente na região do Grande *Rift* Africano, o estudo das indústrias pré-acheulenses está ainda pouco desenvolvido na Europa, embora haja referência a numerosos achados, na sua maioria de idade atribuível ao Vilafranquiano superior (aproximadamente de -2 Ma a -1 Ma, CABRAL, 1985) podendo nalguns casos recuar ao Vilafranquiano médio (até cerca de -2,5 Ma), (CABRAL, *op. cit.*; CARDOSO, *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985; RAPOSO & CARREIRA, 1986). Assim, a presença numa formação geológica de indústrias líticas pré-acheulenses não permite tirar conclusões seguras de natureza cronoestratigráfica, pois essas indústrias, já por si de identificação frequentemente duvidosa e de difícil caracterização tipológica, abrangem um intervalo de tempo superior a 2 Ma, que ultrapassa largamente a base do período Quaternário, possibilitando geralmente apenas uma resolução cronológica muito grosseira.

Na bibliografia consultada, o «Conglomerado de Belverde» é, pois, atribuído ao Vilafranquiano médio com base numa argumentação parcialmente indirecta:

— pela presença de artefactos representativos de indústria lítica pré-acheulense nestes sedimentos, cujo pequeno número de talhes sugere uma elevada antiguidade, embora se considere que a sua idade não possa ser anterior ao Vilafranquiano médio (AZEVEDO *et al.*, 1979b, pp. 35 e 36);

— pela sobreposição da «Formação Vermelha de Marco Furado» a estes depósitos, cuja idade se considera não poder ser posterior ao Vilafranquiano médio devido à grande espessura de solos vermelhos que apresenta, pois a «alteração fersialítica a que (a Formação de Marco Furado) foi submetida e que testemunha a existência de um clima mediterrânico, deu-se certamente no decurso do Vilafranquiano médio, uma vez que não existem posteriormente a esta época, solos vermelhos de espessuras semelhantes (cerca de 30 m) às latitudes da Europa» (AZEVEDO, 1982, p. 262).

Com estes elementos especifica-se ainda mais a idade das formações, atribuindo-se o «Conglomerado de Belverde» e a «Formação de Marco Furado» respectivamente à base e ao topo do Vilafranquiano médio (AZEVEDO *et al.*, 1979b, p. 36).

Da análise que fizemos sobre os dados provenientes da Península de Setúbal relativamente ao posicionamento cronoestratigráfico de depósitos de tipo *raña* nesta região, podemos tirar as seguintes conclusões:

a — existem evidências da ocorrência de períodos de erosão subaérea (que implicam tempo) entre a sedimentação da série arenosa pliocénica e a do «Conglomerado de Belverde», e entre a deste depósito e a da «Formação de Marco Furado»;

b — a atribuição de um limite superior à idade da «Formação de Marco Furado» — topo do Vilafranquiano médio — fundamenta-se na grande espessura de solos vermelhos que apresenta, enquanto que o estabelecimento do seu limite cronológico inferior — posterior a parte do Vilafranquiano médio — se baseia na sua sobreposição ao «Conglomerado de Belverde», cuja idade se considera não poder exceder a base do Vilafranquiano médio devido a conter artefactos pré-acheulenses. As referências à descoberta, em sedimentos da «Formação de Marco Furado», de um pequeno calhau de quartzo rolado, considerado um artefacto pré-acheulense nas suas formas mais arcaicas, por apresentar um talhe numa das extremidades (AZEVEDO *et al.*, 1979a; AZEVEDO, 1982), não têm, em nossa opinião, qualquer valor estratigráfico;

c — considerando estas datações, tanto o «Conglomerado de Belverde», com cerca de 2,5 Ma, como a «Formação de Marco Furado», com cerca de 2 Ma, se incluem no Pliocénico superior e não no Quaternário como se refere na bibliografia. Ambas as formações abrangem, pois, um intervalo de tempo coincidente com

a primeira fase glaciária do Cenozóico superior no Hemisfério Norte — o Pretigliano — o que concorda com o modelo de AZEVEDO (1982) para a sedimentação do «Conglomerado de Belverde», em condições de rhexistia, segundo a autora com clima de tendência fria e seca, mas não parece compatível com a alteração fersialítica intensa que afectou a «Formação de Marco Furado»;

d — apesar da grande espessura de solos vermelhos que apresenta, admitimos a possibilidade de a «Formação de Marco Furado» ter uma idade um pouco inferior aos 2 Ma estimados, atendendo à fraca resolução cronológica que os dados pedológicos permitem e à sua posição geográfica muito particular, junto ao litoral (o que implica uma maior humidade). Outra hipótese é que os acarreios grosseiros se tenham processado ainda durante a crise climática do Pretigliano, enquanto que a alteração fersialítica ocorreu no interglaciário seguinte, correspondente ao andar Tigliano da palinoestratigrafia do Norte da Europa;

e — a possibilidade de correlação do «Conglomerado de Belverde», através das cascalheiras do planalto ribatejano, com depósitos de tipo *raña* localizados no interior do território português, nomeadamente nas regiões da Beira Baixa e Alto Alentejo, e o possível carácter transgressivo no tempo, de NE para SW, da transição fácies arenítica-fácies conglomerática da macrosséqüência detritica negativa pliocénica na bacia do Tejo, implicam que essas *rañas* tenham uma idade superior ou equivalente à do «Conglomerado de Belverde» e sejam, portanto, anteriores à «Formação de Marco Furado». Por outro lado, segundo AZEVEDO (1982, e *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985), os depósitos de Marco Furado estendem-se para sul da região da Arrábida, correlacionando-se com as *rañas* do Baixo Alentejo. Estas duas situações sugerem a existência de diferentes gerações de *rañas*.

#### V.2.3.4. Periferia da Cordilheira Central. Regiões de Sarzedas e Lousã-Arganil

Nas regiões de Sarzedas e Lousã-Arganil, respectivamente nos sopés meridional e setentrional da Cordilheira Central, existem elementos estratigráficos que permitem avaliar a idade de depósitos de *raña*, embora se obtenha apenas uma estimativa aproximada, pois a cronoestratigrafia dessas regiões baseia-se em grande

parte em correlações com dados provenientes de outras áreas, nomeadamente da bacia sedimentar do Tejo-Sado e da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre Coimbra e Nazaré.

Na zona de Sarzedas, as *rañas* assentam em disconformidade sobre formações de cone aluvial provenientes de NW, de áreas fonte de natureza essencialmente xistenta embora localmente quartzítica ou arcóica, pertencentes à «Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas» (CUNHA, 1987a,b, 1992; PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a). Os depósitos desta unidade evidenciam uma sedimentação sintectónica, correspondendo a uma tectofácies controlada por movimentos em falhas localizadas a NW (falhas de Grade e de Rapoula; ver cap. IX.2.1.2.2.), atribuídos aos soerguimentos iniciais da Cordilheira Central.

Considerando que os levantamentos iniciais da Cordilheira Central ocorreram no Miocénico superior (fase intra-Tortoniano) e Miocénico terminal a Pliocénico inferior (Fase Iberomanchega I) (AGUIRRE *et al.*, 1976; CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85; ANTUNES *et al.*, 1987), CUNHA & PENA DOS REIS (CUNHA, 1987a,b, 1992; CUNHA & PENA DOS REIS, 1989a) atribuem à «Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas» uma idade do Miocénico superior e que poderá avançar até ao Pliocénico inferior (Zancliano). As *rañas* suprajacentes, designadas por «depósitos quartzíticos culminantes» e, posteriormente, por Conglomerados de Falagueira, serão, pois, pós-miocénicas e, segundo estes autores, correlativas das fases mais recentes de soerguimento da Cordilheira Central, correspondendo a disconformidade na sua base a uma rotura sedimentar no Vilafranquiano superior (limite Plio-Plistocénico) reconhecida em quase toda a Península Ibérica. Correlacionam ainda aqueles depósitos com as «cascalheiras de planalto» referenciadas no mapa geológico de Castelo Branco (escala 1:50 000) (RIBEIRO, TEIXEIRA & FERREIRA, 1967), que se prolongam para as áreas a SW sobrepondo-se a sedimentos de características fluviais atribuídos ao Pliocénico superior, equivalendo este conjunto ao «Complexo Iliito-Caulínítico» identificado por CARVALHO (1968) na bacia do Tejo.

Contudo, julgamos que aquela correlação é pouco segura. Com efeito, na região nunca observámos a sobreposição dos depósitos torrenciais de tipo *raña* a sedimentos fluviais correlacionáveis com o «Complexo Iliito-Caulínítico» da bacia do Tejo, nem a passagem às

cascalheiras de calhaus rolados de planalto (também fluviais), sugerida apenas pela redução de tamanho e rolamento progressivos dos clastos das *rañas* com o afastamento para sul a partir da frente montanhosa. Os afloramentos situados mais próximo dos depósitos de *raña* da bacia de Sarzedas onde se observam cascalheiras de calhaus rolados sobrepondo-se a sedimentos areno-cascalhentos de características tipicamente fluviais, de fácies semelhante aos da bacia do Tejo, situam-se nos planaltos de Alteza e Vinhas, culminando a cerca de 360 m, respectivamente a 3 km e a 2 km do flanco ocidental da crista quartzítica da serra das Talhadas (Vila Velha de Ródão), distanciados cerca de 12 km do afloramento de *rañas* de Cantareira (v.g. 412 m) localizado a NNE, no lado oposto dos relevos quartzíticos. CUNHA (1992, p. 28) integra estes depósitos (referenciando-os como os sedimentos de Marmelal, Vilar de Boi e Fratel) na mesma unidade litoestratigráfica regional em que inclui os depósitos torrenciais culminantes da região de Sarzedas e Monfortinho — os Conglomerados de Falagueira — juntamente com outros sedimentos fluviais localizados nas proximidades do vale do rio Tejo, como por exemplo nas imediações do vértice geodésico de Melo. Note-se, no entanto, que estes depósitos se localizam já na dependência daquele importante eixo de drenagem fluvial, e alguns deles, nomeadamente os do vértice geodésico de Melo (348 m), situam-se numa superfície de erosão a cerca de 320 m de cota, claramente embutida num planalto culminante situado a leste e nordeste a altitude superior (cerca de 400 m), o qual parece correlativo da superfície basal das *rañas*.

Na região de Lousã-Arganil encontram-se sedimentos continentais numa disposição semelhante à de Sarzedas, com depósitos de *raña* contendo grandes blocos de quartzito, já paralelizados por RIBEIRO (1942) às *rañas* de Sarzedas, sobrepondo-se a uma formação grosseira com abundantes elementos de xisto e quartzito leitoso, que CUNHA (1992) designa por Conglomerados de Telhada (integrando a parte superior dos Conglomerados de Secarias-Folques segundo PENA DOS REIS & CUNHA, 1988). Segundo CUNHA (1992, p. 115), esta unidade litoestratigráfica assenta, por sua vez, em disconformidade, sobre outra formação conglomerática predominantemente de composição xistenta, que define como o Membro de Folques da Formação de Campelo (conjunto inferior dos Conglomerados de Secarias-Folques referidos em PENA DOS REIS & CUNHA,

1988). Estes autores consideram os sedimentos xistentos subjacentes às *rañas* correlativos dos soerguimentos iniciais da Cordilheira Central, no Miocénico superior a terminal/Pliocénico inferior, paralelizando-os implicitamente com a «Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas».

Como se verifica, os dados provenientes da região a norte da Cordilheira Central não fornecem mais elementos sobre a idade das *rañas* do que os da bacia de Sarzedas. O enquadramento cronoestratigráfico das *rañas* nestas regiões não se fundamenta, pois, em dados cronológicos directos, visto que todas as formações na bacia de Sarzedas e todos os sedimentos pós-paleogénicos na bacia de Lousã-Arganil são azóicos, e não se dispõe de datações absolutas. A vantagem que a região de Lousã-Arganil poderá ter relativamente à de Sarzedas consiste na sua proximidade ao litoral, facilitando eventualmente a comparação dos seus depósitos com o enchimento sedimentar terciário e quaternário da Orla Meso-Cenozóica Ocidental, onde a cronoestratigrafia está melhor estabelecida.

FERREIRA SOARES & PENA DOS REIS (1983) apresentam uma «tentativa de correlação das unidades litoe-stratigráficas da região do Baixo Mondego com as das bacias de Lousã e Arganil», mas não conseguem estabelecer qualquer correlação para as unidades pós-paleogénicas. Mais recentemente CUNHA (1992, p. 116) correlaciona a Formação de Campelo e os Conglomerados de Telhada com a unidade litoe-stratigráfica dos Grés e Argilas de Pombal-Redinha, definida a ocidente e atribuída, por enquadramento estratigráfico, ao Miocénico superior e Pliocénico inferior, o que implica, neste contexto, uma idade fini- ou pós-Pliocénico inferior para os depósitos quartzíticos culminantes da bacia de Lousã-Arganil. Aquele autor (*op. cit.*, pp. 179 e 180) correlaciona ainda estes depósitos (os Conglomerados de Sta. Quitéria, que identificamos com as *rañas*) com um conjunto de sedimentos marinhos costeiros e aluviais localizados na área a SW de Coimbra, datados do Pliocénico superior, integrando as unidades litoe-stratigráficas das Areias de Carnide, Areias de Roussa e Argilas de Barracão (BARBOSA, 1983; CACHÃO, 1989), cujo enquadramento estratigráfico e implicações geológicas detalharemos num próximo capítulo.

PENA DOS REIS & CUNHA (1989a), com base numa série de critérios (*op. cit.*, p. 268), comparam igualmente a sedimentação cenozóica da região de Coimbra-Nazaré com os sedimentos da bacia de Sarzedas, corre-

lacionando os «depósitos quartzíticos culminantes» de Sarzedas com a sequência deposicional superior da etapa (de sedimentação) 5 da Orla Meso-Cenozóica (*op. cit.*, fig. 6, p. 266), correspondente a sedimentos arenó-conglomeráticos continentais que se situam estratigraficamente acima de sedimentos marinhos datados, por fósseis, do Pliocénico superior («Areias de Carnide»).

#### V.2.4. As *rañas* em Portugal. Conclusão

Da análise feita sobre os sedimentos de tipo *raña* no território continental português, parcialmente de índole bibliográfica mas apoiada em numerosos reconhecimentos de terreno, pode concluir-se que a génese destes depósitos é ainda mal conhecida em diversos casos e a estimativa da sua idade é de um modo geral muito imprecisa, identificando-se mesmo, por vezes, contradições entre os dados e modelos conhecidos.

Há, contudo, consenso quanto ao carácter torrencial da sedimentação. No caso das *rañas* de sopé, algumas apresentam evidências de estarem associadas a leques aluviais provenientes de frentes montanhosas de origem tectónica, alimentadas por relevos de dureza quartzíticos localizados nos blocos elevados tectonicamente, como as que se situam na periferia da Cordilheira Central. Outras, igualmente numa posição de sopé, associam-se a leques aluviais provenientes de relevos estruturais ou de dureza, aparentemente sem relação directa com movimentações tectónicas verticais, como sucede com a «Formação de Marco Furado», na Península de Setúbal. Na generalidade dos casos, a morfologia de leque aluvial bem como a sua ligação à frente montanhosa foram já «apagadas» pela erosão provocada pela drenagem fluvial. No que respeita às *rañas* de planície, bem representadas no Alentejo, admite-se igualmente uma génese torrencial a partir de ondulações positivas do relevo, mas de escorrência mais difusa, com transporte por fluxos de gravidade em áreas proximais e por correntes tractivas laminares, do tipo *sheet flood*, em áreas distais.

Há algumas *rañas* que consideramos de génese enigmática, como é o caso dos depósitos grosseiros de Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas, na região de Monfortinho (Beira Baixa), que, como referimos, apresentam características de *raña* de sopé, localizando-se próximo de um importante relevo quartzítico, mas cuja proveniência a partir dele é difícil de explicar por não existir uma bacia de alimentação suficientemente

extensa para justificar a grande quantidade de material grosseiro sedimentado, cujos vestígios se estendem eventualmente até ao pequeno relevo de João Nunes (próximo de Idanha-a-Nova), a cerca de 20 km da crista quartzítica de Monfortinho. A situação destas *rañas*, de grande espessura, formando relevos residuais de posição culminando a 580 m, isolados acima do planalto regional talhado em formações xisto-grauvácicas do soco a cotas de cerca de 450 m, sugere a existência de uma grande cobertura aluvial cuja génese desconhecemos, mas que admitimos poder estar associada a uma importante paleodrenagem fluvial.

Quanto à idade dos depósitos de *raña*, os elementos provenientes do território português não permitem uma grande precisão (ver Tabela III). Em diversos locais pode concluir-se que eles são pós-miocénicos e posteriores a sedimentos pliocénicos, sendo anteriores ao encaixe da actual drenagem fluvial, como é evidenciado pelo embutimento dos terraços fluviais mais elevados. Na generalidade dos casos está, pois, bem estabelecida uma idade finineogénica (a Quaternário inferior?) para as *rañas* em Portugal continental, à semelhança do que conclui a maioria dos investigadores em território espanhol.

Há, contudo, duas questões que se levantam: a de saber se a sedimentação das *rañas* é síncrona em todo o território português, ou se, pelo contrário, há *rañas* de diferentes idades em áreas diversas, e a de reconhecer se, na mesma área, pode haver mais do que uma geração de *rañas*.

Embora admitamos a possibilidade de ocorrência de *rañas* de idades distintas em diferentes regiões, com os dados apontando, de forma muito pouco fundamentada, para uma idade mais antiga das *rañas* na região Centro do território do que no Sul (Península de Setúbal e Alentejo), julgamos que a informação disponível não permite uma definição da sua idade suficientemente precisa para possibilitar, com um mínimo de segurança, essa diferenciação — com o grau de precisão disponível, na ordem do milhão de anos, os elementos de campo parecem apontar para algum sincronismo.

Por outro lado, nalgumas regiões há evidências de depósitos grosseiros assemelhando-se a *rañas* mas ocupando posições topográficas mais baixas, por vezes embutidos nelas como parece suceder na serra da Galega a NE de Abrantes (CARVALHO & DAVEAU, 1971), ou na bacia de Moura-Marmelar (BRUM, 1990). Estas cascalheiras englobam materiais retomados das *rañas* e

estão já em relação com um processo de gliptogénese acompanhado de uma descida geral da topografia (por encaixe da drenagem actual?). Reflectem recorrência de condições de transporte torrencial posteriormente à sedimentação das *rañas*, constituindo, de certo modo, outras gerações de depósitos daquele tipo, embora de muito menor extensão e geralmente sem a conotação morfológica de «cascalheira de planalto».

No território português as *rañas* assentam sempre numa superfície de erosão, testemunhando uma fase erosiva pré-*raña* importante e generalizada. Por outro lado, quando assentam sobre outros depósitos cenozóicos, frequentemente as *rañas* correspondem a uma mudança brusca de fácies, no sentido de uma sedimentação mais grosseira.

Podemos, pois, concluir que, no território português, as *rañas* correspondem a uma rotura sedimentar importante, a sua génese adaptando-se mal a um «modelo de transição sedimentar contínua» (segundo o conceito explanado em V.1.2.1.). Os dados existentes apontam para que as *rañas* se relacionem com um episódio geológico bem individualizado, independente, que poderá corresponder a uma crise climática ou a uma fase de movimentações tectónicas. Como referimos, ambas as opções são polémicas, havendo tendência para relacionar a génese das *rañas* com os dois factores simultaneamente, nomeadamente um clima particular favorecendo uma sedimentação em regime torrencial, e movimentações tectónicas geradoras de relevo para explicar os volumes de material sedimentado.

Com efeito, nalgumas áreas, nomeadamente nos bordos Norte e Sul da Cordilheira Central e na bacia sedimentar de Moura-Marmelar (Baixo Alentejo), há evidências de movimentações tectónicas contemporâneas da sedimentação das *rañas*, que correspondem, neste caso, pelo menos parcialmente, a uma tectofácies. Noutros locais existem *rañas* sem uma relação evidente com movimentos tectónicos, que poderão ser explicadas por uma modificação climática acentuada, apesar do factor climático, embora importante, não ser determinante no desenvolvimento de leques aluviais (HERAIL, 1984; COLOMBO, 1989), existindo «leques húmidos», correspondentes a descargas aquosas perenes a semiperenes, em oposição a «leques áridos». Considerando que as *rañas* associadas a movimentos tectónicos e as *rañas* em zonas estáveis têm a mesma idade, a sua presença implica que haja uma coincidência cronológica entre uma fase de deslocamentos tectónicos e uma crise climática.

TABELA III

IDADE (Ma)	PERÍODOS, Estratigrafia Miralva Mediobética	ELEMENTOS ESTRATIGRÁFICOS EM PORTUGAL						
		Bacia do Sado (1) (2)	Litoral Baixo Alentejo (3)	Litoral W Grândola (1)	Península Setúbal (4) (5)	Bacia de Sarzedas (6) (7) (8)	Bacia de Leusã - Argamil (7) (9)	IDADE DAS RAVAS (proposta)
1	Pliocénico Calabriano			Depósitos Continentais Arenas Mármoreas	?			?
2	Pliocénico Pleocénico	Raia Arenas Flúvias	Raia Arenas Marinhas	Arenas Flúvias	Raia (F.M.F.) Conglomerado Biverne Ribeirão Ribeirão	Raia (C.F.A.)	Raia (C.S.Q.)	
3	Pliocénico Reuvichiano	Arenas Flúvias	Arenas Marinhas	Arenas Flúvias	Arenas Flúvias			
4	Brumsummitano Zancleano		Depósito de Calhaus Mal Rolados			U.C.A.S. (Conjunto sedimentar superior - C.M.O.)	C.S.F. (Conjunto sedimentar superior - C.T.E.)	
5	Miocénico Messiniano Subestertiano	Formação de Esbomandadouro						

Quadro de síntese de dados sobre o posicionamento estratigráfico das *raias* em diversas regiões de Portugal continental. Cronostratigrafia modificada de CABRAL (1985), atualizada principalmente com base em CHALINE (1985), LOPEZ MARTINEZ *et al.*, (1985) (*in* ANTUNES *et al.*, 1987), HAQ & VAN EYSINGA (1987) e COWIE & BASSETT (1989). 1 — PIMENTEL (1989); 2 — ANTUNES, MEIN & PAIS (1986); 3 — baseado em FEIO (1951a), com idades modificadas segundo os conhecimentos actuais sobre a estratigrafia do Plio-Quaternário em Portugal; 4 — AZEVEDO (1982); 5 — AZEVEDO & CARDOSO (1985); 6 — CUNHA (1987a,b); 7 — CUNHA (1992); 8 — PENA DOS REIS & CUNHA (1989a); 9 — PENA DOS REIS & CUNHA (1988). C.F.A., Conglomerados de Falagueira; C.M.O., Conglomerados de Monfortinho; C.S.F., Conglomerados de Secarias-Folques; C.S.Q., Conglomerados de St.ª Quitéria; C.T.E., Conglomerados de Telhadas; F.M.F., Formação de Marco Furado; U.C.A.S., Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas.

Como defendemos em trabalho anterior (CABRAL, 1985), julgamos que o clima quente e húmido, com evolução para um clima de características mais mediterrânicas, que terá existido no território continental português, pelo menos na sua fachada ocidental, ao longo de grande parte do Pliocénico, testemunhado pela evolução da paleoflora registada em sedimentos cenozóicos (DINIZ, 1984; DINIZ *in* DAVEAU *et al.*, 1985; SUC, 1989), não é o mais favorável para explicar a rotura sedimentar correspondente à instalação das *rañas*. Pensamos que, independentemente da contribuição de deslocamentos tectónicos contemporâneos, a sedimentação daqueles depósitos poderá ter sido desencadeada pela crise climática correspondente ao andar Pretigliano da palinoestratigrafia do Norte da Europa, entre cerca de -2,4 Ma e -2 Ma, evidenciada em estudos palinológicos em sedimentos da bacia tectónica de Rio Maior, reflectindo-se nesta área por um forte abaixamento de temperatura acompanhado de aumento de humidade, com rarefação das plantas arbóreas e desenvolvimento de plantas herbáceas (DINIZ, 1984; DINIZ, *in* DAVEAU *et al.*, 1985). A transição do clima quente e húmido do Pliocénico inferior para um clima com maiores contrastes sazonais, de afinidades mediterrânicas, que terá ocorrido há cerca de -3 Ma (na base do Pliocénico superior — Placenciano), pode ter tido também alguma influência no regime de sedimentação continental.

## VI. A «SUPERFÍCIE FUNDAMENTAL DA MESETA» E A SUA RELAÇÃO COM AS RAÑAS. UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA GEOMORFOLÓGICA

### VI.1. O Maciço Hespérico. Evolução da Cadeia Orogénica Varisca

Numa grande extensão da Península Ibérica, correspondendo aproximadamente à sua metade ocidental, afloram rochas precâmblicas e paleozóicas constituindo um soco cratonizado pertencente à Cadeia Orogénica Varisca europeia. Este fragmento de soco varisco — o mais contínuo na Europa — é tradicionalmente denominado Maciço Antigo ou Maciço Hespérico pelos geólogos e geógrafos ibéricos (RIBEIRO *et al.*, 1979; RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU, 1987).

A evolução da Cadeia Orogénica Varisca na Península Ibérica é hoje bem conhecida, pelo menos nos seus traços gerais, estando sintetizada em RIBEIRO *et al.* (1979) ou em DALLMEYER & MARTINEZ GARCIA (1990). A Orogenia Varisca inicia-se na Península Ibérica no Devónico médio e prolonga-se com carácter polifásico pelo Paleozóico superior, identificando-se duas fases orogénicas principais — uma estendendo-se do Devónico médio ao Viseano e outra no Vestefaliano. As deformações tardias afectam depósitos de tipo molasso, de carácter já acentuadamente pós-tectónico, do Estefaniano, e são anteriores à instalação de granitos datados de  $-280 \pm 10$  Ma. Devido a um comportamento cada vez mais rígido da litosfera, no final da orogénese ocorrem deformações essencialmente semi-frágeis a frágeis, com desenvolvimento de sistemas de fracturas que afectam aqueles granitos e as formações detriticas continentais de tipo *red beds*, de idade estefaniana, aflorantes na região do Buçaco.

Assim, os efeitos da Orogenia Varisca fazem-se sentir até ao Pérmico inferior no Maciço Hespérico (com mais intensidade no seu bordo ocidental durante o episódio terminal de deformação), mas são anteriores aos sedimentos do Triásico superior que afloram na área de Coimbra, correspondentes à base da cobertura sedimentar da Orla Meso-Cenozóica Ocidental.

A Orogénese Varisca originou certamente relevos importantes, cuja erosão está testemunhada pela sedimentação de depósitos continentais de tipo molasso já no Namuriano (aflorantes em território espanhol), encontrando-se também molassos de idade do Vestefaliano a Pérmico inferior (RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 44). Em Portugal estes depósitos estão conservados em bacias que deviam corresponder a fossos tectónicos intramontanhosos, como o sulco hulheiro do Norte português ou o fosso do Buçaco, associados a importantes cisalhamentos, compreendendo conglomerados polimíticos com calhaus de granito e arcoses, além de outras litologias, indicando áreas fonte de natureza granítica e testemunhando, pois, já no final do Carbónico e no início do Pérmico, uma erosão importante da cadeia orogénica.

### VI.2. Evolução morfológica do Maciço Hespérico. O clima e a tectónica

A evolução morfológica do Maciço Hespérico desde o final da Orogenia Varisca até à actualidade foi contro-

lada por dois factores que tiveram uma influência determinante: o clima e a tectónica.

Os paleoclimas, evidenciados principalmente pelas características dos sedimentos (como por exemplo a presença de formações típicas de certas condições climáticas, como os evaporitos e os depósitos de tipo *red beds*, o seu conteúdo mineralógico, nomeadamente a natureza das argilas e a presença ou ausência de minerais facilmente alteráveis, ou a existência de encouraçamentos diversos), pelo conteúdo fossilífero das formações, e pela presença de alteritos (desenvolvidos sobre os sedimentos e/ou sobre o soco), foram em grande parte controlados pelas paleolatitudes a que se situou a Península Ibérica ao longo daquele grande período de tempo, primeiro integrada na supercontinente da Pangeia e depois participando na sua fragmentação iniciada no Triásico (WINDLEY, 1984).

Com efeito, em consequência da crosta continental, e sem atender a influências geográficas regionais (como a distribuição das terras emersas e dos mares, as correntes marinhas e o relevo), o clima afectando o Maciço Hespérico teve características próprias da zona intertropical durante o Pérmico e grande parte do Mesozóico, com temperatura elevada mas humidade variável, desde condições húmidas, favoráveis a alterações químicas muito acentuadas, a condições semiáridas (a áridas), favoráveis a uma erosão mecânica intensa. Segundo bibliografia diversa (DERRUAU, 1974, p. 126; MOLINA & BLANCO, 1980; MOLINA *et al.*, 1985; GARZÓN HEYDT, PEDRAZA GILSANZ & UBANELL, 1982; entre outros), os dados geológicos apontam para que o clima na Península Ibérica mantivesse características tropicais húmidas no final do Mesozóico e início do Cenozóico, passando progressivamente a condições de tipo tropical sazonal, características das regiões de savana, no Paleogénico e começo do Neogénico. Neste período mantêm-se as condições de savana, com uma tendência progressiva para a aridez, ocorrendo uma mudança no final do Neogénico para um clima de maior humidade, de características mediterrânicas. Exceptua-se a região do NW Peninsular (Galiza Ocidental), onde o clima apresentou características subtropicais húmidas durante o Miocénico (com uma interrupção, de maior secura, no Tortoniano), conservando-se provavelmente temperado húmido, com temperaturas relativamente elevadas, no Pliocénico (NONN, 1969), sendo possível que tenham prevalecido condições climáticas semelhantes na região minhota do território português.

Este ambiente climático teve como consequência que o Maciço Hespérico sofresse profundas meteorizações químicas de carácter tropical, testemunhadas por espessos perfis de alteração. A erosão destes mantos de alteração condicionou muito a morfologia do Maciço Antigo, desenvolvendo paisagens de morfologia intertropical (com *inselberge*), aspecto que detalharemos adiante.

No que diz respeito à influência da actividade tectónica na evolução pós-varisca do Maciço Hespérico, em particular da sua região ocidental, podem considerar-se dois períodos principais, individualizados por VANNEY & MOUGENOT (1981, pp. 70-79) com base na evolução tectónica da Península Ibérica:

a — uma primeira fase que decorre do Triásico ao Cretácico superior, em que a crosta continental sofre uma evolução essencialmente em distensão, associada à abertura do Atlântico e da Mesogeia (ou Neotetis). Nesta fase há a considerar duas etapas (RIBEIRO *et al.*, 1979, pp. 89-91) — uma primeira etapa, do Triásico ao Dogger, em que se desenvolve, por distensão, o *rift* intracontinental que origina a Bacia Lusitânica, a que se segue uma segunda etapa, iniciada no Malm, em que ocorre a migração do *rift* atlântico para oeste, com formação de crosta oceânica, passando a Bacia Lusitânica a evoluir em aulacógeno, onde se desencadeia no Cretácico inferior, por detumescência térmica, uma compressão E-W que origina inversão tectónica de acidentes submeridianos no interior e bordos da Bacia (denominada «inversão atlântica»). Neste longo período a evolução geodinâmica do Maciço Hespérico é também marcada por deformações tectono-magmáticas associadas à propagação no interior da «Placa Ibérica» de acidentes ligados à abertura do Atlântico;

b — uma segunda fase que se inicia no Cretácico terminal e se prolonga até à actualidade, em que a crosta continental evolui em compressão, desencadeada pela convergência das placas africana e eurasiática, com a ocorrência de paroxismos tectónicos correspondentes aos principais episódios de deformação da Orogenia Alpina que afectaram a Península Ibérica.

Na primeira fase, embora ocorram episódios de deformação tectónica importantes, fundamentalmente completa-se o arrasamento da Cadeia Orogénica Varisca e desenvolvem-se extensas superfícies de aplainação que funcionam como ponto de partida para a evolução morfológica cenozóica. No segundo período, os impor-

tantes impulsos tectónicos que afectam a Península Ibérica deslocam verticalmente, dobram em grande raio de curvatura, e fragmentam o Maciço Hespérico por reactivação de fracturas tardivariscas, segmentando a antiga morfologia aplanada, desencadeando a multiplicação de níveis e os retoques erosivos com desenvolvimento de superfícies poligénicas.

### VI.3. A «Superfície Fundamental da Meseta»

Tanto em território português como em território espanhol existem testemunhos de uma morfologia arrasada no Maciço Hespérico fossilizada por sedimentos cretácicos de idade albiana, evidenciando uma superfície de erosão que possivelmente se estendia por toda a Península Ibérica, designada Superfície Infra-Cretácica ou Neocomiana (MARTIN-SERRANO, 1979, 1988b). Esta superfície já resultou, por sua vez, do retoque (mais ou menos intenso consoante as áreas e as deformações tectónicas a que estas estiveram sujeitas) de uma morfologia arrasada desenvolvida de forma poligénica a partir do Pérmico, largamente concluída no início do Liásico (Superfície Pré-Liásica) e submetida a uma lenta degradação de tipo biostático sob clima tropical húmido durante o Liásico e o Dogger, cuja evolução foi perturbada por movimentos tectónicos associados à abertura do Atlântico Norte no Jurássico superior, que se prolongaram pelo Cretácico inferior.

Elementos de índole morfológica, sedimentológica e estratigráfica provenientes de algumas áreas do Maciço Hespérico português onde se encontra preservada uma cobertura sedimentar complexa de origem continental, de idade predominantemente cenozoica, discordante sobre o soco, como nas regiões de sopé da Cordilheira Central, a norte — bacia de Lousã-Arganil (BIROT, 1949; CUNHA, 1992; DAVEAU, 1976; DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86; FERREIRA, 1978; FERREIRA SOARES, PENA DOS REIS & DAVEAU, 1983; PENA DOS REIS & CUNHA, 1988, 1989b; RIBEIRO, 1949a; entre outros), e a sul — bacias de Sarzedas e Castelo Branco (CUNHA, 1987a,b, 1992; PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a; RIBEIRO, 1949a; entre outros), permitem concluir que a morfologia suave, de onde sobressaíam apenas alguns relevos residuais (e tectónicos?), que o sector ocidental do Maciço Hespérico provavelmente apresentava no Paleogénico superior correspondia, em traços gerais, à vasta superfície poligénica desenvolvida no Mesozóico, posteriormente sucessivamente retocada

pela erosão correlativa de diversas formações sedimentares discordantes sobre o soco, nomeadamente os Grés do Buçaco, as Areias do Buçaqueiro e as Arcoses de Coja, conservadas na bacia de Lousã-Arganil.

Podem considerar-se aquela superfície poligénica, cujo último retoque datará do Eocénico superior, como o ponto de partida para a elaboração dos traços actuais da morfologia do Maciço Antigo em Portugal, pois, possivelmente já a partir do Oligocénico e certamente no Miocénico, ela vai ser deslocada por movimentos tectónicos «alpinos», responsáveis pelo desenvolvimento dos principais volumes do relevo actual. Este esquema enquadra-se num modelo geral, simplificado, da evolução morfológica no Maciço Hespérico, segundo o qual, nas áreas em que os movimentos tectónicos «alpinos», terciários, são de fraca amplitude, continuam a desenvolver-se extensas superfícies poligénicas a partir do arrasamento mesozóico, por sucessivos retoques de erosão, com sedimentação e fossilização das formas em zonas deprimidas seguidas ou alternando com períodos de exumação, enquanto nas regiões em que as deslocações tectónicas verticais são mais importantes se geram volumes montanhosos com níveis de erosão deslocados e escalonados a diferentes altitudes, pois a instabilidade tectónica não permite o arrasamento do relevo.

Com efeito, as zonas de maior estabilidade tectónica na Península Ibérica traduzem-se morfológicamente pela presença, no interior da Península, de extensos planaltos elevados, ocupando cerca de metade da sua área (aproximadamente 580 000 km<sup>2</sup>), constituindo uma importante unidade morfológica designada por *Meseta Central ou Ibérica* (CARVALHO, 1984; SALA, 1984; entre outros). A Meseta Ibérica está subdividida pelo sistema montanhoso da Cordilheira Central na Meseta Norte, ou Planalto de Castela a Velha, e na Meseta Sul, ou Planalto de Castela a Nova ou da Mancha.

Os planaltos da Meseta estendem-se, na sua maior parte, sobre afloramentos de formações precâmblicas e paleozóicas do soco varisco, pertencentes ao Maciço Hespérico, a oeste, mas também se prolongam pelos depósitos terciários continentais das bacias interiores do Douro e do Tejo, a leste. Ao sector ocidental da Meseta espanhola, onde se observam as rochas do soco arrasadas, SOLÉ SABARÍS (1951) (*in* SOLÉ SABARÍS, 1958) denominou *Peneplicie Fundamental da Meseta*.

A Peneplicie Fundamental da Meseta prolonga-se para ocidente, em território português, sendo a sua regu-

laridade pela primeira vez interrompida, a norte da Cordilheira Central, pelo grande acidente tectónico Manteigas-Vilarica-Bragança (ver cap. IX.3.2.1.; Anexo 1, f. 3). Com efeito, a falha Manteigas-Vilarica-Bragança, de orientação geral NNE-SSW, sofreu reactivações tectónicas no Cenozóico, com uma componente de movimentação vertical com subida do lábio ocidental, deslocando o soco (já arrasado) e originando um degrau que separa a superfície da Meseta Norte, a leste, dos altos planaltos de Trás-os-Montes e dos planaltos centrais do Norte da Beira, a oeste (FERREIRA, 1978, 1980; CABRAL, 1985, 1989). A sul da Cordilheira Central, a Meseta meridional penetra profundamente em território português, chegando a atingir o litoral atlântico na região do Baixo Alentejo (BIROT & FEIO, 1948; FEIO, 1951a; CARVALHO, 1984).

Como salienta SOLÉ SABARÍS (1958, p. 4), a avaliação da idade da Peneplanície Fundamental da Meseta é uma questão delicada, discutida por diversos autores. A sua maioria, e o próprio SOLÉ, atribuem-lhe uma morfogénese poligénica, cujas principais etapas são deduzidas a partir de sedimentos continentais correlativos preservados em áreas deprimidas fossilizando a peneplanície: a sua elaboração ter-se-á iniciado no Cretácico, como o testemunham os Grés do Buçaco, de idade albiana a santoniana, assentando sobre o soco já arrasado na região central de Portugal (Superfície Pré-Buçaco), prolongando-se até ao Paleocénico, como o indica as formações detríticas basais aflorantes no bordo ocidental da bacia do Douro, a que se tem atribuído aquela idade, fossilizando a morfologia arrasada do soco, que mergulha para leste desaparecendo sob a cobertura sedimentar cenozóica.

Com efeito, nas regiões de Zamora e Salamanca, repousando sobre o substrato varisco erodido afloram depósitos com restos de vertebrados que lhes conferem uma idade compreendida entre o Eocénico médio (Luteciano) e o Oligocénico, além de outros subjacentes, azóicos, seguramente pré-lutecianos, frequentemente considerados paleocénicos na bibliografia (JIMÉNEZ-FUENTES, 1977, in ANTUNES, 1979; MOLINA & BLANCO, 1980; GARCIA ABAD & MARTIN-SERRANO, 1980; MARTIN-SERRANO, 1988b). Estes sedimentos pré-lutecianos apresentam-se intensamente silicificados na parte superior, tendo sido datados isotopicamente a partir de concentrações de alunito nos níveis mais altos, com um resultado de aproximadamente 58 Ma (Paleocénico superior) (BLANCO *et al.*, 1982; MOLINA *et al.*, 1985;

MARTIN-SERRANO, 1988b, p. 65) que apoia uma sua idade paleocénica. Contudo, PENA DOS REIS (comunicação pessoal) admite que aquele valor isotópico corresponde apenas a uma idade mínima dos sedimentos, atendendo à grande mobilidade da alunito, facilmente sujeita a recristalização, e considera provável a correlação entre a silicificação desenvolvida nos depósitos basais da bacia do Douro e a silicificação que afecta o topo dos Grés do Buçaco na bacia da Lousã (sugerida também por diversos autores, como HERNANDEZ-PACHECO, 1943, e BIROT, 1949, in MARTIN-SERRANO, 1988b; GARCIA ABAD & MARTIN-SERRANO, 1980), o que confere uma idade finicretácica (ante-Campaniano superior) ao silcreto, estabelecida pelo seu enquadramento estratigráfico em território português (CUNHA, 1992), bem como, assim, ao essencial do arrasamento do soco subjacente.

A evolução poligénica da morfologia aplanada do soco ter-se-á concluído durante o Miocénico, havendo ainda, contudo, referências de diversos autores a uma última etapa morfogenética correlativa dos depósitos de *raña*, essencialmente de pedimentação (SOLÉ SABARÍS, 1958; MARTIN-SERRANO, 1979, 1988b; GARCIA ABAD & MARTIN-SERRANO, 1980; CARVALHO, 1984; SALA, 1984).

#### VI.4. O relevo apalachiano no soco: as cristas quartzíticas. O modelo da «superfície gravada» ou *etchplain*

Mesmo nas áreas em que a Peneplanície Fundamental da Meseta se apresenta mais regular, como na região de Zamora, considerada uma das zonas mais típicas de morfologia *meseteña* no Maciço Hespérico (denominada «Peneplanície Zamorana» por SOLÉ SABARÍS, 1958), destacam-se acima dela relevos residuais alongados, de pouca altura, coincidentes com afloramentos de quartzitos paleozóicos (*cristas quartzíticas*), além de alguns «montes-ilhas» (*inselberge*).

Com efeito, a presença destes relevos quartzíticos alongados e aproximadamente nivelados no topo (por vezes muito grosseiramente, sugerindo apenas esse nívelamento culminante), apresentando-se algumas vezes sob a forma de relevos compostos de dois ou mais interflúvios subparalelos separados por depressões longitudinais (ortoclinais), sobressaindo geralmente de algumas dezenas a cerca de duas centenas de metros acima de uma morfologia aplanada de *sopé*, constitui um aspecto

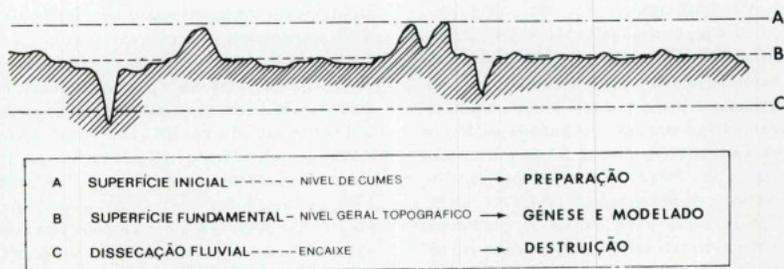


Fig. 1 — Esquema de organização do relevo do Maciço Hespérico (relativo à região de Zamora, bordo ocidental da bacia do Douro) em três componentes principais, segundo MARTÍN-SERRANO (1988b, fig. 70, p. 283).

característico da paisagem *meseteña* do Maciço Hespérico, aparentando, como salienta SOLÉ SABARÍS (1958), um relevo de tipo apalachiano.

Assim, a ideia de um arrasamento generalizado, traduzido pelo conceito de Superfície ou Peneplanície Fundamental da Meseta de SOLÉ SABARÍS, característico do relevo do Maciço Hespérico nas áreas mais estáveis, onde este não foi desnivelado por movimentos tectónicos «alpinos», deve ser detalhada devido a uma maior complexidade morfológica: observa-se, de facto, o «desdobramento» da superfície de arrasamento em dois níveis distintos — o nível culminante das cristas quartzíticas, e o nível correspondente à morfologia aplanada no sopé dos relevos quartzíticos, constituindo um «nível geral da topografia» (MARTÍN-SERRANO, 1979, 1988b; GARCÍA ABAD & MARTÍN-SERRANO, 1980) (fig. 1).

O «desdobramento» da Superfície Fundamental em dois níveis, originando relevos aparentemente apalachianos (as cristas quartzíticas), foi abordado pelo próprio SOLÉ SABARÍS (1958), que não os diferenciou, contudo, no contexto da sua Peneplanície Fundamental. Segundo este autor (*op. cit.*, p. 7), a presença das elevações quartzíticas levaria a supor tratar-se de um relevo apalachiano desenvolvido sobre a Peneplanície Pré-Eocénica, após a sua exumação (da cobertura terciária da Meseta). Refere, no entanto, que as relações entre a cobertura sedimentar e as cristas quartzíticas demonstram o contrário, observando-se um paleo-relevo sistematicamente fossilizado pelo terciário, onde já se destacavam as cristas como relevos residuais.

No seu trabalho de síntese sobre a «gênese e cronologia dos relevos apalachianos do Maciço Hespérico», GARCÍA ABAD & MARTÍN-SERRANO (1980) salientam o mesmo aspecto, referindo que nas zonas periféricas orientais do Maciço Hespérico, no bordo das bacias sedimentares do Douro e do Tejo, o relevo apalachiano desenvolvido no soco, de disposição geral determinada pela orientação das estruturas variscas (direcção média NW-SE), mergulha para leste, juntamente com o soco, «submergindo-se» sob a cobertura terciária das bacias castelhanas, como se pode observar claramente na região zamorana (bacia do Douro) e na terminação oriental dos Montes de Toledo (bacia do Tejo). Aqueles autores realçam o facto de se tratar de um relevo «aparentemente apalachiano», por não resultar de erosão diferencial associada ao rejuvenescimento morfológico pós-neogénico, responsável pela desnudação recente da cobertura terciária em extensas áreas do Maciço Hespérico, sendo antes consequência de processos morfogenéticos muito anteriores, tendo sido posteriormente retocado e fossilizado por sedimentos cenozóicos progredindo expansivamente a partir de bacias de sedimentação interiores na Península, recobrimdo uma ampla faixa marginal do Maciço Antigo, hoje exumada, segundo uma evolução complexa detalhadamente analisada por MARTÍN-SERRANO (1988b) relativamente à região de Zamora.

Para explicar a gênese do paleo-relevo apalachiano pré-paleocénico (ou pré-cretácico?), que se desenvolveu a partir de uma Superfície Inicial testemunhada pelo

nível culminante das cristas quartzíticas, GARCIA ABAD & MARTÍN-SERRANO (1980) e MARTÍN-SERRANO (1988b) fundamentaram-se no conceito de *etchplain* ou *superfície gravada*, pela primeira vez introduzido por WAYLAND, em 1934, e desenvolvido detalhadamente por BÜDEL, em 1957, no seu modelo das «Duplas Superfícies de Aplanação» (*Doppelton Einebenungsflächen*) (in THOMAS, 1974). Com efeito, admitem que a morfologia apalachiana que hoje se reconhece em diversos sectores do Maciço

Antigo, como a região zamorana e os Montes de Toledo, corresponde a um relevo com características de *etchplain* ou superfície gravada, reflectindo as irregularidades geométricas de uma frente de meteorização basal correlativa de um espesso perfil de alteração desenvolvido no Mesozóico, em condições climáticas tropicais húmidas, sobre as rochas do soco varisco arrasadas por uma superfície de erosão de carácter poligénico — a Superfície Inicial (fig. 2).

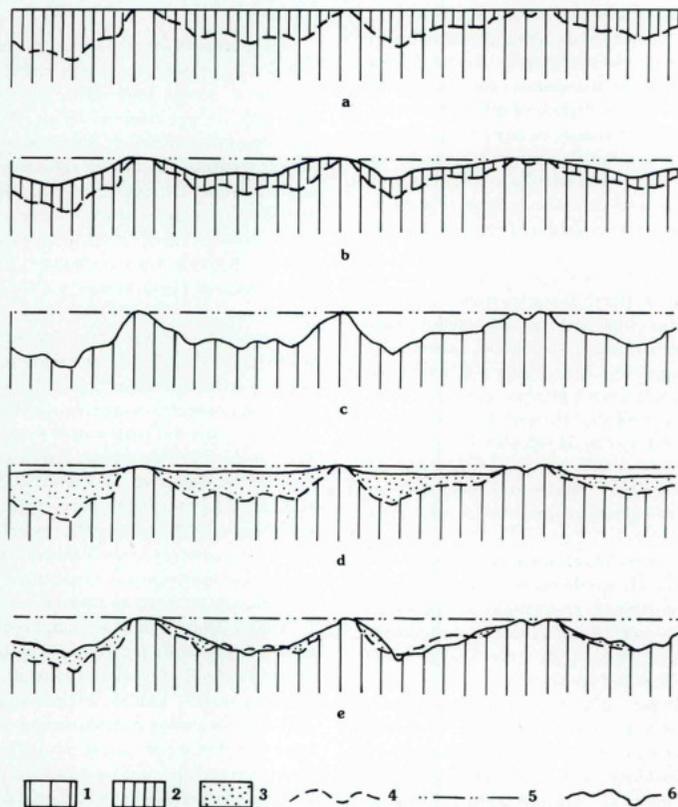


Fig. 2 — Modelo de morfogénese dos relevos apalachianos do Maciço Hespérico, diferenciado em cinco etapas sucessivas, segundo MARTÍN-SERRANO (1988b, fig. 71, p. 289). 1, soco hercínico não meteorizado; 2, manto de alteração; 3, sedimentos paleocénicos (ou, como salientámos, mais provavelmente cretácicos); 4, superfície gravada; 5, superfície inicial; 6, sucessivos perfis topográficos.

A heterogeneidade litológica das rochas do soco provocou uma meteorização diferencial acentuada, com alteração intensa e profunda nas áreas cristalinas (granitos e gneisses) e xistentas, enquanto que a meteorização era fraca e apenas superficial nas formações quartzíticas. Esta irregularidade da frente de meteorização não se reflectia à superfície topográfica, caracterizada pela regularidade da Superfície Inicial de que se destacariam apenas alguns pequenos relevos residuais quartzíticos.

GARCIA ABAD & MARTÍN-SERRANO (1980) consideram que a erosão do espesso manto de alteração tropical associado à Superfície Inicial, responsável pela exumação da «topografia» da frente de meteorização basal e, portanto, pelo aparecimento da «morfologia apalachiana», terá sido desencadeada pela modificação climática capaz de degradar a cobertura florestal tropical e permitir a evacuação da espessa capa de alteritos que ela cobria, associada a deformações tectónicas que esboçam o desenvolvimento das grandes bacias de sedimentação interiores da Península Ibérica (bacias do Douro e do Tejo), precursoras dos paroxismos «alpinos» posteriores.

Nas áreas em levantamento, por erosão do manto de alteração gera-se um relevo de aspecto apalachiano, com cristas quartzíticas conservando no topo os únicos testemunhos da Superfície Inicial. No sopé das cristas desenvolvem-se as depressões apalachianas e as superfícies desenvolvidas sobre xistos e granitos, que representam os sectores mais profundos da frente de meteorização, constituindo o «nível geral da topografia». Os alteritos são evacuados para as áreas em subsidência (bacias de sedimentação interiores), funcionando como fonte de alimentação dos sedimentos paleocénicos (ou cretácicos?).

Os mesmos autores salientam que a morfologia assim gerada na faixa do Maciço Hespérico marginal às bacias sedimentares castelhanas, na transição do Mesozóico para o Cenozóico, evoluiu posteriormente modificando-se a primitiva configuração da «superfície gravada». Essa evolução dá-se por um aprofundamento da frente de meteorização que ocorre principalmente no Paleocénico, prolongando-se pelo Paleogénico, e resulta também de retoques erosivos associados ao facto de as depressões apalachianas terem controlado a instalação das principais linhas de água que drenavam para as bacias interiores durante o Terciário, tendo sido também aproveitadas pelo avanço dos sucessivos depósitos terciários sobre o bordo do Maciço Hespérico.

## VI.5. O relevo apalachiano no Maciço Hespérico em Portugal

Tal como se observa em Espanha, nas regiões de Zamora e dos Montes de Toledo, também em vastas áreas do território português uma das características da paisagem do Maciço Hespérico é o seu carácter arrasado, de onde se destacam relevos de dureza, na generalidade quartzíticos (cristas quartzíticas), aparentando uma morfologia de tipo apalachiano (FERREIRA, 1981; RIBEIRO, 1955, *in* RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU, 1987).

Nas referências aos relevos quartzíticos em Portugal atribui-se-lhes genericamente uma génese como relevos residuais de dureza, admitindo-se que tenham funcionado nalguns casos como *horst*, em que as cristas se terão elevado tectonicamente, limitadas por falhas longitudinais instaladas no contacto entre as rochas quartzíticas e as rochas xistentas envolventes, devido ao forte contraste entre as propriedades mecânicas das duas litologias, como por exemplo num modelo apresentado por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, p. 171, fig. 28) para a região de Lousã-Arganil, a norte da Cordilheira Central.

Julgamos, tal como já é avançado por DINIZ (1990, *in* CUNHA, 1992, p. 5), que as características morfológicas das cristas quartzíticas em território português, e o seu enquadramento no contexto geológico regional, permitem aplicar um modelo para a sua origem semelhante ao da «superfície gravada» ou *etchplain* proposto por GARCIA ABAD & MARTÍN-SERRANO (1980) e MARTÍN-SERRANO (1988b) para explicar os relevos apalachianos do Maciço Hespérico espanhol, que expussemos atrás, embora a idade do processo possa ser diferente por heterocronismo dos movimentos verticais que desencadeiam a ablação do manto de alteritos.

A aplicação deste modelo à situação portuguesa pressupõe as duas etapas fundamentais em que se baseia, nomeadamente, uma primeira fase de alteração intensa em clima tropical húmido, e uma segunda etapa de evacuação dos alteritos com a consequente exumação da frente de meteorização basal (*etchplain*), a que se segue um terceiro período, mais ou menos complexo, em que a «superfície gravada» é modificada com maior ou menor intensidade, deformada por movimentações tectónicas, retocada por erosão e parcial ou totalmente fossilizada por coberturas sedimentares.

O modelo deve também atender à idade das cristas quartzíticas, distinguindo-se duas possibilidades:

**a** — elas são aproximadamente coevas em todo o Maciço Antigo português, pré-albianas (pré-Grés do Buçaco), de acordo com a informação geológica proveniente da bacia da Lousã, o que recua consideravelmente a sua idade relativamente aos dados provenientes da *meseta* do Maciço Hespérico espanhol (que conferem uma idade pré-paleocénica ao relevo apalachiano do soco, embora, como referimos, os sedimentos basais das bacias castelhanas, considerados correlativos da génese das cristas, possam ser mais antigos, também de idade cretácica);

**b** — a individualização do relevo apalachiano no soco não é simultânea em todo o Maciço Hespérico português, havendo áreas em que ele se destaca a partir de uma superfície de arrasamento inicial posteriormente ao Cretácico inferior mas anteriormente ao Eocénico superior (pré-Arcoses da Beira Baixa — Unidade Areno-conglomerática de Cabeço do Infante, CUNHA, 1987a,b, 1992), segundo os dados provenientes das bacias de Sarzedas e Castelo Branco.

Assim, com base na informação geológica disponível, propomos o seguinte modelo (muito especulativo pela escassez e imprecisão dos dados) para a génese do relevo apalachiano, com cristas quartzíticas, que se observa em diversas regiões do soco varisco português:

**1** — evolução poligénica ao longo do Jurássico, sob condições de meteorização muito agressiva, em clima tropical húmido, de uma vasta superfície de aplanção arrasando o soco varisco (Superfície Pré-Liásica), formando-se um espesso perfil de alteração. Desenvolve-se, assim, uma morfologia arrasada no Maciço Hespérico, que podemos designar por superfície fini-jurássica ou infra-cretácica, em que as rochas se encontram profundamente meteorizadas, constituindo a «superfície inicial» a partir da qual se vai destacar a morfologia apalachiana;

**2** — erosão dos alteritos tropicais no Cretácico inferior, em consequência de um levantamento da fachada ocidental do Maciço Antigo desencadeado por uma compressão E-W no bordo da Bacia Lusitânica, associada ao episódio tectónico da «inversão atlântica», com exumação da frente de meteorização basal (*etchplain*) e a consequente individualização de um relevo de estilo apalachiano no soco. A superfície inicial encontra-se

preservada no topo das cristas quartzíticas (e outros relevos residuais) assim destacados. Os alteritos tropicais poderão ter constituído a fonte de alimentação de arenitos cauliniticos do Cretácico inferior aflorantes na Orla Meso-Cenozóica Ocidental;

**3** — a partir do Albiano o relevo apalachiano é progressivamente fossilizado por sedimentos fluviais provenientes genericamente de leste, do interior do Maciço Hespérico, progredindo expansivamente nesse sentido em consequência de uma inversão da movimentação vertical da crosta, por subsidência térmica tardia(?), cujo efeito é acentuado por uma elevação eustática do nível do mar no Cenomaniano. Nesta etapa, há que admitir-se uma zona de «separação de águas» entre uma drenagem fluindo para a Atlântico, a ocidente, e outra fluindo para leste, para o interior da Península Ibérica, onde ainda não estão a esboçar-se as grandes depressões interiores, considerando a idade paleocénica atribuída aos sedimentos basais af preservados, ou onde aquelas bacias estão já a desenvolver-se, se admitirmos uma idade cretácica para estes sedimentos;

**4** — a culminação morfológica no Maciço Hespérico responsável pela «separação de águas» entre a fachada ocidental da Península Ibérica e o seu interior vai acentuar-se com o início das movimentações tectónicas «alpinas», correspondentes aos primeiros impulsos da tectogénese pirenaica no Cretácico terminal, começando também provavelmente a individualizar-se as bacias de sedimentação castelhanas, ou aumentando a sua subsidência. Produzem-se deformações tectónicas pouco intensas que desencadeiam um retquo erosivo da morfologia correlativa dos Grés do Buçaco, testemunhado pela sedimentação das Areias do Buçaqueiro (conservadas na bacia de Lousã-Arganil), exumando parcial ou totalmente a morfologia apalachiana (e eventualmente rejuvenescendo-a nalgumas áreas).

Se tomarmos como referência a informação geológica proveniente da Beira Baixa, onde se evidencia um paleo-relevo apalachiano no soco de idade provável pré-eocénica superior, podemos considerar que, pelo menos nalgumas áreas do Maciço Hespérico português, a individualização das elevações quartzíticas tenha ocorrido a partir de uma superfície inicial fini-cretácica, por erosão de alteritos em consequência dos primeiros movimentos tectónicos pirenaicos no Cretácico terminal.

Independentemente da especulação e grande imprecisão inerentes ao modelo que apresentámos, principalmente no que respeita à idade dos processos envolvidos, conclui-se com bastante segurança a antiguidade da morfologia de estilo apalachiano que se observa no Maciço Hespérico português, fundamentalmente anterior às principais fases de actividade tectónica associadas à Orogenia Alpina, que afectam a Península Ibérica a partir do Eocénico. Este relevo arrasado, de onde apenas se destacam as cristas quartzíticas (e alguns outros relevos residuais), é designado, no contexto da evolução morfológica regional, por Superfície Eocénica (ou Infra-Eocénica).

Com o desencadear das movimentações tectónicas alpinas, aquela morfologia no Maciço Hespérico vai sofrer evoluções distintas consoante o «ambiente tectónico» em que se situa:

1 — em áreas de «plataformas estáveis», sujeitas apenas a pequenas e lentas movimentações verticais relativamente a um nível de base regional, ou submetidas a deformações pouco intensas de grande raio de curvatura, processa-se uma história complexa da evolução morfológica, com períodos de fossilização (subsidiária relativa) alternando com outros de exumação (levantamento relativo) em que pode ocorrer algum rejuvenescimento do relevo apalachiano por retoque erosivo, com aumento do comando das cristas;

2 — em áreas circunscritas, de maior subsidiária, na dependência de acidentes tectónicos com componente de movimentação vertical importante, a morfologia apalachiana no soco é fossilizada por sedimentos continentais, e prevalece encoberta até uma evolução geológica recente no Neogénico superior, em que é parcialmente exumada (bacias de Lousã-Arganil, Sarzedas e Castelo Branco);

3 — em regiões do Maciço Antigo sujeitas a levantamento (por empolamento regional) e em zonas de *horst*, a antiga morfologia infra-eocénica encontra-se deslocada por falhas, apresentando-se mais ou menos conservada em patamares tectónicos ou em superfícies culminantes, desenvolvendo-se superfícies embutidas a cotas inferiores, de idade mais recente.

Como exemplo do desenvolvimento no Maciço Hespérico, durante o Cenozóico, de níveis de erosão escalonados de diversas idades, temos a região do Norte da Beira a ocidente da zona de falha Manteigas-Vilariaça-

-Bragança, cuja evolução morfológica foi detalhadamente analisada por FERREIRA (1978, 1980), onde este autor identificou três níveis de erosão abaixo de uma superfície culminante.

O modelo proposto para a génese do relevo de tipo apalachiano no Maciço Hespérico português, baseado no conceito de *etchplain* ou «superfície gravada», bem como para a sua evolução ao longo do Cenozóico, poderá ser testado por uma comparação entre os volumes de erosão implicados durante e após a geração da «superfície gravada» e os volumes de sedimentos detriticos cretácicos e cenozóicos preservados nas Orlas Meso-Cenozóicas, bem como os depósitos constituindo as séries sedimentares prográdantes neogénicas na margem continental.

#### VI.6. A superfície da Meseta Ibérica em Portugal e suas relações com as *rañas*. Utilização como referência nos estudos de neotectónica

Como referimos, a superfície da Meseta Ibérica prolonga-se do território espanhol para Portugal, estendendo-se para oeste até ao acidente tectónico Manteigas-Vilariaça-Bragança, a norte da Cordilheira Central, e atingindo o litoral atlântico a sul, na região do Baixo Alentejo.

As áreas de Meseta correspondem a regiões de «plataforma estável», em que o Maciço Hespérico sofreu poucas deformações tectónicas no decorrer da Orogenia Alpina. Na sequência do que temos vindo a expor neste capítulo pode concluir-se que a morfologia arrasada que ali se observa sobre o soco (bem como na unidade morfológica do Maciço Antigo que FERREIRA, 1978, 1980, designa por «plataforma do Mondego») resulta de retoques sucessivos numa aplanção antiga (mesozóica a paleogénica) originando uma superfície poligénica ou, melhor, como salienta aquele autor (FERREIRA, 1980), uma superfície de regradação.

Com efeito, as observações que efectuámos em diversas regiões da Meseta em território português, particularmente sobre a Meseta Meridional, a sul da Cordilheira Central, bem como as considerações que desenvolvemos atrás sobre o relevo apalachiano no soco, indicam-nos que a superfície da Meseta, «desdobrada» num «nível geral da topografia», desenvolvido em formações xisto-grauváquicas ou graníticas, e numa «superfície inicial», testemunhada no topo de relevos de

dureza, na generalidade quartzíticas (as cristas quartzíticas), corresponde essencialmente a uma morfologia muito antiga elaborada no soco, do tipo *etchplain* ou «superfície gravada», relativamente pouco a moderadamente modificada, que esteve sujeita a uma história complexa, com episódios de fossilização por uma cobertura detrítica e de exumação parcial ou total, com rejuvenescimento (regradação) por retoques erosivos nalgumas áreas.

Relativamente à Meseta Sul, os dados geológicos provenientes da Beira Baixa e Alto Alentejo (bacias de Sarzedas e Castelo Branco, região de Nisa) evidenciam claramente um importante episódio erosivo que «nivelou» toda a área de sopé meridional da Cordilheira Central, à excepção dos relevos residuais de dureza constituintes da «morfologia apalachiana». Este nivelamento processa-se, contudo, fundamentalmente por erosão da cobertura sedimentar existente sobre o soco, truncando as «Arcoses da Beira Baixa» (Unidade Areno-conglomerática de Cabeço do Infante e Unidade Arenosa de Silveririnha dos Figos, CUNHA, 1987a,b, 1992), de idade provavelmente compreendida entre o Eocénico superior e a base do

Miocénico superior, e uma formação grosseira suprajacente, de fácies sintectónica (Unidade Conglomerático-argilosa de Sarzedas, CUNHA, *op. cit.*), atribuída ao Miocénico superior-Pliocénico inferior, exumando parcial ou totalmente (consoante as áreas) a paleo-morfologia do soco subjacente à cobertura sedimentar terciária, a qual permanece fossilizada nas depressões tectónicas onde o Maciço Hespérico sofreu subsidência em relação com movimentações tectónicas em falhas, segundo um modelo por nós sugerido para a bacia de Castelo Branco (DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991; fig. 3) e em parte semelhante ao proposto por MORENO SERRANO (1990) para a região espanhola vizinha.

Considerando as idades atribuídas à cobertura sedimentar paleogénica e neogénica truncada, aquele episódio erosivo é posterior ao Miocénico terminal, e provavelmente também a parte do Pliocénico inferior, e anterior a, ou correlativo de, sedimentos detríticos culminantes que assentam em disconformidade sobre aquelas formações ou em discordância angular sobre o soco. Estes depósitos culminantes (os Conglomerados de Falagueira, segundo CUNHA, 1992) apresentam duas fácies distintas: uma

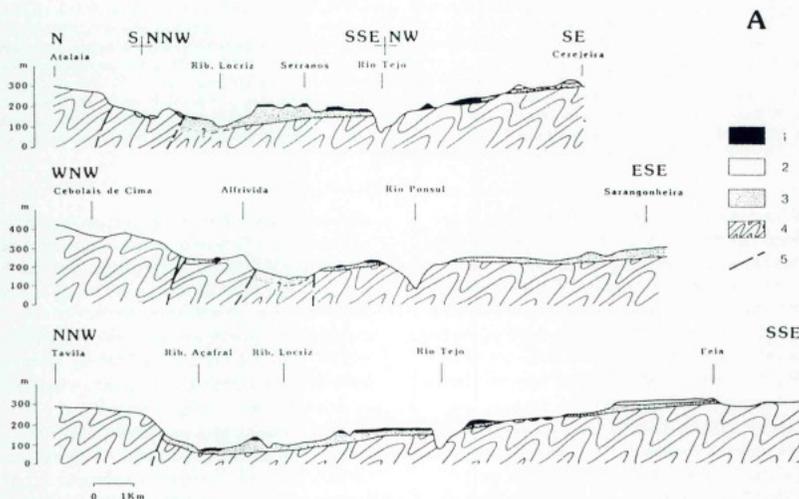


Fig. 3 — A — Cortes geológicos transversais à zona de falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14), segundo DIAS & CABRAL (1989a, fig. 7, p. 10), evidenciando, na região da Meseta Meridional, a conservação da paleotopografia subjacente à cobertura sedimentar terciária discordante sobre o soco numa área deprimida tectonicamente, correspondente à bacia de Castelo Branco, e a sua exumação (com um ligeiro retoque erosivo) nas zonas que não sofreram subsidência relativa. Sobrelevação  $5 \times$ . 1, depósitos de terraço fluvial; 2, depósitos grosseiros culminantes (correlativos das *rañas?*); 3, sedimentos paleogénicos e miocénicos; 4, xistos e grauwauques do soco; 5, falha.

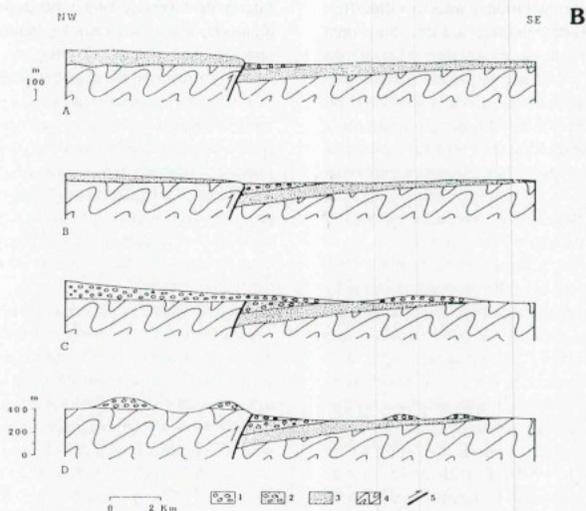


Fig. 3 — B — Representação esquemática do comportamento da falha do Ponsul no Neogénico e Quaternário, segundo DIAS & CABRAL (1989a, fig. 9, p. 13), evidenciando igualmente a evolução morfológica referida na fig. 3A. 1, depósitos grosseiros culminantes (*rañas*); 2, sedimentos sintectónicos (Miocénico superior-Pliocénico inferior); 3, sedimentos arcóscicos (Paleogénico-Miocénico médio a superior); 4, xistos e grauvaques do soco; 5, falha do Ponsul. Após os episódios de deslocamento na falha no Miocénico superior-Pliocénico inferior (A e B), ocorre um período de acalmia tectónica e erosão acentuada, culminando numa fase de aplainamento no Pliocénico superior (?), testemunhada pela superfície de erosão subjacente às *rañas*, que truncou os depósitos arcóscicos, biselando-os no bordo meridional da goteira tectónica correspondente à bacia de Castelo Branco e conduzindo essencialmente à exumação da superfície da base desses depósitos nas áreas exteriores à bacia (C). A falha é posteriormente reactivada no Quaternário (D), com um máximo de separação vertical acumulada de 100 m. (Ver desenvolvimento no cap. IX.2.1.2.2., alínea c).

predominantemente arenosa, com intercalações conglomeráticas, de características fluviais, a SW, e outra conglomerática, com grandes blocos de quartzito, de fácies *raña*, a NE (*rañas* de Magarefe, Lomba de Sarzedas e Cantareira, na área de Sarzedas, e *rañas* de Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas, na área de Monfortinho, referenciadas no cap. V.2.), embora, como já referimos (cap. V.2.3.4.), nunca tenhamos observado no campo a relação estratigráfica entre essas duas fácies.

Na região da Beira Baixa situada a sul da Cordilheira Central e em áreas vizinhas do Alto Alentejo, correspondentes a uma vasta parcela da Meseta Meridional portuguesa, identifica-se, pois, um retoque erosivo generalizado imediatamente anterior, ou correlativo, dos depósitos de *raña* e de sedimentos equivalentes (?) de fácies fluvial localizados numa posição distal («cascalheiras de planalto» segundo RIBEIRO, TEIXEIRA & FERREIRA, 1967). É poste-

riormente a esta cobertura sedimentar, e sobre ela, que se encaixa a rede fluvial actual, responsável por uma importante gliptogénese que produz um acentuado rebaimento topográfico no interior das bacias sedimentares (onde a cobertura de sedimentos terciários é mais espessa) e a exumação de extensos sectores da morfologia arrasada do soco exteriormente às bacias, desenvolvendo níveis de erosão embutidos, claramente relacionados com os principais cursos de água actuais.

Esta situação, em que se identifica uma descontinuidade erosiva subjacente às *rañas*, é comum em todo o território português, pois, como referimos no cap. V.2., em Portugal as *rañas* assentam sempre numa superfície de erosão, testemunhando uma fase erosiva pré-*raña* (ou correlativa destes depósitos) importante e geral. Na bibliografia sobre a evolução morfológica do Maciço Hespérico português refere-se este episódio de erosão

como o retoque erosivo «vilafranquiano» na superfície da Meseta, testemunhado pela presença de alguns retalhos de depósitos de *raña* assentando sobre ela. É este último retoque erosivo na evolução poligénica da superfície da Meseta (entendida como «nível geral da topografia»), que terá ocorrido no Vilafranquiano inferior a médio (cap. V.2., Tabela III), que confere à Meseta a sua importância como elemento de referência geomorfológica para a identificação de deformações neotectónicas (RIBEIRO, 1984; CABRAL, 1985; 1986a,b; CABRAL & RIBEIRO, 1989a,b).

Contudo, um aspecto fundamental a considerar para a compreensão da génese e evolução da morfologia da Meseta e, consequentemente, para a correcta identificação de deformações neotectónicas que tenha sofrido consiste em avaliar se:

a — a erosão imediatamente anterior ou correlativa das *rañas* teve capacidade para erodir volumes significativos do Maciço Hespérico, gerando, por pedimentação, novas facetas em áreas de sopé de escarpas de falha ou de emplotamentos tectónicos regionais, e contribuindo significativamente para a regularização da morfologia aplanada nas áreas de afloramento de soco na Meseta;

b — ou se, pelo contrário, aquele episódio erosivo actuou principalmente em blocos elevados, ao longo de «corredores de erosão» (segundo antigas linhas de drenagem) e originando apenas pequenos «golfos» de aplanção, limitando-se a retocar ligeiramente a morfologia arrasada da Meseta, essencialmente por truncatura de sedimentos e exumação do substrato, sem grande capacidade erosiva no soco.

Este problema é de difícil solução, como se depreende, por exemplo, da complexidade morfológica do bordo meridional da Cordilheira Central, na região da Beira Baixa, onde a superfície da Meseta Sul, representada pela «Plataforma de Castelo Branco», penetra no bloco elevado da Cordilheira Central desenhando um contacto extremamente sinuoso, evidenciando tratar-se fundamentalmente de um rebordo de erosão em que não é claro o papel desempenhado pelo episódio erosivo pré-*raña* (RIBEIRO, 1942, 1949b, 1951, RIBEIRO, 1955, in RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU, 1987). Tal como aquele autor refere, também para nós é evidente que a génese dos montes-ilhas (*inselberge*) que se elevam acima da Plataforma de Castelo Branco, como os relevos graníticos de Monsanto e Moreirinha, que ele considera relevos-ilhas de 1ª geração (em oposição a relevos-ilhas de 2ª geração, localizados no

interior da depressão intramontanhosa da Cova da Beira), é anterior à sedimentação dos depósitos de *raña*, ainda conservados cerca de 10 km a SE, nos montes-testemunhos de Murracha, Murrachinha e Pedras Ninhas. Contudo, enquanto RIBEIRO (*op. cit.*) considera que aqueles montes-ilhas (de 1ª geração) terão resultado de um recuo importante de uma frente montanhosa (correspondendo a uma escarpa de falha) no Pliocénico, por um processo de pedimentação em clima semiárido, com um curto período húmido, anteriormente a um agravamento da aridez responsável pela sedimentação das *rañas*, julgamos tratar-se de relevos muito mais antigos, gerados pelo mesmo processo que propusémos para a génese das cristas quartzíticas, segundo um modelo de «frente de meteorização basal» ou *etchplain*, sendo, pois, contemporâneos do desenvolvimento do relevo apalachiano no Maciço Hespérico.

Assim, pensamos que os *inselberge* de Monsanto e Moreirinha se geraram simultaneamente com a crista quartzítica de Penha Garcia, localizada a E, por um processo comum a partir de uma mesma «superfície inicial» (o que poderá explicar a semelhança de cotas entre o relevo de Monsanto e o relevo quartzítico), tendo a morfologia regional «apalachiana» sido posteriormente submetida à evolução complexa que referimos atrás, com períodos de rejuvenescimento (pré-*raña* e/ou anteriores?) responsáveis por um aumento do comando dos relevos residuais, além da evolução morfológica quaternária, traduzida pela incisão da rede fluvial nas áreas de sopé. Este modelo reduz consideravelmente a importância do episódio erosivo pré-*raña* (ou correlativo das *rañas*) na evolução morfológica do bordo meridional da Cordilheira Central.

## VI.7. Os depósitos de *raña* e a superfície da Meseta Ibérica na identificação de deformações neotectónicas: conclusão

A utilização das *rañas* como referência nos estudos de neotectónica em território português inclui duas possibilidades:

a — a sua utilização como referência estratigráfica, pela identificação de deformações (dobramentos, fracturas) afectando estes depósitos;

b — o seu uso «indirecto», como referência geomorfológica, pela utilização de dois tipos de superfície;

**b.1** — a superfície de enchimento aluvial eventualmente conservada no topo dos sedimentos;

**b.2** — a superfície da base das *rañas* e pedimentações em áreas de sopé (ou, em sentido lato, a superfície da Meseta).

Nesta secção abordamos apenas a metodologia indicada na alínea b, ou seja, a utilização das *rañas* como referência neotectónica de índole geomorfológica.

O uso da superfície topográfica do topo dos afloramentos de *raña* como referência morfológica para detectar deformações neotectónicas implica, primeiro, que se caracterize essa superfície, de modo a reconhecer se se trata de uma superfície de erosão (de atitude inicial desconhecida) ou se corresponde à superfície de enchimento aluvial correlativa da sedimentação destes depósitos.

A topografia planar, de fraco declive, que frequentemente se observa conservada no topo de afloramentos de *raña*, conferindo-lhes um perfil topográfico de forma característica trapezoidal quando observados à distância, sugere tratar-se, nestes casos, da superfície terminal de aluvionamento. Contudo, esta hipótese deve ser confirmada pelo reconhecimento de um perfil de solo desenvolvido sobre os sedimentos e pela verificação de que este não se encontra truncado.

Uma vez reconhecida a superfície de colmatação dos depósitos de *raña*, esta constitui uma excelente referência geomorfológica para identificar deformações tectónicas, por comparação do seu declive com os pendores geralmente observados nas superfícies de leques aluviais actuais, ou pela detecção de degraus tectónicos anómalos podendo corresponder a deslocamentos produzidos por falhas.

A utilização da superfície da base das *rañas* ou de superfícies supostamente equivalentes, desenvolvidas sobre rochas do soco e/ou sobre coberturas sedimentares do soco, como referência nos estudos de neotectónica é mais delicada e requer alguns comentários importantes.

A instalação dos depósitos de *raña* corresponde essencialmente a um fenómeno de aluvionamento (sedimentogénese) em regiões de sopé de relevos (tectónicos ou residuais), embora associado a processos erosivos nas áreas de alimentação daqueles sedimentos, gerando pedimentações, ou superfícies de erosão «fluvial» ao longo de «corredores» seguindo antigas linhas de drenagem, «a montante». Com efeito, os dados que recolhemos relativos ao território português indicam que a

fase de sedimentação das *rañas* essencialmente «respeitou» os volumes de relevo pré-existent no Maciço Hespérico, nomeadamente os relevos tectónicos de tipo *horst* ou de tipo «empolamento», de acordo com a hipótese exposta na alínea b referida na secção anterior (VI.6.).

É aquela a conclusão a que chegam, por exemplo, DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, pp. 258-262), ao referirem que o entalhe erosivo correlativo das *rañas* no bordo setentrional da Cordilheira Central, embora vigoroso, penetrou apenas em pouca profundidade no interior da frente montanhosa, ao longo de antigos vales. Outro exemplo interessante diz respeito ao grande empolamento tectónico que constitui a serra do Caldeirão, na região meridional do território português, a qual funcionou como área de alimentação de uma extensa cobertura de depósitos de *raña*, que se estendia para norte cobrindo uma grande área do Baixo Alentejo, não se identificando na sua vertente setentrional vestígios significativos de pedimentações correlativas (FEIO, 1951a; PIMENTEL, 1989), testemunhando uma erosão reduzida do volume montanhoso.

A superfície de erosão que se observa sempre subjacente às *rañas*, principal responsável (juntamente com o carácter torrencial destes depósitos) pelo conceito do «último retoque erosivo, vilafraquiano, na Meseta», deve ser considerada, quanto a nós, como uma superfície erosiva anterior ou, quando muito, penecontemporânea da sedimentação daqueles depósitos, que interromperam a sua evolução, fossilizando-a.

Assim, a utilização da «superfície infra-*raña*» para identificação de deformações neotectónicas é problemática e requer muito cuidado. Com efeito, uma vez que em diversas áreas, particularmente nas regiões mais distais, a *raña* corresponde a um fenómeno de sedimentação, a «superfície infra-*raña*» pode ter uma paleotopografia irregular, embora provavelmente não muito acentuada, que seja fossilizada por estes sedimentos. Nos casos em que as *rañas* tenham tido uma sedimentação de carácter expansivo a partir de áreas deprimidas, fazendo «progredir» para «montante» a erosão correlativa, este problema põe-se com menos intensidade, uma vez que a erosão poderá ter tido capacidade para regularizar a topografia do substrato, que é posteriormente fossilizada pelos sedimentos.

A situação exposta salienta a eventualidade de se reconhecerem deformações tectónicas no Maciço Hespérico (balançamentos, deformações de grande raio

de curvatura, escarpas de falha, patamares tectónicos associados a escarpas de falha) aparentemente jovens mas resultantes de fenómenos de exumação ou de efeitos de erosão diferencial soco-cobertura sedimentar (originando escarpas de linha de falha, segundo um processo descrito por exemplo para a escarpa de falha do Ponsul, por DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991) em consequência da gliptogénese quaternária associada ao encaixe da rede hidrográfica, ou que foram preservadas por o «retoque erosivo vilafrañquiano» ter «respeitado» a morfologia do soco.

Concluindo, a utilização da «superfície infra-raña» e, ainda com maior ênfase, da «superfície da Meseta» (a qual corresponde na maioria das áreas, de facto, a um «nível geral da topografia» relativamente complexo no detalhe) como referências para a identificação de deformações neotectónicas é delicada, implicando uma análise cuidada em cada caso, de modo a avaliar-se a morfologia inicial e poder deduzir-se, então, as deformações neotectónicas que eventualmente sofreu.

## VII. O PLANALTO LITORAL E OS SEDIMENTOS CORRELATIVOS. SUA UTILIZAÇÃO COMO REFERÊNCIA ESTRATIGRÁFICA E GEOMORFOLÓGICA

### VII.1. Introdução

A área litoral do território português é caracterizada, em quase toda a sua extensão, pela presença de um planalto costeiro disposto *grosso modo* em rampa inclinada no sentido do litoral, abrangendo uma faixa de largura variável (superior a 30 km a norte de Coimbra), situado a cotas diversas mas geralmente compreendidas entre os 100 m e os 250 m nas áreas mais interiores, onde frequentemente é limitado por um rebordo topográfico definido por uma vertente por vezes abrupta, podendo no entanto descer até próximo do nível do mar ou elevar-se até cerca de 400 m de altitude devido a deformações tectónicas que o afectam (CARVALHO, 1951, 1953a,b; DAVEAU, 1977, DAVEAU *et al.*, 1985; FEIO, 1951a, 1983; FERREIRA, 1978, 1983, 1984; FERREIRA, 1981; PEREIRA, 1982, 1987, 1990; PIMENTEL, 1989; RIBEIRO, 1935, 1940; RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU, 1987; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; VANNEY & MOUGENOT, 1981; entre outros).

Trata-se de uma forma de origem poligénica, esboçada nalgumas zonas provavelmente desde o Paleocénico, com retoques importantes no Neogénico, em regimes alternantes marinhos e subaéreos, como o testemunha a natureza dos sedimentos sobre ela conservados nalgumas áreas. VANNEY & MOUGENOT (1981) correlacionam esta morfologia planáltica litoral, que designam genericamente por «superfícies periféricas», com uma superfície de erosão poligénica que identificam no sector interno da plataforma continental portuguesa e denominam «superfície culminante» (*surface sommital*), resultante de erosão num período de tempo prolongado, «Ponto-Plio-Villafrañchien».

DAVEAU (*in* DAVEAU *et al.*, 1985, p. 74), referindo uma ideia já avançada por FEIO ao abordar a morfologia do litoral do Baixo Alentejo e Algarve (FEIO, 1951a), salienta também que nalguns sectores costeiros, sujeitos a maior estabilidade tectónica no decurso do Terciário, é provável que a morfologia planáltica resulte de uma aplanação antiga apenas ligeiramente afeçoada, de modo poligénico, em episódios de erosão e/ou agração.

A aplanação litoral corresponde, em detalhe, a um planalto complexo, resultando a sua morfologia actual de uma evolução a partir de uma superfície inicial, por escalonamento de níveis de erosão ou desenvolvimento de «facetadas» de baixo ângulo de intersecção, que podem confundir-se (sobrepor-se) no sentido da linha de costa (sentido geral de decréscimo de cotas). É neste planalto complexo que se escalonam, por embutimento nítido, vários níveis de praia e de terraços fluviais atribuídos ao Quaternário, por vezes a cotas francamente mais baixas.

A idade do planalto costeiro é difícil de determinar, pois os sedimentos correlativos que conserva em diversas áreas são geralmente azóicos. Na ausência de depósitos correlativos datados pode, contudo, estimar-se a idade da superfície planáltica de forma indirecta, pela sua relação com formações geológicas que ela trunca.

Consiste, como referimos acima, numa forma poligénica, nalgumas áreas certamente já esboçada no Miocénico inferior a médio, como o testemunham sedimentos marinhos fossilíferos, atribuídos àquela idade, assentando sobre uma topografia arrasada morfologicamente «próxima» da aplanação litoral, como por exemplo no Algarve ocidental (FEIO, 1951a; PEREIRA, 1990) ou na região a norte da serra de Sintra (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1961; PEREIRA, 1982; MADEIRA *et al.*, 1983-85). Sofreu depois um importante retoque erosivo,

posteriormente a deslocamentos tectónicos afectando os sedimentos marinhos miocénicos e ao segundo episódio de deformação registado na cadeia orogénica da Arrábida, a sul de Lisboa, de idade pós-Tortoniano inferior a médio (RIBEIRO *et al.*, 1979; AZEVEDO, 1982; ANTUNES *et al.*, 1987; RIBEIRO, 1988).

A aplanção litoral culminante apresenta em diversas áreas restos de sedimentos marinhos ou litorais, o que tem levado a considerar-se que ela sofreu um último retoque pelo mar ou, nalgumas regiões, por uma drenagem fluvial instalada numa planície costeira a cotas próximas do nível de base geral contemporâneo. Embora nalgumas zonas o seu limite interior esteja morfologicamente mal definido, noutras áreas, como referimos, o planalto encontra-se limitado por um rebordo topográfico nítido onde se observam testemunhos de uma antiga linha de costa levantada, indicando tratar-se de uma arriba litoral fóssil. Note-se contudo que, como indica DAVEAU (*in* DAVEAU *et al.*, 1985, p. 74), por vezes o rebordo que aparentemente limita interiormente a aplanção litoral corresponde a uma escarpa de falha que desloca a aplanção, e não a uma arriba fóssil.

Na generalidade da bibliografia o planalto costeiro culminante, ou o último afeiçoamento importante que este sofreu, são considerados pliocénicos ou «calabrianos», embora com base em argumentos frequentemente pouco seguros, cuja problemática já abordámos em trabalho anterior (CABRAL, 1985). Atendendo à importância que a avaliação dos processos morfogénicos e da idade do planalto litoral tem nos estudos de neotectónica no território português, desenvolveremos novamente esta questão, actualizando-a e completando-a relativamente às ideias que expusémos em 1985 (*op. cit.*).

Com efeito, como referimos no cap. IV, o planalto complexo do litoral e os depósitos de fácies marinha e continental correlativos, pela sua idade provável plio-quaternária e vasta representação geográfica, constituem excelentes referências de ordem geomorfológica e estratigráfica, o seu interesse morfológico englobando duas possibilidades:

a — a utilização da aplanção culminante e das superfícies nela embutidas como referências geomorfológicas, atendendo à sua topografia original aplanada e com fraco declive no sentido do mar;

b — o reconhecimento de antigas linhas de costa, assinaladas pelo rebordo interno de plataformas de

abrasão marinha levantadas ou testemunhadas por sedimentos conservados em arribas marinhas fósseis, as quais constituem excelentes referências geomorfológicas para a identificação de deformações por corresponderem originalmente a linhas horizontais desenvolvidas à cota de 0 m contemporânea.

A aplanção litoral culminante, sendo a mais antiga, constitui a referência principal, acumulando e registando toda a deformação neotectónica que tenha ocorrido, além de constituir o ponto de partida para a evolução da morfologia costeira ao longo do Quaternário. Assim analisaremos seguidamente algumas situações no território português em que o enquadramento daquele planalto é mais favorável à sua datação.

## VII.2. Região da Península de Setúbal

No bordo meridional da Península de Setúbal, na região da Arrábida, identifica-se um importante evento na evolução do planalto litoral português, testemunhado pela superfície de erosão do cabo Espichel, desenvolvida sobre formações jurássicas de litologia predominantemente calcária, fortemente deformadas, considerada de abrasão marinha pela sua grande regularidade, proximidade ao mar, e presença de raros seixos rolados à superfície (RIBEIRO, 1935, 1968a; DAVEAU & AZEVEDO, 1980-81; PEREIRA, 1988).

A aplanção estende-se desde o cabo Espichel, onde se situa a uma cota de cerca de 150 m, até à vizinhança de Sesimbra, a uma altitude de 200-220 m. Imediatamente a leste desta povoação ela encontra-se possivelmente deslocada por uma falha de orientação NNW-SSE, originando o empolamento monoclinal da serra de Ares (RIBEIRO, 1935), onde atinge uma cota de cerca de 300 m por levantamento do lábio oriental da fractura. A oriente a superfície de erosão contorna a serra do Risco, observando-se testemunhos seus no sopé ocidental da serra da Arrábida, a uma altitude de cerca de 200 m, prolongando-se para leste, onde se encontra representada a uma cota semelhante, um pouco superior a 200 m, nalguns interflúvios aplanados no sopé da serra de S. Luís, no topo arrasado da serra dos Gaiteiros e nos topos nivelados dos relevos desenvolvidos em sedimentos terciários com estrutura monoclinal (de tipo *hog-back* e costeira) das serras do Louro e S. Francisco (RIBEIRO, 1968a; ALCOFORADO, 1981) (figs. 4 e 5).

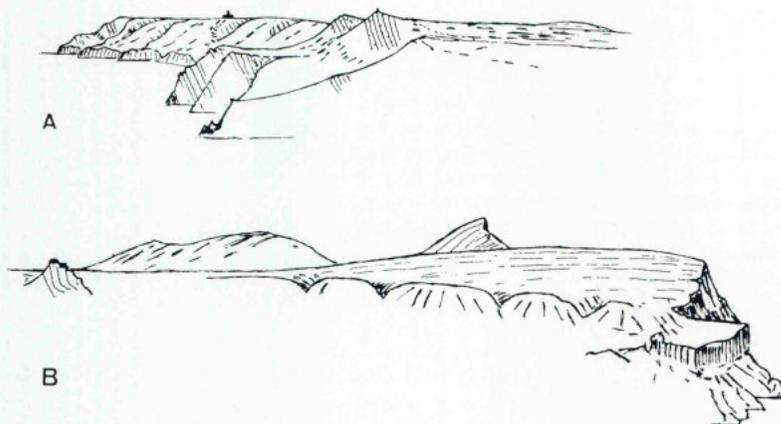


Fig. 4 — Esboço morfológico representando níveis marinhos no litoral da Arrábida, segundo RIBEIRO (1955, *in* RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU, 1987, fig. 30, p. 197). **A** — plataforma do cabo Espichel vista de ENE, observando-se níveis de aplanção inferiores, embutidos; **B** — serra da Arrábida vista de oeste, ao fundo na paisagem, destacando-se também a serra do Risco (Píncaro) ao centro, e, em primeiro plano, uma superfície elevando-se suavemente para sul até 310 m, correspondendo provavelmente à plataforma do cabo Espichel balançada, constituindo o relevo de Ares.

Na região mais oriental da Arrábida torna-se evidente que a superfície de erosão a 200-225 m de altitude é posterior ao segundo impulso tectónico da cadeia da Arrábida (pós-Tortoniano inferior a médio), uma vez que trunca os dobramentos acentuados correlativos dessa fase de deformação. Por outro lado, desenvolveu-se certamente após a génese do paleo-relevo que se observa ao longo da arribada ocidental da Península de Setúbal abarrancando formações marinhas miocénicas, gerado em função de um nível (relativo) baixo do mar, e que se encontra fossilizado por sedimentos arenosos flúvio-estuarinos atribuídos ao Pliocénico (CABRAL, DIAS & BRUM, 1984) (fig. 6).

Assim, a superfície de erosão do cabo Espichel (e o seu prolongamento oriental) elaborou-se posteriormente a pelo menos parte do enchimento fluvial pliocénico do «Sinclinal de Albufeira» (segundo a nomenclatura de AZEVEDO, 1982), sendo, pois, seguramente, pós-miocénica, datando provavelmente do Pliocénico superior (correlativa da superfície de colmatção do enchimento aluvial pliocénico?) ou do Quaternário inferior.

No extremo setentrional da Península de Setúbal, as colinas situadas entre Almada e a Trafaria apresentam também, como traço morfológico dominante, o seu topo aplanado, evidenciando uma superfície de grande regularidade. Trata-se de uma superfície de erosão horizontal, situada a uma cota de cerca de 110 m (cota máxima de 125 m no vértice geodésico de Raposo, a SE da Banática), que corta as camadas do Miocénico, pouco inclinadas para sul ( $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ) (fig. 6). Segundo AZEVEDO (1982), encontram-se raros calhaus dispersos à superfície topográfica, que a autora considera testemunho da presença da formação sedimentar do «Conglomerado de Belverde» (ver cap. V.2.3.3.), hoje quase totalmente erodida, sobre a aplanção.

Na margem direita do rio Tejo, na região de Lisboa a E e NE da elevação de Monsanto, existem diversos interflúvios aplanados culminando a cotas de 100 a 120 m, testemunhando uma superfície de aplanção a cerca de 100 m de altitude, que FERREIRA (1973, p. 48) refere como o «planalto de Lisboa». Esta autora salienta que a mesma superfície se encontra sob a forma de plata-

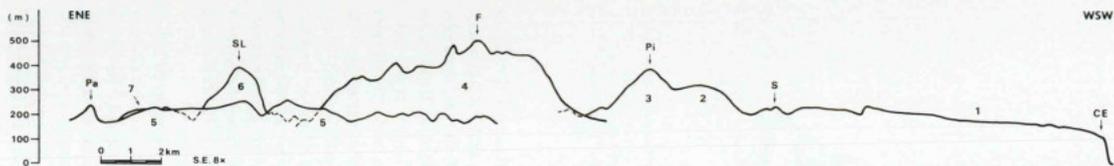


Fig. 5 — Perfil longitudinal projectado dos relevos da cadeia orogénica da Arrábida, segundo uma direcção ENE-WSW e com um sentido de projecção de NNW para SSE (sobrelevação de 8×). Elaborado com base na folha n.º 38 (Setúbal) da Carta de Portugal na escala 1:100 000, editada pelo Instituto Geográfico e Cadastral, 1970. CE, cabo Espichel; F, Formosinho; Pa, Palmela; Pi, Píncaro; S, Sesimbra; SL, S. Luís; 1, plataforma do cabo Espichel; 2, serro de Ares; 3, serra do Risco; 4, serra da Arrábida; 5, serras de S. Francisco e do Louro; 6, serra de S. Luís; 7, serra dos Gaiteiros.

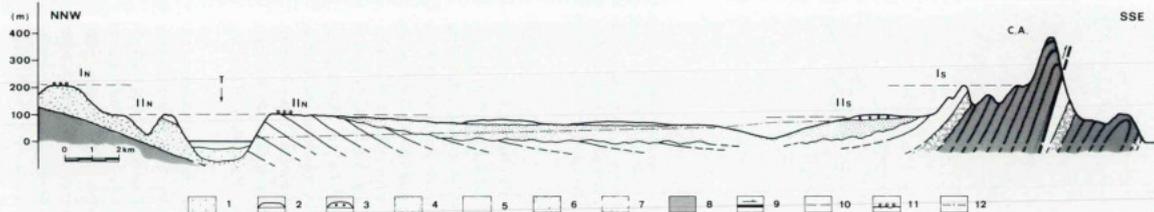


Fig. 6 — Perfil interpretativo geral de alguns dos principais elementos morfológicos da Península de Setúbal, onde se assinalam as superfícies de aplanamento identificadas (I e II) e a sua relação com as formações geológicas regionais e a estrutura tectónica (a inclinação dos elementos estruturais apresenta-se exagerada devido à forte sobrelevação do perfil, de 10×). Note-se que se trata de um esquema interpretativo, composto, sintetizando disposições diversas na Península de Setúbal, não correspondendo a um corte geológico real, segundo um dado trajecto — o troço meridional do corte reflecte essencialmente a estrutura geológica e a morfologia ao nível do meridiano da serra de S. Luís, enquanto que o troço setentrional traduz essencialmente a estrutura geológica e a morfologia junto ao litoral ocidental. 1, aluviões fluviais (Holocénico); 2, dunas eólicas (Holocénico); 3, Formação de Marco Furado (Plio-Quaternário); 4, Pliocénico; 5, Miocénico; 6, Paleogénico; 7, Complexo Vulcânico de Lisboa (Cretácico superior); 8, Mesozóico; 9, cavalgamento; 10, testemunhos de superfície de erosão; 11, vestígios superficiais de depósitos com pequenos calhaus rolados; 12, nível de erosão II balanceado para N, em direcção ao Mar da Palha, no interior da Península de Setúbal; C.A., cadeia orogénica da Arrábida; T, rio Tejo; IN e IS, superfície de erosão superior identificada, respectivamente, nos sectores setentrional (testemunhada provavelmente em Monsanto, Damaia, Alfragide e Aqualva-Cacém) e meridional (plataforma do cabo Espichel) da região analisada; IIN e IIS, nível de erosão correspondendo, respectivamente, à superfície das colinas de Almada (também muito bem representado na área de Lisboa) e aos seus testemunhos prováveis reconhecidos no sector meridional da Península de Setúbal.

formas de grande continuidade na bacia inferior do Tejo, e sugere também o seu prolongamento para jusante, ligando-se, por retalhos planálticos à mesma cota, à «plataforma de abrasão de Cascais» (*op. cit.*, Mapa 5 de «A Região de Lisboa», p. 38). Considerando a sua ampla representação na bacia do Tejo, a sua estreita dependência do rio e a sua ligação à «plataforma de abrasão de Cascais», FERREIRA (*op. cit.*, p. 48) admite uma génese fluvial ou fluvio-marinha para aquela superfície.

A superfície planáltica de Lisboa, localizada na margem direita do rio Tejo a cerca de 100 m de altitude, correlaciona-se muito provavelmente com a superfície das colinas de Almada, encontrando-se ainda evidências desta aplanção, à mesma cota, a sul da via rápida para a Costa da Caparica, no interflúvio que liga Capuchos e Alto do Lazarim (Sobreda). Para S e SE deste interflúvio os terrenos situam-se sempre a altitudes inferiores a 100 m, só voltando a atingir esta cota junto ao bordo setentrional dos relevos da cadeia da Arrábida (fig. 6).

A sul de lagoa de Albufeira-ribeira da Apostiça a morfologia é caracterizada por uma sucessão de aplanções escalonadas, que culminam na plataforma do cabo Espichel (DAVEAU & AZEVEDO, 1980-81). Segundo estes autores, além da superfície culminante do cabo, ligeiramente balanceada para WNW, destaca-se uma aplanção bem conservada, com aparência de uma *glacis* suavemente inclinado, descendo de cotas de 100-120 m, a sul, até altitudes de cerca de 60-70 m (excepcionalmente até 45 m) a norte. Salientam que esta superfície se desenvolveu sobretudo em rochas brandas (de idades compreendidas entre o Apciano-Albiano e o Pliocénico), e consideram-na correlativa da deposição do «Conglomerado de Belverde». PEREIRA (1988, p. 337) também refere a existência de um «nível» morfológico «que se estende das colinas da Trafaria à base do alinhamento de relevos estruturais (da cadeia da Arrábida)», identificando-o como o «nível da planície aluvial do pré-Tejo, retocada pelo mar» (*op. cit.*, pp. 336 e 337, figs. 1 e 2).

Com os dados actualmente disponíveis sobre a geologia e a geomorfologia da Península de Setúbal, julgamos não ser ainda possível correlacionar, com segurança, a aplanção das colinas de Almada com as superfícies identificadas a sul de lagoa de Albufeira-ribeira da Apostiça, nem datá-las convenientemente. A degradação da topografia por erosão subaérea na área central da Península, embora fraca, não permite seguir a superfície erosiva setentrional em continuidade para

sul, não sendo possível correlacionar os níveis por critérios altimétricos, pois variações na taxa de movimentação vertical ao longo da Península de Setúbal durante o Quaternário podem conduzir a correlações erradas. Trata-se de um problema que deixamos em aberto, embora consideremos provável que a aplanção das colinas de Almada se correlacione, parcialmente (atendendo a retoques erosivos posteriores), com a «aplanção principal» (nível III) de DAVEAU & AZEVEDO (1980-1981).

A superfície conservada no topo das colinas de Almada, bem representada (como sugerimos) também a norte do rio Tejo, na região de Lisboa, corresponde claramente a uma superfície de erosão que trunca a superfície de discordância (erosiva e angular) da base dos sedimentos fluvio-estuarinos pliocénicos e os próprios sedimentos, «biselando-os» no bordo setentrional do «Sinclinal de Albufeira» (fig. 6). Discordamos, pois, da interpretação apresentada por PEREIRA (1988), que considera aquela superfície aproximadamente coincidente com a planície aluvial de um «pré-Tejo», e admitimos um modelo para a sua génese mais próximo do esquema proposto por DAVEAU & AZEVEDO (1980-81, p. 173), embora consideremos pouco provável a associação daquela superfície à fase de sedimentação do «Conglomerado de Belverde», ou a um retoque marinho posterior desta formação proposto por AZEVEDO (1982), hoje questionado pela autora (AZEVEDO, comunicação pessoal).

Pensamos que o nível erosivo a cerca de 100-120 m de altitude das regiões de Almada-Trafaria e Lisboa corresponde provavelmente a uma plataforma de abrasão marinha (ou elaborada em estuário, por acção fluvio-marinha), desenvolvida no interior da Península de Setúbal por truncatura de uma espessura desconhecida, mas eventualmente importante, de sedimentos pliocénicos placencianos, talhada durante um nível relativo alto do mar, glacio-eustático(?), contemporâneo de um período interglaciário do Neogénico terminal ou do Quaternário inferior. Segundo este modelo, o episódio erosivo e a aplanção correspondente poderão datar do topo do Placenciano (admitindo que são correlativos do grande interglaciário Tigliano, da estratigrafia climática do Norte da Europa), com uma idade compreendida entre -2 Ma e -1,7/-1,6 Ma, ou do Calabriano (considerando-os correlativos do interglaciário Waaliano da estratigrafia climática do Norte da Europa), com uma idade compreendida entre -1,4/-1,3 Ma e cerca de -1 Ma (ver cap. IV).

### VII.3. Região a ocidente de Coimbra e Pombal

Têm-se verificado recentemente avanços importantes na caracterização e datação de sedimentos neogénicos no planalto litoral a ocidente das zonas de falha Nazaré-Pombal e Coimbra-Porto. Com efeito, em diversos locais na região a oeste de Pombal, nomeadamente na área de Carnide (cerca de 9 km a WSW de Pombal), afloram areias de fácies litoral, apresentando um nível conífero na base indicando idade pliocénica, pela primeira vez referenciadas por TEIXEIRA & ZBYSEWSKI (1951, in BARBOSA, 1983). Estes sedimentos caracterizam-se pela presença, acima do horizonte conífero (que pode ocorrer associado a um «conglomerado de base»), de uma areia fina, micácea, de cor amarelada, muito uniforme e de vasta extensão lateral, que BARBOSA (*op. cit.*) designou por «Areias de Carnide» e CACHÃO (1989, p. 28) definiu como a «Formação Arenito de Carnide», com espessura variável, atingindo um valor máximo de cerca de 20 m. CACHÃO (*op. cit.*, pp. 30-32) salienta a grande extensão abrangida por aquela formação sedimentar, referindo a sua ocorrência provável a sul, na região de Caldas da Rainha, e, baseando-se em comunicação verbal de BARBOSA, também a norte do rio Mondego, onde aflora um litotipo semelhante ao «Arenito de Carnide», que BARBOSA *et al.* (1988) designam por «Areias de Cordinhã».

Pelo estudo de nanofósseis calcários contidos em jazidas fossilíferas ocorrendo, em diversos locais, na base do «Arenito de Carnide», CACHÃO (1989) precisou bioestratigraficamente essas jazidas obtendo uma idade compreendida entre -3,45 Ma e -2,65 Ma, a qual corresponde à base do andar Placenciano, no Pliocénico superior, sendo anterior à deterioração climática que se verificou durante o andar Pretigliano da palinoestratigrafia do Noroeste da Europa (ver cap. IV).

Segundo CACHÃO (*op. cit.*), o «Arenito de Carnide», que caracteriza como «Pliocénico de fácies marinho-parállica», assenta sobre as formações subjacentes (correspondendo geralmente a sedimentos continentais do Miocénico médio e do Paleogénico) por uma superfície de erosão planar, que interpreta como uma extensa plataforma de abrasão marinha correlativa do «mais importante evento transgressivo do Placenciano, o qual terá ocorrido entre 3,4 e 3 Ma» (CACHÃO, 1989, p. 160), baseando-se em curvas de oscilação eustática do nível do mar apresentadas por HAQ, HARDENBOL &

VAIL (1987). Aquele autor (*op. cit.*, cap. V, pp. 143-151) refere deformações tectónicas importantes afectando a superfície de erosão da base do «Arenito de Carnide», principalmente ao longo de uma «flexura ou descontinuidade vertical» coincidente «com o alinhamento das estruturas diapíricas de Parceiros/Leiria, Souto da Carpalhosa/Monte Real e Monte Redondo» (*op. cit.*, p. 143), produzindo uma deslocação vertical de 65 a 70 m naquela superfície, a qual se encontra a uma cota uniforme de 110 m a leste do acidente tectónico, descendo para cotas de 35 a 45 m a oeste, e atingindo mesmo o nível do mar junto ao litoral.

Na região que temos vindo a considerar, estratigraficamente acima das «Areias de Carnide» encontram-se as unidades sedimentares das «Areias de Roussa» e das «Argilas de Barracão», definidas por BARBOSA (1983). As «Areias de Roussa», no areeiro de «Roussa de Cima» (cerca de 5 km a W de Pombal), bem como sedimentos arenosos consistindo em seus equivalentes laterais, aflorantes noutros locais, apresentam estruturas sedimentares indicativas de um ambiente de *shore line* (praia) (BARBOSA, comunicação pessoal). Sobre as «Areias de Roussa» assentam, por uma descontinuidade nítida, os sedimentos areno-argilosos e lignitosos das «Argilas de Barracão», em que os níveis de argila apresentam uma disposição lenticular, integrados num «conjunto de sequências areno-argilosas gradativas de espessura geralmente decimétrica com conglomerados na base», evidenciando um ambiente deposicional do tipo fluvial (BARBOSA, 1983).

Segundo DINIZ & CACHÃO (1987, in CACHÃO, 1989, p. 161 e Quadro IV, p. 162), o estudo palinológico de níveis argilosos das «Argilas de Barracão» «aponta para a existência de uma vegetação com características ainda termófilas, anterior, portanto, à degradação climática do Pliocénico superior», indicando que a deposição da formação sedimentar de Barracão ocorreu ainda anteriormente ao episódio de arrefecimento intenso que se verificou no Pretigliano.

Segundo CACHÃO (1989), no topo do enchimento sedimentar pliocénico que temos vindo a descrever, ravinando-o, ocorre um «conglomerado» vermelho heterométrico, com balastros que atingem 30 cm de diâmetro, de origem continental, que passa a um arenito médio a grosseiro, rubificado, com couraças ferruginosas. O autor (*op. cit.*, p. 39) salienta que «as características locais deste conglomerado, nomeadamente a sua heterometria e dimensão de alguns dos seus balastros,

influenciou a toponímia de um conjunto de povoações situadas alguns quilómetros a sul de Pombal, aparecendo associado às designações destas localidades, a expressão Ranha. É o caso das localidades de Outeiro da Ranha, Ranha de Baixo, Matos da Ranha e Ranha de S. João.

BARBOSA (1983), na «Coluna Litoestratigráfica Tipo para o Pliocénico de Leiria-Pombal» que apresenta no final do seu trabalho, também indica a ocorrência de uma formação sedimentar culminante ravinando depósitos pliocénicos subjacentes, que descreve como «areias, areão, seixos e cascalheiras subangulosas/sub-roladas, mal calibradas (com) estruturas curvilíneas entrecruzadas, descontínuas», atribuindo-as ao Plistocénico e, mais precisamente, ao Calabriano. A atribuição de uma idade calabriana a estes depósitos de fácies claramente continental é discutível, por não se fundamentar em dados estratigráficos seguros (a não ser o sobrepor-se a formações provavelmente ainda pliocénicas) e por se referir a um andar integrado numa estratigrafia marinha.

Estes depósitos grosseiros, discordantes sobre os sedimentos pliocénicos, são provavelmente equivalentes aos depósitos culminantes, continentais, que ocorrem na região a norte do rio Mondego acima da formação pliocénica das «Areias de Cordinhã», designados «Cascalheiras de Gordos» por BARBOSA *et al.* (1988).

Os elementos de índole lito- e cronoestratigráfica que temos vindo a expor contribuem significativamente para a elaboração de um modelo para a génese da superfície culminante do planalto litoral na região considerada (a ocidente de Coimbra-Leiria-Pombal) e permitem fazer uma estimativa da sua idade. Com efeito, de acordo com um esquema de evolução paleogeográfica apresentado por CACHÃO (1989, pp. 164-174), no essencial semelhante a um modelo que propusémos para o desenvolvimento dos depósitos plio-pleistocénicos do litoral português (CABRAL, 1985), os dados apresentados indicam as seguintes etapas na evolução do litoral regional:

**a** — ocorrência de uma transgressão marinha (de origem eustática?) no início (?) do Placénio, correlativa do conglomerado de base e do nível fossilífero na base do «Arenito de Carnide», responsável por um retoque erosivo importante em que se desenvolve uma extensa plataforma de abrasão marinha. A grande largura desta plataforma poderá dever-se a «reocupação», com algum afeioamento erosivo, de uma morfologia já muito aplanada;

**b** — período (longo?) de estabilidade relativa do nível do mar, em que se desenvolve uma larga planície litoral com cordões arenosos e áreas protegidas da acção marinha, onde se depositam sedimentos de fácies muito diversas, desde cascalheiras de praia a argilas lignitosas depositadas em ambiente palustre, além de sedimentos arenos-siltosos, micáceos, depositados em meio lagunar;

**c** — regressão, possivelmente correlativa do período glaciário identificado no Hemisfério Norte entre cerca de -2,4 Ma e -2 Ma, correspondente ao andar Pretigliano da estratigrafia climática do Norte da Europa, acompanhada de erosão subaérea, testemunhada pelos depósitos grosseiros continentais ravinando as formações pliocénicas.

Na região considerada as evidências geológicas não são, pois, favoráveis ao modelo «clássico» para a evolução do Pliocénico e sua transição para o Quaternário no território português, introduzido por ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA (ZBYSZEWSKI, 1943, *in* PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a; ZBYSZEWSKI, 1949; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; TEIXEIRA, 1979), segundo o qual o Pliocénico, após uma fase transgressiva, testemunhada pelos sedimentos marinhos fossilíferos, é caracterizado por uma regressão representada por formações argilo-lignitosas e diatomíticas, de «domínio continental», a que se segue «novo avanço do mar, de que resultou a deposição de areias e leitos de calhaus mal rolados, com algumas intercalações mais finas» (TEIXEIRA, 1979, p. 43).

Numa visão fixista, puramente eustática, hoje desacatualizada, aquele modelo considera que na transgressão fini-pliocénica o nível do mar teria subido até uma altitude de cerca de 200 m, tendo-se mantido nessa posição durante um período prolongado, sendo responsável pelo forte rolamento de calhaus atribuídos ao topo da série pliocénica (designados por «bichouros») e pela superfície tabular culminante do planalto litoral, considerada como uma superfície terminal, de enchimento, da sedimentação Pliocénica. Esta plataforma é tradicionalmente considerada «calabriana» na bibliografia geológica sobre o litoral português, embora TEIXEIRA (1979) saliente já o emprego abusivo daquela designação de índole cronoestratigráfica ao referir que «os níveis superiores do Pliocénico português que alguns autores paralelizam com o Calabriano, são (...) estereis do ponto de vista paleontológico de modo que o paralelismo com formações deste andar é falho de significado» (*op. cit.*, pp. 43 e 44).

Com efeito, embora as camadas argilo-lignitosas e diatomíticas do Pliocénico testemunhem uma tendência regressiva, uma vez que indicam um aumento da influência continental, pensamos que esta regressão esteve associada a uma evolução da dinâmica sedimentar do litoral conducente a um avanço da linha de costa sobre uma extensa planície costeira, e não a uma descida (significativa) do nível do mar. As condições para uma importante regressão, de origem glacio-eustática, terão ocorrido após a deposição daquelas formações sedimentares, no Pretigliano, em concordância com o modelo que apresentámos em trabalho anterior (CABRAL, 1985, pp. 107 e 108). Como referimos acima, esta regressão é testemunhada por depósitos grosseiros continentais ravinando as formações pliocénicas, embora estes sedimentos possam também relacionar-se com actividade tectónica num sistema de falhas submeridianas que limitam a leste a região considerada (PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a, p. 261).

Levanta-se, assim, o problema, fundamental para a análise neotectónica, de saber-se qual a origem da superfície culminante do litoral a ocidente da linha Coimbra-Pombal-Leiria e a sua idade. Pode concluir-se que esta superfície tem uma idade certamente posterior a  $-3,45$  Ma e, eventualmente, posterior a  $-2,65$  Ma, existindo duas possibilidades principais para a sua génese:

a — corresponde a uma superfície de abrasão marinha talhada nas formações pliocénicas, ou ao topo de sedimentos correlativos dessa superfície, que PENA DOS REIS & CUNHA (1989a, p. 261, referenciando ZBYSZEWSKI, 1943) referem como o «conjunto arenó-conglomerático marinho que termina a 200 m de altitude por uma superfície plana com calhaus bem rolados, à qual se atribui idade calabriana»;

b — trata-se de uma superfície de erosão subaérea desenvolvida sobre as formações pliocénicas, possivelmente correlativa dos depósitos continentais culminantes.

A primeira hipótese implica que se considere a ocorrência de uma transgressão marinha, bem individualizada, independente do conjunto sedimentar pliocénico, posteriormente à regressão testemunhada pelos depósitos argilo-lignitosos pliocénicos, em concordância com a última etapa do modelo «clássico» de ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA que apresentámos acima. Esta transgressão seria responsável por uma reocupação pelo mar da larga

faixa aplanada litoral, dando-lhe um último retoque erosivo e desenvolvendo uma linha de costa no seu bordo interior, no final do Pliocénico ou no início do Quaternário, antes do embutimento subsequente de outras superfícies associadas a níveis de base mais baixos.

Embora recentemente CUNHA (1992, p. 180, e fig. 4.14, p. 217) reafirme aquele modelo, referindo que o conjunto sedimentar das Argilas de Barracão (onde integra sedimentos aluviais localizados a topo, que descreve como muito imaturos e com rubefacção) «é ravinado superiormente por uma cobertura detrítica (pouco espessa) com elementos muito bem rolados (...), testemunhando uma nova incursão marinha que TEIXEIRA (1979) considerou ainda do final do Pliocénico», as observações de campo que efectuámos e a consulta a outra bibliografia sobre a região considerada, embora indiquem a presença, por vezes, de um sedimento com calhaus rolados, de tipo «bichouro», no topo do planalto litoral, não evidenciam claramente que este depósito seja discordante de formações subjacentes marinhas ou continentais pertencentes ao conjunto sedimentar pliocénico, podendo eventualmente pertencer a esta unidade. Com efeito, os dados recolhidos indicam, antes, que a aplanção culminante da área litoral a ocidente de Coimbra-Pombal sofreu um último retoque erosivo em ambiente continental, provavelmente no final do Pliocénico, tendo-se elaborado uma superfície de erosão subaérea cuja relação com a superfície terminal de enchimento dos sedimentos litorais pliocénicos se desconhece, embora, nesta região, possa situar-se a uma cota semelhante ou pouco inferior.

É importante estabelecer a relação dos sedimentos pliocénicos e da aplanção litoral com os vestígios de antigas linhas de costa localizadas a oriente, como na região de sopé ocidental da serra do Buçaco, embora ela seja dificultada por deformações tectónicas associadas a deslocamentos nas zonas de falha Porto-Coimbra e Nazaré-Pombal, que invalidam a utilização de critérios altimétricos como base de correlação. Com efeito, naquela área identificam-se paleolitorais elevados, localizando-se o mais alto em Chã da Mata, cerca de 3 km a leste de Pampilhosa, testemunhado por depósitos correlativos a uma cota de 240 m, e outro mais baixo, na região do Luso, testemunhado por uma aplanção com depósitos marinhos, a cerca de 200 m de altitude (DAVEAU, *in* DAVEAU *et al.*, 1985, pp. 77-80; DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86, pp. 310-318).

DAVEAU (*in* DAVEAU *et al.*, 1985, p. 80) refere que «é ainda impossível decidir se o litoral da Chã da Mata corresponde à mesma transgressão que arrasou a plataforma litoral ou, mais provavelmente, à transgressão anterior». Como referimos, atendendo ao registo geológico regional, não é, quanto a nós, muito claro que tenha havido uma «segunda transgressão» responsável pelo «arrasamento da plataforma litoral». Admitindo, contudo, que esta tenha ocorrido (traduzindo-se essencialmente por uma plataforma de abrasão marinha talhada em sedimentos placencianos e, eventualmente, por depósitos de fácies litoral com «bichouros») e que, atendendo à complexidade tectónica da área, os dois litorais são, de facto, distintos e não correspondem ao mesmo nível deformado, julgamos mais provável que a «segunda transgressão» se correlacione com o litoral situado a 200 m na região do Luso, a paleolinha de costa de Chã da Mata correspondendo provavelmente ao litoral placenciano.

#### VII.4. Região a ocidente da Serra dos Candeeiros. A plataforma de Aljubarrota e o «Vale Tifónico» de Caldas da Rainha

A morfologia da área situada a oeste da serra dos Candeeiros (Estremadura, região de Caldas da Rainha) é caracterizada por um extenso planalto cujas características são abordadas em numerosa bibliografia (BIROT, 1949, pp. 98-101; TEIXEIRA & BERTHOIS, 1952; CARVALHO, 1953b; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; RIBEIRO, 1968b; DAVEAU, 1973; TEIXEIRA, 1979; FERREIRA, RODRIGUES & ZÉZERE, 1988; entre outros). Trata-se de uma superfície de erosão talhada em formações mesozóicas predominantemente areníticas ou

margosas do Jurássico superior e do Cretácico inferior, mas também, em menor extensão, sobre calcários do Jurássico médio, ligeiramente inclinada para ocidente, bem conservada a uma cota de 200-210 m num interflúvio alongado passando por Aljubarrota, Cumieira e Cruz da Léguas — razão porque é geralmente designada por «plataforma de Aljubarrota» — localizado cerca de 3 a 4 km a oeste da serra dos Candeeiros. A regularidade da superfície e a presença nalguns locais (nomeadamente no interflúvio de Aljubarrota) de sedimentos correlativos consistindo em areias quartzosas com calhaus rolados de quartzo e quartzito, de fácies marinha, tem levado a atribuir-se-lhe uma génese por abrasão marinha ou, pelo menos, com um último retoque pelo mar (fig. 7).

Prolongando para leste a superfície de Aljubarrota ela embate no flanco ocidental da serra dos Candeeiros, onde se identificam diversos testemunhos de uma paleolinha de costa, assinalada por vestígios de areias marinhas com calhaus rolados assentando sobre os calcários jurássicos na vertente (ver foto 10).

Observámos evidências claras desta paleolinha de costa junto ao sector NE da vertente ocidental da serra dos Candeeiros, nomeadamente a leste de Feiteira, cerca de 500 m a sul de Vale Travelho, e um pouco mais a sul, em Vale da Malhada, a SE de Casal Boieiro (no local conhecido por «Casa do Caçador»). Em ambos os locais encontram-se areias de grão médio a grosseiro, com laminação oblíqua e entrecruzada pouco inclinada, com areão e calhaus rolados de quartzo e quartzito, geralmente alterados, de aspecto sacaróide ou com uma orla de alteração amarelada, e também com alguns (poucos) calhaus de calcário, assentando sobre uma estreita plataforma de erosão entalhada nos calcários, que se encontra suspensa na vertente desenvolvendo uma pequena rechã.



Fig. 7 — Perfil topográfico da região a ocidente da serra dos Candeeiros, segundo CARVALHO (1953b, fig. 3, p. 32).

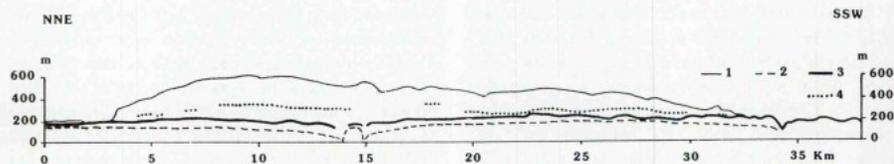


Fig. 8 — Perfil longitudinal projectado da vertente ocidental da serra dos Candeeiros, segundo DAVEAU (1973, fig. 7, p. 24). 1, perfil dos pontos altos da serra dos Candeeiros; 2, perfil dos pontos baixos da depressão de sopé (depressão de Atafaja); perfil dos pontos altos do rebordo ocidental da depressão (plataforma de Aljubarrota); 4, altitude do ápice dos «cones rochosos» no flanco da serra.

No local de «Casa do Caçador» o entalhe erosivo na vertente calcárea liga-se a um «cone rochoso» desenvolvido na desembocadura da ravina de Vale da Malhada, do tipo dos «cones rochosos» descritos por DAVEAU (1973, fig. 8, p. 27 e p. 29) na vertente ocidental da serra dos Candeeiros (fig. 8).

Aqueles sedimentos, por vezes bem cimentados mas de um modo geral mal consolidados, com características marinhas e numa posição *in situ*, recobrem um lapião bem desenvolvido na pequena plataforma calcárea, atingindo uma cota máxima de cerca de 280 m em Vale Travelho e de 300 m em Vale da Malhada. Recobrindo os sedimentos marinhos encontra-se uma brecha calcárea muito consolidada que esconde o rebordo interior dos depósitos litorais.

A situação que descrevemos assemelha-se a outras descritas por DAVEAU (1973, pp. 30-32), nomeadamente no que se refere a um local na vertente da serra a ESE de Lagar de Frades (cerca de 5 km para sul do sítio da «Casa do Caçador»), onde a autora indica a presença de uma cobertura de areias (que considera de origem eólica pela morfoscopia dos grãos e a análise granulométrica do sedimento) a uma cota de cerca de 300 m, a que se sobrepõe uma brecha de elementos calcários (DAVEAU, *op. cit.*, fig. 10, p. 32).

A brecha calcárea que referimos, suprajacente às areias litorais, é frequentemente referenciada na bibliografia e encontra-se assinalada nas folhas 26-B (Alcobaça) e 26-D (Caldas da Rainha) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 como «Brechas da Serra dos Candeeiros», aflorando em extensões consideráveis ao longo da vertente, a uma cota de cerca de 300 m. A génese desta formação é polémica, havendo autores que a consideram essencialmente tectónica (TEIXEIRA & BERTHOIS, 1952, p. 14), outros que distinguem dois

tipos de brecha, sendo um de origem tectónica e outro de origem sedimentar, como por exemplo BIROT (1949, p. 98) ou ZBYSZEWSKI & ALMEIDA (1960, p. 8), enquanto DAVEAU (1973, pp. 29-32) considera que as brechas são depósitos coluviais que poderão ter resultado de uma fragmentação intensa do calcário associada a movimentação em falhas.

Aquela questão está estreitamente ligada ao problema da génese da vertente ocidental da serra dos Candeeiros, a qual funcionou como arriba fóssil contemporânea do paleolitoral aí testemunhado. Não corresponde a uma superfície estrutural nos calcários jurássicos, pois trunca claramente as camadas inclinando, de um modo geral, pouco para ocidente, existindo duas hipóteses: trata-se de uma vertente essencialmente erosiva talhada pelo mar, ou corresponde a uma escarpa de falha que funcionou como arriba litoral, tendo sido apenas ligeiramente retocada pela erosão marinha.

BIROT (1949, p. 98) é bem explícito ao referir que a plataforma de Aljubarrota e os depósitos que localmente a recobrem terminam bruscamente a leste, de encontro à «grande escarpa de falha ocidental da serra dos Candeeiros» e que aqueles sedimentos terminam contra uma brecha tectónica de fragmentos calcários, a qual está, por sua vez, coberta por uma brecha sedimentar. TEIXEIRA & BERTHOIS (1952, p. 14) assinalam também, na área de Casais de Sta. Teresa, na vertente da serra um pouco acima de afloramentos de sedimentos arenosos marinhos, um espelho de falha estriado, com «estrias verticais», separando uma brecha calcárea dos calcários jurássicos.

Contudo, embora na folha 27-A (Vila Nova de Ourém) da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, esteja assinalada uma falha próximo da base da vertente ocidental da serra dos Candeeiros, estabele-

cendo o contacto entre as formações detríticas, consideradas pliocénicas, e os calcários jurássicos, nos reconhecimentos geológicos que efectuámos na área, bem como em diversos outros locais ao longo da vertente, não observámos quaisquer evidências desse acidente tectónico. Em Vale da Malhada («Casa do Caçador»), atendendo a excelentes condições de afloramento, foi mesmo possível confirmar a ausência de qualquer zona de falha entre o afloramento de sedimentos litorais aí identificados e os calcários jurássicos, correspondendo, pois, o limite interior das areias marinhas a um rebordo erosivo, pelo menos nesta área.

Assim, conjugando as observações de campo efectuadas com os dados bibliográficos, concluímos que a vertente ocidental da serra dos Candeeiros corresponde a uma arriba marinha fóssil, resultante provavelmente da evolução de uma vertente pré-existente (poligénica?) desenvolvida no flanco ocidental de um extenso dobramento anticlinal de orientação submeridiana. A arriba fóssil poderá ter uma componente tectónica na sua génese, correspondendo em parte a uma escarpa de falha, mas que sofreu um recuo erosivo (de importância desconhecida, provavelmente reduzido atendendo à localização das evidências de falhamento referenciadas na bibliografia) correlativo da instalação do paleolitoral testemunhado pelos depósitos marinhos localizados na vertente a cerca de 300 m de cota.

DAVEAU (1973, p. 26) refere a presença de areias muito heterométricas, com grãos angulosos, contendo numerosas «drageias de quartzo perfeitamente roladas», no local de Pia da Serra, a uma cota de 350 m, considerando-as o vestígio mais elevado de um antigo nível marinho «pliocénico» na vertente da serra dos Candeeiros. Embora não tenhamos visitado este local, pelas descrições da autora notamos algum paralelismo com observações que efectuámos em pedreiras para exploração de calcários jurássicos na vertente da serra a leste de Casal do Guerra, cerca de 7 km para sul de Pia da Serra. Com efeito, naquelas pedreiras, a uma altitude de 280-300 m, observaram-se calcários jurássicos intensamente carsificados, com cavidades de dimensões métricas preenchidas, na parte inferior, por areias grosseiras subangulosas a subroladas, de cor castanha avermelhada-escura, as quais se encontram ravinhadas por um sedimento grosseiro, de cascalheira, com calhaus de quartzo subrolados a rolados, também de cor avermelhada-escura. «Forrando» a superfície erosiva no topo das areias grosseiras inferiores observou-se um

nível de calhaus de cor negra (possivelmente devido a uma capa de óxidos de ferro e/ou de manganês). Embora não tivéssemos acesso directo aos afloramentos, suspensos nas paredes das pedreiras, analisando-se apenas material escorrido, o aspecto destes sedimentos é muito distinto das formações claramente de fácies litoral que afloram em Vale Travelho e Vale da Malhada, tendo como elemento comum a semelhança de cotas a que se situam na vertente, que não constitui uma base legítima de correlação. Assim, embora não excluindo a hipótese de a cascalheira com calhaus rolados poder corresponder ao paleolitoral que identificámos a cerca de 300 m de cota no sector NE da vertente da serra dos Candeeiros, admitimos também a possibilidade de os sedimentos observados nas pedreiras corresponderem a preenchimentos de cavidades cársicas profundas, relacionando-se com antigas coberturas sedimentares localizadas a cotas superiores (terciárias ou mesmo mesozóicas).

Na região a ocidente da serra dos Candeeiros, além da superfície planáltica de Aljubarrota, consideravelmente degradada pelo entalhe da rede hidrográfica, bem encaixada, destacam-se ainda dois elementos morfológicos importantes, nomeadamente, uma depressão alongada, de fundo plano a cerca de 150 m de cota, desenvolvida em calcários jurássicos no sopé da serra, de génese mal conhecida, provavelmente de origem cársica e/ou fluvial, designada por «depressão de Atafja» (fig. 8), e uma outra depressão a oeste, próximo do litoral actual, de contornos sinuosos mas alongada na direcção NNE-SSW, estendendo-se por Óbidos, Caldas da Rainha, S. Martinho do Porto, até às proximidades de Nazaré, geralmente denominada «vale tifónico de Caldas da Rainha» (fig. 7; foto 9).

O «vale tifónico» de Caldas da Rainha (ver cap. IX.2.2.2.) coincide com o núcleo de uma extensa estrutura diapírica perfurante, onde afloram margas hetangianas, com gesso e sal-gema, de comportamento reológico acentuadamente plástico (ZBYSZEWSKI, 1959; ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960; RIBEIRO *et al.*, 1979). No interior do «vale tifónico» encontram-se sedimentos pliocénicos consistindo em areias marinhas com calhaus rolados, fossilíferas, datadas do placenciano, assentando directamente sobre as margas hetangianas, a que se sobrepõem sedimentos considerados de ambiente continental na bibliografia, incluindo depósitos lignitosos e diatomíticos de idade provável ante-Pretigliano e, portanto, também ainda pliocénicos (DINIZ, 1991),

numa disposição semelhante à que se observa nas regiões de Leiria e Pombal (TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; ZBYSZEWSKI, 1959; ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960; TEIXEIRA, 1979; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980). As formações pliocénicas apresentam-se fortemente deformadas em diversos locais, sendo as deformações observadas geralmente atribuídas a uma halocinése intensa pós-placenciana, que ZBYSZEWSKI (1948, 1959, p. 124) associa mesmo a um último paroxismo dos movimentos diapíricos.

A sedimentação pliocénica no interior do «vale tifónico» de Caldas da Rainha, bem como o comportamento da área diapírica na morfologia actual, em depressão topográfica, são tradicionalmente interpretados na bibliografia como consequência de erosão diferencial, desenvolvendo a favor de formações brandas, primeiro as margas infraliásicas e depois os sedimentos pliocénicos ou «plio-quadernários». Com efeito, a presença dos depósitos marinhos placencianos no interior do «vale tifónico» é classicamente explicada por uma transgressão marinha pliocénica «invasão» uma depressão previamente escavada, por erosão diferencial, nas margas hetangianas, em função de um nível baixo do mar (no Miocénico final durante a «regressão sarmato-pontiana»), sedimentando-se depósitos litorais a que se sobrepõem outros continentais que acabam por colmatar a paleodepressão. A depressão morfológica correspondente ao «vale tifónico» é geralmente interpretada como resultante de erosão diferencial actuando preferencialmente sobre o «enchimento sedimentar» pliocénico, em função de uma descida progressiva do nível do mar ao longo do Quaternário, produzindo essencialmente a exumação do paleovalle finimiocénico.

A sucessão de depósitos pliocénicos que se encontra no interior do «vale tifónico» de Caldas da Rainha e o seu enquadramento regional, estratigráfico, tectónico e geomorfológico, permitem encontrar argumentos que invalidam seguramente o esquema evolutivo que expusimos acima, sugerindo um modelo distinto para a evolução plio-quadernária do núcleo diapírico, apresentado por RIBEIRO (1984).

Podemos dividir aqueles argumentos em dois grupos: de índole estratigráfica e de índole tectónica. No que diz respeito aos critérios estratigráficos, temos que a sucessão sedimentar pliocénica que se encontra no interior do «vale tifónico» de Caldas da Rainha não se restringe a zonas deprimidas, sendo semelhante à que se observa noutras áreas em posição de plataforma, como na região a oeste

de Leiria-Pombal, onde a sua base se situa a cotas superiores a 100 m embora se possa apresentar deformada chegando mesmo a atingir o nível do mar (cota de 0 m) junto ao litoral, como em Vale de Paredes (Sra. da Vitória, *in* CACHÃO, 1989). Esta situação sugere que os depósitos pliocénicos no interior do «vale tifónico» representam um testemunho de uma vasta cobertura sedimentar de características uniformes, assentando originalmente sobre uma morfologia aplanada (plataforma de abrasão marinha), resultando a sua localização actual, numa área circunscrita deprimida (o «vale tifónico»), de deformações tectónicas pós-sedimentares e não de um processo sinsedimentar (colmatação de um paleo-relevo).

Além disso, admitindo a ocorrência de um nível relativo baixo do mar anterior à transgressão placenciana, responsável por um escavamento intenso das margas hetangianas no núcleo da estrutura diapírica, por erosão diferencial, originando um paleovalle tifónico pré-Placenciano, deveria ter-se instalado simultaneamente uma paleodrenagem nos planaltos envolventes, com escavamento de uma rede de paleovales fluviais, os quais também teriam sido fossilizados pelo enchimento sedimentar pliocénico, conduzindo à instalação destes sedimentos noutras áreas deprimidas (os paleovales) exteriores ao «vale tifónico». De facto, não é esta disposição que se observa, pois nas áreas envolventes ao «vale tifónico» das Caldas da Rainha, nomeadamente a leste, na região que corresponde morfológicamente à «plataforma de Aljubarrata», os escassos testemunhos de depósitos atribuídos ao Pliocénico, de fácies marinha, encontram-se sempre numa posição culminante, no topo de interflúvios onde aquela plataforma se encontra preservada.

No que respeita à argumentação de índole tectónica sobre a génese do «vale tifónico» das Caldas da Rainha, ela foi já apresentada por RIBEIRO (1984) relativamente à generalidade dos «vales tifónicos» em território português. Com efeito, a intensa deformação dos sedimentos pliocénicos localizados no interior dessas depressões, e os contactos por falha, geralmente cavalgantes, entre aqueles depósitos e formações mesozóicas dos bordos dos diapiros, que se observam em diversos locais, têm sido tradicionalmente associados a halocinése pós-placenciana. Contudo, esta interpretação não é válida, pois, como salienta RIBEIRO (*op. cit.*), se fosse esse o processo actuante deveríamos encontrar os sedimentos pliocénicos em bacias subsidentes marginais aos núcleos

diapíricos e não sobre os próprios diapírios, que deveriam surgir como áreas com tendência para levantamento.

A argumentação que apresentámos, de natureza estratigráfica e tectónica, indica, assim, que o «vale tifónico» das Caldas da Rainha (como a generalidade dos «vales tifónicos» em território português) corresponde, não a uma paleodepressão preenchida por sedimentos pliocénicos e exumada no decorrer do Quaternário, mas a uma bacia tectónica (de tipo *ramp valley*, isto é, limitada por falhas inversas, como salienta RIBEIRO, 1984) desenvolvida posteriormente à sedimentação dos depósitos placencianos, que ficaram preservados da erosão no seu interior, enquanto foram erodidos nas áreas envolventes, elevadas relativamente ao núcleo diapírico (fig. 9; ver cap. IX.2.2.2).

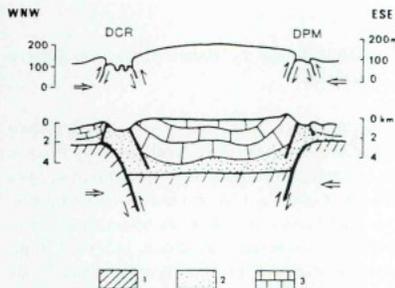


Fig. 9 — Esquema de evolução pós-pleiocénica do Fosso Lusitânico e dos diapírios nos seus bordos, segundo RIBEIRO (1984, fig. 2, p. 182). Em cima: representação esquemática dos movimentos pós-pleiocénicos. Em baixo: disposição esquemática do Fosso Lusitânico e dos diapírios nos seus bordos, adaptado de ZBYSZEWSKI, 1, soco ante-mesozóico; 2, complexo evaporítico do Hetangiano; 3, cobertura mesozóica; DCR, diapírio de Caldas da Rainha; DPM, diapírio de Porto de Mós.

As considerações que temos vindo a fazer sobre a evolução provável da depressão das Caldas da Rainha e a sua relação com o enchimento sedimentar pliocénico conservado no seu interior, permitem tirar algumas conclusões interessantes sobre a génese e a idade da «plataforma de Aljubarrota», que margina, a leste, aquela depressão, e onde se encontram apenas alguns vestígios, pouco espessos (no máximo de alguns metros apenas),

de areias com pequenos calhaus rolados de quartzo e quartzito (as areias com «bichouros» ou «amêndoas», referidas na bibliografia), de fácies marinha, azóicas. A questão passa pelo estabelecimento da relação entre os depósitos conservados no planalto, tradicionalmente considerados, na bibliografia, como testemunhos de uma «transgressão calabriana», e os sedimentos pliocénicos do «vale tifónico».

Como referimos, o enquadramento geológico regional indica que o «vale tifónico» das Caldas da Rainha corresponde a uma depressão tectónica associada a deformações que afectam os sedimentos pliocénicos conservados no seu interior. O facto de as areias marinhas placencianas não apresentarem espessuras (difíceis de avaliar com os dados disponíveis) superiores às que afloram em região de «plataforma», como na área de Leiria-Pombal (20 a 35 m, segundo BARBOSA, 1983), indica que a subsidência tectónica não é contemporânea da sedimentação daqueles depósitos, mas posterior, embora se tenham observado algumas evidências de deformação hidroplástica sugerindo uma tectónica, senão sinsedimentar, pelo menos muito precoce. O mesmo se passa relativamente aos depósitos lignitosos e diatomíticos superiores, continentais, embora a espessura considerável que as fácies finas, palustres, por vezes apresentam, aponte para alguma subsidência sinsedimentar. O carácter essencialmente pós-sedimentar dos movimentos tectónicos é corroborado pela ausência de depósitos pliocénicos grosseiros, marginais, evidenciando contaminação por escarpas de falha (tectofácies).

A bacia tectónica terá, pois, começado a desenvolver-se posteriormente à deposição das areias marinhas placencianas, que cobriam também toda a região envolvente, incluindo a «plataforma de Aljubarrota», encostando-se, a leste, à vertente ocidental da serra dos Candeeiros, que funcionava como arriba litoral. A sua nucleação ter-se-á iniciado provavelmente após (ou durante?) a sedimentação das formações continentais suprajacentes aos depósitos marinhos, que se terão também instalado sobre as áreas aplanadas vizinhas. Este modelo implica que a superfície planáltica de Aljubarrota resulte de um episódio erosivo regional posterior a deslocamentos verticais na bacia tectónica, que terão tido uma magnitude pelo menos equivalente à espessura de sedimentos pliocénicos aí preservados, existindo duas possibilidades (fig. 21, p. 129):

a — erosão subaérea, que produziu a ablação da maioria dos sedimentos pliocénicos existentes sobre a plataforma, deixando apenas alguns testemunhos das

areias de fácies marinha, que serão equivalentes laterais dos depósitos fossilíferos placencianos preservados no interior da depressão tectónica das Caldas da Rainha. Neste caso, a superfície planáltica de Aljubarrota resulta essencialmente da exumação da plataforma de abrasão marinha correlativa da transgressão placenciana;

**b** — erosão pelo mar, produzindo a ablação de toda a cobertura pliocénica existente nas áreas marginais à bacia tectónica e um retoque da plataforma de abrasão placenciana subjacente àqueles depósitos, em resultado de uma «reocupação» marinha associada a uma transgressão. Neste esquema, mais próximo do modelo geralmente aceite na bibliografia, a superfície de Aljubarrota corresponde a uma plataforma de abrasão marinha derivada da plataforma placenciana, por retoque durante nova transgressão tradicionalmente considerada «calabriana», e os depósitos azóicos aí preservados serão desta idade e não correlativos das areias marinhas fossilíferas pliocénicas.

Com os dados actualmente disponíveis não é possível optar, com segurança, por uma ou outra hipótese, embora nos inclinemos mais para o esquema exposto na alínea a, segundo o qual os depósitos marinhos azóicos conservados no planalto de Aljubarrota são placencianos (como já sugeriu CARVALHO, 1953b), correspondendo esta superfície a uma plataforma de abrasão marinha da mesma idade, quase totalmente exumada de uma cobertura sedimentar pliocénica mais espessa. Neste caso, os testemunhos de areias marinhas conservados na vertente ocidental da serra dos Candeeiros definem a paleolinha de costa correlativa da transgressão placenciana.

Não excluimos, contudo, a possibilidade de se verificar o modelo explanado na alínea b, correspondendo então a «plataforma de Aljubarrota» a uma superfície poligénica que sofreu um último afeiçoamento por abrasão marinha num episódio transgressivo posterior à regressão testemunhada pelos sedimentos pliocénicos com lignitos e diatomitos, de fácies continental. Estes sedimentos são ainda placencianos e anteriores à crise climática do Pretigliano, como indicam o clima quente e húmido inferido dos testemunhos da paleoflora que contém (TEIXEIRA, 1984) ou as «condições térmicas moderadas e relativa humidade» sugeridas por estudos palinológicos (DINIZ, 1991). Como explanámos em trabalho anterior (CABRAL, 1985, pp. 105-110), a considerar-se uma transgressão posterior àqueles depósitos, ela será muito provavelmente posterior à descida

pronunciada glacio-eustática do nível do mar que deverá ter ocorrido durante o Pretigliano, sendo possivelmente correlativa do nível alto do mar que culmina a subida glacio-eustática acentuada que se segue àquele período frio, sendo então contemporânea do grande período interglaciário Tigliano, da estratigrafia climática do Norte da Europa.

Assim, atendendo a que o Tigliano se estende entre cerca de  $-2$  Ma e  $-1,7/-1,6$  Ma (CABRAL, *op. cit.*, p. 109), a transgressão que se admite que tenha ocorrido posteriormente aos sedimentos pliocénicos, responsável pela plataforma dita «calabriana» do litoral português, é provavelmente ainda fini-placenciana, antecalabriana — se considerarmos a nomenclatura da estratigrafia marinha mediterrânica — pois, como referimos no cap. IV, o Calabriano estende-se de cerca de  $-1,6$  Ma a cerca de  $-1$  Ma, iniciando-se por uma tendência glacio-eustática negativa.

## VII.5. Região litoral do Baixo Alentejo e Algarve Ocidental

Como referimos ao abordarmos o enquadramento estratigráfico das *rañas* em Portugal (cap. V.2.3.2.), o planalto complexo litoral está bem representado na costa ocidental portuguesa a sul do rio Sado, com uma cobertura de sedimentos detríticos na generalidade pós-miocénicos, de espessura geralmente inferior a 20 m. Salientámos, então, a problemática associada à sua evolução, nomeadamente discrepâncias importantes entre modelos apresentados por diferentes autores.

FEIO (1951a, 1983) considera que a superfície planáltica culminante costeira, larga de 5 a 20 km naquela região do litoral português, atingindo cotas máximas geralmente não excedendo 150 m no interior, corresponde a uma plataforma de abrasão marinha resultante de um último retoque, pelo mar, de uma superfície poligénica antiga (a Meseta Meridional que, nalgumas áreas, prolonga a plataforma litoral em continuidade para o interior), conservando ainda uma película (de espessura inferior a 20 m) de depósitos arenosos com pequenos calhaus rolados, de fácies marinha, azóicos.

Aquele autor atribui uma idade do «Calabriano inferior» a estes sedimentos baseando-se em argumentos cronoestratigráficos muito pouco precisos (FEIO, 1951a, pp. 404-408). Com efeito, considera-os correlativos de uma transgressão que admite ser posterior aos

depósitos pliocénicos portugueses «de lignitos, de tripoli e de argilas com vegetais» (referenciando ZBYZSEWSKI, 1949; *op. cit.*, p. 407), na época atribuídos ao «Pliocénico médio» mas actualmente datados do Placenciano, e anterior ao Quaternário «pois os terraços desta idade estão embutidos nela (a plataforma litoral)». Refere ainda que «as *rañas* também dão elementos para a fixação da idade da plataforma (litoral)». Estes depósitos formaram-se provavelmente no Pliocénico superior (...) vêm ligar-se à planície litoral, mas cobrem os seus depósitos (...) e são-lhe portanto, posteriores» (*op. cit.*, p. 406).

De facto, no modelo de FEIO o que pode concluir-se com segurança quanto ao enquadramento estratigráfico das areias com calhaus rolados do planalto litoral ocidental algarvio e alentejano é apenas que elas assentam numa formação continental que aquele autor designa por «depósitos de calhaus mal rolados», a qual se sobrepõe a sedimentos marinhos fossilíferos miocénicos, de idade imprecisa, atribuídos por ANTUNES *et al.* (1981) ao Miocénico inferior (do Aquitaniano ao Langhiano inferior), por correlação com a «Formação carbonatada de Lagos-Portimão», aflorante na Orla Algarvia, e datados do Miocénico médio (Helveciano ou Vindoboniano, correspondendo provavelmente ao Serravaliano na actual estratigrafia marinha do Neogénico) por outros autores (FEIO, 1951a, pp. 426 e 431; TEIXEIRA & GONÇALVES, 1980, p. 160; ZBYZSEWSKI, *in* OLIVEIRA, 1984). As areias marinhas encontram-se, por sua vez, abarrancadas por cascalheiras continentais do tipo *raña*.

Como referimos (cap. V.2.3.2.), PIMENTEL (1989, pp. 70-79) apresenta uma interpretação distinta para a evolução do planalto litoral alentejano a ocidente das serras de Grândola e Cercal, que o limitam interiormente. Considera uma primeira disposição morfológica, no Pliocénico médio a superior, com continuidade entre a região da actual plataforma litoral e o «Sector Meridional da Bacia do Sado», onde se localizava uma drenagem fluvial fluindo de SE para NW testemunhada por areias fluviais vermelhas preservadas no sopé ocidental da serra de Grândola, semelhantes às que se encontram a leste deste relevo. Esta continuidade é interrompida pelo início do levantamento da serra de Grândola (acompanhado possivelmente de um episódio de rejuvenescimento da serra do Cercal, mais antiga), desenvolvendo-se a ocidente uma planície litoral «na qual alternam as influências marinhas e continentais, estas com carácter variável, ora torrencial, ora mais

organizado e estável» (*op. cit.*, pp. 74-75), como o testemunha a alternância de areias com pequenos seixos rolados de quartzo, de fácies marinha, e areias grosseiras com seixos de xisto, grauvaque e raras rochas siliciosas, claramente continentais.

Aquele autor (*op. cit.*, p. 76) considera «os acarresos detríticos continentais que surgem intercalados e a ravinar as areias marinhas de Plataforma (litoral)» como equivalentes laterais (fácies distal) de um depósito grosseiro, conglomerático, com calhaus de grauvaque, que aflora no sopé da serra de Grândola. Argumentando que esta formação grosseira assenta sobre areias fluviais pliocénicas, contém blocos dessas areias encouraçadas e não apresenta a pedogénese que afectou as *rañas*, o autor conclui que é posterior às *rañas*, atribuindo-lhe, por isso, uma idade quaternária. Admite a possibilidade de se tratar de um «conglomerado sintectónico», correlativo do levantamento da serra de Grândola, que terá, então, ocorrido no Quaternário, com base na argumentação anterior (ver cap. IX.4.4.).

No modelo de PIMENTEL (1989), a última etapa evolutiva na génese da plataforma culminante litoral a ocidente do conjunto de relevos de Grândola e Cercal corresponde, pois, a um período de sedimentação fluvio-marinha numa larga planície costeira, que terminava a leste de encontro a um rebordo montanhoso em soerguimento, já no Quaternário. Note-se, contudo, que toda a cronologia no esquema de evolução morfosedimentar proposto por este autor se apoia apenas num elemento cronostratigráfico seguro — a idade pós-Messiniano superior-Zancleano inferior das areias fluviais da Bacia do Sado. Como referimos (cap. V.2.3.2.), o facto de os sedimentos (continentais e marinhos intercalados) da plataforma litoral serem posteriores à sedimentação das *rañas* do «Sector Meridional da bacia do Sado», como propõe PIMENTEL (*op. cit.*), não permite, quanto a nós, atribuir-lhes uma idade quaternária, podendo corresponder ainda ao Pliocénico superior.

PEREIRA (1990) desenvolveu recentemente um modelo detalhado sobre a génese e evolução da plataforma litoral do Sudoeste de Portugal continental, completando e atualizando largamente os estudos de FEIO (1951a, 1983) sobre aquela área do território português, e que se apresenta significativamente distinto do modelo apresentado por PIMENTEL (1989) para a região litoral alentejana.

Segundo PEREIRA (*op. cit.*), a plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental diferenciou-se a partir da

«Peneplanície Alentejana» ou «Superfície Fundamental», atribuída ao Paleogénico, que, no sector onde se vai desenvolver a plataforma litoral, continuou a evoluir de forma poligénica no Neogénico, em ambiente marinho litoral pouco profundo, como o testemunham as formações carbonatadas fossilíferas marinhas de Aljezur e Alfambras, datadas do Miocénico inferior a médio, e a unidade sedimentar arenítica fina, moscovítica, de ambiente marinho pouco energético (litoral abrigado), que a autora designou por «Formação de Ameijeira», atribuindo-lhe uma idade provável miocénica superior a pliocénica.

A evolução poligénica da aplanação é perturbada por deformações tectónicas de pouca amplitude que são niveladas por um retoque erosivo em ambiente marinho de pouca profundidade, ou de praia, a ocidente (e a sul, na Orla Algarvia), passando a ambiente continental, de planície costeira, para leste (ou para norte, na Orla Algarvia). Este retoque está testemunhado por depósitos arenosos correlativos, que PEREIRA (1990) designa por «Formação Vermelha» e «Formação de Pena Furada» na plataforma litoral ocidental, e por «Formação da Charneca do Farol» na plataforma litoral meridional, equivalentes às «areias pliocénicas», com pequenos seixos rolados, de FEIO (1951a, 1983).

É difícil de localizar a posição da linha de costa contemporânea daquela etapa da evolução morfológica da plataforma litoral, apenas identificável pela variação de fácies (de marinha a continental) dos sedimentos correlativos. Segundo PEREIRA (1990), essa linha de costa teria um traçado ondulado, independente dos relevos que actualmente limitam interiormente a plataforma nalgumas áreas (como as serras de Grândola e Cercal), os quais não funcionaram, pois, como arribas contemporâneas daquele retoque marinho, individualizando-se posteriormente, por movimentos tectónicos. No sector de Vila Nova de Milfontes da plataforma litoral ocidental, a autora correlaciona as fácies mais orientais da «Formação Vermelha», de ambiente continental de planície costeira, com os sedimentos fluviais da bacia do Sado, atribuindo assim uma idade pliocénica aos sedimentos arenosos daquela formação, bem como aos das formações de Pena Furada e da Charneca do Farol, localizados mais a sul (*op. cit.*, p. 389, Quadro XXXIV).

PEREIRA (*op. cit.*) conclui que a evolução da aplanação regional (a «peneplanície» retocada) em ambiente litoral, no Pliocénico, é bruscamente interrompida pela

instalação de depósitos de leque aluvial abarrancando as areias de planície litoral ou marinhas subjacentes, que a autora designa por «leques aluviais inferiores» e identifica com as *rañas* de planície no território português, atribuindo-lhes uma idade «vilafraquiana» (*op. cit.*, p. 404). Considera que «este episódio marca uma ruptura clara na sedimentação e é necessariamente consequência de uma diferenciação morfotectónica da peneplanície» (*op. cit.*, p. 398), associando-o a um paroxismo tectónico responsável pela diferenciação da plataforma litoral na morfologia regional, em resultado de deformações importantes, como o levantamento da serra do Cercal e do alinhamento de relevos de Carregoussal-S. Teotónio (*op. cit.*, p. 389, Quadro XXXIV). Segundo este esquema evolutivo, a topografia da plataforma litoral responde, pois, em larga medida, à superfície dos «leques aluviais inferiores», mais ou menos degradada pela incisão fluvial posterior.

Em síntese, o esquema apresentado por PEREIRA (1990) para a génese e evolução da plataforma litoral na região Sudoeste do território português considera a ocorrência de um último retoque generalizado da «Superfície Fundamental» em ambiente marinho litoral, passando em continuidade a ambiente continental de planície costeira para o interior, no Pliocénico, antes da individualização morfológica daquela plataforma. Esta individualização resulta de um importante episódio tectónico que fragmenta a «Superfície Fundamental», desencadeando a instalação de leques aluviais (as *rañas*), no «Vilafraquiano», que «constituem o primeiro afeiçoamento (continental) da plataforma litoral, então individualizada» (*op. cit.*, p. 404). Este modelo aproxima-se daquele apresentado por FEIO (1951a, 1983), mas é consideravelmente distinto do modelo de PIMENTEL (1989) referente ao planalto litoral alentejano entre Melides e Vila Nova de Milfontes, em que este autor considera a ocorrência, numa planície litoral, de intercalações de depósitos arenosos marinhos com derrames torrenciais, a que atribui uma idade posterior às *rañas* e associa ao levantamento da serra de Grândola, no Quaternário.

Concluindo, independentemente das diferenças que apresentam, os estudos de FEIO (1951a, 1983), PIMENTEL (1989) e PEREIRA (1990) referentes à evolução da extensa superfície planáltica culminante do litoral ocidental algarvio e alentejano indicam tratar-se de uma forma desenvolvida sobre uma cobertura sedimentar detrítica pliocénica ou quaternária de fraca

espessura (geralmente inferior a uma ou duas dezenas de metros), que deve a sua morfologia aplanada à grande regularidade da superfície de erosão subjacente, poligénica. Considerando os modelos de FEIO (1951a, 1983) e PEREIRA (1990), aquele planalto aproximar-se-á de uma superfície de erosão subaérea talhada em sedimentos arenosos marinhos pliocénicos, correlativa da fase de instalação de depósitos do tipo *raia*, podendo corresponder, eventualmente, ao nível de colmatação destes depósitos em áreas onde a incisão fluvial quaternária é escassa. Tomando o modelo de PIMENTEL (1989), a plataforma litoral (alentejana) corresponderá essencialmente à superfície terminal de um conjunto sedimentar fluvio-marinho, instalado numa planície litoral, posteriormente ao episódio de sedimentação das *raias*, que afloram no interior.

## VII.6. Conclusão

No capítulo que temos vindo a desenvolver, começámos por identificar o planalto litoral característico da faixa costeira do território português, assinalando alguns dos seus atributos principais, e, seguidamente, analisámos com algum detalhe a problemática relacionada com a sua morfologia, génese e idade, utilizando dados referentes a algumas áreas particulares, que conhecemos melhor, ou que se encontram estudadas por outros autores, e onde julgamos existirem elementos favoráveis à sua caracterização.

Atendendo à extensão do litoral português (com mais de 800 km de comprimento) e à sua complexidade, seria morosa a análise de toda a área costeira, além de não se enquadrar no âmbito do presente trabalho. Assim, omitimos diversos sectores litorais, alguns deles particularmente interessantes, como é o caso do litoral minhoto. Das considerações que fizemos relativamente ao planalto complexo do litoral ressaltam alguns problemas que passamos a descrever.

Na região Centro do território português, na faixa litoral localizada a sul do paralelo de Coimbra e a noroeste do acidente tectónico de Nazaré-Pombal (correspondendo a uma das áreas que analisámos), o planalto culminante deve a sua morfologia aplanada indirectamente a uma transgressão marinha ocorrida no Placenciano, que arrasou o substrato meso-cenozóico, desenvolvendo uma plataforma de abrasão sobre a qual se depositou um conjunto de sedimentos placencianos

que incluem três unidades, nomeadamente (da base para o topo), as «Areias de Carnide», as «Areias de Rousa» e as «Argilas de Barrão», sendo as duas inferiores marinhas (litorais) e a superior de fácies continental. Contudo, a superfície planáltica parece corresponder a uma forma erosiva, de génese subaérea, desenvolvida sobre os sedimentos pliocénicos, como o testemunham os depósitos grosseiros continentais que afloram à superfície topográfica e que abarrancam as formações placencianas subjacentes. Este episódio erosivo é certamente posterior a parte do Placenciano, e admitimos que possa ser correlativo do período climático frio correspondente ao andar Pretigliano da estratigrafia climática do Norte da Europa, entre cerca de -2,4 Ma e -2 Ma.

A sul do acidente tectónico Nazaré-Pombal, os sedimentos placencianos afloram em muito menor extensão, encontrando-se uma sucessão sedimentar semelhante à que referimos a norte mas conservada apenas em depressões tectónicas do tipo *ramp valley*, coincidentes com os núcleos de importantes estruturas diapíricas, como no «vale tifónico» das Caldas da Rainha. Exteriormente a estas depressões encontra-se um planalto, degradado pela incisão fluvial, correspondente, em grande parte, a uma superfície de erosão talhada em formações mesozóicas que foi exumada de uma cobertura sedimentar arenosa, azóica, de fácies marinha, de que restam apenas testemunhos conservados no topo de alguns interflúvios aplanados, como a nordeste de Aljubarrota. Estes depósitos azóicos são tradicionalmente considerados na bibliografia como correlativos de uma «transgressão calabriana», responsável pela aplanação culminante, mas admitimos a hipótese de poderem corresponder à base das formações marinhas, fossilíferas, placencianas, conservadas nas áreas dos «vales tifónicos», deprimidos tectonicamente.

A situação exposta sugere a ocorrência de deslocções tectónicas com uma componente de movimentação vertical importante na estrutura Nazaré-Pombal (com descida do sector a noroeste) e nas bacias tectónicas coincidentes com os núcleos diapíricos (os «vales tifónicos») posteriormente à sedimentação das formações placencianas conservadas nestas depressões e a norte daquela estrutura, a que se segue um episódio erosivo generalizado que trunca grande parte, ou a totalidade, dos depósitos pliocénicos nas áreas não deprimidas, como na «plataforma de Aljubarrota». Esta fase erosiva poderá ser subaérea, preservando na superfície planáltica apenas os depósitos arenosos, de fácies marinha, da

base da sucessão sedimentar placenciana, ou poderá corresponder a um episódio de abrasão marinha, correlativo de uma transgressão (equivalente à «transgressão calabriana» da bibliografia) que erodiu a cobertura pliocénica nas áreas que não sofreram subsidência tectónica, e neste caso os sedimentos azóicos preservados em retalhos no planalto culminante serão posteriores às formações placencianas dos «vales tifónicos», atribuindo-se-lhes tradicionalmente uma idade «calabriana».

Como referimos, na bibliografia o planalto litoral português é geralmente atribuído a um último afeiçoamento pelo mar posteriormente a uma fase regressiva pliocénica, num episódio transgressivo considerado (sem fundamentos estratigráficos seguros) de idade «calabriana». Considera-se geralmente que esta transgressão é testemunhada por areias com pequenos calhaus rolados (os «bichouros»), admitindo-se que a aplanação planáltica corresponde à superfície de colmatação destas areias, quando elas estão presentes. Em contradição com o modelo geralmente aceite, as investigações de campo que realizámos, bem como a análise crítica de abundante bibliografia sobre este assunto, não indicam evidências estratigráficas de ocorrência de alguma formação arenosa com «bichouro», de fácies marinha, discordante sobre as formações pliocénicas de fácies «regressiva» (continental). As areias com calhaus rolados afloram sobrejacentes a sedimentos finos de fácies semelhante às «Areias de Carnide», marinhas e de idade placenciana, ou directamente sobre um substrato arrasado, antepiocénico, nada indicando que não se integrem na própria sequência marinha placenciana. A formação areno-argilosa com lignitos e diatomitos, de idade placenciana e antepretigliana, de fácies continental (fluvial na região de Leiria-Pombal), apresenta-se abarrancada por depósitos grosseiros, claramente continentais, e não subjacente a areias marinhas.

Existe uma confusão, que se terá generalizado na bibliografia, e que é evidente num trabalho de TEIXEIRA (1984), em que este autor (*op. cit.*, p. 208), ao apresentar a região entre Pombal e Leiria como a área onde existe o corte geológico mais completo do Pliocénico português, refere que «o tecto do conjunto pliocénico é formado por depósitos de fácies marinha: areias, siltes e cascalheiras (P4), sobrepondo-se aos terrenos de fácies continental. A espessura destes sedimentos arenosos, é de 15 m aproximadamente em Barracão». Neste trabalho, TEIXEIRA considera os sedimentos arenosos superiores da unidade das «Argilas de Barracão»

(BARBOSA, 1983) como marinhas e suprajacentes àquela unidade continental, quando, de facto, se trata de uma fácies arenosa da mesma unidade sedimentar que contém as argilas intercaladas, sendo de ambiente fluvial e não marinho.

Aquela confusão é também evidenciada noutra obra do mesmo autor (TEIXEIRA, 1979), em que refere (*op. cit.*, p. 43) que ao «regime continental» testemunhado pelas formações argilo-lignitosas, com diatomitos, do Pliocénico superior, «seguiu-se novo avanço do mar, de que resultou a deposição de areias e leitões de calhaus mal rolados, com algumas intercalações mais finas», não se compreendendo qual o critério que leva o autor a atribuir uma origem marinha a esta formação de calhaus mal rolados.

Concluindo, em nossa opinião não existem evidências geológicas seguras da ocorrência de uma incursão marinha finipliocénica generalizada, equivalente à «transgressão calabriana» referenciada no esquema de evolução do Pliocénico em Portugal introduzido por ZBYSZEWSKI & TEIXEIRA (ZBYSZEWSKI, 1949; TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1954; TEIXEIRA, 1979), embora também não existam dados que a excluam (pelo menos nalgumas regiões).

Se considerarmos o modelo que admite apenas uma transgressão, de idade placenciana, responsável pelas características da aplanação costeira culminante, então os vestígios de antigas linhas de costa que se reconhecem nalgumas áreas, a cotas elevadas, no rebordo interior da aplanação serão daquela idade (Placenciano, antepretigliano), e a plataforma planáltica corresponderá a uma superfície de erosão subaérea elaborada a partir de uma superfície de colmatação pliocénica, que foi rebaixada de algumas dezenas de metros, ocorrendo mesmo, nalgumas zonas sujeitas a maior levantamento, a exumação da plataforma de abrasão marinha da base dos sedimentos placencianos.

Tomando um modelo que considera a ocorrência de duas transgressões marinhas responsáveis pela evolução do planalto litoral culminante, admitimos que a segunda transgressão se correlaciona provavelmente com uma subida acentuada, glacio-eustática, do nível do mar, posterior ao período frio do Pretigliano e contemporânea do grande período interglaciário Tigliano, da estratigrafia climática do Norte da Europa, entre cerca de -2 Ma e -1,7/-1,6 Ma (CABRAL, 1985, pp. 108-110), sendo, pois, ainda antecalabriana, de idade Placenciano terminal.

Segundo aquele esquema, admitimos que os testemunhos de antigas linhas de costa que se localizam a cotas mais elevadas nas arribas fósseis que marginam interiormente o planalto litoral nalgumas áreas sejam correlativos da primeira transgressão, placenciana, enquanto que os vestígios de paleolitorais situados em áreas vizinhas, a cotas um pouco inferiores (considerando que não estão deslocados por deformações tectónicas), bem como a superfície planáltica (resultante da truncatura, por abrasão marinha, da sucessão sedimentar pliocénica, ou, nas áreas de maior soerguimento, do retoque da plataforma de abrasão associada à primeira transgressão), serão correlativos do segundo episódio transgressivo, de idade provável finiplacenciana.

No estado actual dos conhecimentos, enquanto não se datarem as areias com «bichouro» da aplanação costeira culminante, julgamos que não é possível optar, fundamentadamente, entre um esquema evolutivo que admite apenas uma grande transgressão placenciana, ou outro que considera uma «reocupação» marinha da plataforma litoral numa segunda transgressão de idade provável finiplacenciana. Presentemente, contudo, inclinamo-nos mais para o primeiro modelo.

Um outro problema relacionado com a génese do planalto costeiro e, consequentemente, com a sua idade, é o da possível diversidade e diacronismo dos processos morfogenéticos litorais ao longo da faixa costeira. Com efeito, a tendência a atribuir identidade de processos e sincronismo na evolução do litoral numa extensão tão grande como é a costa portuguesa, associando-a principalmente a fenómenos eustáticos, é uma simplificação, eventualmente incorrecta, pois há também a considerar as oscilações relativas do nível do mar resultantes de movimentações tectónicas e isostáticas do continente, além dos processos evolutivos do litoral associados à dinâmica sedimentar costeira e ao balanço sedimentação-erosão. Estes processos podem originar discrepâncias importantes, difíceis de avaliar na ausência de dados cronológicos, entre zonas diversas na costa portuguesa, pois podem diferir consideravelmente entre áreas vizinhas.

O modelo apresentado por PIMENTEL (1989) para a evolução da plataforma litoral alentejana a ocidente das serras de Grândola e Cercal, associando-a a uma sedimentação fluvio-marinha numa planície costeira, que se seguiu a uma fase de sedimentação fluvial pliocénica e ao episódio de instalação, nas regiões interiores, de depósitos do tipo *raña*, constitui um exemplo de diver-

gência quanto à génese e idade da aplanação costeira culminante relativamente, por exemplo, às áreas a ocidente de Pombal ou da serra dos Candeeiros.

## VIII. DEFORMAÇÕES NEOTECTÓNICAS EM PORTUGAL CONTINENTAL: MOVIMENTOS VERTICAIS DA CROSTA

### VIII.1. Introdução

As movimentações verticais da crosta no território português reflectem, como referimos (cap. II.2.), a componente dúctil de deformação da litosfera à escala geológica, em resposta ao campo da tensão que actuou sobre ela num dado período.

Estas movimentações traduzem-se na ocorrência de áreas que sofreram levantamento e outras que sofreram subsidência, com velocidades de deformação uniformes ou variáveis no decurso do período considerado, podendo mesmo ocorrer inversões no sentido dos deslocamentos. Variações progressivas nas taxas de deslocamento vertical entre áreas vizinhas originam dobramentos de grande raio de curvatura ou balançamentos de âmbito regional, ocorrendo também variações bruscas da intensidade (e/ou sentido) dos movimentos verticais entre blocos de crosta contíguos em resultado da contração da deformação em acidentes tectónicos do tipo falha ou flexura separando esses blocos.

O estudo que realizámos constitui uma tentativa de síntese, pouco detalhada, das deformações verticais da crosta ocorridas até à actualidade, num intervalo de tempo cujo limite inferior é impreciso, mas próximo do período neotectónico considerado. Com efeito, na avaliação dos movimentos verticais no território português utilizaram-se apenas as referências geológicas de interesse neotectónico mais antigas (cuja problemática desenvolvemos nos capítulos V a VII), de modo que os resultados obtidos correspondem a deformações acumuladas no intervalo de tempo equivalente à idade dessas referências, o que corresponde a um período eventualmente um pouco mais longo que o período neotectónico, oscilando entre cerca de 2 e 3 Ma (equivalendo ao Pliocénico superior e ao Quaternário), não se conseguindo maior precisão cronológica para o conjunto do País.

### VIII.2. Referência geral utilizada: o nível do mar

A identificação e caracterização dos movimentos verticais numa região (ver cap. II.2.1.) implica o uso de uma referência tanto quanto possível fixa à escala regional e, de preferência, também à escala global (*datum* estável), para facilitar a comparação dos resultados com os de outras regiões. Como a grandeza que se pretende avaliar corresponde a um vector vertical, convém utilizar uma referência horizontal, equivalente a uma superfície equipotencial gravítica, que tenha influência na evolução geológica de modo a ficar bem testemunhada no registo geológico.

Assim, a referência que utilizámos no estudo dos movimentos neotectónicos verticais no território continental português consiste na superfície equipotencial do campo gravítico terrestre coincidente com o nível médio das águas do mar (cota de 0 m), correspondente à superfície do geóide, que é aquela geralmente utilizada em estudos desta índole.

O uso do nível médio das águas do mar como referência para a caracterização das movimentações verticais levanta alguns problemas inerentes à sua instabilidade, que é necessário termos em consideração, nomeadamente as oscilações eustáticas do nível do mar, e o relevo do geóide e as suas modificações.

A ocorrência de oscilações eustáticas do nível do mar ao longo dos tempos geológicos é hoje bem reconhecida, embora se trate de um tema de investigação ainda controverso e em plena evolução. Apesar das discrepâncias e incertezas existentes no estado actual dos conhecimentos sobre este assunto, a utilização do nível do mar como referência implica que se conheça, ou que se estime, a sua evolução no decorrer do tempo, ou seja, a sua variação relativamente à cota de 0 m actual (variação «absoluta») — é, pois, necessário utilizar curvas de oscilação eustática do nível do mar. Assim, embora conscientes das grandes incertezas inerentes ao método, nos estudos realizados utilizámos valores provenientes de curvas globais de oscilação eustática elaboradas por diversos autores, que considerámos mais actualizadas e dignas de maior crédito.

A estimativa do nível eustático do mar há cerca de 3 Ma ou 2 Ma é difícil de fazer-se. Como indicam DOWSETT & CRONIN (1990), existem evidências de o Pliocénico ter sido um período de clima acentuadamente quente, correspondendo a um «super interglaciário», antes da deterioração climática pronunciada que ocorreu

há cerca de 2,4 Ma e originou o desenvolvimento de extensas coberturas de gelo nos continentes do Hemisfério Norte (SHACKLETON *et al.*, 1984), correspondente ao período glaciário Pretigliano do Norte da Europa.

No estudo geomorfológico e estratigráfico que realizaram numa região litoral do Sueste dos Estados Unidos da América, DOWSETT & CRONIN (1990) concluem que o nível eustático do mar no Pliocénico «médio» (aproximadamente entre -3,5 e -3 Ma) terá estado  $35 \pm 18$  m acima do nível do mar actual, associando este nível do mar excepcionalmente alto a uma fusão parcial do *inlandsis* da Antártida Oriental. Estes autores comparam os seus resultados com curvas de oscilação eustática do nível do mar disponíveis, nomeadamente com os valores apresentados por HAQ, HARDENBOL & VAIL (1987), que indicam um nível eustático do mar há cerca de 3 Ma 60 m acima do actual, e com os dados de PRENTICE & MATTHEWS (1988), indicando um nível glacio-eustático do mar naquele período 10 a 20 m acima do actual.

Após a descida glacio-eustática pronunciada do nível do mar que terá ocorrido durante o período glaciário Pretigliano, iniciado há cerca de 2,4 Ma, os elementos bibliográficos disponíveis indicam um novo nível eustático alto há 2 Ma, que se terá situado muito próximo da cota de 0 m actual, segundo PRENTICE & MATTHEWS (1988), ou cerca de 20 m acima, segundo HAQ, HARDENBOL & VAIL (1987).

Em conclusão, os dados da bibliografia consultada sobre as oscilações eustáticas do nível do mar no Neogénico superior indicam que ao desenvolverem-se as referências litorais utilizadas na avaliação das movimentações verticais, há cerca de 2 ou 3 Ma, o nível do mar encontrava-se a uma cota próxima do nível actual, embora no caso das referências mais antigas ( $\approx 3$  Ma) ele pudesse situar-se 20 a 60 m acima. Contudo, atendendo aos erros inerentes ao estabelecimento de curvas de oscilação eustática do nível do mar, ao problema da legitimidade da sua utilização a nível global (possível diacronismo das oscilações, aliada a uma eventual mobilidade do relevo do geóide), e às imprecisões na metodologia por nós utilizada, nomeadamente no que respeita à identificação, interpretação e datação das referências geológicas, admitimos, para a avaliação dos movimentos neotectónicos verticais, que o nível do mar se situava a uma cota idêntica à actual (0 m) há 3 ou 2 Ma.

No que respeita à forma do geóide, se tomarmos o modelo de MORNER (1976, 1986, 1989d), que, como referimos (cap. II.2.1.), considera uma elevada mobili-

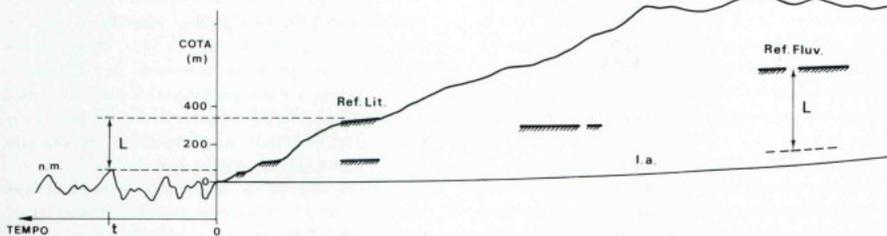


Fig. 10 — Esquema exemplificativo da metodologia utilizada na estimativa dos movimentos neotectónicos verticais. I.a., linha de água; n.m., curva (hipotética) de variação eustática do nível do mar; Ref. Fluv., referência geológica de gênese fluvial; Ref. Lit., referência geológica de gênese litoral; L, levantamento médio estimado no período t.

dado do seu relevo, com rápidas modificações da amplitude e posição das anomalias «topográficas», então, como indicámos, ao analisarmos as variações relativas do nível do mar não é possível separar os verdadeiros movimentos verticais da crosta de modificações da configuração do geóide que tenham ocorrido ao longo do tempo, introduzindo mais um factor de erro, eventualmente importante, nos resultados.

### VIII.3. Metodologia utilizada

A metodologia que utilizámos no reconhecimento e caracterização dos movimentos verticais da crosta é de tipo indirecto: consistiu na identificação de referências geológicas (incluindo unidades litológicas e elementos geomorfológicos) de idade compreendida no período considerado (aproximadamente o período neotectónico, ou eventualmente um intervalo cronológico um pouco superior) cuja relação com o nível do mar contemporâneo da sua gênese é conhecida, fazendo-se então uma estimativa da cota a que originalmente se geraram e comparando depois essa cota com aquela a que se encontram actualmente. A diferença obtida entre os dois valores corresponde à magnitude da movimentação vertical acumulada no período de tempo equivalente à idade da referência geológica usada (fig. 10).

#### VIII.3.1. Áreas litorais

Na utilização daquele método há que distinguir as áreas litorais das regiões interiores, pois ele é mais rigo-

roso e fácil de aplicar na faixa costeira devido à proximidade da referência altimétrica utilizada — a superfície do mar — e à consequente presença de referências geológicas (formas e sedimentos) que lhe estão directamente associadas.

Com efeito, na vasta região litoral do território português foi possível usar, como referências geológicas: antigas linhas de costa, testemunhadas por depósitos correlativos e/ou pelo rebordo interior de plataformas de abrasão marinha, constituindo as referências ideais por se formarem exactamente à cota de 0 m contemporânea da sua gênese; plataformas de erosão, que constituem referências menos rigorosas, pela topografia e declives originais que podem apresentar bem como pelo seu eventual carácter poligénico (reocupação marinha, exumação, retoque subaéreo); e testemunhos de antigas planícies litorais, com sedimentos continentais correlativos, desenvolvidas acima, mas próximo, do nível de base geral contemporâneo.

#### VIII.3.2. Regiões interiores

Nas regiões interiores, para avaliar as movimentações verticais da crosta utilizaram-se níveis de erosão e sedimentos continentais de origem fluvial gerados em regime exorreico, apresentando, pois, originalmente uma ligação à referência geral utilizada — o nível do mar — situada a jusante.

Esta ligação entre as formas e sedimentos continentais e as formas e depósitos marinhos correlativos está relativamente bem testemunhada nos sectores vestibu-

lares dos principais eixos de drenagem fluvial, mas torna-se complexa para os troços a montante. Embora difícil e incerto, o seu estabelecimento é, contudo, fundamental para caracterizar os movimentos que elevaram as regiões interiores à sua altitude actual e reconhecer a componente neotectónica destas movimentações.

Reconhecida a ligação ao nível de base geral contemporâneo das referências continentais utilizadas nas diferentes situações, foi necessário estimar a cota a que estas se situavam no momento da sua génese para podermos compará-la com a cota a que se encontram actualmente. Esta estimativa, mais fácil nas áreas próximas do litoral, torna-se problemática e incerta para as regiões interiores atendendo fundamentalmente à influência do clima na génese das formas e sedimentos fluviais e à variabilidade do declive longitudinal dos eixos de drenagem fluvial.

No que respeita à influência que o clima poderá ter tido em modificações do perfil longitudinal de linhas de água, conduzindo a um escalonamento de formas e sedimentos nas vertentes de vales (gerando «terraços climáticos»), ou na génese de *glacis*-terraços, consideramos que à escala cronológica utilizada no estudo dos movimentos neotectónicos verticais — com uma resolução da ordem do milhão de anos apenas — a sua interferência é secundária, predominando os efeitos da erosão vertical regressiva controlada pelas variações relativas do nível do mar a longo prazo, mesmo a montante e em regiões sujeitas a levantamento lento.

Quanto aos gradientes longitudinais das paleodrenagens usadas como referência na avaliação das movimentações verticais em regiões interiores, eles são virtualmente impossíveis de estimar com rigor, sendo necessário considerar um factor de incerteza elevado, tanto mais significativo quanto menor for a intensidade daquelas movimentações.

Com efeito, o declive longitudinal pode variar consideravelmente entre sistemas fluviais diversos, numa ou mesmo mais ordens de grandeza, conduzindo eventualmente a diferenças importantes nas cotas da drenagem fluvial para idênticas distâncias a um nível de base comum: por exemplo, uma diferença no pendor longitudinal de uma linha de água entre 0,1% e 0,01% conduz a um desnível na ordem de uma centena de metros 100 km a montante de um dado ponto de referência.

No caso de referências geológicas com evidências de estarem associadas a importantes eixos de drenagem actuais tomou-se a hipótese mais simples, considerando-

-se um paleogridente fluvial correlativo daquelas referências semelhante ao declive longitudinal que se observa actualmente nas linhas de água, embora admitamos que os pendores pudessem ser diferentes, introduzindo-se um erro na estimativa das cotas originais que, como referimos, poderá ser muito significativo para as áreas mais interiores (a montante), da ordem de dezenas ou mesmo da centena de metros.

No que respeita às referências continentais não correlacionáveis directamente com importantes eixos fluviais actuais mas reconhecidamente elaboradas em função do nível de base geral atlântico, como sucede com alguns sectores da Meseta Meridional, considerou-se um declive regional primitivo no sentido do paleolitoral equivalente a um valor médio dos gradientes actualmente observados nos principais canais de drenagem fluvial, conduzindo a erros na estimativa das cotas originais equivalentes, ou ainda superiores, aos referidos acima.

#### VIII.3.2.1. Exemplo da região do Norte da Beira e Nordeste Transmontano

Como salientámos em trabalho anterior (CABRAL, 1985), nas regiões do Norte da Beira e Nordeste Transmontano, onde a Meseta Setentrional Ibérica está bem representada a leste do acidente tectónico Manteigas-Vilariça-Bragança, há poucos dados sobre a idade dos movimentos que elevaram a superfície da Meseta às cotas a que se situa actualmente (de um modo geral compreendidas entre 600 e 800 m).

Embora a presença das *rañas* possa ser testemunho de uma fase de movimentos tectónicos importantes no Neogénico superior, de natureza essencialmente epirogénica, com balançamento da Meseta Ibérica para ocidente (ver cap. V.1.3.), não é lícito admitirmos que o levantamento da Península Ibérica se efectuou todo neste período. De facto, os dados geológicos indicam que a sedimentação na Bacia do Douro se processou num regime de drenagem endorreica, em função de um nível de base interior, até à instalação dos depósitos de *raña*, no Pliocénico superior, de modo que as superfícies de erosão podem ter-se desenvolvido originalmente a cotas relativamente elevadas.

Para avaliar os movimentos verticais nas regiões do Norte do território português, incluindo o Nordeste Transmontano, é necessário utilizar outras referências

continentais, nomeadamente os «níveis de erosão inferiores» que FERREIRA (1978, 1980) identifica na região do Norte da Beira, bem individualizados ao longo do vale do rio Douro (onde o autor os designa por «níveis do Douro») e nas «montanhas ocidentais» (serras da Freita, do Arestal e do Caramulo), e que correlaciona com o episódio erosivo testemunhado pela génese e instalação dos depósitos de tipo *raña* noutras regiões, atribuindo-lhes uma idade do Pliocénico superior, do Vilafranquiano, ou do Quaternário inferior.

FERREIRA (1978, p. 129) engloba sob a designação de «níveis do Douro» «elementos aplanados que se escalonam entre as altitudes de 550 e 750 m, embora os retalhos mais vastos e mais frequentes se situem a 600-650 m». Associa-os possivelmente a «uma fase de aplanamento incompleto que tenha originado um sistema de vertentes suaves, do tipo *glacis*, responsáveis por estas diferenças de altitude» (*op. cit.*, p. 129), desenvolvidas «num clima quente e seco, do tipo semiárido (...)», que supõe-se ter ocorrido no nosso país no decurso do Vilafranquiano» (*op. cit.*, p. 311), embora admita que aquela diversidade altimétrica possa testemunhar diferentes episódios de aplanamento, parecendo definir-se pelo menos dois (*op. cit.*, pp. 129 e 140).

Aquele autor não é explícito quanto à relação entre os «níveis do Douro» e uma paleodrenagem fluvial (incluindo um paleo-Douro?), referindo apenas que aquelas aplanações «definiram localmente o curso deste rio (o Douro)» (*op. cit.*, p. 315). Refere, contudo, que (*op. cit.*, p. 140) «depois das fases de aplanamento que deram origem aos níveis do Douro, seguiu-se um encaixe acelerado deste rio (...). O encaixe do Douro deverá constituir, pois, um fenómeno relativamente recente e os níveis altos que o acompanham, últimas manifestações de um regime de aplanamento, não deverão ser mais antigos que os alvares do Quaternário».

Parece, pois, provável que os «níveis do Douro», pelo menos os inferiores, se tenham desenvolvido em função de um nível de base atlântico, correspondendo a terraços ou *glacis*-terraços elaborados por um Douro antigo e seus afluentes, denunciando as primeiras tendências de encaixe da rede hidrográfica antes do encaixe pronunciado que ocorre ao longo do Quaternário até à actualidade. Foi a interpretação que apresentámos (CABRAL, 1985, pp. 5-8) ao correlacionarmos a rechã topográfica de Campelos, pertencente aos «níveis do Douro», talhada na margem Norte do rio a uma cota

de 520-530 m, com alguns níveis de erosão localizados a montante, embutidos na Meseta transmontana, e que associámos a uma fase de estabilidade no decurso do encaixe do rio Douro na Meseta, já no Quaternário, embora apenas se possa inferir que são posteriores ao episódio de instalação das *rañas*. Note-se que este esquema é contraditório com o modelo apresentado por FERREIRA (1978, 1980), que associa os «níveis do Douro» ao episódio de geração dos depósitos de *raña*, embora, como referimos, aquele autor admita que estes níveis reflectam diferentes fases de aplanamento eventualmente já em relação com o início do encaixe da drenagem fluvial.

O valor do levantamento sofrido por estas referências morfológicas de origem fluvial (traduzindo o levantamento regional) corresponderá, pois, à diferença entre a sua altitude e a cota a que se localiza actualmente o leito do rio Douro nas suas proximidades.

#### VIII.3.2.2. Exemplo da região do Baixo Alentejo e Algarve Ocidental

Na região Sudoeste do território português, a ligação que se observa nalgumas áreas entre a Meseta Meridional e o planalto costeiro alentejano e algarvio ocidental (FEIO, 1951a, 1983; PIMENTEL, 1989; PEREIRA, 1990; ver cap. VII.5.), testemunhando uma passagem em continuidade morfológica, numa planície litoral, entre o ambiente continental, a oriente, e o mar, a ocidente, também não permite melhor resolução na estimativa da altimetria primitiva da superfície da Meseta no interior do continente.

Com efeito, os elementos estratigráficos e geomorfológicos indicam para a região meridional do território português uma morfologia de relevo muito suave — a «Peneplanície Alentejana» (FEIO, 1951a, 1983; PEREIRA, 1990) — no Neogénico superior, correspondente ao sector ocidental da Meseta Meridional Ibérica. Como sugere FEIO (1951a, cap. II), esta topografia aplanada encontrava-se primitivamente a cotas próximas do nível de base geral (o nível do mar), atendendo à sua ligação ao litoral e à ausência de qualquer encaixe fluvial ou embutimento de formas (excluindo algumas áreas sujeitas a deformações tectónicas precoces, como a região da serra do Caldeirão — FEIO, *op. cit.*). Contudo, embora próxima, ela situava-se necessariamente acima da cota de 0 m contemporânea e, pelo

menos nalgumas áreas, apresentava um gradiente no sentido do litoral suficiente para escoar uma drenagem testemunhada pelos depósitos fluviais pliocénicos conservados na plataforma litoral alentejana e na bacia do Sado (PIMENTEL, 1989; PEREIRA, 1990).

A Meseta Meridional e a plataforma litoral foram posteriormente retocadas num episódio de instalação de leques aluviais (as *rañas*) provavelmente já associados a uma fase de geração de relevo por deformação da morfologia aplanada. É posteriormente a este episódio que ocorre a implantação da rede de drenagem actual, cujo encaixe testemunha uma descida relativa do nível de base geral associada a uma tendência generalizada de levantamento do continente.

Atendendo à altitude muito reduzida a que provavelmente se situava a «Peneplicie Alentejana» no Neogénico superior e ao fraco levantamento que desde então sofreu em quase toda a sua área (exceptuando-se a faixa meridional), traduzindo-se por cotas baixas, geralmente inferiores a 300 m e frequentemente abaixo de 200 m, verifica-se que o grau de incerteza na estimativa das cotas primitivas da superfície de aplanação alentejana no Pliocénico superior poderá ser, nas áreas interiores, da mesma ordem de grandeza que o levantamento plio-quaternário que sofreu. Conscientes deste facto, admitimos contudo, como base de cálculo, um gradiente da morfologia aplanada da Meseta no sentido do paleolitoral, a ocidente e a sul, da ordem de 0,05%, correspondente a um valor médio representativo de declives observados actualmente em linhas de água principais no território português. Na região oriental alentejana aquele valor do declive topográfico primitivo e a intensidade de levantamento a que conduz podem ser calibrados com base em referências fluviais associadas ao rio Guadiana e alguns dos seus afluentes, já abordadas por FEIO (1951a, cap. II).

#### VIII.4. Apresentação dos resultados. O mapa de movimentos verticais

Os resultados são apresentados graficamente, sob a forma de um «Mapa de Movimentos Verticais no Pliocénico Superior e Quaternário», em que os deslocamentos verticais estão representados por isolinhas com uma equidistância de 100 m, correspondendo os valores positivos a movimento de levantamento (fig. 11).

Como já referimos, os valores assinalados no mapa correspondem a deslocamentos verticais acumulados até à actualidade num intervalo de tempo cujo limite inferior é impreciso, podendo oscilar entre cerca de 2 Ma e 3 Ma. Também na sequência do que indicámos, tanto o traçado como o valor das isolinhas devem encarar-se como atitudes médias, aproximadas, com erros na estimativa dos deslocamentos verticais que, nas áreas interiores, podem ser da ordem de  $\pm 100$  m.

No mapa de movimentos verticais representaram-se também os elementos dominantes da hipsometria de Portugal continental por meio de curvas de nível simplificadas, ou «da envolvente do relevo», elaboradas por «alisamento» de curvas de nível da Carta Hipsométrica de Portugal, na escala 1:1 000 000, do Atlas do Ambiente (Comissão Nacional do Ambiente, 1982), de modo a facilitar a comparação entre os deslocamentos verticais e a distribuição dos principais volumes do relevo no território continental português.

Construíram-se curvas de nível simplificadas dos 100, 200, 400, 700 e 1000 m, eliminando parte da influência do encaixe da drenagem fluvial na morfologia, e individualizando seis intervalos hipsométricos abrangendo as áreas de cotas respectivamente inferiores a 100 m, entre 100 e 200 m, entre 200 e 400 m, entre 400 e 700 m, entre 700 e 1000 m, e superiores a 1000 m.

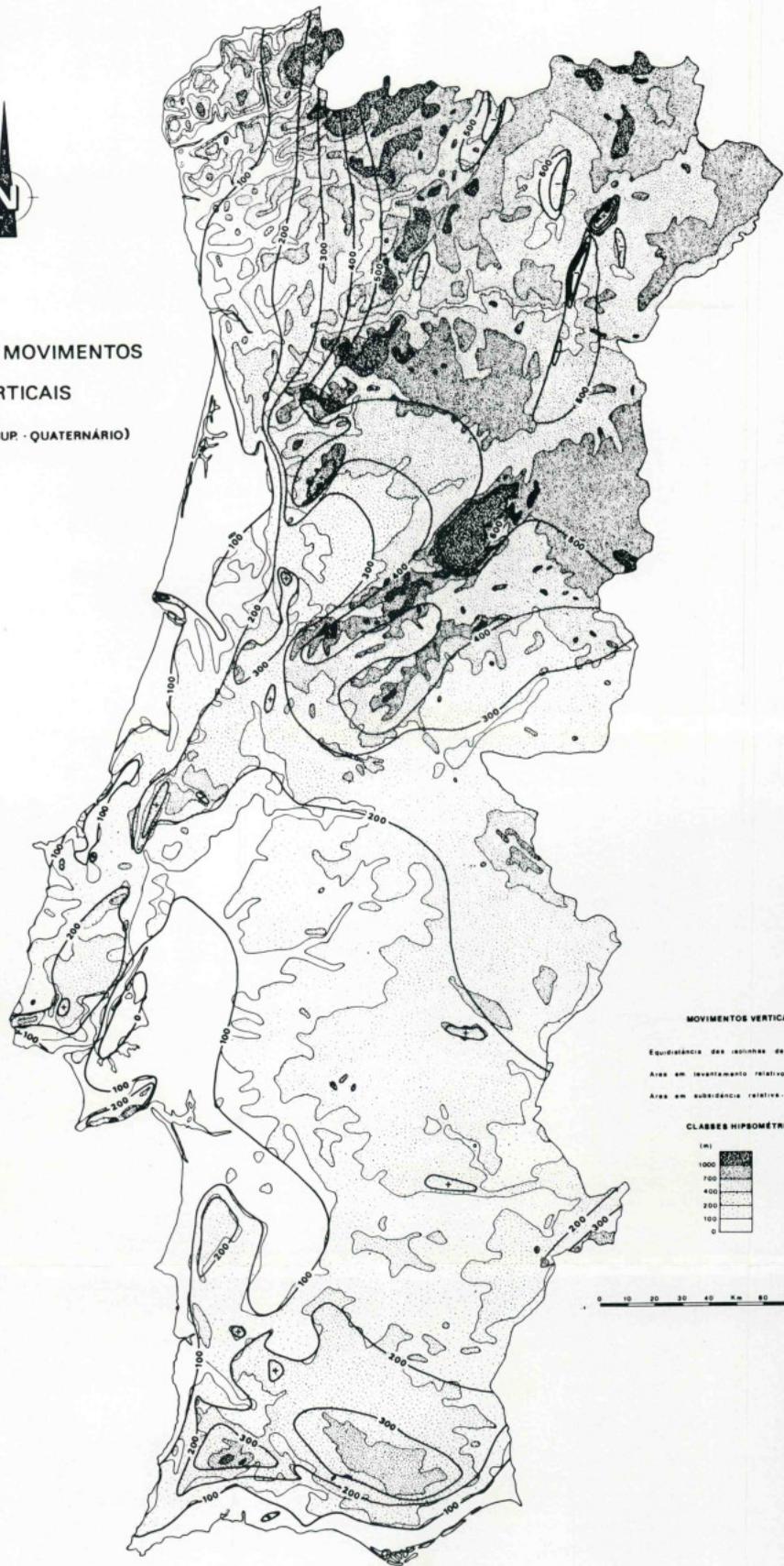
### VIII.5. Análise dos resultados

#### VIII.5.1. Características gerais

Os movimentos verticais da crosta no território continental português durante o Neogénico terminal e o Quaternário foram já abordados em diversos trabalhos, quer de índole regional, quer referentes à totalidade do País, de que destacamos algumas sínteses, nomeadamente os trabalhos elaborados por RIBEIRO (1984), CABRAL (1985, 1986b, 1989) e CABRAL & RIBEIRO (1989a).

As isolinhas representadas no mapa de movimentos verticais (fig. 11) mostram a importância considerável que tiveram as deslocamentos verticais da crosta no Pliocénico superior e Quaternário, verificando-se que o território continental português sofreu essencialmente levantamento, embora com diferente intensidade em áreas diversas. A única região onde existem evidências de uma provável subsidência continuada no decurso do período

MAPA DE MOVIMENTOS  
VERTICAIS  
(PLIOCÉNICO SUP. - QUATERNÁRIO)



MOVIMENTOS VERTICAIS

Equidistância das isolinhas de deformação 100m

Áreas em levantamento relativo ..... ↕

Áreas em subsidência relativa ..... —

CLASSES HIPSOMÉTRICAS

(m)

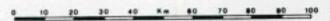


Fig. 11 — Mapa de movimentos verticais no Pliocénico superior e Quaternário. Na figura, os deslocamentos verticais estão representados por isolinhas com uma equidistância de 100 m, correspondendo os valores positivos a movimento de levantamento. As deformações registadas no mapa correspondem a deslocamentos verticais acumulados até à actualidade num intervalo de tempo cujo limite inferior é mal conhecido, podendo oscilar entre cerca de 2 Ma e 3 Ma. Tanto o traçado como o valor das isolinhas devem encarar-se como altitudes médias, aproximadas, com erros que, nas áreas interiores, podem ser da ordem de  $\pm 100$  m. Representam-se também os elementos dominantes da hipsometria por meio de curvas de nível simplificadas, obtidas por «alissamento» de curvas de nível da Carta Hipsométrica de Portugal, na escala 1:1 000 000, do Atlas do Ambiente, Comissão Nacional do Ambiente, 1982, individualizando-se seis intervalos hipsométricos (<100 m, 100 m — 200 m, 200 m — 400 m, 400 m — 700 m, 700 m — 1000 m, >1000 m).

neotectónico corresponde ao sector meridional do vale inferior do rio Tejo, reflectindo-se geograficamente na presença de um vasto estuário interior conhecido por «Mar da Palha».

Como verificámos, aquela tendência generalizada de levantamento traduz-se nalgumas características geológicas típicas, que a evidenciam de imediato, nomeadamente a presença, no litoral, de plataformas de abrasão marinha e de sedimentos litorais plio-quaternários elevados e, no interior, o encaixe relativamente recente da rede de drenagem, testemunhado pelas formas vigorosas de muitos vales e pela sucessão de terraços fluviais escalonados nas vertentes, além da presença de fragmentos de superfícies de erosão bem conservados a cotas elevadas e por vezes a pouca distância do litoral.

Comparando os deslocamentos neotectónicos verticais com a hipsometria do território português (utilizando os elementos hipsométricos indicados no mapa de movimentos verticais), observa-se, na generalidade dos casos, uma coincidência entre as áreas que sofreram maiores deslocamentos verticais e as regiões de maior altitude, embora seja evidente, pela diferença entre as cotas actuais e os valores de levantamento estimados, que uma parcela importante dos deslocamentos responsáveis pela distribuição dos volumes montanhosos se deve a movimentações anteriores ao período neotectónico. O Minho corresponde à região em que se verifica maior discordância entre as suas características hipsométricas e os movimentos neotectónicos verticais estimados, cuja problemática analisaremos separadamente.

A coincidência quase geral entre os movimentos neotectónicos e a distribuição altimétrica sugere uma tendência de estabilidade na localização geográfica e no sentido das deformações verticais ao longo do tempo, durante o Cenozóico, reflectindo fenómenos de reactivação em estruturas tectónicas que condicionaram essas deformações.

Com efeito, os movimentos verticais no Pliocénico superior e Quaternário produziram-se com mais intensidade no Norte e Centro do País, verificando-se que esta distribuição das deslocamentos neotectónicos verticais é concordante com uma característica principal da hipsometria do território continental português, justificando-a parcialmente, e que consiste numa acentuada assimetria entre o Norte e o Sul de Portugal: 95% das áreas mais elevadas que 400 m, incluindo os relevos mais altos, localizam-se na metade Norte do território, enquanto a Sul as cotas estão quase sempre abaixo de 400 m, onde

apenas as serras de S. Mamede (Alto Alentejo) e de Monchique (Algarve Ocidental) excedem os 700 m. O levantamento neotectónico máximo, avaliado em cerca de 600 m, terá ocorrido na região Centro, numa área em que a sua identificação e caracterização são difíceis e imprecisas, onde se localiza uma cadeia montanhosa intracontinental orientada ENE-WSW — a Cordilheira Central — culminando num planalto que atinge a cota máxima do território português, de aproximadamente 2000 m.

Na faixa litoral não se observa aquela assimetria N-S na distribuição dos movimentos verticais que se verifica nas regiões interiores, sendo aqui o levantamento plio-quaternário de um modo geral inferior a 100 ou 200 m, atingindo um valor máximo da ordem dos 300 m.

O simples traçado das isolinhas representadas no mapa de movimentos verticais (fig. 11) e, com mais evidência, a sua comparação com as estruturas activas no território português, assinaladas na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988), reflectem duas situações distintas:

**a** — movimentações verticais associadas a deformações da crosta «distribuídas» por áreas extensas, relacionadas com dobramentos de grande raio de curvatura, como sucede, por exemplo, no empolamento em doma da serra do Caldeirão, no Sul do território, ou movimentações na dependência de flexuras «largas», de extensão regional, como a que estabelece a transição entre os planaltos de Trás-os-Montes Ocidental e o litoral minhoto, ou ainda reflectindo balançamentos regionais, como na região de sopé a norte da Cordilheira Central;

**b** — deslocamentos verticais associados a deformações «localizadas», representadas por isolinhas próximas, de traçado aproximadamente coincidente com falhas ou flexuras activas reconhecidas, reflectindo deformações condicionadas pela componente vertical de movimentação nessas estruturas. Note-se que no mapa de movimentos verticais só se reflectem os acidentes tectónicos activos cuja componente vertical de movimentação é semelhante ou superior à «resolução» permitida pelas isolinhas aí representadas, que corresponde à sua equidistância de 100 m.

### VIII.5.2. Algumas situações particulares

As considerações que fizemos na secção anterior referem-se à generalidade do território continental

português. Contudo, como indicámos, existem áreas de comportamento diferenciado, em que a análise dos movimentos verticais se mostrou, por vezes, mais complexa, de que destacamos duas: a região minhota ocidental e o vale inferior do rio Tejo.

### VIII.5.2.1. Região do Minho Ocidental

A identificação e caracterização das deformações neotectónicas verticais na região minhota implicam a análise do relevo regional e um reconhecimento da sua evolução integrados no contexto mais vasto da morfologia da Península Ibérica.

O relevo do Minho e Galiza ocidentais desde há muito que desperta o interesse de geólogos e geomorfólogos, pelos seus contrastes acentuados, marcados pela oposição entre relevos elevados, culminando em planaltos descontínuos preservados no topo de blocos separados por vales desenhando um reticulado rígido, que sugere um controlo por fracturas geralmente de difícil identificação no terreno, e vales profundos mas largos, de fundo aplanado, seguindo regionalmente orientações preferenciais mas apresentando contornos sinuosos. A norte do rio Minho, no litoral da Galiza, estes vales encontram-se inundados formando as «rias» galegas, responsáveis por um traçado da linha de costa extremamente sinuoso, de características únicas em toda a Península Ibérica.

Com efeito, diversos autores têm-se debruçado sobre as características tão particulares deste relevo do Noroeste peninsular, de que destacamos algumas sínteses recentes sobre a morfologia da Galiza, como os trabalhos de NONN (1969) e MARTIN-SERRANO (1989), e numerosos estudos abordando o relevo minhoto, alguns estendendo-se para a região galega, como os trabalhos de TEIXEIRA (1944, 1950), BIROT (1949), FERREIRA (1983, 1986a), RIBEIRO, LAUTENSACH & DAVEAU (1987) e GRANJA (1990), entre outros.

Segundo FERREIRA (1986a, p. 15), a originalidade do relevo minhoto ocidental dever-se-á às suas características litológicas, em que predominam as rochas cristalinas, a condições climáticas húmidas favoráveis à alteração, e a uma tectónica complexa influenciando directa ou indirectamente a morfologia (criando desníveis ou facilitando a erosão diferencial), cujos efeitos são difíceis de distinguir. O mesmo autor refere (*op. cit.*, p. 15) que aquele relevo é confuso e difícil de interpretar

devido a três características, nomeadamente a descontinuidade e má conservação dos níveis de aplanação que se identificam, a ausência de depósitos correlativos destes níveis, cuja idade atribui ao Terciário, e a originalidade das vertentes graníticas, tendendo a conservar o seu perfil rígido e abrupto, o que dificulta a distinção entre escarpas tectónicas e vertentes erosivas.

Referimos seguidamente alguns aspectos particulares do relevo e geologia do Minho Ocidental que, quanto a nós, são importantes na identificação e caracterização das deformações neotectónicas regionais, nomeadamente dos movimentos verticais:

a — a simples observação de mapas topográficos regionais ou mesmo da Carta Hipsométrica de Portugal à escala 1:1 000 000 (Comissão Nacional do Ambiente, 1982) mostra que o relevo do Minho Ocidental está marcado por depressões alinhadas, ocupadas pela drenagem fluvial, constituindo lineamentos importantes dispostos em famílias de orientação preferencial, de que se destacam os alinhamentos ENE-WSW e NNW-SSE a N-S, claramente dominantes no modelado, identificando-se também lineamentos NE-SW a NNE-SSW e NW-SE, menos influentes na morfologia.

A orientação ENE-WSW, com oscilações mais próximas de E-W ou NE-SW, corresponde à direcção geral das principais linhas de água a norte do Porto, nomeadamente dos rios Ave, Cávado, Lima e Minho, que se apresentam, pois, aparentemente inadaptados à estrutura geológica regional, disposta segundo a orientação varisca NW-SE a NNW-SSE, interceptando-a perpendicularmente.

Contudo, a rigidez e paralelismo do traçado daquelas linhas de água, particularmente dos rios Cávado e Lima a ocidente da longitude de Ponte da Barca, sugerem que elas se encontram adaptadas a fracturas na crosta à escala regional. Estas fracturas, correspondendo a grandes acidentes contínuos, não estão reconhecidas no terreno, embora se identifiquem localmente fracturas de orientação ENE-WSW, à escala mesoscópica, como as referenciadas no vale do rio Cávado por BRAGA (1988, pp. 212-223), e se reconheça regionalmente uma fracturação subparalela, à escala macroscópica, assinalada na cartografia geológica disponível.

A existirem, aquelas grandes fracturas regionais corresponderão ou a descontinuidades com cisalhamento muito reduzido (desenvolvidas essencialmente em tração?), ou a falhas de movimentação vertical, sem

componente de deslocamento horizontal significativa, pois na cartografia geológica regional disponível (incluindo diversos mapas à escala 1:50 000 e a Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, recentemente editada pelos Serviços Geológicos de Portugal, PEREIRA, 1989) não se observa perturbação do padrão de afloramentos nas áreas em que aquelas linhas de água interceptam os contactos geológicos, pelo menos à escala da resolução espacial permitida pela cartografia consultada;

**b** — para norte do rio Leça a drenagem principal da região minhota ocidental ocupa vales largos, de fundo aplanado, onde se escalonam alguns níveis de terraços fluviais e *glacis*-terraços, sempre a cotas relativamente baixas. A jusante, na faixa litoral, encontram-se plataformas de abrasão marinha e praias elevadas, escalonadas a altitudes diversas mas sempre inferiores a 100 m, observando-se uma tendência de redução das cotas máximas para norte. Embora nalgumas áreas os níveis fluviais no interior dos vales se liguem a níveis marinhos no litoral, esta relação nem sempre se observa, como salienta GRANJA (1990) para a área costeira minhota a sul do rio Neiva, ao referir que (*op. cit.*, p. 22) «a neotectónica tem aqui grande importância e a impossibilidade de ligar os terraços fluviais dos vales aos correspondentes depósitos de praia é um dos grandes argumentos a favor daquela».

FERREIRA (1986a, p. 17) considera aquelas formas fluviais largas, de fundo aplanado e vertentes abruptas, com um contorno frequentemente irregular, como corredores de erosão que penetram ao longo das linhas de água principais, resultando possivelmente do esvaziamento de antigos alvéolos de erosão diferencial interceptados pelos cursos de água, reflectindo a penetração de uma superfície de aplanamento poligénica, de idade plio-quadernária, para o interior do continente, representada no litoral pelos níveis de aplanção marinhos e fluvio-marinhos. Na legenda do esboço geomorfológico provisório do Minho Ocidental que apresenta (fig. 12), aquele autor designa a superfície de aplanção poligénica genericamente por «níveis de aplanção plio-quadernários», diferenciando os resultantes de abrasão marinha daqueles originados por erosão fluvio-marinha ou subaérea.

Embora os vales na região do Minho Ocidental apresentem uma morfologia muito particular, onde não se observam testemunhos evidentes de um encaixe profundo e relativamente recente da drenagem fluvial,

como sucede noutras áreas do território (como por exemplo a sul, com o rio Douro junto ao Porto), o escalonamento que se verifica de alguns níveis de terraço fluvial no interior desses vales, assinalando um encaixe cíclico das linhas de água, e de aplanações marinhas limitadas interiormente por arribas fósseis na faixa litoral, indica claramente uma tendência regional de levantamento do continente no Pliocénico, embora de fraca intensidade, atendendo às cotas relativamente reduzidas a que aquelas referências se encontram suspensas na topografia;

**c** — na «aplanação poligénica» consistindo no conjunto dos «níveis plio-quadernários» referenciados por FERREIRA (1983, 1986a), que caracteriza as áreas baixas do Minho Ocidental, ocorrem alguns depósitos areno-argilosos atingindo espessuras de uma a duas dezenas de metros, de fácies continental, contendo uma flora fóssil que lhes confere uma idade provável do Pliocénico superior (FERREIRA, *op. cit.*). Estes sedimentos pliocénicos encontram-se na vizinhança de Alvarães, entre os troços vestibulares dos rios Lima e Neiva, culminando a cotas da ordem de 70 m, e na área de Prado, no interior do vale do rio Cávado a cerca de 30 km da foz, a uma altitude baixa, da ordem de 25 m (BRAGA, 1988), ocupando «uma área ligeiramente deprimida, relativamente ao nível geral do vale do Cávado» (FERREIRA, 1983, pp. 13 e 14) e cuja base desce abaixo do nível do rio (ZBYSEWSKI, 1957, p. 19).

Aqueles depósitos neogénicos localizam-se em áreas topograficamente deprimidas relativamente às zonas adjacentes — os sedimentos de Alvarães situam-se no sopé dos relevos de Padela (487 m) e S. Gonçalo (492 m), localizados respectivamente a E e SE, enquanto a formação de Prado também se encontra enquadrada pelos terrenos elevados que marginam o vale do Cávado. O seu enquadramento morfológico poderia sugerir a hipótese de os sedimentos se encontrarem preservados em depressões tectónicas. Contudo, o contexto geológico em que se situam não favorece essa possibilidade, atendendo principalmente à fraca espessura dos depósitos e à ausência de escarpas de falha, de comando compatível com a amplitude do relevo regional, condicionando as áreas de afloramento dos sedimentos. A cartografia geológica disponível também não indica a presença de acidentes tectónicos principais delimitando directamente aquelas áreas de sedimentação, embora BRAGA (1988, pp. 218 e 221) considere



que a evolução plio-quadernária da «bacia sedimentar» de Prado tenha sido condicionada por sistemas de fracturas N70°-80°E e N15°-25°W, e refira a ocorrência de microfalhas afectando depósitos de terraço fluvial do rio Cávado localizados nas proximidades, em Cruto (*op. cit.*, p. 222 e fig. 8.2), admitindo em conclusão (*op. cit.*, p. 223) «um rejuvenescimento local, mas de fraca importância, de acidentes de tectónica antiga».

Independentemente da ocorrência de deformações neotectónicas, identificadas por BRAGA (1988, pp. 212-223) na área vestibular do vale do rio Cávado (região de Barqueiros) e no seu interior (em Ucha, Cruto e Prado), e também detectadas em diversos outros locais da região minhota ocidental (sintetizadas em GRANJA, 1990, pp. 52-59, além de outras reconhecidas por M.A. ARAÚJO, comunicação pessoal), os dados disponíveis sobre o enquadramento morfotectónico dos depósitos de Alvarães e Prado indicam tratar-se fundamentalmente de um paleo-relevo muito pronunciado que foi parcialmente colmatado pelos depósitos pliocénicos, e que poderá estar deformado por deslocamentos em falhas e/ou por balançamentos regionais, justificando, por exemplo, a baixa altitude a que se encontram os sedimentos de Prado.

Concluindo, as diversas considerações geomorfológicas e estratigráficas que temos vindo a apresentar sobre o Minho Ocidental indicam-nos que o desenvolvimento dos volumes montanhosos que caracterizam aquela região é essencialmente anterior ao Pliocénico (superior?), explicando assim a aparente discrepância entre as características hipsométricas do relevo minhoto ocidental e as movimentações neotectónicas assinaladas no mapa de movimentos verticais (fig. 11).

Com efeito, os dados disponíveis sugerem o desenvolvimento de uma morfologia elevada acima do nível do mar anteriormente ao Pliocénico (superior?), resultante de movimentos de levantamento importantes (de algumas centenas de metros) associados a episódios tectónicos terciários, responsáveis pelo escalonamento de três ou quatro níveis de aplanção acima dos quais se elevam as superfícies culminantes das serras de Penada-Gerês e da Cabreira (FERREIRA, 1983, 1986a), cuja individualização e datação são delicadas, implicando a sua análise no contexto da evolução tectónica de todo o Noroeste da Península Ibérica (NONN, 1969; MARTIN-SERRANO, 1989).

A descida relativa do nível do mar originada por aqueles movimentos de levantamento, particularmente

pelos deslocamentos de natureza epirogénica que terão ocorrido no Miocénico (NONN, 1969) (eventualmente ampliada por uma tendência de oscilação eustática negativa no Miocénico superior, segundo HAQ, HARDENBOL & VAIL, 1987), desencadeou uma erosão vertical intensa, responsável pelo desenvolvimento de um paleo-relevo com uma amplitude altimétrica elevada, em que a acção da erosão diferencial sobre rochas profundamente alteradas pelo clima cenozóico terá tido um papel importante, desenvolvendo-se paleovales dispostos segundo orientações preferenciais, orientados por fracturas, destacando-se os de direcção ENE-WSW.

Uma paragem, seguida de inversão da movimentação relativa do nível do mar no Pliocénico, de origem tectónica, associada a movimentos de subsidência, e/ou eustática (atendendo aos níveis eustáticos pliocénicos referidos por diversos autores, como HAQ, HARDENBOL & VAIL, 1987, PRENTICE & MATTHEWS, 1988, ou DOWSETT & CRONIN, 1990), originou um alargamento das depressões, por intensificação da erosão lateral, e uma colmatção parcial daquele paleo-relevo por uma cobertura sedimentar de que os depósitos de Alvarães e Prado são actualmente os únicos testemunhos conhecidos.

O retomar dos movimentos de levantamento do continente no final do Pliocénico ou início do Quaternário desencadeia o encaixe da drenagem fluvial instalada nos paleovales pliocénicos, provavelmente em parte sobre a superfície de colmatção dos sedimentos pliocénicos que os preenchem, exumando aquela paleotopografia e rejuvenescendo-a, embora com pouca intensidade na área minhota ocidental devido à fraca amplitude do levantamento plio-quadernário na região, como se assinala no mapa de movimentos verticais.

Note-se, contudo, que, atendendo à má exposição dos afloramentos característica do Minho Ocidental, à elevada alterabilidade das litologias predominantes presentes e ao clima húmido favorecendo a meteorização, se torna difícil identificar os acidentes tectónicos no terreno, além de, a existir actividade neotectónica, as suas evidências morfológicas serem rapidamente degradadas pela erosão, dificultando também a utilização de critérios geomorfológicos para a localização de estruturas activas. Assim, admitimos a possibilidade de os movimentos neotectónicos terem maior influência na génese da morfologia minhota, a qual resultaria em (grande ?) parte de deslocamentos verticais diferenciais entre blocos delimitados por falhas (na generalidade

ainda não identificadas) interceptando-se segundo um reticulado disposto em direcções estruturais NE-SW a E-W e N-S a NW-SE, explicando deste modo, mais facilmente, a sismicidade difusa típica da região, caracterizada por sismos de magnitude baixa a moderada, que voltaremos a abordar no cap. X.

#### VIII.5.2.2. Região do vale inferior do rio Tejo

Do ponto de vista geológico, a região do vale inferior do rio Tejo engloba-se numa unidade morfoestrutural do território português mais vasta — a bacia cenozóica do Tejo-Sado — consistindo numa depressão tectónica complexa que começou a desenvolver-se no soco varisco e em formações mesozóicas do bordo oriental do «Fosso Lusitânico» durante o Paleogénico (Eocénico-Oligocénico), evoluindo de forma coesa, como um todo, ao longo do Terciário, onde está preservado um enchimento sedimentar cenozóico predominantemente detrítico e de origem continental (CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85). A divisão daquela unidade nas bacias cenozóicas do Tejo e do Sado é, pois, geologicamente artificial, embora, por uma questão metodológica, as duas bacias tenham sido tradicionalmente individualizadas pela generalidade dos autores que as estudaram.

Assim, podemos considerar que a área do «baixo vale» ou «vale inferior» do Tejo, compreendendo o seu sector vestibular, junto a Lisboa, englobando toda a Península de Setúbal, e o troço que se estende para norte, pelo Ribatejo, até Constância, se enquadra geologicamente na bacia cenozóica do Tejo, a qual tem sido objecto de numerosos estudos, de que destacamos os trabalhos de CARVALHO (1968), ANTUNES (1979), RIBEIRO *et al.* (1979), MENDES VICTOR, HIRN & VEINANTE (1980), AZEVEDO (1982, e *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985), ANTUNES *et al.* (1987), BARBOSA & PENA DOS REIS (1989), entre outros.

A bacia sedimentar do baixo Tejo apresenta-se como uma depressão tectónica complexa, alongada segundo a direcção NE-SW, que sofreu subsidência ao longo do Cenozóico, controlada por importantes acidentes tectónicos cujos movimentos condicionaram a sua evolução. À excepção da área de Pinhal Novo, sujeita à acção de uma estrutura diapírica em profundidade, e das estruturas dobradas da pequena cadeia orogénica da Arrábida, o enchimento sedimentar apresenta-se de um modo

geral pouco deformado, sub-horizontal ou apenas afectado por dobramentos de grande raio de curvatura ou balanços suaves.

As deformações tectónicas concentram-se nas falhas que delimitam a bacia, como o acidente cavalgante ocidental, que estabelece o contacto entre esta e as formações mesozóicas do Fosso Lusitânico que constituem o Maciço Calcário Estremenho, e também noutras falhas existentes no seu interior, como o acidente provável de orientação NNE-SSW conhecido por «falha do vale inferior do Tejo» ou «falha do Tejo» (ver cap. IX.5.2.), mal caracterizadas por não aflorarem. Com efeito, a estrutura profunda da bacia do Tejo está ainda deficientemente estudada, nomeadamente no que respeita à identificação e caracterização dos acidentes tectónicos principais.

Ao ocorrer subsidência na bacia do Tejo ao longo do Cenozóico ela foi sendo compensada pelo preenchimento da depressão tectónica por material sedimentar, cuja idade se estende do Paleogénico ao Quaternário, consistindo principalmente em séries detríticas continentais com algumas intercalações marinhas de pouca profundidade e salobras correspondentes a máximos transgressivos miocénicos. MENDES VICTOR, HIRN & VEINANTE (1980) identificaram, por métodos sísmicos, uma espessura de cerca de 1400 m de formações cenozóicas entre Benavente e Coruche, que corresponde à espessura máxima considerada em RIBEIRO *et al.* (1979, p. 28) para estes sedimentos na bacia do Tejo, enquanto, segundo dados de sondagem, a espessura dos depósitos neogénicos atinge 1200 m na área da Península de Setúbal (ANTUNES, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 77).

Os sedimentos miocénicos correspondem à maior espessura das formações cenozóicas, apresentando predominantemente fácies continental indicativa de uma drenagem pouco organizada, enquanto na área vestibular da bacia (a Siza) ocorrem nesta época algumas oscilações transgressivas marinhas de pequena amplitude separadas por episódios regressivos intercalares (CARVALHO, 1968; ANTUNES, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, pp. 77-81; ANTUNES *et al.*, 1987). Durante todo este processo evolutivo a subsidência foi compensando a sedimentação, de modo a acumular a espessura daqueles depósitos que hoje se reconhece, próxima de 1000 m nalgumas áreas.

O Miocénico datado estratigraficamente mais alto na bacia do Tejo tem uma idade do Tortoniano inferior a

médio, relativa a sedimentos de fácies marinha, ou do Valesiano superior, referente a formações carbonatadas de carácter lacustre aflorantes na margem direita do rio Tejo a norte de Lisboa (calcários de Santarém, Almoester e Freiria de Rio Maior) (ANTUNES *et al.*, 1987, p. 95). Na área meridional da Península de Setúbal aflora uma formação grosseira, vermelha, de fácies continental, sobrepondo-se a sedimentos marinhos tortonianos, designada por «Formação de Cabanas» ou «Formação de Cabanas-Flamenga» (AZEVEDO, 1982), que não está datada mas a que esta autora atribui uma idade do Miocénico final atendendo ao seu enquadramento estratigráfico e tectónico.

Sobre as formações miocénicas assentam depósitos aluviais siliciclásticos arenosos e de cascalheira, com elementos rolados de quartzo e quartzito, contendo algumas intercalações lenticulares argilosas, ocupando uma posição culminante no enchimento sedimentar cenozóico da bacia do Tejo. O contacto faz-se por uma descontinuidade erosiva de expressão regional, correspondente provavelmente a uma importante lacuna estratigráfica no registo sedimentar neogénico, que reflecte uma modificação na evolução geodinâmica da bacia, com interrupção (e inversão?) da tendência subsidente no período que medeou entre a deposição dos dois conjuntos sedimentares.

Os sedimentos culminantes são menos espessos do que os depósitos miocénicos subjacentes, com espessuras reconhecidas inferiores à centena de metros, excepto na área de Pinhal Novo, onde se identificou uma espessura daqueles sedimentos de cerca de 325 m numa sondagem para prospecção de petróleo (AZEVEDO, 1982, p. 45), indicando que eles apresentam um desenvolvimento vertical importante na região oriental da Península de Setúbal. Constituem, pelo contrário, a mais extensa das unidades sedimentares da bacia do Tejo. Mostram sempre fácies fluvial, com características sedimentológicas de maior maturidade do que as formações anteriores, reflectindo um período de drenagem exoréica mais vasta e organizada evoluindo numa extensa planície aluvial, indicando já a presença de um «pré-Tejo» (CARVALHO, 1968; AZEVEDO, 1982, e *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985; BARBOSA & PENA DOS REIS, 1989).

O conjunto sedimentar culminante tem-se mostrado difícil de datar devido à escassez de fósseis, particularmente de jazidas com significado cronoestratigráfico, sendo no entanto atribuído ao Pliocénico na generalidade

da bibliografia, com base principalmente no seu enquadramento estratigráfico e por correlação de fácies com sedimentos datados noutras áreas. Os fósseis resumem-se a restos e impressões de vegetais terrestres de pouca utilidade cronológica, como em Vale de Santarém, tendo-se encontrado apenas na Península de Setúbal — que corresponde à área mais vestibular da bacia do Tejo — vestígios de moluscos de interesse cronoestratigráfico.

Com efeito, na Península de Setúbal identificaram-se jazidas fossilíferas incluindo, além de restos de vegetais, vestígios de moluscos marinhos, mal conservados, correspondendo na sua maioria a moldes internos de conchas, em camadas intercaladas a diversos níveis na sucessão sedimentar detrítica superior (ZBYSZEWSKI, 1943b; CARVALHO, 1968; ANTUNES, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, pp. 84-85; AZEVEDO, 1982), que nesta área assenta sobre formações marinhas miocénicas por uma superfície de disconformidade nítida, correspondendo por vezes a uma paleotopografia de relevo pronunciado (CABRAL, DIAS & BRUM, 1984).

As jazidas com fósseis marinhos reconhecidas nos níveis inferiores (incluindo o nível da base, assentando sobre sedimentos miocénicos das «camadas de Sobreda» num corte a oeste do Alfeite, segundo ZBYSZEWSKI, 1943b, p. 9), integrados na «série inferior do Alfeite» de ZBYSZEWSKI (*op. cit.*), ou no conjunto sedimentar equivalente, P1, de CARVALHO (1968), nunca foram estudadas (AZEVEDO, 1982, p. 57). Denunciam, contudo, a influência do mar na área vestibular da bacia do Tejo logo quando ocorrem os primeiros acarreios dos depósitos detríticos culminantes.

As faunas de moluscos fósseis identificadas em diversas jazidas localizadas em posição estratigráfica mais elevada relativamente às anteriores, inseridas na série intermédia ou «complexo com fauna marinha astiana» de ZBYSZEWSKI (1943b), ou no conjunto P2 de CARVALHO (1968), além de reflectirem a manutenção da influência marinha, indicam uma idade claramente pliocénica, placenciana (ZBYSZEWSKI, *op. cit.*; ANTUNES, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 84), para a parte superior das formações detríticas pós-tortonianas da Península de Setúbal, as quais passam eventualmente ao Quaternário para o topo (período que estará já representado no conjunto sedimentar P3Q, definido por CARVALHO, 1968).

Verifica-se, pois, que diversos autores subdividem os depósitos detríticos culminantes da área vestibular da bacia do Tejo em três conjuntos (ZBYSZEWSKI, 1943b;

CARVALHO, 1968; ANTUNES, in RIBEIRO *et al.*, 1979; ANTUNES *et al.*, 1987), estando o intermédio datado do Pliocénico superior por uma fauna fóssil de moluscos marinhos, enquanto que, com os dados existentes, o conjunto sedimentar inferior tem uma idade imprecisa, contida no intervalo que vai do final do Tortoniano ao Placenciano.

Mais recentemente AZEVEDO (1982) estudou detalhadamente as formações pós-miocénicas da Península de Setúbal utilizando novas técnicas sedimentológicas, como a análise de paleocorrentes a partir da imbricação de calhaus e da orientação de lâminas de estratificação oblíqua. As investigações realizadas por aquela autora conduziram a conclusões inovadoras, particularmente na identificação dos diferentes conjuntos sedimentares e sua caracterização.

Com efeito, naquelas formações AZEVEDO (1982, e in AZEVEDO & CARDOSO, 1985) individualizou três conjuntos sedimentares principais consistindo numa «série arenosa pliocénica», na base, a que se sobrepõe, em disconformidade, o «Conglomerado de Belverde», seguindo-se-lhe, também em disconformidade, a «Formação Vermelha de Marco Furado», atribuindo uma idade quaternária às duas últimas unidades baseando-se em argumentos que consideramos pouco seguros e mesmo contraditórios, como discutimos num capítulo anterior (cap. V.2.3.3.). Uma diferença fundamental deste modelo relativamente aos precedentes consiste em considerar que os sedimentos arenosos sobrejacentes às formações marinhas miocénicas (constituindo a «série arenosa pliocénica») são na sua totalidade de origem fluvial, formando «uma única megasequência, cuja divisão em subconjuntos apenas pode resultar artificial. As características da série são variáveis (...) como é norma na sedimentação resultante da deposição de materiais transportados por um grande rio (o pré-Tejo)» (AZEVEDO, 1982, p. 56).

Como salienta AZEVEDO (*op. cit.*), a ocorrência de vestígios de moluscos marinhos (alguns deles indicadores de águas pouco profundas, com áreas periodicamente emersas, como os *solen*, segundo ZBYSZEWSKI, 1943b) em diversos níveis intercalados no conjunto pliocénico essencialmente arenoso, de características fluviais, da Península de Setúbal, indica a presença de um ambiente fluvio-estuarino nesta região Sudoeste da bacia do Tejo no decurso do Pliocénico, correspondendo à área vestibular de um «pré-Tejo» cujos últimos testemunhos na Península estão representados pelos depósitos fluviais grosseiros do «Conglomerado de Belverde».

Do que temos vindo a expor pode concluir-se que os depósitos superiores do enchimento neogénico da bacia do Tejo na sua área interior, com características fluviais e registando «um sistema aluvial húmido de drenagem dominante para SSW, com fácies de bordo (a NNE) correspondendo ao desenvolvimento de uma rede entrançada de canais cascalhentos (conglomerados da Serra de Almeirim), evoluindo em posições distais (a SSW), para canais arenosos (Arenitos de Ulme)» (BARBOSA & PENA DOS REIS, 1989, p. 96), passam provavelmente lateralmente às formações arenosas pliocénicas da Península de Setúbal e aos níveis grosseiros do «Conglomerado de Belverde» no topo, registando uma sedimentação na área vestibular daquele sistema de drenagem fluvial, já sob influência marinha, a uma cota muito próxima ou mesmo ao nível do mar contemporâneo.

A manutenção das condições de sedimentação estuarina no sector SW da bacia do Tejo durante a deposição de toda a série arenosa pliocénica (incluindo os níveis inferiores do Alfeite), possivelmente apenas modificadas (num sentido mais fluvial) quando se sedimentam os níveis grosseiros culminantes do «Conglomerado de Belverde», só pode explicar-se por subsidência contínua da bacia de sedimentação, ou por uma elevação eustática progressiva do nível do mar, ou pelos dois processos em simultâneo.

Considerando as oscilações eustáticas no Neogénico superior inferidas por diversos autores, como HAQ, HARDENBOL & VAIL (1987), PRENTICE & MATTHEWS (1988) ou DOWSETT & CRONIN (1990), verifica-se, como indicámos atrás, que o Pliocénico inferior e parte do Pliocénico superior foram caracterizados por níveis eustáticos elevados (que poderão ter atingido cerca de +80 m no Zancleano, segundo HAQ, HARDENBOL & VAIL, 1987). Contudo, este factor, embora possa contribuir, não justifica a espessura de sedimentos fluvio-estuarinos pliocénicos conservados na área vestibular da bacia do Tejo, a que se acresce o facto de eles terem sido mais espessos do que se observa actualmente, pois nesta área (bem como nas regiões interiores da bacia) a superfície no topo dos depósitos pliocénicos corresponde sempre a uma superfície de erosão e não ao seu nível de colmatação.

Assim, e como salienta AZEVEDO (1982, e in AZEVEDO & CARDOSO, 1985), os dados existentes implicam uma reacivação da subsidência na área vestibular da bacia do Tejo durante o Pliocénico, a qual foi

mais intensa na região oriental da Península de Setúbal, na área de Pinhal Novo (justificando a espessura de areias superior a 300 m aí identificada), que funcionou com um «depocentro» naquele período. Segundo RIBEIRO (comunicação pessoal), a subsidência mais acentuada nesta zona poderá estar associada a halocinése na estrutura diapírica profunda aí existente, manifestada à superfície por «um ligeiro arqueamento das camadas terciárias» (ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1968a, p. 19) e provavelmente também responsável pela «muito forte inclinação das camadas pliocénicas marinhas, (que) pode observar-se no Montijo, na estrada da Atalaia» (ZBYSZEWSKI, 1943a, p. 98).

Como referimos, as formações detriticas culminantes do enchimento sedimentar da bacia do Tejo, de idade pliocénica, encontram-se sempre limitadas superiormente por superfícies de erosão que as truncam. Com efeito, nas áreas interiores da bacia, na margem esquerda do Tejo, encontra-se uma superfície de erosão bem conservada nos interflúvios, constituindo o vasto planalto do Ribatejo que, segundo CARVALHO (1968, p. 208), se encontra embutido no «Complexo Pliocénico», cuja espessura foi, pois, superior à que hoje se observa. BARBOSA & PENA DOS REIS (1989) chegam a uma conclusão semelhante para a região da bacia do Tejo que estudaram (Tomar-Lavre), ao referirem que (*op. cit.*, p. 95) «os conglomerados da serra de Almeirim (unidade litoestratigráfica superior definida pelos autores), correspondem a uma sucessão truncada superiormente por uma superfície de erosão recente, mascarando assim a expressão da sua evolução vertical», embora BARBOSA (comunicação pessoal) admita que a superfície planáltica naquela área esteja muito próxima da superfície de colmatção pliocénica, que terá sido apenas retocada.

Na margem direita do rio Tejo a morfologia é frequentemente caracterizada por formas estruturais em costeira, por vezes de inclinação muito suave assemelhando-se a mesas, devido ao afloramento dos calcários lacustres miocénicos sobrepostos a formações detriticas mais brandas, ligeiramente inclinadas para E ou SE. Estas formas estruturais encontram-se, contudo, biseladas por uma superfície de erosão (FERREIRA, 1981, p. 22), que poderá corresponder ao prolongamento para ocidente da superfície de erosão desenvolvida sobre as formações detriticas pliocénicas na margem esquerda do Tejo.

Como discutimos num capítulo anterior (cap. VII.2.), também na área vestibular da bacia do Tejo, na região da Península de Setúbal, as formações pliocénicas se

encontram truncadas por uma superfície de erosão, responsável pelo nivelamento topográfico geral da Península. Sobre esta aplanção, algo degradada, depositaram-se sedimentos continentais grosseiros, torrenciais, da «Formação Vermelha do Marco Furado» individualizada por AZEVEDO (1982), que se estendem para leste e sueste, por uma área que ultrapassa largamente a fronteira da Península de Setúbal. Segundo aquela autora, a «Formação do Marco Furado» terá apresentado no topo uma superfície de colmatção muito regular, hoje apenas testemunhada nalguns interflúvios preservados da erosão. Esta superfície, mais ou menos degradada pela incisão fluvial, passa ao planalto ribatejano a nordeste.

Como salienta DAVEAU (1970, p. 299), o nível de erosão culminante na bacia do Tejo, conservado nos interflúvios individualizados pelo encaixe do rio Tejo e os seus afluentes, terá constituído uma «superfície geral» ou «fundamental» que funcionou como ponto de partida para a evolução quaternária da bacia. Esta evolução caracterizou-se por uma passagem da sedimentogénese no Pliocénico a gliptogénese no Quaternário, por erosão fluvial associada ao encaixe da rede de drenagem, em resposta a uma modificação na evolução tectónica regional, com inversão da subsidência para levantamento em quase toda a área da bacia, exceptuando-se eventualmente o sector vestibular do rio Tejo compreendido entre Vila Franca de Xira, Alcochete e Almada, correspondendo aproximadamente ao «Mar da Palha», onde terão prevalecido os movimentos subsidentes até à actualidade.

A gliptogénese quaternária, resultante da resposta da rede hidrográfica a uma descida relativa do nível do mar associada a um levantamento regional do continente, a que se sobrepuseram os efeitos de oscilações glacio-eustáticas, está bem testemunhada pela sucessão de terraços fluviais escalonados na topografia, embutidos nos depósitos culminantes pliocénicos e nas formações miocénicas subjacentes.

Embora regionalmente a tendência tenha sido de levantamento no Quaternário, este não se processou com a mesma intensidade em todas as áreas. Como se depreende do Mapa de Movimentos Verticais (fig. 11), a região da bacia do Tejo, particularmente a sua zona vestibular, corresponde a uma das áreas sujeitas a menor levantamento no contexto do território português, naquele período, identificando-se mesmo, como referimos, uma área de subsidência provável.

No interior da bacia do Tejo, a forte assimetria dos vales principais (DAVEAU, 1970, p. 299), incluindo o vale do rio Tejo (DAVEAU, 1980, p. 21), com terraços fluviais escalonados na margem direita a montante de Alpiarça enquanto a jusante eles se escalonam na margem esquerda, não apresentando terraços nas margens opostas, sugere a ocorrência de movimentações diferenciais originando balançamentos, que se processaram simultaneamente com o encaixe da drenagem desviando progressivamente as linhas de água, controlados por acidentes tectónicos profundos de que se destaca a «falha provável do vale inferior do Tejo» ou «falha do Tejo», cuja presença foi já sugerida por CHOFFAT (*in* BENSÁUDE, 1910) e novamente referida por ANDRADE (1933) (cap. X.5.2.).

Também na Península de Setúbal se encontram evidências morfológicas de deformações neotectónicas, trazidas por um declive bastante regular dos interflúvios na área central da Península no sentido do «Mar da Palha», que é acompanhado por uma descida da superfície da base da «Formação de Marco Furado» no mesmo sentido (AZEVEDO, 1982). Embora, devido à erosão subaérea, não seja evidente que os interflúvios conservem no seu topo testemunhos da mesma aplanção, aquela disposição morfológica e estratigráfica sugere um levantamento tectónico progressivamente mais reduzido em direcção ao «Mar da Palha», ou seja, uma subsidência relativa (e também absoluta?) desta área. Como salienta AZEVEDO (1982, e *in* AZEVEDO & CARDOSO, 1985), o balançamento dos interflúvios para um centro comum a NE do Barreiro é também sugerido pela convergência da rede hidrográfica para esta zona, disposta radialmente de modo centrípeto.

A ocorrência de actividade tectónica na bacia do Tejo ao longo do Quaternário, de que as deformações verticais são uma manifestação, e a sua continuação na actualidade, evidenciada pela importante sismicidade regional, são já claramente referenciadas por ZBYSZEWSKI (1943a, p. 98). Posteriormente, no estudo detalhado que realizou sobre esta bacia sedimentar, CARVALHO (1968) reafirma a actividade neotectónica regional, referindo que «(a) instabilidade tectónica da depressão correspondente à bacia do Tejo não é, sem dúvida, alheia à presença de importantes alinhamentos tectónicos, correspondentes a grandes fracturas».

No capítulo seguinte, relativo à análise dos movimentos em falhas activas no território português, abordaremos de novo as deformações neotectónicas na

região do baixo Tejo, particularmente no que se refere aos deslocamentos associados aos principais acidentes tectónicos activos regionais, de que se destaca a «falha do vale inferior do Tejo» (cap. IX.5.2.).

### VIII.6. Análise quantitativa: cálculo das taxas de deslocamento vertical

Como salientámos no cap. II.2.1., referente aos movimentos verticais da crosta, embora estes possam ser avaliados directamente por medições geodésicas, ou eventualmente inferidos com base em variações relativas do nível do mar deduzidas a partir de séries de registos de marégrafos, obtendo-se valores que correspondem a velocidades de deformação instantâneas à escala geológica, geralmente eles são estimados indirectamente utilizando-se referências estratigráficas ou geomorfológicas deslocadas.

No que respeita à avaliação dos movimentos verticais em Portugal continental, verifica-se uma escassez de estudos instrumentais, de que se destacam investigações de índole geodésica em curso na região SW do território (PAGARETE, 1989) e a análise de algumas séries de registos de marégrafos (DIAS & TABORDA, 1988, 1992; TABORDA & DIAS, 1989). Contudo, é possível calcular velocidades de movimentação vertical utilizando referências geológicas deslocadas, dividindo o valor dos deslocamentos estimados (de levantamento ou subsidência) pela idade das referências, obtendo-se assim taxas médias de movimentação vertical num intervalo de tempo correspondente a essa idade, o que pode expressar-se pela equação:

$$V_{mv} = D/I$$

onde  $V_{mv}$  é a velocidade média de movimentação vertical,  $D$  é o deslocamento vertical acumulado e  $I$  é a idade da referência geológica deslocada.

As taxas de movimentação vertical assim calculadas correspondem, pois, a velocidades médias referentes a um período de tempo mais ou menos longo (consoante a idade das referências neotectónicas usadas), avaliadas com base em deslocamentos acumulados nesse período, não reflectindo portanto variações da taxa de deformação ou mesmo inversões do sentido de movimento que possam ter ocorrido.

Neste trabalho estimam-se apenas algumas velocidades médias de deslocamento vertical no território

continental português correspondentes a valores máximos, e relativas à globalidade do período neotectónico considerado, pois, como referimos no início deste capítulo, na avaliação dos movimentos verticais utilizaram-se apenas as referências geológicas mais antigas, com uma idade próxima daquele período ou um pouco mais longa.

As velocidades calculadas não correspondem a valores exactos, mas oscilam entre valores limites definindo «intervalos de incerteza», os quais dependem da incerteza sobre a idade das referências geológicas utilizadas (I) e da imprecisão na estimativa das cotas originais a que estas se situavam, ou seja, da imprecisão na avaliação do valor dos deslocamentos verticais (D).

Com efeito, na sequência do que expusémos no Capítulo VII, considerando, na faixa litoral, os testemunhos de sedimentos de fácies marinha culminantes e das paleo-linhas de costa mais elevadas mais de idade placenciana e ante-Pretigliano, entre cerca de -3,5 e -2,5 Ma (valor médio de -3 Ma), inferimos para este período velocidades de movimentação vertical inferiores do que admitindo que as mesmas referências litorais são correlativas de uma reocupação marinha finiplacenciana, entre cerca de -2 Ma e -1,7/-1,6 Ma, hipótese que implica uma taxa média de deformação vertical superior. Como salientámos (cap. VII), no estado actual dos conhecimentos esta importante divergência cronológica é insolúvel para muitas áreas litorais, como o demonstra, por exemplo, os modelos distintos apresentados por PIMENTEL (1989) e por FEIO (1951a, 1983) ou PEREIRA (1990) para a génese e idade do planalto litoral alentejano.

Estas incertezas quanto às idades mantêm-se para a generalidade das referências continentais, como sucede, por exemplo, com os «níveis de erosão inferiores», incluindo os «níveis do Douro», identificados por FERREIRA (1978, 1980) na região do Norte da Beira, por ele atribuídos ao Pliocénico superior, ao Vilafranquiano, ou ao Quaternário inferior, reflectindo a ausência de bases seguras de datação.

Como referimos, há também a considerar uma importante imprecisão inerente à estimativa das cotas originais das referências consideradas, que se reflecte no valor dos deslocamentos verticais (D). Para as referências litorais, essa incerteza relaciona-se principalmente com as curvas globais de oscilação eustática do nível do mar utilizadas, que, como indicámos, podem introduzir um erro de várias dezenas de metros, ou mesmo

próximo da centena de metros, no valor do nível eustático primitivo admitido. Quanto à estimativa da profundidade de água no momento da deposição de referências sedimentares litorais, admitimos que esta era de 0 m, atendendo a que considerámos sempre sedimentos depositados provavelmente na zona intertidal, ou em fracas profundidades.

No interior, a incerteza na avaliação das altitudes primitivas a que se situavam as referências continentais é geralmente superior à que se verifica na faixa litoral, atendendo à imprecisão quanto à génese de algumas destas referências e à sua relação com o nível de base geral atlântico (nomeadamente os paleodeclives longitudinais admitidos para as referências de origem fluvial), prevendo-se erros na estimativa dos deslocamentos verticais em áreas interiores que, como referimos, poderão ser da ordem de  $\pm 100$  m.

A avaliação dos deslocamentos verticais da crosta (D), com todos os problemas inerentes que referimos acima, foi já efectuada ao proceder-se à elaboração do mapa de movimentos verticais (fig. 11), onde eles estão assinalados pelas isolinhas aí representadas. Como se deprende da observação deste mapa, no território continental português as velocidades de movimentação vertical da crosta referentes à globalidade do período neotectónico são positivas, reflectindo uma tendência generalizada de levantamento naquele período, exceptuando-se a região vestibular da bacia do Tejo, onde se identifica uma área de subsidência provável, em que a velocidade de deslocamento vertical será negativa.

Na faixa litoral, a cota mais elevada a que se identificaram referências de origem marinha de interesse neotectónico, com uma idade provável placenciana ou finiplacenciana, é de cerca de 300 m, observada em diversas áreas (algumas delas referidas no cap. VII), nomeadamente:

— na vertente ocidental da serra dos Candeeiros, onde afloram areias de praia àquela altitude (ver cap. VII.4.);

— a NE de Sintra, na serra da Carregueira, onde se identificam testemunhos de uma «alta superfície» (PEREIRA, 1982) localizada a cotas semelhantes, que pode ter sido gerada pelo mar ou «por um agente de erosão sub-aéreo em função de um nível do mar próximo» (*op. cit.*, p. 61), de idade pós-helvéciana e que admitimos poder ser placenciana;

— nas serras calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere, onde CUNHA (1990) identificou evidências de uma provável acção marinha, testemunhada por depósitos arenosos com seixos rolados, do tipo «bichouro», a altitudes próximas de 300 m, como no sector sudoeste do planalto de Degraças-Alvorge, a norte da serra de Sicó, que aquele autor relaciona provavelmente com a «transgressão calabriana» de TEIXEIRA (1979) (cujo significado discutimos no cap. VII);

— na área de sopé a ocidente da serra do Buçaco, na região de Chã de Mata (ver cap. VII.3.), onde estão preservados testemunhos de um paleolitoral elevado a uma altitude semelhante.

Considerando a incerteza na estimativa da idade destas referências, que estará compreendida entre -3,5 Ma e -2,5 Ma ou entre -2 Ma e -1,6 Ma, e atendendo à imprecisão na cota primitiva a que elas se geraram, que poderá oscilar entre cerca de 0 m e +50 m no primeiro caso, e ser próxima de 0 m na segunda hipótese, é possível calcular os seguintes valores extremos para a velocidade média de levantamento máximo do continente na faixa litoral:

$$V_{mv} = D/I = \begin{cases} 2,5 \times 10^5 \text{ mm} / 3,5 \times 10^6 \text{ ano} = 0,07 \text{ mm/ano} \\ \text{ou} \\ 3 \times 10^5 \text{ mm} / 1,6 \times 10^6 \text{ ano} = 0,19 \text{ mm/ano} \end{cases}$$

Assim, os dados existentes na região costeira do território continental português permitem estimar uma velocidade máxima de levantamento na área litoral compreendida entre cerca de 0,1 e 0,2 mm/ano, correspondendo a uma velocidade média nos últimos 3,5 Ma ou 1,6 Ma, respectivamente.

Embora fundamentados em evidências mais incertas, identificam-se no interior do território levantamentos superiores aos reconhecidos no litoral, particularmente na região NE, onde o levantamento regional terá atingido um valor máximo da ordem de 500 m, como se assinala no mapa de movimentos verticais (fig. 11). Considerando uma imprecisão na estimativa da altitude original das referências utilizadas de  $\pm 100$  m, e atribuindo uma idade de -3 Ma ou -2 Ma a essas referências, estimam-se os seguintes valores limites para a velocidade de levantamento do continente naquela região:

$$V_{mv} = D/I = \begin{cases} 4 \times 10^5 \text{ mm} / 3 \times 10^6 \text{ ano} = 0,13 \text{ mm/ano} \\ \text{ou} \\ 6 \times 10^5 \text{ mm} / 2 \times 10^6 \text{ ano} = 0,30 \text{ mm/ano} \end{cases}$$

correspondentes a velocidades médias nos últimos 3 Ma ou 2 Ma respectivamente.

Note-se que a área da serra da Estrela, no sector NE da Cordilheira Central portuguesa, sofreu provavelmente um levantamento um pouco superior, da ordem de 600 m ( $?, \pm 100$  m), permitindo estimar uma velocidade de levantamento compreendida entre cerca de 0,2 mm/ano e 0,35 mm/ano, correspondendo a valores médios nos últimos 3 Ma ou 2 Ma.

A área do território continental português que sofreu a máxima elevação no período neotectónico localiza-se em Trás-os-Montes Oriental, correspondendo a uma zona muito localizada, coincidente com a serra de Bornes, que consiste num relevo tectónico do tipo *push-up* desenvolvido em consequência de uma movimentação de deslizamento importante na zona de falha Manteigas-Vilarça-Bragança no Pliocénico superior e Quaternário (CABRAL, 1985, 1989; ver cap. IX.3.2.1.), estimando-se uma velocidade de levantamento compreendida entre 0,3 mm/ano e 0,5 mm/ano, respectivamente nos últimos 3 Ma ou 2 Ma.

Comparativamente com velocidades de levantamento obtidas noutras áreas do globo terrestre tectonicamente activas, de que apresentámos diversos exemplos no cap. II.2.1. (Tabela I), as taxas médias de levantamento máximo deduzidas para Portugal continental podem considerar-se baixas. Contudo, comparando os valores estimados na faixa litoral portuguesa com as velocidades de levantamento geralmente obtidas em margens continentais passivas, verifica-se que eles são anormalmente elevados, como se constata, por exemplo, relativamente às estimativas da deformação crustal vertical, correspondentes a valores médios referentes a um intervalo de tempo longo (ou seja, a «longo prazo»), obtidas para o litoral atlântico da América do Norte (GARDNER, 1989), sendo os resultados portugueses uma ordem de grandeza superiores. Também na costa atlântica marroquina da região de Casablanca e Rabat não se encontram testemunhos de levantamento do litoral, observando-se, pelo contrário, evidências de subsidência da faixa costeira relativamente ao interior do continente, elevado, conduzindo a uma morfologia grosseiramente em rampa suavemente inclinada para a linha de costa, onde BOURCART (1935) fundamentou o seu modelo da «flexura atlântica».

Aquele comportamento do litoral português, bem como outras características dos deslocamentos verticais discutidas (como a sua assimetria N-S), têm implicações importantes no modelo geodinâmico proposto, que desenvolveremos no capítulo final (cap. XI.2.).

## IX. DEFORMAÇÕES NEOTECTÓNICAS EM PORTUGAL CONTINENTAL: MOVIMENTOS EM FALHAS

### IX.1. Introdução. A herança estrutural

No território continental português, a tensão tectónica ao actuar na litosfera ao longo do período neotectónico considerado, além de induzir movimentos verticais da crosta de expressão regional, produziu deslocamentos em falhas activas que reflectem a componente elástica da deformação litosférica à escala geológica.

A deformação frágil da litosfera é em geral fortemente condicionada por uma «herança estrutural»: com efeito, embora não seja de excluir a possibilidade de rotura das rochas com formação de novas falhas (neo-rotura, especialmente em situações de transição de um ambiente tectónico para outro, como salientámos no cap. II), a idade da litosfera, com o seu longo encaedar de deformações reflectindo-se na ocorrência de uma grande quantidade de descontinuidades estruturais (fracturas, falhas, zonas de cisalhamento), favorece a reactivação de descontinuidades pré-existentes, que se comportam como zonas de fraqueza face a novos esforços tectónicos.

O território continental português não fugiu à regra, de modo que o campo da tensão que actuou durante o período neotectónico essencialmente reactivou descontinuidades litosféricas herdadas da Orogenia Varisca — zonas de cisalhamento dúctil e falhas tardivariscas (RIBEIRO, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; IGLÉSIAS & RIBEIRO, 1981; DALLMEYER & MARTINEZ GARCIA, 1990), que já tinham sido remobilizadas e, conseqüentemente, modificadas em eventos tectónicos anteriores, nomeadamente na abertura dos oceanos Atlântico e Tétis, na fase de instalação dos maciços eruptivos de Sintra, Sines e Monchique a que se segue o episódio de extrusão das rochas do Complexo Vulcânico de Lisboa, e nos impulsos tectónicos «alpinos» paleogénicos e miocénicos (RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1988, 1990).

A reactivação mecânica de descontinuidades estruturais à escala da crosta terrestre ou da litosfera, correspondendo geralmente a fracturas de extensão e/ou de cisalhamento pré-existentes, é um processo complexo que depende de diversos factores, nomeadamente da sua disposição relativamente à orientação dos eixos das tensões principais ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ , em que  $\sigma_1$  corresponde à tensão principal máxima, sendo positivas as tensões

compressivas) e da relação axial do tensor da tensão (dada pela razão  $R = [\sigma_2 - \sigma_3] / [\sigma_1 - \sigma_3]$ ) (BOTT, 1959; ETCHECOPAR, VASSEUR & DAIGNIÈRES, 1981; ANGLIER, 1984, 1989; ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR & MATTAUER, 1988; GUIRAUD, LABORDE & PHILIP, 1989; entre outros), além das características físicas dos materiais, como a coesão e o coeficiente de atrito, cujos efeitos, embora considerados pela generalidade dos autores, são particularmente realçados por alguns, como RECHES (1987), havendo ainda a referir os efeitos de interacção entre descontinuidades vizinhas. POLLARD & SALTZER (1991) salientam também a importância que as variações direccionais na «facilidade de deslizamento» nas falhas (*fault compliance*) têm na sua reactivação, dependendo da sua forma e interacção com a superfície topográfica, e ainda da distribuição de irregularidades geradoras de atrito na superfície das falhas.

Em resultado do processo de reactivação de estruturas — correspondendo à resposta de uma crosta pré-fracturada sujeita a um campo de tensões tectónicas — as falhas activas em Portugal continental dispõem-se segundo orientações variscas, nomeadamente:

— N-S e WNW-ESE a E-W, correspondendo a direcções de cisalhamento dúcteis desenvolvidas na fase tardia de deformação dúctil da Orogenia Varisca (IGLÉSIAS & RIBEIRO, 1981);

— NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, correspondendo a falhas de deslizamento geradas no primeiro episódio de fracturação tardivarisca (RIBEIRO, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 19).

Estas descontinuidades crustais foram reactivadas com diferentes estilos tectónicos, dependendo dos factores que controlam o processo de reactivação, referidos acima, principalmente a orientação das estruturas e as características da tensão, de modo que as falhas activas em Portugal compreendem diversos tipos, referenciados na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a): falhas com uma componente predominante de movimentação inversa, outras com movimento predominante de deslizamento, e falhas com uma componente de deslocamento normal, mais raras, além de falhas de deslizamento oblíquo.

Para a identificação e caracterização das falhas activas utilizámos os critérios e a metodologia referidos no Capítulo III, ou seja, aplicámos critérios estratigráficos, geomorfológicos e fotogeológicos sobre dados

recolhidos em pesquisa bibliográfica, ou obtidos a partir de estudos geológicos no terreno, voos de reconhecimento geológico, estudos de foto-interpretação e análise do relevo em mapas topográficos e hipsométricos.

Os estudos efectuados conduziram a numerosos resultados, quer respeitantes à totalidade do País (CABRAL, 1986a,b, 1989; CABRAL & RIBEIRO, 1989a, 1990) ou a regiões do território (como Trás-os-Montes Oriental; CABRAL, REBELO & RIBEIRO, 1983-85; CABRAL, 1985), onde se abordam diversas falhas activas de expressão regional, quer referentes a áreas restritas, geralmente relacionadas com acidentes tectónicos que são analisados em detalhe, como a área de Ferrel, onde se caracterizou a falha activa de Ferrel (CABRAL, 1981; CABRAL & RIBEIRO, 1981, 1986), a área da Península de Setúbal, onde se identificaram algumas falhas activas prováveis e se estudaram numerosas microfalhas afectando formações arenosas pliocénicas (CABRAL, DIAS & BRUM, 1984; CABRAL, *in* RIBEIRO *et al.*, 1986), a bacia tectónica da Vilaça, associada à falha activa Manteigas-Vilaça-Bragança (CABRAL, 1985, 1986c, 1987, 1989), ou a bacia tectónica de Castelo Branco, relacionada com a falha activa do Ponsul (DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991). A generalidade destes resultados encontra-se sintetizada na Carta Neotectónica de Portugal Continental, na escala 1:1 000 000, e na sua Notícia Explicativa, recentemente publicadas (CABRAL & RIBEIRO, 1988, 1989a).

No texto que se segue evita-se repetir a abundante informação já divulgada, remetendo o leitor para os trabalhos referenciados em bibliografia. Pretende-se essencialmente:

a — actualizar a informação anterior, com base em elementos obtidos em novas investigações entretanto realizadas;

b — apresentar sucintamente dados referentes a estruturas principais no contexto do território continental português que nunca tratámos individualmente;

c — incluir, tanto quanto possível, informação respeitante a elementos cinemáticos, nomeadamente o tipo e o valor das separações tectónicas produzidas pelas falhas, bem como dados referentes a vectores de deslizamento em falhas (estrias);

d — precisar a geometria de algumas estruturas de modo a permitir avaliar o seu estilo tectónico bem como a sua segmentação.

Procura-se assim, além de introduzir novos dados, minimizar diversas incertezas que temos assinalado em trabalhos anteriores, nomeadamente no que respeita ao vector de movimento, geometria e estilo tectónico de muitas das falhas activas identificadas no território português (CABRAL, 1986b, CABRAL & RIBEIRO, 1989a,b, 1990). Como base cartográfica de apoio utiliza-se a Carta Neotectónica de Portugal Continental, na escala 1:1 000 000, publicada pelos S.G.P. (CABRAL & RIBEIRO, 1988).

As separações tectónicas produzidas pelas falhas, quando identificadas, referem-se geralmente à componente vertical ou horizontal de movimentação e correspondem, na maioria dos casos, a valores acumulados num intervalo de tempo equivalente ao período neotectónico considerado.

A informação respeitante a estrias identificadas em espelhos de falha é apresentada em projecção estereográfica (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior) no Anexo 2, referenciando-se o sentido de movimento, quando reconhecido, e a sua idade provável.

Por facilidade metodológica, organizaremos o presente capítulo segundo uma divisão das falhas activas pelo seu estilo tectónico dominante — inverso, de deslizamento e normal — tratando separadamente algumas estruturas que, pelas suas características, não se enquadram facilmente em algum daqueles grupos. Como referimos, detalharemos a abordagem apenas nos casos que nunca foram discutidos ou em que se possuam novos dados para a caracterização das falhas.

## IX.2. Falhas com componente predominante de movimentação inversa

No território continental português identificaram-se diversas falhas activas com uma componente predominante de movimentação inversa, como se assinala na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988).

Estes acidentes tectónicos dispõem-se nas regiões interiores segundo orientações NE-SW a ENE-WSW (como as falhas que limitam a Cordilheira Central a norte e a sul) e aproximadamente E-W (representada pela falha de Vidigueira-Moura, no Alentejo), enquanto próximo do litoral ocidental também se identificaram várias falhas deste tipo orientadas NNE-SSW a N-S (como as que limitam estruturas diapíricas activas na

região da Estremadura). A falha de Quiaios, localizada a norte da serra da Boa Viagem (Figueira da Foz), com uma orientação WNW-ESE a E-W é assinalada como falha inversa na Carta Neotectónica de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988; Anexo 1, f. 5), embora apresente características geométricas e cinemáticas particulares, que serão analisadas em detalhe (cap. IX.2.2.3.).

Passamos a referir as principais falhas activas de tipo inverso reconhecidas no território português, ordenadas segundo a sua localização geográfica, de norte para sul.

### IX.2.1. Área interior do território

#### IX.2.1.1. Falha de Morais

A falha de Morais, localizada na região de Trás-os-Montes Oriental (Anexo 1, f. 4), afecta somente rochas do Maciço Hespérico, possibilitando apenas a utilização de critérios geomorfológicos para a identificação da actividade neotectónica, tendo sido abordada por CABRAL, REBELO & RIBEIRO (1983-85, p. 196) e por CABRAL (1985, pp. 28-29).

Trata-se de um acidente provavelmente activo mal caracterizado, com um comprimento total de cerca de 20 km na direcção ENE-WSW e uma inclinação média de cerca de 70°S, apresentando algumas evidências geomorfológicas de actividade posteriormente ao episódio morfo-sedimentar de elaboração dos depósitos de tipo *raña* na Meseta Setentrional Ibérica (últimos 2,5 a 2 Ma, cap. V, Tabelas II e III). As evidências morfológicas consistem na presença de uma escarpa de falha bem conservada no sector ocidental da estrutura, com o bloco a norte abatido relativamente ao bloco a sul.

Aquele movimento na falha, que será principalmente de tipo inverso se atendermos à atitude geral do acidente, é apoiado pela existência de extensos afloramentos de depósitos de cobertura cenozóicos conservados a norte da falha, no bloco deprimido, e que não aparecem a sul.

#### IX.2.1.2. Falhas de bordo da Cordilheira Central

As falhas activas com movimentação predominante inversa estão bem representadas na região Centro pelas falhas que limitam a Cordilheira Central a NW e a SE,

nomeadamente a falha Seia-Lousã (Anexo 1, f. 7), a norte, analisada com algum detalhe por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86), e diversos acidentes subparalelos, a sul, como a falha Sobreira Formosa-Pomar-Grade (Anexo 1, f. 10), abordada por RIBEIRO (1942, 1949a), CUNHA (1987a,b, 1992) e PENA DOS REIS & CUNHA (1989a), e a falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14), recentemente estudada em pormenor por DIAS & CABRAL (1989a,b, 1991).

Com efeito, a Cordilheira Central em território português corresponde a um *horst* compressivo desenvolvido durante a Orogenia Alpina, de orientação geral ENE-WSW, limitado por acidentes subparalelos consistindo, a norte, num único cavalgamento para NNW (falha Seia-Lousã) e, a sul, em diversos cavalgamentos para SSE (falhas Sobreira Formosa-Pomar-Grade, Galdins-Rapoula-Chão da Vã e do Ponsul, entre outros), correspondendo possivelmente a uma estrutura «de ressalto» (*pop-up*) desenvolvida no soco varisco entre um cavalgamento principal para NNW (falha Seia-Lousã) e diversos retrocavalgamentos para SSE (RIBEIRO, 1988; RIBEIRO *et al.*, 1988, 1990; ROMÃO *et al.*, 1991). Para várias destas falhas existem evidências de continuação daqueles movimentos no Pliocénico superior e Quaternário indicando a sua actividade neotectónica.

#### IX.2.1.2.1. Bordo setentrional da Cordilheira Central: a falha Seia-Lousã

##### a — Características gerais

A falha Seia-Lousã (Anexo 1, f. 7) constitui uma estrutura principal do Maciço Hespérico português, limitando o bloco montanhoso da Cordilheira Central no seu lado NW, como referimos. Dispõe-se segundo uma orientação média N50°E, encontrando-se melhor caracterizada no troço compreendido aproximadamente entre o meridiano de Miranda do Corvo e Coja, onde constitui o bordo meridional da bacia sedimentar de Lousã-Arganil, colocando em contacto por falha inversa rochas do soco varisco pertencentes essencialmente ao Complexo Xisto-Grauváquico (Precâmbrio e Câmbrio), a sueste, com os sedimentos detríticos continentais meso-cenozóicos preservados no interior da bacia, a noroeste.

Apresenta um comprimento total de cerca de 100 km, sendo limitada a NE pelo acidente tectónico Manteigas-Vilarça-Bragança (ver cap. IX.3.2.1.) e a SW por uma zona de falha complexa, submeridiana, constituindo um troço da importante estrutura Porto-Coimbra-Tomar que,

nesta área, estabelece o limite oriental do Fosso Mesozóico Lusitânico. Assim, contrariamente ao que frequentemente se sugere na bibliografia, consideramos que a falha Seia-Lousã se encontra interrompida a oeste pelas estruturas que definiram o bordo oriental da Bacia Lusi-

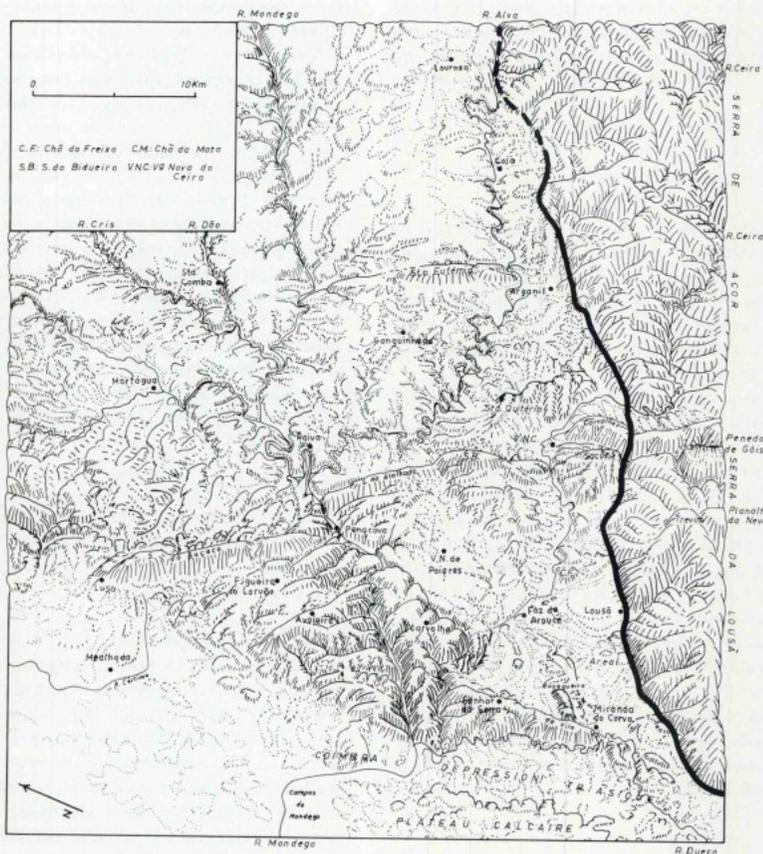


Fig. 13 — Esboço morfológico, em perspectiva, da região situada a leste de Coimbra, segundo DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, Carta Q), onde inserimos o traçado superficial, aproximado, da falha Seia-Lousã (a traço espesso) na área representada, com base na cartografia do acidente tectónico apresentado em DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (*op.cit.*, fig. 34, p. 251, e fig. 36, p. 261) e na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000 (TEIXEIRA, 1972). Notar o importante controlo daquela falha na morfologia regional, originando a imponente escarpa que estabelece o bordo setentrional da Cordilheira Central na região.

tânica durante o episódio de abertura do Atlântico Norte, não se ligando, pois, ao acidente tectónico Nazaré-Leiria-Pombal, embora o alinhamento aproximado das estruturas da Lousã e Nazaré-Pombal sugira que elas se relacionem em profundidade, ao nível do soco varisco subjacente ao enchimento sedimentar da Orla Meso-Cenozóica, mas de forma complexa, com segmentação mútua das estruturas orientadas NE-SW e N-S.

#### b — Evidências geomorfológicas de actividade neotectónica

A actividade neotectónica da falha Seia-Lousã é sugerida por evidências geomorfológicas e confirmada por critérios estratigráficos. Com efeito, distingue-se de forma evidente, como um lineamento contínuo, em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983), apresentando no terreno uma escarpa de falha imponente, por vezes de aspecto complexo, com patamares indicando embutimentos erosivos e/ou distribuição dos deslocamentos por várias falhas paralelas (gerando uma escarpa múltipla), com um comando máximo de cerca de 700 m na área da Lousã, mas que atinge a ordem de 1000 m na serra da Estrela (área Seia-Gouveia) (fig. 13).

Embora a escarpa de falha se apresente fortemente entalhada pelo rio Ceira, que penetra no bloco elevado, e pelos afluentes do rio Alva, que corre paralelamente à vertente na área de sopé, verifica-se que nos sectores em que a falha está bem localizada, como no traço sudoeste, onde estabelece o contacto entre os sedimentos da bacia de Lousã-Arganil e as rochas do soco da Cordilheira Central, a escarpa se encontra pouco ou nada recuada relativamente ao traço da falha, indiciando actividade tectónica «recente».

Contudo, na bacia de Lousã-Arganil identifica-se uma gliptogénese intensa, de origem fluvial, posteriormente à sedimentação dos depósitos de tipo *raña* af preservados (como em Sacões, Carvalhal e St<sup>a</sup> Quitéria; cap. V.2.3.4.), testemunhada por rebaixamentos topográficos da ordem de 400 m relativamente à superfície de colmatação das *rañas*. Assim, a conservação do traço da falha (marcado pelo contacto sedimentos-soco) junto à base da escarpa, ou mesmo um pouco acima na vertente, além de resultar possivelmente da recorrência de deslocamentos tectónicos, poderá dever-se também a um «rejuvenescimento» erosivo resultante da forte erosão vertical na área de sopé aliada à geometria da

falha, que inclina para o interior da escarpa (falha inversa): o rebaixamento topográfico no bloco deprimido, facilitado pelas litologias sedimentares presentes (que se comportam como rochas brandas relativamente ao soco varisco), é acompanhado por um ligeiro recuo da escarpa e também, consequentemente, do traço da falha, que se mantém junto à base da vertente, ou um pouco acima, segundo um esquema que propusémos para a escarpa da falha do Ponsul, a sul da Cordilheira Central (DIAS & CABRAL, 1989; fig. 14).

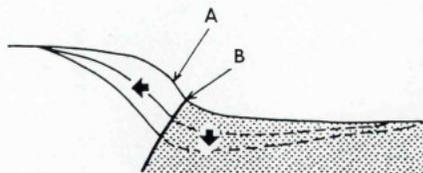


Fig. 14 — Evolução esquemática de uma escarpa de falha inversa por erosão, segundo DIAS & CABRAL (1989a, fig. 15, p. 20), com a incisão vertical no líbio inferior «mantendo» o traço superficial do acidente tectónico na base da escarpa à medida que esta recua. A, escarpa de falha; B, traço superficial da falha.

#### c — Evidências estratigráficas de actividade neotectónica

A presença de um longo registo sedimentar meso-cenozóico conservado na bacia tectónica de Lousã-Arganil permite inferir a evolução da falha Seia-Lousã, no seu sector sudoeste, desde o Cretácico até ao final do Pliocénico, pelo modo como o acidente tectónico condicionou a sedimentação e pela sua relação directa com os sedimentos, testemunhada em contactos por falha (DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86; CUNHA, 1992). Assim, além do critério morfológico, existem também evidências estratigráficas de actividade neotectónica nesta estrutura, que passamos a descrever.

Num pequeno talude junto a Portela, a sudoeste de Góis (cruzamento das estradas Pampilhosa da Serra-Góis e Lousã-Góis) (Anexo 1, loc. 7/2) <sup>(1)</sup>, e no próprio corte

<sup>(1)</sup> No presente capítulo, as estações de investigação no terreno são assinaladas pela abreviatura loc. seguida do número de identificação da estrutura tectónica onde se situam e do seu número de ordem nessa estrutura, segundo a disposição apresentada no Anexo 1.

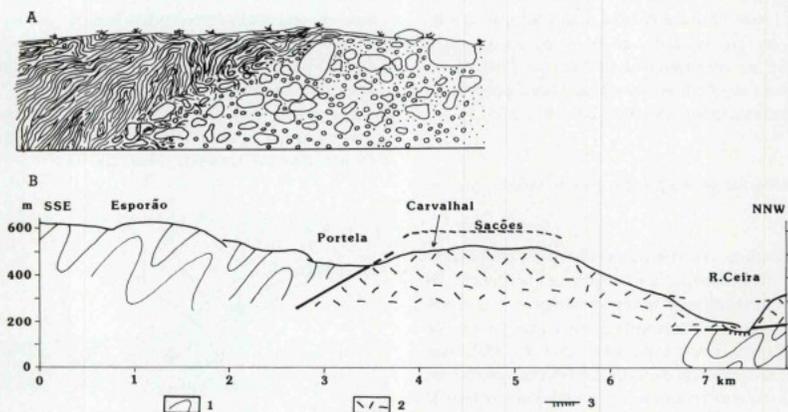


Fig. 15 — Cortes geológicos representando o cavalgamento de Portela de Carvalhal (Anexo 2, loc. 7/2), retirados de DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, fig. 35, p. 259). A — esboço do contacto por falha entre os xistos da Cordilheira Central, a sul, e os depósitos de *raña*, a norte, segundo NERY DELGADO (1895-98, fig. 2); B — interpretação actual de DAVEAU, BIROT & RIBEIRO. 1, xistos; 2, sedimentos; 3, aluviões.

da estrada Lousã-Góis, observam-se xistos do Complexo Xisto-Grauváquico, pertencentes à Cordilheira Central, a sul, em contacto por falha e cavalgando depósitos de tipo *raña* (Conglomerados de Sta. Quitéria, segundo CUNHA, 1992), com grandes blocos de quartzito, constituintes do relevo de Carvalhal, a norte. Este contacto por falha, localizado a uma cota de cerca de 425 m, consideravelmente acima da base das *rañas*, se admitimos que ela se situa à altitude de 350 m a que foi reconhecida por CUNHA (1992, p. 128) na extremidade meridional da colina de Sacões (embora regionalmente, a NW, se situe a uma cota próxima de 400 m), foi pela primeira vez descrito por NERY DELGADO (1895-98) e redescoberto por A. RIBEIRO em 1978 (in DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86, p. 104 e p. 259; fig. 15), que o refere em 1984 (RIBEIRO, 1984, p. 176).

No corte de Portela os xistos apresentam-se muito deformados e alterados junto ao contacto por falha, que se estabelece por uma faixa de mistura de *fault-gouge*, xisto fracturado e sedimento de *raña*, com cerca de 1 m de largura. Não se identificaram superfícies principais

de deslizamento, observando-se antes uma zona de movimento com deformação intensa e mistura dos materiais, o que dificultou a medição da atitude do acidente tectónico no afloramento. Efectuaram-se, contudo, as seguintes medições (ver Anexo 2, diagrama 7/2):

- inclinação média do contacto no talude, por mirada, obtendo-se um valor de cerca de 35°SE, que corresponde a uma inclinação aparente provavelmente muito próxima da inclinação real da zona de falha, atendendo à orientação do corte, aproximadamente perpendicular à direcção cartográfica do acidente tectónico;

- plano secundário de movimento na caixa de falha em xisto, muito próximo do contacto com as *rañas*, de atitude (N25°E, 55°ESE), com estrias de direcção N70°E;

- superfície de um bloco de quartzito localizado na zona de falha, de atitude (N15°W, 50°ENE), apresentando estrias prováveis de direcção N65°E (medição a considerar com muita reserva, atendendo à probabilidade de o bloco quartzítico ter sofrido deslocamentos no decorrer das movimentações na falha).

As observações efectuadas no afloramento de Portela indicam que a falha Seia-Lousã foi reactivada como falha inversa durante ou após a sedimentação dos depósitos de tipo *raña* localizados na área de sopé setentrional da Cordilheira Central, como salientam DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, p. 259).

Só nos foi possível reconhecer o acidente tectónico em afloramento num outro local, por indicação de PENA DOS REIS e CUNHA (comunicação pessoal), junto a Cerejeiras (a sul de Miranda do Corvo; Anexo 1, loc. 7/1). Neste afloramento, localizado próximo da extremidade ocidental da falha, observam-se xistos do Complexo Xisto-Grauváquico, a sul, cavalgando sedimentos areníticos grosseiros com calhaus de quartzo e quartzito, pertencentes à unidade inferior dos Grés do Buçaco («Arcoses de Lomba do Alveite», segundo PENA DOS REIS & CUNHA, 1989b), de idade cretácica inferior, a norte. Os xistos apresentam-se muito deformados junto à falha, com microdobras de vergência compatível com o cavalgamento observado. A zona principal de deformação, estreita, apresenta-se fortemente ferruginizada e com pouco *fault-gouge*, distinguindo-se uma superfície de separação nítida entre as rochas do soco, esmagadas, e os sedimentos mesozóicos. Mediu-se esta superfície, obtendo-se a atitude (N65°E, 20°S), tendo-se identificado nela um calhaus de quartzo nitidamente estriado, com estrias de direcção N65°W (Anexo 2, diagrama 7/1). Estas estrias, correlativas de algum movimento sin- ou pós-Cretácico inferior, são compatíveis com uma movimentação inversa direita.

DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, p. 259) indicam deformações muito intensas afectando a unidade sedimentar que denominam de «*rañas* de xistos», referindo que estes depósitos se encontram em posição quase vertical nalguns locais próximos da zona de falha Seia-Lousã, como em Sequeiros, 2 km a sudoeste de Celavisa, facto que também é salientado por RIBEIRO (1984, p. 176). Contudo, os sedimentos em causa não correspondem a um depósito de *raña* mas provavelmente à unidade litoestratigráfica regional da Formação de Campelo, definida por CUNHA (1992), com uma idade provável miocénica superior.

Assim, aqueles afloramentos indicados por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (*op. cit.*), como o de Sequeiros, onde se observa uma importante dobra de arraste afectando os depósitos da Formação de Campelo, que passam de uma atitude sub-horizontal, a NW, para

uma orientação (N55°E, 80°NNW) próximo do acidente tectónico, a SE, não evidenciam actividade neotectónica mas apenas a ocorrência de movimentação na falha Seia-Lousã sin- ou pós-Miocénico superior.

Por outro lado, como salientámos (cap. V.2.2.), a importante espessura dos sedimentos de *raña* localizados no sopé da escarpa de falha, com cerca de 250 m conservados no relevo de Sacões, sugere uma sedimentação sintectónica destes depósitos pliocénicos.

É possível estimar as movimentações tectónicas contemporâneas das *rañas* partindo-se de dois pressupostos:

— a génese destes sedimentos correlaciona-se com uma erosão intensa associada ao afeioamento de níveis de erosão no bloco montanhoso xistento, como sugerem DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, pp. 258-262), nomeadamente as aplanções de Rabadão e Esporão, localizadas a cerca de 630 m de altitude nas vertentes do vale do rio Ceira a montante da zona de falha;

— a superfície de colmatação das *rañas*, correspondendo a uma aplanção de fim de ciclo sedimentar e tectónico, está ainda conservada no topo aplanado da colina de Sacões, correlacionando-se com o retoque final no nível de erosão representado pelos patamares de Rabadão e Esporão.

Atendendo a que as aplanções de Esporão e Rabadão «parecem em perfeita continuidade com o topo estreito mas quase horizontal da colina sedimentar de Sacões (596 m)» (DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86, p. 260), se correlacionarmos a superfície da base das *rañas*, a cerca de 350 m de altitude, com aqueles níveis de aplanção, e omitindo neles algum rebaixamento erosivo concomitante com a génese destes sedimentos sintectónicos, inferimos uma componente vertical de deslocamento na falha Seia-Lousã de cerca de 250 m contemporânea da sedimentação das *rañas* (fig. 16C), após o que terão cessado os deslocamentos com componente vertical, pelo menos no sector da falha vizinho do relevo de Sacões.

Contudo, DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, pp. 260-262) sugerem a ocorrência de reactivação na falha Seia-Lousã posteriormente à sedimentação dos depósitos de *raña* fundamentando-se numa série de evidências:

— o desnível que se observa entre os topos das colinas de Sacões e Carvalhal, onde admitem estar

preservada a superfície de colmatação das *rañas*, que se encontrará, assim, 60 m mais baixa em Carvalhal; este desnível poderá dever-se a movimentação conjunta na falha Seia-Lousã e numa falha submeridiana disposta ao longo da ribeira de Sotão, separando as duas colinas, e que sofreu abatimento do bloco oriental;

— a inclinação, embora muito fraca, que apresentam os topos dos relevos de Sacões e Carvalhal no sentido da escarpa de falha;

— a disposição da «família de planaltos de St<sup>a</sup> Quitéria» em escadaria descendente no sentido da Cordilheira Central.

DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (*op. cit.*, p. 261) consideram que a aplanção de fim de ciclo tectónico e sedimentar correspondente à superfície de colmatação das *rañas*, na zona de sopé, e a níveis de erosão «mordendo» a escarpa de falha Seia-Lousã e penetrando no seu interior ao longo dos vales de linhas de água principais (como o rio Ceira), terá sido posteriormente deformada, com abatimento da área de sopé compreendida aproximadamente entre Góis e Arganil, estimando deslocamentos relativos de 150 a 200 m, com base em testemunhos de níveis de erosão conservados na escarpa da falha, entre 400 e 450 m de altitude.

d — *A evolução cenozóica da falha Seia-Lousã e o enquadramento da actividade neotectónica no seu contexto*

Do que temos vindo a expor sobre a falha Seia-Lousã, pode concluir-se que a importante componente de deslocação vertical que esta estrutura sofreu, responsável pelo soerguimento da Cordilheira Central na Orogenia Alpina, gerando a imponente escarpa de falha que constitui o seu bordo setentrional, é em grande parte anterior ao episódio de sedimentação das *rañas* e, conseqüentemente, ao período neotectónico considerado, pelo menos no seu sector sudoeste, onde está melhor caracterizada.

Assim, a vertente norte da Cordilheira Central consiste principalmente numa escarpa de falha herdada de movimentos anteriores, cenozóicos, cuja evolução DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86) procuram reconstituir para o sector sudoeste da Cordilheira baseando-se nas características dos sedimentos preservados na bacia de Lousã-Arganil e numa análise morfológica regional.

Com base numa síntese de evolução geológica regional proposta por aqueles autores (*op. cit.*, pp. 392-396), actualizada com dados de CUNHA (1992), é possível inferir as seguintes etapas principais de evolução da falha Seia-Lousã no seu sector ocidental, onde gera, como escarpa de falha, a vertente setentrional da serra da Lousã (fig. 16):

1 — independentemente da ocorrência de um episódio de soerguimento da Cordilheira Central no Oligocénico, admitido por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86) com base em evidências indirectas, embora fraco e muito mal testemunhado, e que não é reconhecido por CUNHA (1992), o primeiro impulso importante de levantamento deste conjunto montanhoso terá ocorrido no Miocénico superior, há cerca de 10 Ma, tendo-se desenvolvido no seu sector ocidental, a norte do rio Zêzere, grandes vales maduros, largos, embutidos 200 a 300 m na superfície culminante, testemunhados por «esporões» nivelados a cotas de 700 a 800 m, dominando de centenas de metros o fundo dos vales actuais, o que evidencia que aqueles vales se mantiveram funcionais até à actualidade (DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86, pp. 252-253). Concomitantemente com a erosão fluvial responsável pelo entalhe e alargamento dos vales maduros, sedimentaram-se na área de sopé depósitos grosseiros correlativos, correspondentes à unidade sedimentar inferior do conjunto litoestratigráfico do Grupo da Serra de Sacões — a Formação de Campelo, segundo CUNHA (1992), cuja espessura é variável, atingindo, contudo, um máximo de cerca de 100 m (CUNHA, *op. cit.*, p. 115). Como se indica na fig. 16A, este episódio terá correspondido essencialmente a soerguimento do bloco montanhoso da Lousã, com subsidência reduzida na área de sopé, correspondendo a cerca de 400 m de deslocamento vertical acumulado na falha;

2 — segue-se um segundo impulso tectónico, no Miocénico terminal-Pliocénico inferior, há cerca de 5,5-4 Ma (correspondente à fase tectónica Iberomanchega I, identificada nas bacias castelhanas, segundo AGUIRRE, MOLINA & PÉREZ-GONZÁLEZ, 1976, PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979, ou ANTUNES *et al.*, 1987), com novo levantamento do bloco meridional, que desencadeou um encaixe de cerca de 100 m da paleo-rede hidrográfica nos vales maduros, gerando-se depósitos correlativos grosseiros correspondentes ao conjunto sedimentar intermédio do Grupo da Serra de Sacões — os Conglomerados de Telhadas, segundo CUNHA, 1992. Estes

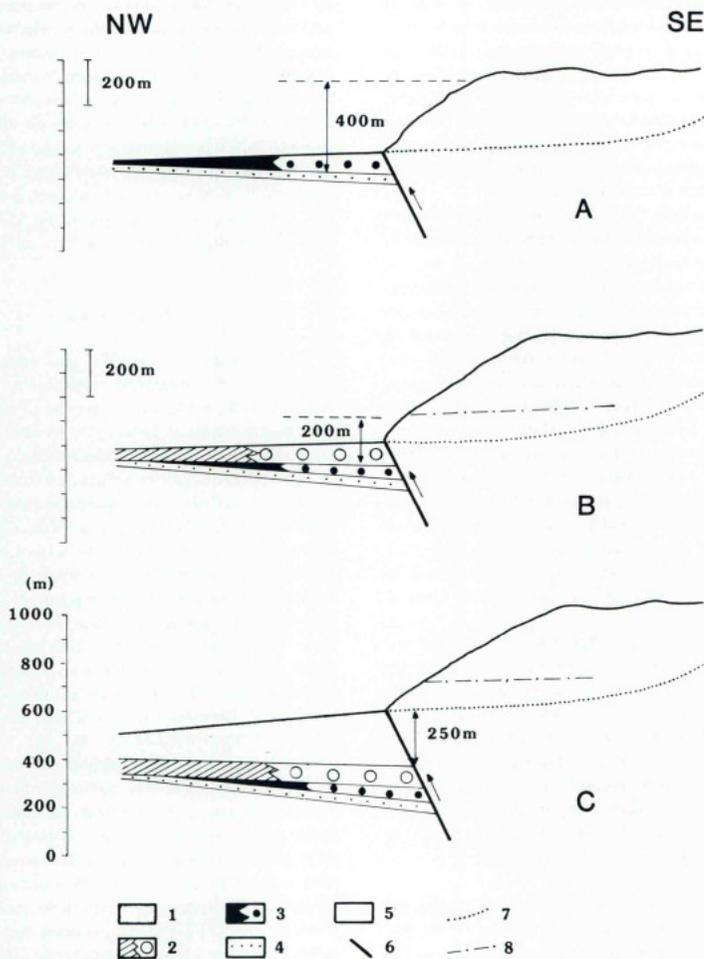


Fig. 16 — Esquema de evolução da falha Seia-Lousã (sector ocidental; Anexo 1, f. 7) no Neogénico. Esboços fora de escala, muito sobreelevados. Em C a escala vertical respeita os valores das cotas actuais. 1, sedimentos grosseiros de tipo *raña* (Pliocénico superior,  $-2,5/-2$  Ma); 2, depósitos dos Conglomerados de Telhadas (Miocénico terminal-Pliocénico inferior,  $-5,5/-4$  Ma); 3, depósitos da Formação de Campelo (Miocénico superior,  $-10$  Ma); 4, Arcoses de Coja (Eocénico médio a Oligocénico inferior); 5, rochas do soco varisco; 6, falha Seia-Lousã, com o sentido da componente de movimentação relativa segundo a inclinação indicada pelas setas; 7, perfil longitudinal de um paleo-rio Ceira encaixado no bloco elevado das serras de Lousã e Açor, correlativo do desenvolvimento de um sistema de «vales maduros»; 8, nível de erosão fluvial suspenso nas vertentes do vale do paleo-Ceira, em resultado do seu encaixe relativamente aos «vales maduros». (Ver interpretação no texto).

sedimentos sintectónicos acumularam-se na área de sopé, sujeita a subsidência, conservando-se uma espessura máxima de 90 m na colina de Sacões (CUNHA, *op. cit.*, p. 115), que admitimos ser próxima da espessura original. Como se representa na fig. 16B, este evento tectónico terá originado levantamento do bloco montanhoso da Lousã e abatimento da área de sopé em proporções equivalentes, perfazendo cerca de 200 m de deslocamento vertical acumulado na falha;

3 — a falha Seia-Lousã é novamente reactivada num episódio de movimentações importantes, que se traduzem essencialmente por subsidência da área de sopé, onde se acumulam progressivamente sedimentos muito grosseiros, de tipo *raña*, numa espessura que atinge cerca de 250 m na extremidade meridional da colina de Sacões. Estes sedimentos, contemporâneos das deformações tectónicas, testemunham uma erosão acentuada no bloco montanhoso que foi provavelmente desencadeada por uma crise climática muito intensa, embora possa ter sido também favorecida pela instabilidade tectónica concomitante (ver cap. V.2.2.). Como se assinala na fig. 16C, este evento tectónico, que ocorreu no Pliocénico superior, entre cerca de -2,5 e -2 Ma se considerarmos a idade das *rañas* que propusémos no Capítulo V (Tabela III), terá provocado subsidência da área de sopé, acumulando cerca de 250 m de deslocamento vertical na falha;

4 — segundo DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, pp. 261-262 e 394), posteriormente à elaboração da superfície de fim de ciclo sedimentar e tectónico composta pela superfície de colmatação dos depósitos de *raña*, na região de sopé, e pelos níveis de aplanção a cerca de 600 m de cota, embutidos no bloco montanhoso, ocorreu provavelmente uma nova reactivação da falha Seia-Lousã no sector compreendido entre Góis e Arganil, traduzindo-se por uma subsidência de 150 a 200 m da área de sopé.

Um modelo alternativo, mais próximo daquele proposto por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, p. 394), consiste em admitir-se que os episódios tectónicos que designámos por 1 e 2, de idade miocénica superior e pliocénica inferior, embora testemunhados pelos sedimentos correlativos (fácies inferior e intermédia da unidade litoestratigráfica do Grupo da Serra de Sacões) não se diferenciam em etapas morfológicas distintas no bloco montanhoso da Lousã, condensando-se numa fase de elaboração dos vales maduros embu-

tidos na superfície culminante, inferindo-se, assim, um deslocamento vertical acumulado na falha Seia-Lousã de cerca de 500 m naquele período de tempo. Nesta hipótese, o episódio tectónico seguinte, contemporâneo da sedimentação das *rañas*, terá provocado um levantamento do bloco montanhoso de cerca de 100 m, desencadeando um rebaixamento dos antigos vales maduros que termina com o desenvolvimento dos níveis de erosão a 600 m de altitude, enquanto se depositam cerca de 250 m de *rañas* na área de sopé em subsidência, perfazendo 350 m de deslocamento vertical na falha.

#### e — Estimativa da taxa de actividade

Considerando os modelos que expusémos, de evolução das movimentações tectónicas na falha Seia-Lousã durante o Cenozóico, conclui-se que o último episódio importante de deslocamentos verticais nesta estrutura terá ocorrido durante a sedimentação dos depósitos de tipo *raña* preservados na bacia de Lousã-Arganil. Se atendermos à idade que propusémos para estes sedimentos (cap. V, Tabela III), de cerca de -2,5 a -2 Ma, verifica-se que aqueles movimentos terão ocorrido ainda anteriormente, ou no limite cronológico do período neotectónico considerado (correspondente aos últimos 2 Ma), pelo que apenas em sentido lato se podem considerar como representando actividade neotectónica. As únicas evidências de deslocamentos neotectónicos significativas consistem nas deformações prováveis localizadas na área de Góis-Arganil, assinaladas por DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (1985-86, pp. 261-262, 394), correspondentes à etapa 4 do primeiro modelo proposto.

Estas considerações têm implicações importantes na estimativa da taxa de actividade da falha Seia-Lousã no período neotectónico. Os dados geológicos apontam para uma ciclicidade acentuada dos movimentos na falha, mas em que a última fase principal de deformação — com uma componente vertical de movimentação acumulada de 250 a 350 m — ocorreu durante a sedimentação dos depósitos de tipo *raña*, ou seja, no limiar do período neotectónico. Não é, pois, lícito considerar estes movimentos na determinação de uma taxa média de deslocamento referente à actividade neotectónica.

Assim, a falha Seia-Lousã mostra evidências de uma taxa de actividade neotectónica muito baixa, exceptuando-se a região de Góis-Arganil, onde se identifica provavelmente uma velocidade média de movimen-

tação vertical de 0,075 mm/ano a 0,1 mm/ano, nos últimos 2 Ma, considerando deslocações acumuladas de 150 e 200 m respectivamente (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Atribuindo uma inclinação de cerca de 35° à zona de falha e admitindo um movimento inverso puro (*dip-slip*), obtém-se estimativas de 260 a 350 m de deslocamento acumulado no acidente tectónico nos últimos 2 Ma, o que corresponde a taxas médias de movimentação naquele período de 0,13 mm/ano e 0,17 mm/ano, respectivamente (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

#### IX.2.1.2.2. Bordo meridional da Cordilheira Central

Como referimos, a Cordilheira Central é limitada a sul por um conjunto de falhas de geometria complexa, embora genericamente subparalelas, de orientação média NE-SW a ENE-WSW, com importantes sinuosidades e ramificações submeridianas. A maioria destes acidentes tectónicos manifestam-se na morfologia por escarpas de falha viradas a sueste ou a leste, estabelecendo uma subida escalonada em patamares desde a Meseta Meridional, representada pela Superfície do Alto Alentejo ou Superfície de Nisa, a sul da falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14), até às serras de Muradal e Gardunha, já na Cordilheira Central, a norte do acidente complexo Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo (Anexo 1, f. 10) (fig. 17).

As falhas que estabelecem o bordo meridional da Cordilheira Central foram reactivadas no Cenozóico como falhas inversas com cavalgamento para sul, exceptuando-se o pequeno acidente de Mendares, que corresponde a uma falha inversa com cavalgamento para norte, localizada no bordo sul da bacia sedimentar de Sarzedas.

A reactivação e evolução destas falhas no Cenozóico é evidenciada pela sua relação com os sedimentos terciários continentais preservados em bacias tectónicas que elas limitam, como a bacia de Sarzedas, controlada pelos acidentes de Galdins-Rapoula-Chão da Vã e de Grade (Anexo 1, f. 12 e 10, respectivamente), a norte, e, parcialmente, pela falha de Mendares (Anexo 1, f. 13), a sul, e a bacia de Castelo Branco, limitada pela falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14) no seu bordo setentrional.

O enchimento sedimentar e a evolução da bacia de Sarzedas são abordados detalhadamente em CUNHA & PENA DOS REIS (1985), CUNHA (1987a,b, 1992) e PENA DOS REIS & CUNHA (1989a) (ver cap. V.2.). Estes autores consideram os depósitos de tipo *raña* (que CUNHA, 1992, designa por Conglomerados de Falagueira) aí conservados, nos relevos de Magarefe, Lomba de Sarzedas e Cantareira, como correlativos do último episódio de soerguimento da Cordilheira Central, não referindo deformações tectónicas posteriores, correspondentes a actividade neotectónica. Contudo, na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988) consideraram-se as falhas na região de Sarzedas, bem como o prolongamento da falha de Grade para SW, em direcção a Sobreira Formosa, como activas, com base essencialmente num critério geomorfológico — pelas escarpas de falha que apresentam, de aspecto jovem e pouco recuadas relativamente ao traço superficial dos acidentes tectónicos, embora desenvolvidas em rochas de soco relativamente brandas, do Complexo Xisto-Grauváquico.

a — Falha de Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo

No contexto regional, a falha de Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo (Anexo 1, f. 10) constitui a



Fig. 17 — Esboço panorâmico da fachada meridional da Cordilheira Central, mostrando a descida da Cordilheira, situada a norte, para a bacia de Sarzedas, localizada a sul, por patamares dispostos em escadaria, segundo RIBEIRO (1949a, fig. 6, p. 72). Observa-se: em último plano (a norte), a crista quartzítica de Moradal; à direita (a leste), segmentos de uma crista quartzítica fragmentada pelos deslocamentos tectónicos verticais; à esquerda (a oeste), o relevo de *rañas* de Magarefe assente no patamar intermédio; ao centro, as escarpas de falha associadas aos acidentes de Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo (em plano superior; Anexo 1, f. 10) e Galdins-Rapoula-Chão da Vã (em plano inferior; Anexo 1, f. 12).

estrutura reconhecida que define mais estritamente a fronteira meridional dos relevos da Cordilheira Central. Apresenta uma escarpa de falha importante, com um comando variável, oscilando entre cerca de 100 e 300 m, medido entre a base da escarpa e testemunhos dos níveis de aplanação mais baixos que se identificam no bloco elevado, reconhecendo-se como um lineamento nítido em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983).

Este acidente tectónico encontra-se ainda mal caracterizado no terreno. Os dados disponíveis indicam uma geometria complexa, com uma orientação média N45°E, estendendo-se provavelmente desde Mesão Frio (a SSW de Proença-a-Nova), a SW, até Sobral do Campo, a NE, em cerca de 45 km, prolongando-se possivelmente ainda mais para leste, por uma falha recentemente identificada por N. FERREIRA (comunicação pessoal) a sul do relevo da Gardunha, entre Fojos (a SE de Sobral do Campo) e Póvoa da Atalaia, com cerca de 15 km de extensão, o que totaliza 60 km de comprimento. Contudo, mostra-se aparentemente dividido em diversos troços, por segmentação provável nalguns locais, nomeadamente, no cruzamento com a falha Sertã-Proença-a-Nova (importante estrutura WNW-ESE abordada em DAVEAU, 1985; Anexo 1, f. 9), na junção com os acidentes meridianos da Ribeira do Alvito, junto a Pomar, e de Alameda, junto a Pousafoles, e ainda no «ressalto» (*stepover*) que apresenta a sul de Sobral do Campo, entre o segmento Pousafoles-Vale do Lobo e Fojos-Póvoa da Atalaia.

Reconhecemos a falha de Grade nalguns locais a norte e nordeste de Sarzedas, confirmando-se a natureza cavalgante do acidente, que inclina sempre para norte. Junto a Vale de Maria Dona, a SSW de Grade, observou-se uma faixa de deformação intensa em xistos, com cerca de 100 m de largura, indicando a importância deste acidente tectónico, e confirmou-se a sua reactivação no Cenozóico, com falha inversa, tendo-se observado um contacto por falha de atitude (N70°-75°E, 40°NW) entre xistos esmagados, a norte, e um sedimento arenoso heterométrico, com calhaus de quartzo, pertencente ao enchimento cenozóico da bacia de Sarzedas e correspondendo, segundo CUNHA (1992, pp. 20 e 21), à Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas, de idade miocénica superior a pliocénica inferior, a sul (Anexo 1, loc. 10/1; foto 12).

Além da imponente escarpa associada a esta estrutura, particularmente entre Proença-a-Nova e Grade,

indicando actividade neotectónica, existem também evidências estratigráficas de reactivação relativamente recente na falha: a grande espessura de *rañas* conservadas no relevo da serra de Magarefe (cerca de 100 m) e a sua localização na base da escarpa de falha sugerem uma sedimentação sintectónica destes depósitos, na dependência de um levantamento rápido do relevo a norte ou de uma subsidência da área de sopé (como referimos no cap. V.2.2.), numa situação semelhante à das *rañas* de Sacões e Carvalho relativamente à falha Seia-Lousã. A componente vertical dos deslocamentos na falha correlativos da deposição das *rañas* terá sido da ordem de, pelo menos, uma centena de metros. Contudo, nas investigações realizadas não se encontraram evidências estratigráficas de movimentações posteriores.

Em Vale de Ferradas, a NE de Grade, observou-se a zona de falha em afloramento, afectando xistos, fossilizada por um depósito avermelhado, grosseiro, de composição litoclástica xistenta, pertencendo possivelmente ao conjunto sedimentar superior da Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas (Conglomerados de Monfortinho, segundo CUNHA, 1992), com uma idade provável do Miocénico terminal ou Pliocénico inferior, como referimos. Esta observação indica que o acidente tectónico Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo não foi reactivado posteriormente ao Pliocénico inferior no seu segmento a leste de Grade, compreendido entre Pousafoles e Sobral do Campo, o que, aliado a uma redução evidente da expressão morfológica neste sector, sugere que a actividade finipliocénica e quaternária se tenha concentrado a sudoeste, nos segmentos de Sobreira Formosa-Pomar e Pomar-Grade, distribuindo-se para norte ao longo da falha meridiana de Alameda (Anexo 1, f. 11).

No que respeita ao segmento de falha mais oriental identificado, localizado já na área de sopé meridional da serra da Gardunha, entre Fojos e Póvoa da Atalaia, ele apenas pode ser caracterizado por critérios morfológicos, devido à ausência de quaisquer depósitos de cobertura. Afecta rochas graníticas em quase toda a sua extensão, apresentando uma escarpa nítida que desloca em cerca de 70 m a superfície de erosão de Castelo Branco (sector mais setentrional da Meseta Meridional Ibérica em território português). Reconheceu-se o acidente tectónico em afloramento, nomeadamente numa sanja junto à estrada Alcains-Sobral do Campo, no local de Barroqueira (Fojos; Anexo 1, loc. 10/2), con-

firmando-se o seu carácter inverso se se admitir um movimento com subida relativa do lábio a norte, inferido das evidências morfológicas.

Naquele local observou-se uma caixa de falha com cerca de 10 m de largura, tendo-se identificado um plano principal de movimento de orientação (N45°-55°E, 65°-70°NW), estriado, com diversas gerações de estrias em *fault-gouge*, com *pitch* variando de 0°, indicando movimento de deslizamento, a 90°, indicando movimento de *dip-slip* puro, inverso (?) (Anexo 1, diagrama 10/2). Não foi possível hierarquizar cronologicamente as estrias observadas, embora, atendendo ao contexto geodinâmico regional, admitamos que aquelas com *pitch* de 60°N a 90° correspondam às últimas reactivações, associadas a movimentos inverso-esquerdo e inverso, respectivamente.

#### b — Falha de Galdins-Rapoula-Chão da Vã

A falha de Galdins-Rapoula-Chão da Vã (Anexo 1, f. 12) localiza-se cerca de 4 km a sul da falha de Grade, apresentando um traçado sinuoso de orientação média N55°E, com um comprimento total de 12 a 14 km aproximadamente, estando mal definida a sua terminação oriental, ligando-se provavelmente a SW ao acidente submeridiano da ribeira do Alvitto. Define o limite setentrional dos principais afloramentos de sedimentos cenozóicos preservados na bacia de Sarzedas, pondo em contacto depósitos arcóicos da Unidade Areno-Conglomerática de Cabeço do Infante, com uma idade provável eocénica superior a oligocénica inferior (CUNHA, 1987a,b, 1992; PENA DOS REIS & CUNHA, 1989a), a sul, e rochas do Complexo Xisto-Grauváquico, a norte, estando confirmada como falha inversa em afloramento.

A falha de Rapoula apresenta uma escarpa em quase todo o seu comprimento, embora de fraco comando, compreendido entre cerca de 20 e 50 m. Esta expressão morfológica, aliada à relação de vizinhança com a falha de Grade, levou-nos a assinalar aquela estrutura como activa na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988).

Contudo, presentemente consideramos que existem indícios de inactividade no acidente de Rapoula, atendendo às cotas a que se situa a superfície de discordância da base dos depósitos de *raña* nos dois lábios da falha: a base das *rañas* encontra-se a uma altitude de aproximadamente 425 m na colina de Sarzedas, cerca de 1,5 km

a sul da falha, que é superior (ou semelhante) à cota próxima de 400 m a que se situa na serra de Magarefe, cerca de 1,5 km a norte do acidente tectónico. Estes dados indicam estabilidade na estrutura de Rapoula e, eventualmente, um pequeno balançamento regional para norte, em resultado de movimentações neotectónicas na falha de Grade.

Assim, a expressão morfológica do acidente de Rapoula corresponderá a uma escarpa de linha de falha resultante de erosão diferencial entre rochas do soco, a norte, e sedimentos detríticos cenozóicos, a sul, desencadeada por uma forte incisão fluvial que produziu rebaixamentos topográficos na bacia de Sarzedas, por erosão de sedimentos, superiores a 150 m relativamente à superfície de colmatação das *rañas*.

#### c — Falha do Ponsul

A falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14), abordada em diversos trabalhos por RIBEIRO (1942, 1943a,b, 1949a), consiste num importante acidente tectónico do Maciço Hespérico, que se estende por cerca de 85 km em território português, onde foi recentemente estudado em detalhe por DIAS & CABRAL (1989a,b, 1991), e se prolonga para Espanha (MORENO SERRANO, 1990), atingindo um comprimento total de aproximadamente 120 km. Tem associada uma escarpa constituindo um degrau na morfologia aplanada regional, que, na região de sopé meridional da Cordilheira Central, esboça a primeira subida do planalto da Meseta em direcção à Cordilheira, elevando-o da Superfície do Alto Alentejo, a sul, para a Plataforma de Castelo Branco, mais alta, a norte.

O acidente tectónico, de geometria complexa e com uma orientação geral N60°E, afecta rochas do Complexo Xisto-Grauváquico, precámbricas a cámbrias, alguns xistos e quartzitos ordovícicos, e granitos variscos, limitando a norte a bacia sedimentar de Moraleja-Ródão (denominada bacia de Castelo Branco em território português) onde se encontram preservados depósitos detríticos continentais cenozóicos (DIAS & CABRAL, *op. cit.*; CUNHA, 1992). Corresponde a uma estrutura tardivarisca que desloca referências no soco com uma separação máxima horizontal esquerda de aproximadamente 1,5 km, cuja reactivação pós-paleozóica é evidenciada por dados estratigráficos e estruturais — contactos por falha entre rochas do soco e

sedimentos cenozóicos expostos frequentemente ao longo da zona de falha — e por dados geomorfológicos — a escarpa de falha que lhe está associada e que constitui um elemento dominante do relevo regional (cap. VI.6., fig. 3; foto 13).

Os contactos por falha entre rochas do soco e sedimentos cenozóicos observados ao longo do acidente tectónico inclinam geralmente  $35^{\circ}$  a  $55^{\circ}$ NW (fig. 18), com o soco cavalgando os sedimentos, e os numerosos dados cinemáticos obtidos (estrias), indicam que a falha de desligamento tardivarisca foi reactivada no Cenozóico predominantemente como falha de *dip-slip* inversa (DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991) (Anexo 2; diagramas 14/1 a 14/4).

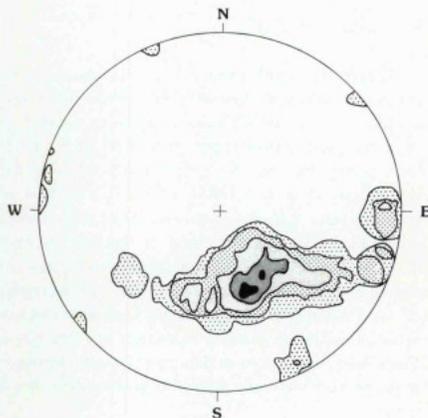


Fig. 18 — Diagrama de contornos de densidade da distribuição dos pólos de todos os contactos por falha entre rochas do soco e rochas sedimentares da bacia de Castelo Branco medidos ao longo da falha do Ponsul (Anexo 1, f. 14), modificado de DIAS & CABRAL (1989b, fig. 3, p. 7). Projeção estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior); contornos de densidade a 2, 4, 6 e 10%.

A actividade neotectónica da falha do Ponsul é indicada por evidências estratigráficas e estruturais, observadas em vários afloramentos onde se encontraram sedimentos de idade provavelmente pliocénica afectados por falha e cavalgados por rochas do soco, e por argumentos geomorfológicos, na sua maioria relacionados

com a instalação dos rios Tejo e Ponsul e os seus terraços, além da presença da escarpa de falha, bem conservada e pouco recuada relativamente ao traço do acidente tectónico (DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991).

Com base naquelas evidências é possível inferir que a falha se movimentou posteriormente à sedimentação de depósitos de tipo *raña* existentes na região, ou seja, aproximadamente nos últimos 2,5 a 2 Ma, com uma componente vertical de movimentação inversa, acumulada naquele período, compreendida entre cerca de 50 e 100 m (DIAS & CABRAL, *op. cit.*). Estes deslocamentos verticais correspondem respectivamente a 65 e 130 m de deslizamento considerando uma inclinação média da zona de falha de  $50^{\circ}$  e uma movimentação inversa de *dip-slip*, o que conduz a uma taxa média de deslizamento na falha compreendida entre 0,026 mm/ano e 0,065 mm/ano, tomando rejeições de 65 ou 130 m nos últimos 2,5 ou 2 Ma respectivamente (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

#### IX.2.1.3. Falha Vidigueira-Moura

A falha Vidigueira-Moura, ou falha da Vidigueira (Anexo 1, f. 23), localizada na zona de transição entre o Baixo e o Alto Alentejo, abordada por alguns investigadores, como FEIO (1951a, 1983) e ALVES (1971), foi recentemente estudada em detalhe por BRUM (1990), constituindo, segundo este autor (*op. cit.*, p. 177) «a estrutura activa mais importante (...) provavelmente de todo o Baixo Alentejo Oriental». Dispõe-se segundo uma orientação geral WNW-ESE a E-W, estando bem reconhecida numa extensão de cerca de 40 km, desde uma área a norte de Moura, a oriente, até Vila de Frades, a ocidente da Vidigueira, onde se cruza com o grande acidente tectónico da Messejana (falha Odemira-Ávila) (ver cap. IX.5.1.; Anexo 1, f. 20). A relação entre estas duas falhas é complexa, tendo sido abordada por BRUM (*op. cit.*, pp. 177-185, 292-293), mas com resultados pouco conclusivos: segundo este autor, embora a zona de falha da Vidigueira, enquanto estrutura varisca, esteja deslocada pela falha da Messejana com separação horizontal esquerda, na área de cruzamento dos dois acidentes encontraram-se evidências estruturais à escala mesoscópica — fracturas orientadas NW-SE, provavelmente associadas à reactivação alpina da falha da Vidigueira, rejeitando fracturas orientadas NNE-SSW, paralelas à falha da Messejana — sugerindo que o acidente

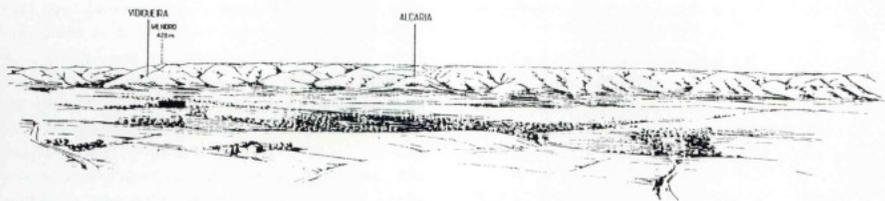


Fig. 19 — Esboço panorâmico mostrando a planície a norte de Beja (Superfície do Baixo Alentejo, Meseta Meridional) e a escarpa de falha da Vidigueira (retirado de FEIO, 1951a, fig. 14).

da Vidigueira deslocou o da Messejana, que terá sido rejeitado com uma separação horizontal direita de cerca de 500-700 m, como vem assinalado na Folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (OLIVEIRA, 1988). Conclui que (*op. cit.*, p. 293) «a região de cruzamento das duas falhas é uma zona de fronteira ou de segmentação, quer para a falha da Messejana, quer para a falha da Vidigueira, porque os troços mais recentes se interceptam mutuamente».

Enquanto a falha da Vidigueira está bem reconhecida para leste do acidente tectónico da Messejana, o mesmo não sucede para ocidente. Com efeito, além de não estar assinalada a oeste desta estrutura na cartografia geológica regional mais recente disponível (Folha 8 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000), a falha da Vidigueira encontra-se também caracterizada de forma imprecisa neste sector por BRUM (*op. cit.*), que admite três hipóteses para o seu prolongamento provável a ocidente da zona de fractura da Messejana (*op. cit.*, pp. 177-179). Contudo, este autor, ao abordar a segmentação da falha Vidigueira-Moura para avaliar o seu potencial sismogénico, considera um segmento a oeste da falha da Messejana com cerca de 25 km de extensão (*op. cit.*, pp. 291-296), o que perfaz um comprimento total de aproximadamente 65 km para o acidente tectónico, embora claramente segmentado na intersecção das duas estruturas.

Como salienta BRUM (*op. cit.*), no sector a leste da falha da Messejana, particularmente entre Alcaria da Serra e Moura, a falha da Vidigueira apresenta uma escarpa «de formas muito jovens, marcada por um abrupto vigoroso e rectilíneo, com um comando máximo de 200 m» e que «separa duas unidades morfológicas do relevo alentejano: a Serra de Portel, a N, e a Penplância do Baixo Alentejo, a S» (*op. cit.*, p. 177). Este

autor refere também que (*op. cit.*, p. 84) «os estudos efectuados permitiram concluir que a escarpa, entre Alcaria da Serra e a região a N de Moura, está muito pouco recuada em relação ao acidente tectónico principal que a originou», salientando que ela corresponde à expressão morfológica da reactivação terciária e quaternária de um antigo acidente varisco (fig. 19; foto 15).

BRUM confirma a reactivação da falha da Vidigueira no Cenozóico, com uma movimentação dominante de tipo inverso, em que rochas do soco, predominantemente xistentas, a norte, cavalgam sedimentos terciários e quaternários localizados a sul, baseando-se nas seguintes metodologias:

- numa análise geomorfológica detalhada, incluindo um estudo pormenorizado da escarpa de falha associada ao acidente tectónico da Vidigueira;

- numa caracterização dos sedimentos cenozóicos preservados a sul do acidente tectónico, na bacia sedimentar de Moura-Marmelar, e na sua relação com a zona de falha localizada a norte, que condicionou estreitamente a sedimentação;

- no estudo estrutural detalhado (análises geométrica e cinemática) da zona de falha da Vidigueira em diversos afloramentos ao longo do seu traçado entre Alcaria da Serra e Moura, incluindo análises dinâmicas fundamentadas em numerosos dados cinemáticos recolhidos (estrias).

Identifica quatro fases principais de reactivação, para que propõe uma cronologia provável (*op. cit.*, p. 217), ocorrendo o primeiro episódio de movimentação cenozóico num período de idade incerta, do Paleogénico ao Miocénico médio, o segundo rejogo no Miocénico superior, o terceiro no Vilafranquiano superior (no limite

Plio-Plistocénico, a que atribui uma idade de cerca de 2 Ma), e o quarto no Plistocénico inferior.

Aquele autor data estas fases de movimentação na zona de falha indirectamente, pela idade que atribui a unidades sedimentares na bacia de Moura-Marmelar que se encontram afectadas pela falha e/ou que considera correlativas dos deslocamentos tectónicos. Assim:

— associa o terceiro episódio de reactivação a uma etapa de enchimento sedimentar representada na bacia de Moura-Marmelar por depósitos grosseiros, de leque aluvial, que designa por Unidade de Mesas, e que correlaciona com os sedimentos de tipo *raña* identificados noutros locais da Península Ibérica, atribuindo-lhes, nesta base, uma idade de cerca de 2 Ma;

— relaciona o último rejeogo principal na falha com sedimentos grosseiros de leque aluvial que designa por Unidade de Vale da Serra, a que atribui uma idade provável do Plistocénico inferior por serem posteriores à Unidade de Mesas (o que implica, segundo o autor, uma idade pós-Vilafraquiano superior) e serem provavelmente anteriores ao nível mais alto de terraços fluviais associados ao rio Guadiana.

Contudo, atendendo a que as *rañas* têm uma idade provavelmente compreendida entre cerca de -3 Ma e -2 Ma (e com mais probabilidade entre -2,5 e -2 Ma) (ver cap. V, Tabelas II e III), a correlação dos depósitos da Unidade de Mesas com aquelas formações implica que esta unidade sedimentar e, consequentemente, o rejeogo tectónico correlativo, possam ser mais antigos do que o proposto.

No esquema de evolução da falha da Vidigueira ao longo do Cenozóico apresentado por BRUM (1990), o último episódio principal de movimentação na falha corresponde pois, muito provavelmente, a actividade neotectónica nesta estrutura, enquanto a penúltima fase de rejeogo ocorreu antes do período neotectónico considerado (2 Ma), ou, quando muito, no seu limite cronológico inferior. Segundo este autor, os dados geométricos e cinemáticos (estrias) observados na zona de falha indicam que, em ambos os episódios de reactivação, a falha se deslocou com movimentação dominante de tipo inverso, com subida relativa do bloco a norte, e com uma componente de deslignamento direito (Anexo 2, diagramas 23/1 a 23/4).

No sector da falha da Vidigueira localizado a oriente de Alcaria da Serra (a leste do acidente tectónico da

Messejana), onde apresenta melhor expressão morfológica, BRUM (*op. cit.*, pp. 96 e 303) infere uma separação tectónica vertical máxima na zona de falha de cerca de 170 a 190 m, posterior à superfície de discordância da base dos depósitos de tipo *raña* da Unidade de Mesas. Considera que esta separação tectónica é correlativa do episódio de sedimentação da Unidade de Mesas (*op. cit.*, p. 303), sendo responsável pela geração de um relevo tectónico (escarpa de falha) que alimentou parcialmente aqueles sedimentos, e, baseando-se na largura reduzida das rechãs que identificou na escarpa de falha, conclui que esta fase de movimentações na falha terá ocorrido com (*op. cit.*, p. 95) «uma taxa de actividade relativamente importante, com paragens curtas e sucessivas, apontando assim para uma reactivação com períodos de recorrência relativamente curtos».

Com base naquelas considerações, a separação tectónica vertical referida, de 170 a 190 m, ter-se-á acumulado em grande parte durante a deposição dos sedimentos da Unidade de Mesas, ou seja, anteriormente aos últimos 2 Ma, pelo que não é lícito utilizá-la para estimar uma taxa média de deslocamento neste período, como propõe BRUM (*op. cit.*, p. 297).

Embora identificando um novo episódio de reactivação na falha da Vidigueira posteriormente à deposição da Unidade de Mesas, que considera testemunhado pela sedimentação dos depósitos grosseiros da Unidade de Vale da Serra, provavelmente no Plistocénico inferior, aquele autor não apresenta uma estimativa da componente vertical das deslocações ocorridas. Contudo, comparando o comando da escarpa de falha (máximo de 200 m) com o deslocamento vertical inferido para o episódio de rejeogo tectónico correlativo da instalação da Unidade de Mesas (máximo de 170-190 m, obtido tomando como referências a superfície da base destes sedimentos, no bloco meridional, deprimido, e a «Superfície Fundamental fineogénica», no bloco setentrional, elevado), pode concluir-se que a reactivação neotectónica na falha terá sido reduzida, com uma componente vertical de movimentação — correspondente à componente principal atendendo aos dados geométricos e cinemáticos — da ordem de uma a três dezenas de metros apenas.

Aqueles valores são compatíveis com deslocamentos verticais «pós-vilafraquianos» estimados por BRUM (*op. cit.*, pp. 241-245) em acidentes tectónicos limitando a sul a estrutura em graben de Vale da Serra que,

segundo este autor, terá condicionado a instalação dos sedimentos da Unidade de Vale da Serra na área de sopé da escarpa de falha da Vidigueira durante o seu último rejeito importante no Plistocénico inferior. Eles implicam uma taxa média de deslocamento vertical na falha de 0,005 mm/ano a 0,015 mm/ano nos últimos 2 Ma, muito inferiores aos valores apresentados por BRUM (*op. cit.*, p. 297), compreendidos entre 0,035 mm/ano e 0,095 mm/ano no mesmo período (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

BRUM (*op. cit.*, p. 304) apresenta também outras evidências de continuação da actividade tectónica na falha da Vidigueira no Plistocénico, nomeadamente o basculamento para N de depósitos de terraço fluvial localizados no bloco deprimido, e o mecanismo de antecedência provável do traçado do rio Guadiana relativamente a movimentações na zona de falha, evidenciado por um ressalto no perfil longitudinal da linha de água, no troço entre Porto de Évora e Cais do Fragal.

## IX.2.2. Área litoral do território

### IX.2.2.1. Falha de Monte Chão (Bouça da Gândara, S. Pedro da Torre, Minho)

A falha de Monte Chão (Anexo 1, f. 1) foi identificada pela primeira vez por CARVALHO (1981) num areeiro junto a Bouça da Gândara, a sueste de S. Pedro da Torre (sul de Valença; Anexo 1, loc. 1/1), sendo referida por GRANJA (1990, p. 53) como um exemplo de movimentos tectónicos quaternários na região minhota ocidental.

Com efeito, o acidente tectónico apresenta-se em afloramento como uma falha de orientação média N10°E, inclinando cerca de 60°W, com uma componente vertical de movimentação inversa colocando depósitos de um terraço do rio Minho, a uma cota de cerca de 50 m, a leste, a serem cavalgados por um granito gneíssico intensamente meteorizado que os suporta. O terraço não está datado, estimando-se-lhe, contudo, uma idade certamente plistocénica e, provavelmente, do Quaternário médio (BARBOSA, comunicação pessoal), evidenciando assim actividade neotectónica naquela estrutura.

Procedemos a algumas observações no afloramento do areeiro de Monte Chão, tendo-se recolhido diversos

dados de índole geométrica e cinemática. O sedimento fluvial é heterométrico, com níveis cascalhentos, arenosos e siltosos alternantes definindo a estratificação, o que permitiu reconhecer facilmente a atitude dos depósitos: estes inclinam 10° a 20°E poucos metros a oriente do contacto tectónico com o granito gneíssico, apresentando uma «dobra de arraste» pronunciada, passando a inclinar cerca de 60°W junto à falha, paralelizando-se ao acidente.

O depósito de terraço fluvial apresenta frequentemente um aspecto variegado, com manchas vermelhas, de ferruginização, e esbranquiçadas, de lixiviação, encontrando-se nos níveis cascalhentos clastos siliciosos muito alterados, de aspecto sacaróide, indicando uma alteração avançada. A intensidade da alteração poderá ter sido favorecida por circulação de água na zona de falha, eventualmente desencadeada por um processo de «bombagem sísmica».

Observou-se uma superfície de falha bem exposta formando um «espelho» nos sedimentos de terraço, sempre atapetado de calhaus que foram arrastados para a zona de movimento pelo deslizamento tectónico. O contacto dos sedimentos com o granito gneíssico faz-se por uma faixa deste material muito esmagado, com cerca de 30 cm de espessura, com *fault-gouge* cinzento, observando-se nalguns locais um encouraçamento ferruginoso.

No contacto por falha mediram-se diversas superfícies de deslizamento em *fault-gouge*, estriadas, obtendo-se os seguintes valores (Anexo 2, diagrama 1/1):

— plano de deslizamento (N10°E, 62°W), com duas gerações de estrias: estrias 1, medidas numa superfície ferruginizada, de atitude (9°, N5°E); estrias 2, medidas em *fault-gouge*, de atitude (47°, N25°W);

— plano de deslizamento (N12°E, 61°W), com estrias, medidas em *fault-gouge*, de atitude (54°, N40°W);

— plano de deslizamento (N5°E, 62°W), com estrias, medidas em *fault-gouge*, de atitude (61°, N75°W).

Noutro afloramento localizado cerca de 100 m a norte observou-se uma falha secundária afectando os depósitos de terraço fluvial, no bloco cavalgado, de atitude (N5°E, 48°W), produzindo uma separação vertical inversa de aproximadamente 60 cm nível siltooso cinzento intercalado na formação cascalhenta.

No primeiro plano de deslizamento referido acima, as estrias 1, por se encontrarem desenvolvidas numa

superfície ferruginizada, são provavelmente anteriores às estrias 2, em *fault-gouge*. Assim, os dados geométricos e cinemáticos observados na zona de falha indicam que esta terá sido reactivada no Plistocénico inicialmente como uma falha de desligamento (esquerdo ?), passando posteriormente a deslocar-se com movimento predominantemente inverso (com uma pequena componente de desligamento esquerdo), possivelmente em resultado de uma modificação do campo regional da tensão tectónica. Esta conclusão tem implicações importantes no modelo geodinâmico proposto para o território português, como explanaremos no capítulo final.

Como se verifica no Mapa Geológico da Península Ibérica, à escala 1:1 000 000 (IGME, 1980), e nas folhas de Pontevedra e La Guardia, do Mapa Geológico de Espanha à escala 1:200 000 (IGME, 1985), a falha de Monte Chão localiza-se no prolongamento para sul de uma importante fractura tardivarisca do Noroeste da Península Ibérica (Galiza), de orientação submeridiana — o acidente Tuy-Porriño-Pontevedra-Caldas de Reyes — que apresenta evidências de um «provável rejogo em diversas etapas pós-hercínicas até ao Neogénico e, possivelmente, até ao Plistocénico» (IGME, 1985, p. 65), sendo responsável pelo desenvolvimento do pequeno fosso tectónico de Valle del Louro, situado na margem norte do rio Minho, entre Tuy e Porriño (IGME, 1985, p. 66).

A fractura Tuy-Caldas de Reyes apresenta um comprimento de cerca de 60 km no território da Galiza, encontrando-se assinalado o seu prolongamento provável em território português na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 (PEREIRA, 1989), apenas como «falha interpretada», entre Sapardos (a sul de S. Pedro da Torre) e aproximadamente o paralelo de Ponte de Lima, perfazendo um comprimento provável de 30 km em Portugal, o que totaliza cerca de 90 km para o conjunto do acidente tectónico.

#### IX.2.2.2. Sistema de diapiros do litoral estremenho

A área litoral da Estremadura a norte de St<sup>a</sup> Cruz é caracterizada por um sistema de estruturas diapíricas perfurantes, de contorno irregular mas dispostas segundo uma orientação geral NNE-SSW, estendendo-se por Vimeiro, Bolhos, Óbidos, Caldas da Rainha, Alcobaça, até Leiria, onde o alinhamento de diapiros inflecte para uma direcção submeridiana prolongando-se

pela Beira Litoral, passando por Monte Real e continuando-se ainda para norte de Monte Redondo.

Como referimos no cap. VII.4., ao abordarmos a problemática da evolução neotectónica do diapiro de Caldas da Rainha no contexto da evolução do planalto litoral a ocidente da serra dos Candeeiros, aquela actividade diapírica deve-se à presença na Orla Meso-Cenozóica de margas gipsíferas e salíferas, de idade infraliásica, em profundidade, com um comportamento acentuadamente plástico, cuja ascensão para a superfície através da cobertura sedimentar secundária e terciária, impulsionada pelas diversas etapas de actividade tectónica que afectaram a Orla ao longo do Mesozóico e do Cenozóico, foi estreitamente controlada por acidentes tectónicos no soco varisco, que fixaram as áreas de concentração da deformação no enchimento sedimentar suprajacente.

Aquele conjunto de estruturas diapíricas liga-se a sul a uma zona de falha de orientação WNW-ESE que se estende de St<sup>a</sup> Cruz a Matacães (Torres Vedras). A norte do paralelo de Nazaré, até Leiria, o alinhamento diapírico encontra-se claramente controlado pelo importante acidente tectónico de Nazaré-Pombal (Anexo 1, f. 8), que, no seu prolongamento para sudoeste, ao nível da cobertura mesozóica, consideramos que não passa na Nazaré, como geralmente se admite na bibliografia, mas inflecte de uma direcção NE-SW para uma orientação mais norteada, NNE-SSW, controlando a localização do principal corpo diapírico regional (Óbidos-Caldas da Rainha-Alcobaça). A norte de Leiria, até Monte Redondo, o alinhamento de diapiros encontra-se controlado por um acidente tectónico de orientação NNW-SSE, que se prolonga provavelmente até à importante estrutura cavalete da serra da Boa Viagem (falha de Quiaios; Anexo 1, f. 5; ver este capítulo, próxima secção). Junto à linha de costa, a norte da Nazaré, identifica-se um outro conjunto de diapiros aflorantes, nomeadamente na praia da Sr<sup>a</sup> da Vitória (Vale de Paredes), em S. Pedro de Muel e em Pedrogão, que se ligam provavelmente a sul ao importante acidente tectónico complexo do canhão submarino da Nazaré.

A argumentação que apresentámos relativamente à actividade tectónica plio-quaternária no diapiro das Caldas da Rainha (cap. VII.4.), que, como referimos, constitui o corpo diapírico principal, com cerca de 45 km de extensão, aplica-se à generalidade das estruturas diapíricas que referimos acima. Com efeito, na Orla Meso-Cenozóica Ocidental, as áreas diapíricas

NW

SE

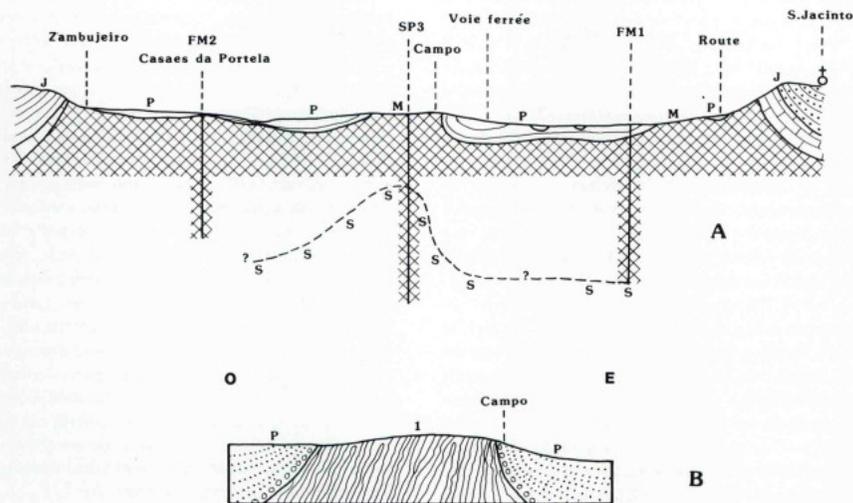


Fig. 20 — A — Corte geológico transversal ao «vale tífónico» de Caldas da Rainha, entre Zambujeiro e S. Jacinto, passando por Campo, evidenciando a deformação em anticlinal que af afecta os sedimentos pliocénicos, segundo ZBYSEWSKI (1959, PL. B, fig. 9, p. 39). FM1, FM2 e SP3 correspondem a sondagens. J, formações jurássicas do Batoniano, Lusitaniano e Grés Superiores; m, Margas de Dagorda; P, Pliocénico; S, sal-gema. B — Pormenor do anticlinal de Campo, segundo ZBYSEWSKI (1948, fig. 2). p, Pliocénico.

apresentam-se geralmente em depressão na morfologia, limitadas por vertentes abruptas localizadas nos contactos por falha entre as margas encaixantes do núcleo dos diapíros e as formações encaixantes, com comandos variáveis mas que podem atingir valores da ordem de uma centena de metros, constituindo o que tradicionalmente se designa por «vales tífónicos». No seu interior encontram-se areias marinhas fossilíferas, datadas do Placenciano, assentando directamente sobre as margas infraliásicas, a que se sobrepõem sedimentos lignitosos e diatomíticos da idade provável ante-Pretigliano, ou seja, também do Pliocénico superior e ainda placencianos.

Com base numa série de argumentos de índole geomorfológica, estratigráfica e tectónica, que apresentámos relativamente ao diapiro de Caldas da Rainha (cap. VII.4.), conclui-se que os «vales tífónicos» não correspondem a paleodepressões preenchidas por sedi-

mentos pliocénicos e exumadas no decorrer do Quaternário, como geralmente eram considerados, mas consistem em depressões tectónicas desenvolvidas posteriormente à sedimentação dos depósitos placencianos na faixa litoral do território português, que ficaram preservados no interior das depressões enquanto foram erodidos nas áreas envolventes, levantadas relativamente aos núcleos diapíricos, como salienta RIBEIRO (1984, p. 176; cap. VII.4., fig. 9).

A actividade tectónica sin- e pós-placenciana é claramente evidenciada pela deformação intensa que frequentemente se observa afectando os sedimentos pliocénicos localizados nas áreas diapíricas (ZBYSEWSKI, 1948) — apresentando-se fracturados, inclinados, ou dobrados em anticlinal, como em Campo, no interior do «vale tífónico» de Caldas da Rainha (fig. 20), ou em sinclinal, como na praia da Sr<sup>a</sup> da Vitória (Vale de Paredes), mostrando ambas as dobras eixos orientados NE-SW —

bem como por contactos por falha, reconhecidos nalguns locais, entre aqueles depósitos e formações mesozóicas dos bordos dos diapiros.

Como salientámos no Capítulo VII.3, CACHÃO (1989, pp. 143-151) também identificou deformações tectónicas importantes afectando a superfície de erosão da base dos sedimentos marinhos placencianos na região a ocidente de Leiria-Pombal, principalmente ao longo de uma «flexura ou descontinuidade vertical» coincidente «com o alinhamento das estruturas diapíricas de Parceiros/Leiria, Souto da Carpalhosa/Monte Real e Monte Redondo» (*op. cit.*, p. 143), originando uma deslocação vertical de 65 a 70 m naquela superfície, com abatimento relativo do bloco ocidental.

Como referimos ao abordarmos a evolução do diapiro de Caldas da Rainha (cap. VII.4.), o facto de as areias marinhas placencianas conservadas no interior dos «vales tifónicos» não apresentarem espessuras (apenas estimadas pelos dados cartográficos e as observações de campo) superiores às que afloram em regiões planálticas, de «plataforma litoral», como na área de Leiria-Pombal (onde apresentam uma espessura de 20 a 35 m, segundo BARBOSA, 1983), indica que a subsidiência relativa, tectónica, dos núcleos diapíricos não é contemporânea da sedimentação daqueles depósitos, mas posterior. O mesmo se passa em relação aos sedimentos lignitosos e diatomílicos superiores, continentais, que na área de Leiria-Pombal atingem também espessuras de cerca de 35 m (BARBOSA, *op. cit.*). O carácter pós-sedimentar dos movimentos tectónicos é corroborado pela ausência de depósitos pliocénicos grosseiros de sopé evidenciando contaminação por escarpas de falha (tectofácies).

Assim, os dados geológicos indicam que o desenvolvimento das bacias tectónicas correspondentes aos «vales tifónicos» ter-se-á iniciado provavelmente após a sedimentação dos depósitos continentais que culminam o conjunto sedimentar pliocénico. Atendendo a que estes sedimentos têm uma idade provável ante-Pretigliano, conclui-se que aquelas depressões resultaram de movimentos tectónicos ocorridos pelo menos nos últimos 2,4 Ma, ou seja, num intervalo de tempo que ultrapassa (um pouco ?) o limite cronológico do período neotectónico considerado.

Pode, contudo, precisar-se um pouco mais a cronologia das deformações, com base na argumentação que expusémos no Capítulo VII, sobre a natureza e a idade do último episódio de afeiçoamento do planalto litoral

português. Como referimos, a sul do acidente tectónico Nazaré-Pombal os sedimentos placencianos afloram em muito menor extensão, encontrando-se uma sucessão sedimentar semelhante à que se observa a norte, mas conservada apenas nas depressões coincidentes com os núcleos diapíricos. Exteriormente aos «vales tifónicos» encontra-se um planalto correspondente, em grande parte, a uma superfície de erosão talhada em formações mesozóicas, que foi exumada de uma cobertura sedimentar arenosa, azóica, de fácies marinha, de que restam apenas alguns testemunhos. Estes depósitos são tradicionalmente considerados na bibliografia como correlativos de uma «transgressão calabriana», responsável pela aplanação culminante, mas admitimos a hipótese de poderem corresponder à base das formações marinhas fossilíferas, placencianas, conservadas nas áreas dos «vales tifónicos», deprimidas tectonicamente.

Existem, assim, duas hipóteses para a evolução geológica regional plio-quaternária, com implicações na estimativa do valor e idade do deslocamento nas falhas de bordo das bacias tectónicas correspondentes aos «vales tifónicos» e, consequentemente, na avaliação das velocidades médias de deslizamento (fig. 21):

1 — considerando o modelo que admite apenas uma transgressão de idade placenciana, ante-pretigliano, responsável pelas características da aplanação costeira culminante, esta plataforma planáltica corresponderá a uma superfície de erosão subaérea elaborada a partir de um nível de colmatação pliocénico, que foi rebaixado de algumas dezenas de metros (num máximo de cerca de 70 m ?), chegando a ocorrer nalgumas zonas a exumação da plataforma de abrasão marinha da base dos sedimentos placencianos. Segundo este esquema, as movimentações tectónicas que geram os «vales tifónicos» serão posteriores à sedimentação de toda a série pliocénica, estimando-se uma separação tectónica vertical máxima de cerca de 175 m, medida entre a cota da base dos sedimentos pliocénicos no planalto litoral marginando as bacias tectónicas e no interior das depressões, correspondendo à componente vertical de deslocamento nas falhas de bordo dos diapiros aproximadamente nos últimos 3 a 2,5 Ma (fig. 21A e B). Estes dados implicam um valor máximo da taxa média de deslocamento vertical naquelas estruturas compreendido entre 0,058 mm/ano e 0,07 mm/ano, naquele período (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46);

2 — como referimos no Capítulo VII, tomando um modelo que considera a ocorrência de duas transgres-

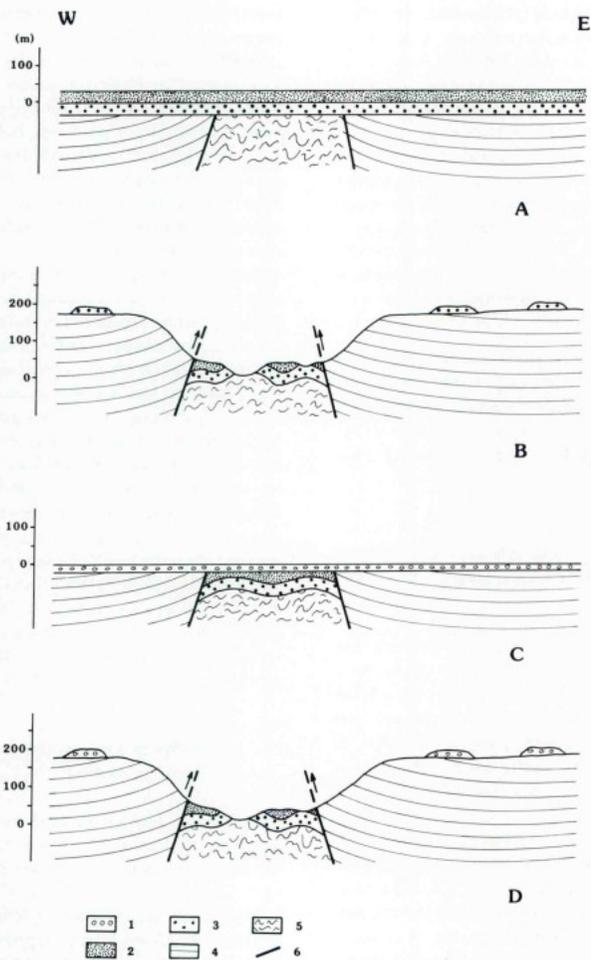


Fig. 21 — Modelos alternativos de evolução dos diapiros do litoral estreitamento para depressões tectônicas («vales tifônicos») no Pliocénico terminal e Quaternário (A-B, ou A-C-D). Esquemas fora de escala, muito sobreelevados. As altitudes representadas na escala vertical referem-se ao nível de base geral contemporâneo da fase evolutiva correspondente. 1, areias azóicas com pequenos calhaus rolados («bichouros») (Pliocénico terminal,  $-2/-1,6$  Ma?); 2, sedimentos argilo-arenosos, lignitos e diatomíficos (Pliocénico superior,  $-3,5/-2,7$  Ma?); 3, areias marinhas fossilíferas (Pliocénico superior,  $-3,5/-2,7$  Ma); 4, formações mesozóicas encaixantes, consistindo predominantemente em calcários jurássicos; 5, margas gipsíferas e salíferas dos núcleos diapíricos (Liásico inferior); 6, falha de bordo do diapiro, com sentido da componente de movimentação segundo a inclinação indicada pelas setas. (Ver interpretação no texto).

sões marinhas responsáveis pela evolução do planalto litoral culminante, admitimos que a segunda transgressão se correlaciona provavelmente com uma subida glacio-eustática acentuada do nível do mar posterior ao período frio do Pretigliano e contemporânea do grande período interglaciário Tigliano, da estratigrafia climática do Norte da Europa, entre cerca de  $-2$  Ma e  $-1,7/-1,6$  Ma. Nesta hipótese, a superfície planáltica que margina os «vales tifónicos» resulta da truncatura, por abrasão marinha, da sucessão sedimentar pliocénica, ou, nas áreas de maior levantamento, do retrocço da plataforma de abrasão subjacente a estes sedimentos. Este modelo implica que se considerem duas etapas de movimentações tectónicas responsáveis pela génese dos «vales tifónicos»:

a) uma primeira etapa com deslocamentos verticais nas falhas de bordo dos diapiros posteriormente à deposição do conjunto sedimentar pliocénico e anteriormente à transgressão finipliocénica, dita «calabriana», responsável pela ablação daqueles depósitos nas áreas de plataforma e sedimentação das areias marinhas azóicas com «bichouros» (fig. 21C);

b) uma segunda etapa de deslocamentos tectónicos, posterior à transgressão finipliocénica, responsável pela evolução dos núcleos diapíricos em depressões topográficas (fig. 21D).

A segunda etapa de movimentações originou uma separação tectónica vertical máxima da ordem de 150 m nos últimos 2 a 1,6 Ma, correspondendo, pois, a deformações neotectónicas nas estruturas diapíricas, com taxas médias de deslocamento vertical nas falhas de bordo compreendidas entre 0,075 mm/ano e 0,094 mm/ano naquele período (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Ambas as hipóteses apresentadas para a evolução dos «vales tifónicos» como depressões tectónicas implicam um processo de epigenia para explicar a inadaptação de numerosas linhas de água à estrutura geológica e, consequentemente, à disposição das bacias tectónicas, primeiro por sobreimposição nos sedimentos placentianos antepretiglianos, ou nas areias azóicas com «bichouros» (consoante o modelo considerado), seguida de antecedência da rede de drenagem regional relativamente aos deslocamentos que geram aquelas depressões: os núcleos diapíricos terão permanecido estáveis em relação ao nível de base geral actual (0 m), ou foram

sujeitos a um fraco levantamento, enquanto as áreas envolventes se elevaram, conduzindo ao progressivo encaixe da rede hidrográfica.

Embora ainda mal caracterizados tanto do ponto de vista geométrico como cinemático, os contactos por falha identificados entre depósitos pliocénicos e sedimentos mesozóicos junto ao bordo dos diapiros mostram-se geralmente subverticais a cavalgantes (como por exemplo no diapiro de Caldas da Rainha, no cruzamento da estrada Dagorda-Óbidos com a estrada para Usseira), indicando que a subsidência relativa das depressões correspondentes aos «vales tifónicos» ocorreu em relação com um encurtamento tectónico regional, que gerou assim, pelo menos parcialmente, bacias de tipo *ramp valley*, desenvolvidas por «inversão tectónica» nos acidentes de bordo dos diapiros, como salienta RIBEIRO (1984, p. 176; cap. VII.4., fig. 9). Aquele estilo tectónico é também inferido da atitude dos contactos por falha entre as margas infralílicas dos núcleos diapíricos e outras formações mesozóicas encaixantes, como se pode observar junto a Sobral da Lagoa (a oeste de Óbidos), numa pedreira localizada nas margens do rio Real, onde calcários do Jurássico médio se sobrepõem a margas hetangianas por uma importante zona de falha inclinando fortemente para ocidente. Atendendo às sinuosidades pronunciadas que descrevem, é provável que nalguns sectores as falhas de bordo dos diapiros tenham sido reactivadas com uma importante componente de deslizamento oblíquo, de modo a acomodar e compatibilizar os movimentos.

### IX.2.2.3. Falha de Quiaios (serra da Boa Viagem, Figueira da Foz)

A falha de Quiaios (Anexo 1, f. 5) consiste num importante acidente tectónico de orientação dominante WNW-ESE, estendendo-se provavelmente desde Ereira (onde apresenta margas infralílicas injectadas constituindo um diapiro), a leste, até Murтинheira, junto ao litoral a norte do cabo Mondego, perfazendo um comprimento de cerca de 15 km na área emersa e prolongando-se para a plataforma continental. Embora com aquela orientação geral, a zona de falha apresenta um traçado arqueado, com a concavidade virada a sul, com uma curvatura particularmente pronunciada no sector ocidental, entre Quiaios e Murтинheira, onde se encurva de uma direcção WNW-ESE para ENE-WSW. Limita a

serra da Boa Viagem (ou de Buarcos) a norte, sendo responsável pela sua vertente setentrional que corresponde, pois, a uma escarpa de falha separando aquele relevo da extensa planície da Gândara (BARBOSA *et al.*, 1988; RIBEIRO, 1988).

Como salienta RIBEIRO (1988), a serra da Boa Viagem localiza-se num monoclinal afectando uma sucessão sedimentar mesozóica estendendo-se do Liásico ao Cretácico superior, com inclinações para sul diminuindo progressivamente neste sentido. A norte, os calcários liásicos cavalgam para norte os arenitos do Cretácico superior através da falha de Quiaios. Segundo aquele autor (*op. cit.*), este acidente cavalgante prolonga-se a leste por uma zona de fractura submeridiana estendendo-se de Alfarelos a Pombal, enquanto a oeste se liga provavelmente à estrutura anticlinal submeridiana de Pinhal, localizada na plataforma continental, embora se encontre provavelmente segmentado imediatamente a oeste do cabo Mondego por uma falha de orientação NNW-SSE, assinalada na Carta Geológica da Plataforma Continental (BOILLOT & MOUGENOT, 1978). RIBEIRO (*op. cit.*, p. 10) refere que «o conjunto desenha uma estrutura em arco, cujo eixo coincide com o depocentro do Fosso Lusitaniano neste sector. Esta estrutura é explicável em termos de tectónica pelicular, correspondendo a serra de Buarcos a uma rampa frontal de cavalgamento para N, entre a rampa lateral direita de Alfarelos-Pombal (...) e a rampa lateral esquerda de Pinhal».

A falha encontra-se reconhecida em afloramento desde 1952 (CARVALHO, 1952, *in* BARBOSA *et al.*, 1988, p. 30), num areeiro junto ao cemitério de Quiaios, onde se observa pondo em contacto calcários do Liásico, a sul, com sedimentos arenosos designados por Areias de Cantanhede e atribuídos provavelmente ao Siciliano (Plistocénico inferior a médio) por BARBOSA *et al.* (*op. cit.*, p. 24), a norte, evidenciando, pois, actividade neotectónica. O avanço recente da frente de exploração no areeiro expôs a zona de falha numa extensão de algumas dezenas de metros, proporcionando excelentes cortes para o seu estudo (Anexo 1, loc. 5/1; foto 17).

O contacto por falha entre os calcários liásicos e as areias plistocénicas apresenta uma orientação geral (N75°E, 70°S), mas com ondulações tornando-o localmente subvertical. As rochas jurássicas estão fortemente fracturadas, com uma brecha de falha de espessura superior a 2 m, com blocos e calhaus de calcário frequentemente estriados em diversas faces. O contacto com os

sedimentos quaternários apresenta uma mistura importante de argila de falha, resultante do esmagamento dos calcários e da sua alteração, com fragmentos de brecha calcária e areias quaternárias, observando-se mesmo intrusões de faixas de *fault-gouge* nas areias.

Efectuaram-se diversas medições em superfícies estriadas muito bem conservadas em argila de falha (foto 18), cujos resultados se representam em projecção estereográfica (Anexo 2, diagrama 5/1a). Os *slickensides* apresentam-se como superfícies muito irregulares, onduladas, e as estrias mudam por vezes de orientação, sugerindo uma deformação hidroplástica. Encontram-se superfícies com diferentes gerações de estrias indicando vários episódios de reactivação da falha no Quaternário (ou evidenciando efeitos de «cedência sísmica» com desvio ou permuta de tensões?). As estrias apresentam atitudes muito diversas, com inclinações variadas, desde *pitches* próximos de 90°, indicando movimento de *dip-slip*, a *pitches* próximos de 0°, testemunhando movimento de deslizamento, embora predominem as de orientação oblíqua. Na maioria dos casos não foi possível estabelecer a cronologia relativa das diversas estrias, embora em duas situações se tenham observado estrias mais inclinadas cortando outras menos inclinadas.

Como se verifica no Anexo 2 (diagrama 5/1a), várias superfícies estriadas medidas na zona de contacto por falha inclinam para norte, contrariando o sentido geral de inclinação do acidente tectónico no afloramento, que é para sul (ou subvertical), e as tentativas que se fizeram de utilizar critérios de identificação do sentido de movimento pela observação de micro-estruturas nos espelhos de falha, embora de difícil aplicação, indicaram geralmente subida do lábio setentrional, aparentemente contraditória com a localização dos calcários e o relevo da serra da Boa Viagem a sul.

Nas areias plistocénicas, numa faixa com cerca de 10 m de largura imediatamente a norte do contacto por falha com os calcários jurássicos, mediram-se numerosas microfalhas, representadas em projecção estereográfica no Anexo 2 (diagrama 5/1b). Estas apresentam atitudes bastante diversas, mas na sua maioria orientadas NNW a NW e inclinando para o quadrante SW. A existência de alguns leitões de referência nas areias permitiu identificar separações tectónicas predominantemente de tipo inverso. O material arenoso não se mostrou favorável à identificação de estrias, desconhecendo-se a componente de deslizamento, embora se tenha obser-

vado numa das microfalhas um intraclasto de argila deformado por arraste indicando igualmente movimentação inversa.

A cerca de 10 m do contacto por falha mediram-se duas atitudes da estratificação nas areias — (N20°W, 25°ENE) e (N15°W, 24°ENE) — inclinando para o quadrante nordeste. No sentido do contacto a estratificação tende a paralelizar-se ao acidente tectónico, dispondo-se muito inclinada para norte (até cerca de 80°), tendo-se medido uma atitude (N85°W, 65°N). Junto à zona de movimento principal a estratificação das areias quaternárias torna-se imperceptível, com o sedimento muito deformado por cisalhamentos que se amortecem lateralmente, com indícios de uma deformação hidroplástica intensa. É possível que chegue a haver inversão da estratificação, dada por níveis grosseiros por vezes com geometria em bolsada, embora se distinga uma laminação nas areias (com palhetas de mica) que parece manter uma inclinação para norte.

A interpretação dos dados geométricos e cinemáticos obtidos no afloramento junto ao cemitério de Quiaios não é clara, havendo diversos elementos polémicos a considerar:

a — como se pode observar no Anexo 2 (diagrama 5/1a), a maioria dos espelhos de falha medidos apresentam uma orientação NE-SW a ENE-WSW, muito diferente da disposição geral do traçado da falha na área, que é WNW-ESE, tendo-se mesmo medido dois *slickensides* orientados NNE-SSW e um aproximadamente N-S. O mesmo se passa relativamente à atitude média do contacto por falha obtida no afloramento. Esta discrepância poderá dever-se a uma ondulação pronunciada do acidente tectónico, ou a perturbações resultantes da sua interacção com outras estruturas, orientadas NNE-SSW a NW-SE, como se sugere na Folha 19-A (Cantanhede) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 (BARBOSA *et al.*, 1988), ou com um acidente provável orientado NNE-SSW, assinalado na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988);

b — além das diferenças de direcção, quase metade dos *slickensides* medidos inclinam para o quadrante norte, contrariando, como referimos, a atitude geral do acidente tectónico, que inclina para sul. Estas atitudes poderão dever-se a uma deformação da zona de falha junto à superfície topográfica, com uma geometria lítrica passando de um declive suave para sul, em profundidade, a inclinações muito fortes à superfície, com ondulações inclinando para norte;

c — como salientámos, a aplicação de alguns critérios de identificação do sentido de deslizamento em espelhos de falha estriados indicou, embora de forma pouco segura, em diversos *slickensides*, uma descida relativa do lábio meridional, em contradição com os elementos geomorfológicos regionais (escarpa de falha da serra da Boa Viagem, associada a elevação do bloco meridional) e com as relações estratigráficas (formações mais antigas, jurássicas, a sul, em contacto por falha com sedimentos mais recentes, pliocénicos, a norte). Estes dados, a serem considerados, podem traduzir efeitos de «cedência sísmica», ou então implicam uma inversão tectónica recente no acidente de Quiaios, que passou a movimentar-se em falha normal.

As observações efectuadas no afloramento estudado indicam, contudo, um predomínio da tectónica compressiva, com uma componente de movimentação vertical importante. A forte obliquidade das microfalhas medidas nas areias relativamente ao acidente principal, e o predomínio evidente de separações verticais inversas, apontam para um regime tectónico local compressivo em constricção, ou, então, para uma rotação recente da trajectória da tensão regional compressiva máxima para uma orientação próxima de E-W (que explicaria uma inversão tectónica muito recente no acidente de Quiaios, em falha normal, com abatimento relativo do bloco a sul). Estes modelos permitem justificar a aparente anomalia na disposição do acidente de Quiaios relativamente à orientação geral, NE-SW a N-S, das estruturas cavalgantes que temos vindo a descrever na faixa litoral.

A estimativa da taxa de actividade na falha de Quiaios implica que se façam algumas considerações, muito sumárias, de índole geomorfológica. Na serra da Boa Viagem, o monoclinial em rochas mesozóicas encontra-se truncado por uma superfície de erosão que constitui o topo do relevo, a uma cota de 200-220 m, inclinada a oriente para ESE, de que se destaca uma ligeira elevação (ou um pequeno empolamento da mesma superfície?) onde a serra atinge a sua cota máxima de 257 m no vértice geodésico de Bandeira. É difícil avaliar a idade desta superfície onde, segundo ALMEIDA (1991), se encontram apenas alguns retalhos de um depósito residual areno-pelítico, embora admitamos, como aquele autor, que date do Pliocénico.

Uma análise cartográfica sumária permite reconhecer rechãs nas vertentes norte e sul da serra da Boa

Viagem, correspondendo provavelmente a vestígios de níveis de erosão embutidos na superfície culminante, nomeadamente: um nível mal definido, a uma cota compreendida entre cerca de 125 e 150 m de altitude, na vertente setentrional da serra (correspondente à escarpa de falha de Quiaios); dois níveis, um a cerca de 100 m e outro entre 125 e 150 m de altitude na vertente meridional daquele relevo. Na vertente ocidental da serra, correspondente à arribal litoral actual, ALMEIDA (*op. cit.*) refere a presença de uma plataforma com depósitos de praia correlativos, que designa por Depósitos do Farol, a uma cota de 90-100 m. Aquele autor admite uma correlação destes depósitos com as Areias de Arazede, localizadas nas áreas a leste e nordeste da serra, atribuídas por SOARES *et al.* (1986, *in* BARBOSA *et al.*, 1988, p. 24) provavelmente ao Siciliano (Plistocénico inferior a médio?), tendo, pois, uma idade equivalente à das Areias de Cantanhede, segundo BARBOSA *et al.* (*op. cit.*, p. 24), embora se situem a cotas um pouco superiores, o que leva a considerá-las (um pouco?) mais antigas.

Atendendo a que as Areias de Cantanhede se localizam a norte da escarpa de falha de Quiaios, na planície da Gândara, a cotas de 50 a 75 m, e atribuindo-lhes uma idade do Plistocénico médio, da ordem dos 500 000 anos, se as correlacionarmos com o nível de erosão provável identificado na escarpa a aproximadamente 125-150 m de altitude é possível estimar uma taxa média de deslocamento vertical na falha de 0,1 mm/ano a 0,2 mm/ano nos últimos 0,5 Ma (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46). Correlacionando as Areias de Cantanhede com o nível de erosão e os depósitos de praia correlativos identificados por ALMEIDA (1991) na vertente ocidental da serra, ou com o nível evidenciado pela análise cartográfica na sua vertente meridional, a uma cota de cerca de 100 m, estima-se uma taxa média de deslocamento vertical de 0,05 mm/ano a 0,1 mm/ano na falha de Quiaios, no mesmo período (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Saliente-se que aquelas taxas médias de deslocamento, referentes à componente vertical de movimentação na falha de Quiaios, correspondem a estimativas muito grosseiras, atendendo a diversas incertezas:

a — a grande imprecisão na idade das Areias de Cantanhede;

b — a imprecisão na identificação dos níveis de erosão embutidos nas vertentes setentrional e meridional da serra, e na definição das suas cotas;

c — o carácter hipotético da correlação das Areias de Cantanhede com os diferentes níveis de erosão;

d — a utilização como referência na área de sopé setentrional, caracterizada pela morfologia aplanada da Gândara, de uma superfície que corresponde provavelmente a um modelado de erosão que trunca parcialmente as Areias de Cantanhede, não correspondendo, pois, ao nível de colmatção daqueles sedimentos, nem à superfície da base dos depósitos.

### IX.3. Falhas com componente predominante de movimentação de deslizamento

Os deslocamentos verticais produzidos pelas falhas activas, resultantes da componente vertical de movimentação nessas falhas, são mais fáceis de identificar do que os deslocamentos horizontais, pelo seu efeito sobre o relevo, elevando ou deprimindo áreas e gerando escarpas de falha frequentemente bem evidentes na morfologia.

Assim, nos estudos de neotectónica as falhas activas com uma componente de movimentação predominante de deslizamento são por vezes difíceis de reconhecer e caracterizar, pois podem apresentar poucas evidências morfológicas, mostrando apenas uma expressão topográfica muito subtil, particularmente em regiões como o território continental português cujo enquadramento tectónico origina taxas de actividade relativamente baixas. No entanto, a continuidade e linearidade do seu traçado faz com que se evidenciem em imagens de detecção remota, ou em reconhecimento aéreo, sob a forma de lineamentos nítidos.

#### IX.3.1. Lineamentos de Tomar-Évora e do rio Sôr

É aquela a situação que sucede possivelmente com um longo lineamento identificado em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983), estendendo-se por cerca de 260 km numa direcção NNW-SSE, desde a área a norte da serra da Boa Viagem (Figueira da Foz) até a sul de Portel (Alentejo), passando junto a Tomar e Évora. Este lineamento, também por nós identificado em reconhecimento aéreo nas vizinhanças de Constância e Arraiolos (RIBEIRO & CABRAL, 1983a), é interpretado por RIBEIRO (1982, 1984) como correspondendo a uma falha de deslizamento esquerdo no sector compreendido

entre Tomar e Évora, embora não tenha ainda sido confirmado no terreno, pelo que se assinalou na Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988; Anexo 1, f. 18) como «lineamento geológico podendo corresponder a falha activa».

Outro lineamento importante reconhecido em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983) alonga-se por cerca de 140 km numa direcção NNE-SSW, desde Fratel (Vila Velha de Rodão), a norte, até a sul de Vendas Novas, no seu extremo meridional, passando junto a Ponte de Sôr e Montargil (Anexo 1, f. 19), cruzando-se com o lineamento Tomar-Évora a oeste de Galveias, deslocando-o com uma pequena separação esquerda (CONDE, 1983). Embora sem expressão morfológica no terreno em cerca de 2/3 da sua extensão, o lineamento coincide aproximadamente com o vale do rio Sôr no seu segmento compreendido entre Ponte de Sôr e Montargil.

Aquele lineamento corresponde provavelmente a um acidente tectónico, pois existem algumas evidências da presença de uma falha ao longo do vale do rio Sôr, que terá controlado a evolução do sector nordeste da bacia do Tejo-Sado no Cenozóico (CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85). Essas evidências incluem dados de índole diversa, nomeadamente:

a) dados geológicos — na Folha 31-D (Montargil) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 encontra-se cartografada uma falha de direcção NNE-SSW no leito do rio Sôr, imediatamente a jusante da barragem de Montargil, alinhada com a orientação da linha de água, colocando em contacto rochas intrusivas básicas do soco varisco, a oeste, com sedimentos terciários, a leste. Segundo ZBYSZEWSKI & CARVALHOSA (1984, p. 42), este acidente pertence a um sistema regional de desligamentos variscos orientados NE-SW, alguns dos quais foram reactivados por «movimentos alpinos» afectando sedimentos «mio-pliocénicos». Por outro lado, como se assinala na Folha 32-A (Ponte de Sôr) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, no segmento do rio vizinho a Ponte de Sôr ocorrem diversos afloramentos de rochas do soco na margem esquerda da linha de água e que não se encontram na margem direita. Segundo CARVALHO & CARVALHOSA (1982, p. 5), que referenciam CARVALHO (1968), «tal conjunto de afloramentos alinhados com o traçado do vale sugere a existência de importante fractura coincidente com este troço NNE-SSW da ribeira de Sôr e consequente elevação relativa do bloco oriental»;

b) dados geofísicos — o comportamento das curvas de isoanómalas de Bouguer, da Carta Gravimétrica de Portugal elaborada pelo Instituto Geográfico e Cadastral, indica também a presença de uma importante descontinuidade geológica orientada NNE-SSW, coincidente com o traçado do rio Sôr, pois nesta área elas sofrem uma inflexão pronunciada, paralelizando-se à linha de água e dispendo-se com um gradiente acentuado no sentido decrescente para noroeste, sugerindo um aprofundamento brusco do soco sob os depósitos terciários da bacia do Tejo nesse sentido (CARVALHO, 1968; CARVALHO & CARVALHOSA, 1982);

c) dados geomorfológicos — no segmento compreendido entre Vale de Paio (a norte de Ponte de Sôr) e Montargil, o rio Sôr corre num vale de traçado aproximadamente rectilíneo orientado NNE-SSW, amplo mas de perfil transversal assimétrico devido essencialmente à presença de terraços fluviais quaternários muito desenvolvidos na margem ocidental e mal representados na margem oriental, marcada por vertentes íngremes (CARVALHO, 1964; CARVALHO & CARVALHOSA, 1982). Como salienta CARVALHO (1964), estas características do vale fluvial poderão explicar-se por um deslocamento progressivo da linha de água para leste no decurso do Quaternário, possivelmente controlado por movimentações tectónicas.

Os elementos apresentados sugerem, pois, a presença de uma estrutura tectónica coincidente com o traçado NNE-SSW do rio Sôr a norte de Montargil, correspondendo a uma antiga falha varisca reactivada no Cenozóico com abatimento dominante do bloco ocidental. Os dois lóbios da falha encontram-se, contudo, nivelados no Neogénico superior, não sofrendo deslocamentos verticais posteriores, como testemunham os interflúvios aplanados, com cascalheiras de planalto atribuídas ao Pliocénico superior (BARBOSA & PENA DOS REIS, 1989), dispostos à mesma cota de um e outro lado do vale. Assim, a reactivação neotectónica deste acidente, sugerida pela assimetria do vale fluvial, terá ocorrido provavelmente em desligamento, encontrando-se o vale instalado numa depressão de ângulo de falha, assimétrica, sujeita a balançamento para leste produzindo um desvio progressivo da linha de água neste sentido. Como salientam CARVALHO & CARVALHOSA (1982, p. 5) «este importante acidente, detectável nos seus aspectos megascópicos, não é, contudo, passível de expressão cartográfica rigorosa à escala do mapa, pelo que não foi traçado (na Folha 32-A da carta geológica)».

### IX.3.2. Desligamentos com descolamentos verticais associados

Como salientámos numa breve síntese sobre tectónica de desligamento (CABRAL, 1985, pp. 67-70), as grandes falhas desligantes apresentam frequentemente um relevo importante associado, resultante da acumulação das componentes verticais de numerosos deslocamentos repetidos ao longo do tempo, pois poucos acidentes tectónicos têm um movimento de desligamento puro, apenas com componente horizontal de movimentação, deslocando-se geralmente com deslizamento oblíquo (divergente ou «transtractivo», ou convergente ou «transpressivo»).

Independentemente daquela expressão morfológica regional, resultante de deslocamentos oblíquos, a complexidade das zonas de falha de desligamento, que frequentemente formam sistemas de falhas estendendo-se por muitos quilómetros de largura, origina, a uma escala mais local, um conjunto complexo de blocos elevados tectonicamente, por compressão, e de bacias deprimidas tectonicamente, por tracção.

Com efeito, ao longo de um sistema de falhas de desligamento definindo uma zona de deformação (zona de falha) podem desenvolver-se áreas, bastante localizadas, alternadamente de tracção e de compressão, resultantes de curvaturas ao longo das falhas, de ramificações das falhas no sistema de desligamento, ou da interacção entre segmentos de falhas *en echelon*. Nas áreas em tracção localizadas ao longo de uma zona de falha de desligamento formam-se depressões tectónicas denominadas «bacias de desligamento», de que se destacam as bacias *pull-apart*, desenvolvidas entre segmentos de falhas *en echelon* ou associadas a curvaturas nas falhas produzindo divergência (*releasing bends*). Nas áreas em compressão ocorrem dobramentos e levantamentos, associados a falhamentos de tipo inverso, designando-se geralmente os blocos elevados pelo termo *push-up*.

Na região Norte do território continental português localizam-se duas importantes falhas tardivariscas de desligamento esquerdo, orientadas NNE-SSW — os acidentes Manteigas-Vilarça-Bragança, no Nordeste do território, e Penacova-Régua-Verin, mais a ocidente — ambas evidenciando claramente uma reactivação posterior, quer pela sua influência na evolução do relevo regional, quer pela sua relação com sedimentos de cobertura terciários e quaternários preservados sobre o soco nalgumas áreas deprimidas tectonicamente. Estas

estruturas mostram evidências de movimentações verticais pós-variscas importantes, apresentando escarpas de falha imponentes nalguns sectores, como se verifica com a falha Manteigas-Vilarça-Bragança (Anexo 1, f. 3) na região da Beira Transmontana, onde tem associada uma escarpa com um comando de cerca de 300 m, constituindo o «reborde ocidental da Meseta» (FERREIRA, 1978, 1980; CABRAL, 1985), ou com a falha Penacova-Régua-Verin (Anexo 1, f. 2) a norte de Mortágua, onde é responsável pela escarpa oriental da serra do Caramulo, com cerca de 800 m de comando (FERREIRA, 1978).

Como detalharemos seguidamente, apesar das evidências de importantes deslocamentos verticais nas falhas da Vilarça e da Régua, se se atender às considerações sobre tectónica de desligamento que apresentámos acima verifica-se existirem numerosos indícios morfo-estruturais de reactivação daquelas estruturas no Cenozóico com uma importante componente de desligamento esquerdo, tais como a presença de depressões tectónicas ao longo das zonas de falha, que podem explicar-se como «bacias tectónicas de desligamento», e de blocos elevados em compressão, interpretáveis como estruturas de *push-up*.

#### IX.3.2.1. Falha Manteigas-Vilarça-Bragança

A actividade neotectónica na falha Manteigas-Vilarça-Bragança (Anexo 1, f. 3) foi por nós abordada em diversos trabalhos, particularmente no que se refere à sua metade setentrional, a norte do rio Douro, e, com maior detalhe, à depressão da Vilarça (CABRAL, REBELO & RIBEIRO, 1983-85; CABRAL, 1985, 1986c, 1987, 1989).

Como referimos, esta estrutura corresponde a uma importante falha tardivarisca localizada na região Nordeste do território continental português, estendendo-se na direcção NNE-SSW por cerca de 250 km, entre Puebla de Sanabria (Espanha), a norte, e Unhais da Serra (bordo meridional da serra da Estrela), a sul. Intercepta numerosas referências geológicas do soco, rejeitando-as com uma componente de desligamento esquerdo que atinge uma separação tectónica horizontal máxima de cerca de 8 km na área da Vilarça — correspondente à zona de nucleação do acidente há cerca de 300 Ma — diminuindo progressivamente para as extremidades da falha (RIBEIRO, 1974; RIBEIRO *et al.*, 1983-85, 1991).

Aquelas rejeições que se observam no soco resultam de movimentos acumulados desde os finais da Orogenia Varisca, pois, apesar da escassez de formações geológicas de idade cenozóica que pudessem servir de referência para o estudo de deslocamentos no acidente tectónico durante o Terciário e o Quaternário, a análise do relevo regional e da relação entre a zona de falha e alguns depósitos de cobertura, e a comparação dos dados obtidos com a evolução geológica noutras áreas do Maciço Hespérico, permitiram concluir que, após a fase de movimentação tardivarisca, a falha Manteigas-Vilarça-Bragança foi reactivada no Cenozóico com movimento predominante de deslizamento esquerdo, identificando-se dois episódios principais de reactivação — o primeiro provavelmente no Miocénico, e o segundo iniciando-se no Pliocénico terminal a Quaternário inferior (posteriormente à sedimentação regional de depósitos grossieiros de tipo *raña*).

Com efeito, além de se reconhecer uma componente vertical de movimentação no acidente tectónico, responsável pelo desenvolvimento de uma importante escarpa de falha na região da Beira Transmontana (constituindo o «rebordo ocidental da Meseta»; foto 20) evidenciando uma separação vertical de 300 m acumulada durante o Cenozóico, existem também evidências de a reactivação cenozóica se ter processado com uma importante componente de deslizamento esquerdo, indicada pela presença, ao longo da zona de falha, de bacias tectónicas que podem explicar-se como «bacias de desligamento» (bacias de Longroiva, Vilarça, Macedo de Cavaleiros, Castro de Avelãs-Bragança e Portelo) e de áreas de levantamento em compressão interpretáveis como estruturas de *push-up* (relevos das serras de Bornes e da Nogueira, em Trás-os-Montes Oriental).

A reactivação cenozóica e, em particular, a actividade neotectónica na falha Manteigas-Vilarça-Bragança foram confirmadas no terreno por «critérios estratigráficos», pelo reconhecimento, em diversos locais ao longo do acidente tectónico, de numerosas microfalhas e deformações accentuadas (dobramentos e balançamentos) afectando sedimentos cenozóicos, incluindo depósitos de tipo *raña* e sedimentos mais recentes (quaternários), além de alguns contactos por falha entre estas formações e rochas do soco.

Os diversos afloramentos estudados encontram-se por nós descritos e interpretados na bibliografia sobre o acidente tectónico referenciada acima, de modo que no presente trabalho limitamo-nos a acrescentar novas

informações que entretanto adquirimos, particularmente de índole geométrica e cinemática, ordenando as estações de norte para sul.

No sector setentrional da falha Manteigas-Vilarça-Bragança efectuaram-se novas observações na área do pequeno fosso tectónico de Portelo, localizado a norte de França (CABRAL, 1985, pp. 19-20; Anexo 1, loc. 3/1), confirmando-se uma orientação geral da estrutura de N10°-15°E. Mediu-se o contacto entre as rochas xistosas do soco e os depósitos vermelhos grossieiros preservados no interior do fosso, no seu bordo oriental, obtendo-se uma atitude (N10°E, 66°E), tendo-se observado estrias prováveis (pouco evidentes) de *pitch* próximo de 90° que, a considerarem-se, evidenciam movimento de *dip-slip* inverso (Anexo 2, diagrama 3/1). Mediu-se também um plano de movimento na caixa de falha em xisto, de orientação (N10°W, 86°E), com estrias prováveis inclinando 42°S, compatíveis com um deslocamento esquerdo-inverso na zona de falha se considerarmos um abatimento relativo do lábio ocidental, correspondente ao interior do fosso tectónico (Anexo 2, diagrama 3/1). Saliente-se que embora tenhamos admitido uma idade provável do Quaternário médio para os sedimentos vermelhos no interior do fosso de Portelo, baseados apenas no seu grau de alteração (CABRAL, 1985, p. 20), depósitos equivalentes são atribuídos ao Miocénico inferior a médio em território espanhol (MARTIN-SERRANO & MORENO SERRANO, comunicação pessoal).

No afloramento de Quinta da Terrincha, localizado no bordo oriental da bacia tectónica da Vilarça (CABRAL, 1985, Estação 7, pp. 51-53; CABRAL, 1989, Estação 3; Anexo 1, loc. 3/2), observou-se um novo corte expondo em melhores condições a rocha de falha quartzosa (designada por «brecha de quartzo» em CABRAL, 1985) que acompanha a zona de falha nesta área. Verificou-se tratar-se de uma rocha de composição granítica intruída por abundantes filões de quartzo, estando o conjunto muito fracturado, recortado por superfícies de cisalhamento (superfícies C) inclinando para o quadrante leste, por vezes de geometria anastomosada, distinguindo-se também outras superfícies de direcção subparalela mas de um modo geral mais inclinadas, interpretadas como planos S numa zona de cisalhamento. As superfícies de cisalhamento enraízam-se a oriente num importante espelho de falha em cataclasto granítico, de atitude (N15°E, 85°W), com estrias nítidas de *pitch* 10°NE (fig. 22; fotos 22 e 23).

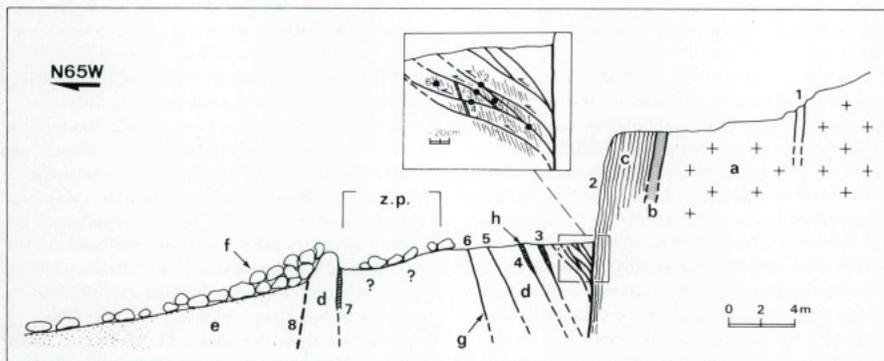


Fig. 22 — Corte geológico expedito da zona de falha que estabelece o bordo oriental da bacia da Vilaria em Quinta da Terrincha (Anexo 1, loc. 3/2), modificado de CABRAL (1985, fig. 2.7, p. 52). a, granito (Paleozóico); b, filão básico milonitizado (90 cm de espessura, orientação aproximada N12°E, 82°W); c, cataclasto granítico muito fracturado, com fracturas de atitude média (N15°E, 85°W) e espaçamento aproximado de 10 cm; d, rocha de composição granítica, intruída por abundantes filões de quartzo e recortada por numerosas superfícies de cisalhamento (microfalhas); e, arenito arcóscio de cor esbranquiçada (Terciário); f, blocos de granito pouco alterado (depósito de vertente recente); g, superfície de cisalhamento (microfalha); h, preenchimento argiloso em microfalha (*fault-gouge*?); z.p., zona perturbada no talude (lacuna de observação); 1, falhas de atitude (N17°E, 90°); 2, espelho de falha de orientação (N15°E, 85°W), com estrias nítidas de *pitch* 11°NE, mostrando alguns critérios de movimentação (superfícies T e R) indicando deslizamento esquerdo. Atitude das microfalhas: 3, (N2°W, 62°E); 4, (N24°E, 56°ESE); 5, (N36°E, 64°SE); 6, (N48°E, 75°SE); 7, (N24°E, 90°); 8, descontinuidade correspondendo possivelmente a uma das estruturas activas principais, pouco evidente no corte devido a perturbação do talude. Área ampliada: microfalhas (superfícies C) recortando, com componente vertical de deslocamento inverso, superfícies mais inclinadas (superfícies S7) e alguns filonetes de quartzo. Atitude das microfalhas: 1, (N65°E, 39°S); 2, (N45°E, 48°SE); 3, (N40°E, 60°SE), com estrias (duvidosas) de atitude (50°, N85°E); 4, (N5°W, 18°E). Atitude das superfícies S7: 5, (N40°E, 52°SE); 6, (N50°E, 63°SE). (Ver projecção estereográfica das atitudes das falhas medidas no Anexo 2, diagrama 3/2).

Mediram-se algumas daquelas superfícies de movimento, cujas atitudes se representam no Anexo 2 (diagrama 3/2), juntamente com outras medições já apresentadas em CABRAL (1985, p. 52, fig. 2.7., 3, 4, 5 e 6). A disposição das superfícies S, de que se obtiveram duas atitudes — (N40°E, 52°E) e (N50°E, 65°SE), relativamente às C indica uma componente principal de cavalgamento para o quadrante oeste na zona de cisalhamento, confirmada pela observação de um filonete de quartzo deslocado com separação inversa por uma das superfícies de movimento. Estes elementos geométricos e cinmáticos, de idade imprecisa mas seguramente pós-variscos, são compatíveis com uma deformação em cisalhamento simples do material quartzoso que constitui a espessa caixa de falha nesta área, com encurtamento segundo a direcção NW-SE a WNW-ESE, associado a um deslizamento esquerdo no acidente tectónico principal, provavelmente em regime de tendência transpressiva.

No afloramento do acidente tectónico Manteigas-Vilaria-Bragança em Quinta do Vale do Meio, localizado um pouco a sul do extremo meridional da bacia da Vilaria (CABRAL, 1985, Estação 1, p. 47; CABRAL, 1989, Estação 8; Anexo 1, loc. 3/4), detalharam-se algumas das observações anteriormente efectuadas. Neste afloramento observa-se o acidente principal da zona de falha da Vilaria pondo em contacto granitos, muito cisalhados, a oeste, com uma cascalheira de terraço fluvial do rio Douro, a leste, constituindo uma das melhores evidências «estratigráficas» de actividade neotectónica naquela estrutura (fotos 24 e 25). Com efeito, embora o terraço fluvial esteja datado de forma imprecisa com base na sua posição topográfica (a uma cota de 130-140 m, 30-40 m acima do leito actual do rio Douro), nos indícios de fraca alteração dos calhaus que contém e na ligeira evolução do solo nele desenvolvido, atribuindo-se-lhe uma idade do final do Pliocénico médio-início do Pliocénico superior (CABRAL, 1985,

terraço T3, pp. 42-43), ele é indubitavelmente quaternário, com uma idade muito inferior ao limite do período neotectónico considerado (~2 Ma).

Mediram-se algumas superfícies de movimento no contacto por falha entre o granito do soco e os sedimentos do terraço fluvial, obtendo-se os seguintes valores (Anexo 2, diagrama 3/4): (N12°E, 65°W); (N5°E, 66°W), com estrias prováveis, pouco nítidas, inclinadas 55°SW; (N15°E, 63°W); (N15°E, 82°W), correspondendo a um plano secundário, ferruginizado, com estrias prováveis, pouco nítidas, inclinadas 55°SW. Estas atitudes evidenciam um carácter cavalgante da componente vertical de movimentação no acidente tectónico nesta área e, a considerarem-se as estrias prováveis medidas, uma componente de deslizamento direito, pouco compatível com o enquadramento geodinâmico regional.

Sobre os granitos, imediatamente a ocidente do contacto por falha com os depósitos de terraço fluvial, identifica-se um pequeno patamar testemunhando um nível de erosão, que poderá correlacionar-se com a superfície da base do terraço fluvial, talhada em xistos, localizada a leste do acidente tectónico cerca de 15 a 20 m abaixo. Atribuindo (hipoteticamente) uma idade de 100 000 a 200 000 anos ao terraço fluvial, obtem-se uma velocidade média de deslocamento para a componente vertical de movimentação na falha compreendida entre 0,075 mm/ano e 0,2 mm/ano, considerando respectivamente 15 m de separação vertical em 200 000 anos ou 20 m em 100 000 anos (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Na vertente ocidental do pequeno fosso tectónico da Longroiva (FERREIRA, 1971, 1978), associado, tal como a bacia da Vilarça, à evolução pós-varisca do acidente Manteigas-Vilarça-Bragança, confirmou-se o contacto por falha com componente cavalgante entre xistos do soco, a ocidente, e arenitos arcóscios, atribuídos ao Paleogénico, a oriente, referenciado por FERREIRA (1978, p. 70, Est. V, B). Com efeito, no afloramento do talude da estrada para Longroiva referido por este autor, próximo do extremo meridional da depressão tectónica (Anexo 1, loc. 3/5), observam-se os xistos cavalgando as arcoses terciárias por um contacto por falha nítido, inclinadas para ocidente, embora com ondulações acentuadas (devidas a deformação por gravidade na vertente?), tendo-se medido uma atitude (N17°E, 54°W), com estrias orientadas (40°, N20°W), compatíveis com movimentação esquerda-inversa.

Identificaram-se algumas fracturas secundárias nas arcoses, que se ligam ao acidente principal (ou cortam-no?), obtendo-se duas atitudes: (N12°W, 54°W) e (N15°W, 48°W) com estrias prováveis, pouco nítidas, orientadas (41°, S35°W) (Anexo 2, diag. 3/5).

Naquele afloramento a zona de falha aparenta ser complexa, ocorrendo provavelmente repetição de contactos xisto-sedimento. Contudo, o corte geológico não foi por nós estudado detalhadamente, retendo-se apenas, presentemente, o carácter cavalgante do acidente tectónico, também sugerido pela fraca sinuosidade do traçado do contacto entre as rochas do soco e os depósitos terciários a uma cota relativamente elevada ao longo da vertente que constitui a escarpa de falha.

Os estudos realizados sobre a actividade neotectónica na falha Manteigas-Vilarça-Bragança indicam, pois, que o acidente foi reactivado após a sedimentação dos depósitos de tipo *raña* no Nordeste do território, há cerca de 2,5-2 Ma, prolongando-se os movimentos pelo Quaternário, até à actualidade, como evidencia a actividade sísmica associada à zona de falha na região da bacia da Vilarça (ver cap. X). Os movimentos neotectónicos produziram um desnivelamento vertical de 150 a 200 m na morfologia planáltica da Beira Transmontana, incrementando consideravelmente o comando da escarpa de falha que constitui o «rebordo ocidental da Meseta». No fosso tectónico da Vilarça identificaram-se também importantes deslocamentos verticais — da ordem de 400 m — responsáveis pelo desenvolvimento da depressão posteriormente ao último episódio morfosedimentar de afeição da superfície da Meseta, correlativo da instalação das *rañas* (foto 21).

Aquelas separações tectónicas verticais correspondem a taxas médias de desnivelamento vertical na falha compreendidas entre 0,06 mm/ano e 0,1 mm/ano, na Beira Transmontana, e entre 0,16 mm/ano e 0,2 mm/ano, na bacia da Vilarça, nos últimos 2,5 a 2 Ma (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Como referimos, além das evidências de movimentação vertical, existem numerosos indícios de uma importante componente de deslizamento esquerdo na zona de falha Manteigas-Vilarça-Bragança no Cenozóico e, particularmente, no Pliocénico terminal e Quaternário. Embora o sentido da movimentação de deslizamento esteja bem evidenciado pelas estruturas à escala macroscópica («bacias de deslizamento» e blocos elevados em *push-up*) e por alguns dados à escala mesoscópica, é difícil de avaliar a separação tectónica hori-

zonal produzida por esse movimento durante o Terciário e o Quaternário. Para isso não é possível utilizar as referências geológicas do soco paleozóico, pois as rejeições que as afectam exprimem os deslocamentos acumulados desde os finais da Orogenia Varisca, e, atendendo à escassez de formações terciárias e quaternárias que pudessem servir de referência, tem que se recorrer à geomorfologia para estimar a rejeição horizontal gerada na zona de falha durante o Cenozóico e, em particular, no período neotectónico.

O único elemento geomorfológico capaz de reflectir deslocamentos horizontais no acidente tectónico Manteigas-Vilariga-Bragança, a uma escala regional, é o curso do rio Douro, que intercepta esta falha junto à extremidade meridional da depressão da Vilariga (CABRAL, 1985, pp. 71-73; CABRAL, 1989, pp. 298-299). Com efeito, o traçado do rio parece afectado por movimentos na falha, sofrendo um desvio brusco e acentuado para norte, possivelmente como consequência do afundamento progressivo do fosso da Vilariga (ou resultando apenas de captura a partir do troço vestibular de um paleo-rio Sabor, localizado a norte), retornando novamente para sul e readquirindo depois a direcção de escorrência anterior, aproximadamente E-W, mas aparentemente desviado para sul cerca de 1 km (fig. 23), numa disposição semelhante a um exemplo de desvio de uma linha de água por uma falha de deslizamento discutido em GAUDEMER, TAPPONNIER & TURCOTTE (1989, fig. 3, exemplo 3).

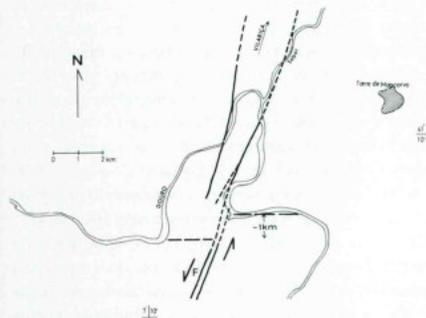


Fig. 23 — Possível deflexão do percurso do rio Douro pela zona de falha Manteigas-Vilariga-Bragança (F) na área do Pocinho, a sul da bacia tectónica da Vilariga (retirado de CABRAL, 1989, fig. 13, p. 298).

Se considerarmos que o rio Douro se encaixa no planalto da Meseta Norte, estabelecendo nela o seu trajecto actual, após o episódio morfosedimentar da génese dos depósitos de tipo *raña*, levantam-se duas hipóteses para explicar o desvio horizontal do leito do rio referido acima: ou ele reflecte apenas uma sinuosidade no percurso original da linha de água, ou esse desvio indica uma rejeição de deslizamento esquerdo de cerca de 1 km na falha Manteigas-Vilariga-Bragança pós-*rañas*. Este rejeito conduz a uma velocidade média de deslocamento horizontal de 0,4 mm/ano ou 0,5 mm/ano consoante se atribua uma idade de -2,5 Ma ou -2 Ma para o curso inicial do Douro na superfície da Meseta (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Em conclusão, considerando-se que o rejogo da falha Manteigas-Vilariga-Bragança produziu um deslocamento vertical de 150 a 200 m e um deslocamento horizontal esquerdo de cerca de 1000 m nos últimos 2,5 a 2 Ma, conclui-se que esta estrutura foi reactivada essencialmente em deslizamento esquerdo no período neotectónico, com uma inclinação do vector de movimento de aproximadamente 10°N e uma velocidade média de deslizamento oblíquo da ordem de 0,5 mm/ano.

A identificação de uma componente cavalgante em diversos afloramentos ao longo do acidente tectónico, como em Longroiva, Quinta do Vale do Meão (Pocinho), Quinta da Terrincha (Vilariga), Senhora da Rosa (Vilariga; CABRAL, 1985, Estação 11, pp. 54-55, fig. 2.8, p. 58; CABRAL, 1989, fig. 8, p. 293), Castro de Avelãs (Bragança) e Portelo (França), aparentemente localizados fora das áreas sujeitas a contracção associada a deslizamento na zona de falha, sugere que o acidente Manteigas-Vilariga-Bragança tenha sofrido episódios distintos de reactivação no período neotectónico, primeiro em deslizamento esquerdo puro (ou mesmo ligeiramente transtractivo?) em resposta a uma compressão máxima horizontal orientada NNW-SSE, que conduziu ao desenvolvimento das bacias de deslizamento em áreas favoráveis a extensão, e depois em regime de deslizamento esquerdo transpressivo, provavelmente no Quaternário médio a superior, reflectindo uma obliquidade pronunciada entre a orientação média do acidente tectónico e a direcção da tensão compressiva máxima horizontal (CABRAL, 1985, pp. 74-76; CABRAL, 1989, p. 300), rodada para NW-SE. O regime transpressivo instalou-se provavelmente após a fase de deformação distensiva afectando sedimentos atribuídos ao Quaternário médio a SE de Horta da Vilariga

(Anexo 1, loc. 3/3; ver cap. IX.4.1., fig. 27; Anexo 2, diagrama 3/3).

### IX.3.2.2. Falha Penacova-Régua-Verin

A falha Penacova-Régua-Verin (Anexo 1, f. 2) corresponde a um desligamento esquerdo tardivarisco pertencente ao mesmo sistema de fracturas que o acidente Manteigas-Vilarça-Bragança, sendo-lhe, pois, subparalelo, de orientação geral NNE-SSW, localizando-se cerca de 60 km a ocidente. Estende-se por um comprimento de aproximadamente 200 km em Portugal, desde uma área a sul de Penacova, no seu extremo meridional, até a norte de Chaves, penetrando em território espanhol por mais 20 km, até Verin. Como salienta BAPTISTA (1990, p. 5), os autores espanhóis CLAVEROL, LUQUE & SUÁREZ (1987) identificam um lineamento em imagens de satélite que consideram corresponder ao prolongamento deste acidente tectónico para norte, até Luarca, no litoral Cantábrico, perfazendo neste caso cerca 400 km de extensão. Desloca referências geológicas no soco varisco com uma separação horizontal esquerda máxima de aproximadamente 3,4 km (ARTHAUD & MATTE, 1975).

Tal como para o acidente da Vilarça, existem numerosas evidências de a falha Penacova-Régua-Verin ter sido reactivada após a Orogenia Varisca, quer de índole geomorfológica, pela importante influência que esta estrutura tem na morfologia do Norte do território português, controlando parcialmente o desenvolvimento do conjunto de relevos que constituem as «montanhas ocidentais», referenciadas por FERREIRA (1978, 1980), e a evolução do alinhamento de depressões tectónicas Vila Real-Chaves, que caracterizam a zona de falha neste sector, quer de índole «estratigráfica», pela sua relação com alguns depósitos de cobertura preservados em áreas deprimidas tectonicamente.

Além dos testemunhos da sua reactivação com deslocamentos verticais importantes, assinalados por escarpas de falha imponentes, como a vertente oriental da serra do Caramulo, com cerca de 800 m de comando máximo, desenvolvida por movimentações acumuladas no acidente tectónico provavelmente desde o Miocénico (considerando os estudos de FERREIRA, 1978, actualizados por considerações lito- e cronoestratigráficas recentes apresentadas por CUNHA & PENA DOS REIS, 1991, e CUNHA, 1992), a falha Penacova-Régua-Verin apresenta, a norte do rio

Douro, várias depressões tectónicas alinhadas ao longo do seu traçado, nomeadamente as bacias de Vila Real, Telões, Pedras Salgadas e Chaves, abordadas por diversos autores (CHOFFAT, 1918; TEIXEIRA, 1948; TEIXEIRA, ASSUNÇÃO & COELHO, 1974; BIROT, 1945, 1949; FEIO, 1951b; FERREIRA, 1986b; entre outros), sugerindo tratar-se de «bacias de desligamento» associadas a uma componente horizontal de movimentação naquela estrutura.

#### IX.3.2.2.1. Troço Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar

No primeiro estudo neotectónico detalhado realizado sobre a zona de falha, abrangendo o troço compreendido entre Peso da Régua e Vila Pouca de Aguiar, que inclui as depressões de Vila Real e Telões, BAPTISTA (1990, 1991) conclui que, no sector estudado, o acidente Penacova-Régua-Verin corresponde a uma estrutura activa, por reactivação de uma zona de cisalhamento tardivarisca em desligamento esquerdo, com uma faixa de deformação de 4 a 5 km de largura onde se identifica uma «superfície de deslizamento principal». Nesta ampla zona de deformação individualiza-se a bacia de Telões, interpretada por aquele autor como uma bacia tectónica de tipo *pull-apart* associada a dois segmentos da «superfície de deslizamento principal» dispostos *en echelon*, com «salto» esquerdo, e a bacia de Vila Real, de geometria e interpretação mais complexas.

De facto, a depressão de Vila Real não se enquadra facilmente nalguma das situações típicas de evolução de «bacias tectónicas de desligamento», encontrando-se aparentemente associada a uma inflexão de cerca de 13° na «superfície de deslizamento principal» (BAPTISTA, 1990, p. 97) que, no modelo cinemático proposto, corresponde a uma «curvatura restringente» (*restraining bend*). É possível que esta bacia esteja associada a um sistema de *duplexes* de desligamento (WOODCOCK & FISHER, 1986), como sugere a «bifurcação do troço principal (da superfície de deslizamento) em múltiplos segmentos» (BAPTISTA, 1990, p. 97) nesta área, ou resulte da ramificação do acidente em dois segmentos principais para sul, um passando junto a Peso da Régua e outro em Mesão Frio, tratando-se, neste caso, de uma «bacia de ângulo entre falhas» (*fault-wedge depression*) (READING, 1980; MANN *et al.*, 1983).

Acompanhámos J. C. BAPTISTA ao terreno nalgumas das investigações de campo que realizou, onde

colaborámos na análise detalhada de alguns afloramentos, permitindo-nos obter diversa informação sobre o acidente tectónico estudado, que expomos seguidamente complementando os dados e as interpretações daquele autor.

Na região analisada o acidente tectónico Penacova-Régua-Verin corresponde a uma faixa de deformação muito larga, por vezes quilométrica, composta por diversas zonas de movimento, onde se concentra a deformação. Como salienta BAPTISTA (1990, p. 6, 1991), a complexidade do acidente será em parte justificada pelos vários episódios de reactivação a que terá estado sujeito, evidenciados por estrias de orientações muito diversas em espelhos de falha estriados.

Os elementos cinemáticos (estrias), embora frequentes em superfícies de movimento em rochas do soco, mostraram-se escassos em superfície afectando depósitos de cobertura. Além disso, a sua interpretação revelou-se geralmente duvidosa, pela dificuldade na aplicação de critérios de identificação do sentido de deslizamento (BAPTISTA, 1990, pp. 18-19).

Observaram-se planos estriados particularmente abundantes em granitos a sul de Vila Real, em Parada de Cunhos (BAPTISTA, 1990, Estação 29, p. 45; Anexo 1, loc. 2/3) e Cumeeira (*op. cit.*, Estação 34, pp. 48-52; Anexo 1, loc. 2/4). As superfícies inclinam predominantemente para ocidente e as estrias apresentam atitudes muito diversas, com *pitch*s variáveis, frequentemente superiores a 45°, evidenciando movimentações com componente vertical importante, ou mesmo dominante (Anexo 2, diagrama 2/3). A hierarquização das estrias mostrou-se pouco clara — nos raros casos em que foi possível identificar duas estrias próximas observou-se as menos inclinadas aparentemente interceptando as mais inclinadas. Embora os critérios de identificação do sentido de deslizamento tenham sido difíceis de aplicar, existem duas possibilidades principais de movimentação na zona de falha, atendendo à atitude dominante dos *slip-kensides* e das estrias medidas (BAPTISTA, 1990, pp. 45 e 51-52): inversa e direita ou normal e esquerda.

No afloramento de Cumeeira (Anexo 1, loc. 2/4) observou-se um contacto por falha entre granito, muito cisalhado numa faixa de várias dezenas de metros, a oeste, e xistos do Complexo Xisto-Grauváquico, a leste, de atitude média (N6°E, 47°W) (BAPTISTA, 1990, p. 48), evidenciando tratar-se de uma falha principal correspondente ao segmento do acidente tectónico Penacova-Verin que se estende para sul de Vila Real

passando junto à Régua. Cerca de 4 km a NNE, imediatamente a norte de Parada de Cunhos, esta falha estabelece o bordo leste do sector meridional da bacia de Vila Real, por abatimento relativo do seu lábio ocidental, onde se conservam sedimentos arcóscios claramente deformados, inclinados para leste (BAPTISTA, 1990, Estação 28, pp. 42-44). Este deslocamento vertical relativo, a manter-se a sul, em Cumeeira, implica uma componente vertical de movimentação na zona de falha de tipo normal, correspondente, provavelmente, a um deslocamento normal-esquerdo (ou esquerdo-normal ?).

Salienta-se a contradição entre aquelas considerações tectónicas de índole cinemática e as evidências morfológicas: de facto, na área de Cumeeira identifica-se um importante ressalto topográfico, com os granitos atingindo cotas da ordem de 600-700 m a oeste da zona de falha, enquanto a leste se desenvolve um patamar erosivo sobre xistos a uma altitude de cerca de 425 m, sugerindo levantamento relativo do bloco ocidental. Esta situação poderá explicar-se por herança morfológica de deslocamentos tectónicos anteriores, ou por inversão do relevo produzida por erosão diferencial nos xistos, reflectindo também eventualmente um predomínio de movimentação horizontal na zona de falha (fig. 24).

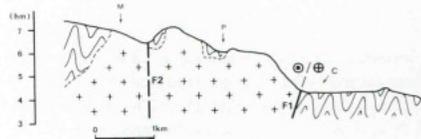


Fig. 24 — Corte geológico transversal às falhas da Régua (F1) e de Mesão Frio (F2, localização provável), baseado na cartografia da Folha 10-C (Peso da Régua), da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000, executado ao longo de um percurso de traçado ondulado seguindo interflúvios, passando pelo v.g. de Murganho (M, 684 m), a oeste, e pelas povoações de Pomarelhos (P) e Cumeeira (C), a leste. Sobrelevação de 4x. Simbologia em cruz — granitos; simbologia ondulada — xistos e grauvaques metamorfisados. Componente horizontal de movimentação em deslizamento esquerdo na falha da Régua (F1) assinalada por: cruz — bloco que se afasta; ponto — bloco que se aproxima do observador.

Como refere BAPTISTA (1990, p. 96), no sector estudado do acidente Penacova-Régua-Verin rareiam os cortes expondo a ou as superfícies de falha principais.

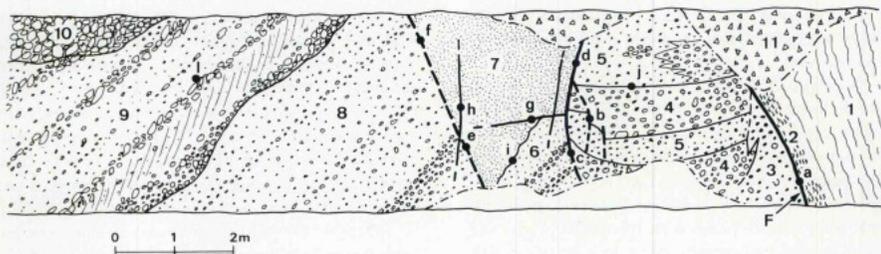


Fig. 25 — Corte geológico esquemático da zona de contacto por falha entre rochas do soco e sedimentos em Ponte da Petisqueira (Vila Real); falha Penacova-Réguia-Verin, Anexo 1, loc. 2/1). 1, xisto metamorfisado (corneana), muito fracturado numa extensão de cerca de 20 m; 2, faixa (10 cm) de esmagamento tectónico intenso e mistura de material do soco e sedimento; 3, arenito arcósico grosseiro cinzento-esverdeado, com alguns calhaus de quartzo e de xisto (menos frequentes) disseminados; 4, cascalheira heterométrica de calhaus de xisto, corneana e quartzo, no geral subangulosos, de cor cinzenta-escura com laivos castanhos; 5, arenito micáceo cinzento, de grão médio a grosseiro, mal calibrado, com alguns calhaus de xisto e de quartzo disseminados; 6, arenito micáceo cinzento-amarelado, de grão médio, mal calibrado, com matriz silteosa; 7, arenito fino a siltito, micáceo, cinzento; 8, arenito arcósico grosseiro, cinzento-escuro, com pequenos calhaus de quartzo e de xisto disseminados ou formando pequenos leitos; 9, sedimento grosseiro heterométrico de cor castanha-avermelhada, com calhaus de quartzo, xisto, corneana e granito sub-rolados a rolados, dispersos numa matriz arenosa ou constituindo leitos, apresentando laminação oblíqua nalguns níveis; 10, cascalheira de calhaus predominantemente quartzosos, subangulosos a sub-rolados; 11, cobertura de solo. 1 — Paleozóico; 2 a 8 — Miocénico médio a superior (?); 9 — Miocénico superior a Pliocénico inferior (?); 10 — Pliocénico superior a Holocénico (?). F, falha. Atitudes medidas: Falhas — a, (N8°E, 90°); b, (N5°W, 82°E); c, (N14°W, 68°E); d, (N12°E, 86°W), estrias (63°, S20°W), movimentação provável normal-esquerda, indicada por «xistoidade» rodada; e, (N2°W, 43°E), estrias (?) (18°, S22°E); f, (N5°E, 35°E), estrias (?) (27°, S42°E) e (32°, N71°E) (muito duvidosas); g, (N83°E, 11°N). Fracturas — h, (N50°E, 77°SE). Estratificação — i, (N5°W, 62°W); j, (N65°W, 28°NE); l, (N28°E, 45°WNW). (Ver projecção estereográfica das atitudes das falhas medidas no Anexo 2, diagrama 2/1).

Com efeito, além do afloramento de Cumecira, onde se observou uma falha principal afectando rochas do soco varisco, apenas em dois afloramentos nas proximidades de Vila Real — em Ponte da Petisqueira (Anexo 1, loc. 2/1) e Ribeiro da Marinheira (Anexo 1, loc. 2/2), correspondendo respectivamente às estações 23 e 27 de BAPTISTA (*op. cit.*) — se observaram formações do soco, consistindo essencialmente em xisto metamorfisado formando encraves em granito, em contacto por falha principal, de importante expressão à escala mesoscópica, com sedimentos de cobertura (fig. 25 e 26).

Estes sedimentos correspondem essencialmente a arenitos arcósicos cinzentos, com intercalações de cascalheiras e intercalações mais finas, silteosas e argilosas. Na Folha 10-C (Peso da Régua) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, TEIXEIRA, FERNANDES & PERES (1967) atribuem-lhes uma idade plio-quaternária. Pensamos, contudo, em concordância com BAPTISTA (1990, pp. 75-76), que sejam mais antigos, por correlação com sedimentos arcósicos afo-

rantes noutras áreas do Maciço Hespérico, como a nordeste de Coimbra, em Nave de Haver ou em Longroiva, datando provavelmente do Miocénico (médio ?).

Em Ponte da Petisqueira (BAPTISTA, *op. cit.*, Estação 23, pp. 30-34; fig. 25), aos depósitos arcósicos fortemente deformados na zona de falha sobrepõem-se, por uma superfície de ravinamento, sedimentos grosseiros heterométricos, com estratificação oblíqua, constituindo cerca de 50°W como a arcose subjacente, incluindo a «unidade g» diferenciada por BAPTISTA (*op. cit.*, p. 32) que a atribui ao Quaternário (inferior a médio ?) (*op. cit.*, p. 30). Admitimos, no entanto, que esta formação superior possa ser mais antiga, datando possivelmente do Miocénico superior ou Pliocénico inferior.

Naqueles afloramentos, os depósitos de cobertura referidos, provavelmente terciários, estão truncados por sedimentos grosseiros de idade quaternária. No corte de Ponte da Petisqueira não há evidência de as formações

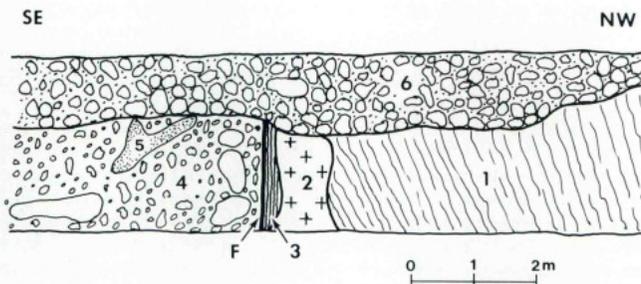


Fig. 26 — Corte geológico esquemático da zona de contacto por falha entre rochas do soco e sedimentos de cobertura em ribeiro da Marinheira (Vila Real; falha Penacova-Régua-Verin, Anexo 1, loc. 2/2). 1, xisto metamorfoisado (corneana), apresentando alguma fracturação; 2, intrusão granítica; 3, faixa de xisto junto ao contacto com os sedimentos, reorientado, com a xistoididade (e cisalhamentos?) paralelizada à falha; 4, depósito grosseiro muito heterométrico, com calhaus de quartzo, xisto e granito (incluindo blocos de granito com diâmetro máximo de dimensão métrica) numa matriz arcóscica grosseira cinzenta, integrando uma «bolsada» de arenito fino muito micáceo cinzento (5); 6, depósito de cascalheira muito heterométrico, essencialmente *clast-supported*, com calhaus e blocos de quartzo, xisto, granito e apilito, de subangulosos (apilito e xisto) a rolados (granito e quartzo), com uma pátina de cor castanha-escura a negra. 1, 2 e 3 — Paleozóico; 4 e 5 — Terciário; 6 — Quaternário (terraço fluvial). F, contacto por falha nítido xisto-sedimento, com uma faixa de cerca de 3,5 cm de xisto muito cisalhado. Medições da atitude da falha (parcialmente retiradas de BAPTISTA, 1990, p. 40): (N35°E, 80°NW), estrias (26°, N30°E); (N35°E, 77°NW), estrias (16°, N31°E); (N38°E, 85°NW), estrias (54°, S46°W); (N38°E, 85°NW), estrias (34°, N35°E); (N32°E, 90°), estrias (29°, N32°E); (N29°E, 79°NW), estrias (19°, N26°E) e (9°, N28°E); (N39°E, 90°); (N28°E, 70°NW), estrias (7°, N26°E). (Ver projecção estereográfica das atitudes medidas no Anexo 2, diagrama 2/2).

quaternárias, consistindo em depósitos de vertente, estarem afectadas por falha (fig. 25), embora BAPTISTA (*op. cit.*) aqui identifique deformações neotectónicas ao atribuir uma idade plistocénica à unidade sedimentar grosseira superior (nível g), fortemente inclinada para ocidente. Contudo, no afloramento de Ribeiro da Marinheira observa-se, na zona de falha, um «ressalto» de cerca de 15 cm na base de uma cascalheira de terraço fluvial (fig. 26; fotos 26 e 27). Como salienta BAPTISTA (1990, pp. 40-42), não é claro se o acidente afecta o terraço, podendo o ressalto ser apenas efeito de erosão diferencial sobre rochas do soco esmagadas, que se comportaram como rochas brandas relativamente aos sedimentos arcóscicos muito grosseiros com que contactam a sueste. Nos dois afloramentos, os contactos por falha entre o soco e os sedimentos são muito inclinados e as evidências de estrias que se encontraram (de má qualidade) indicam uma componente de deslizamento importante (Anexo 2, diagramas 2/1 e 2/2).

Além dos indícios prováveis de actividade neotectónica observados no corte de Ribeiro da Marinheira e eventualmente também em Ponte da Petisqueira (atribuindo uma idade quaternária à formação grosseira que

abarranca as arcosses, inclinada para oeste), relacionados com zonas de falha principais, BAPTISTA (1990, p. 82) refere outras evidências de falhas secundárias afectando provavelmente sedimentos plistocénicos, nomeadamente um depósito de vertente junto a Vila Pouca de Aguiar, no extremo setentrional do fosso de Telões (*op. cit.*, Estação 4, pp. 21-22), uma formação muito grosseira, de fácies torrencial, junto a Zimão, no bordo oriental da bacia de Telões (*op. cit.*, Estação 11, p. 26), e um depósito de terraço fluvial a nordeste de Quintela, na depressão de Vila Real (*op. cit.*, Estação 26, pp. 38-39). Os dados geológicos obtidos no terreno confirmam pois, com alguma segurança, a actividade no Quaternário do grande acidente tectónico Penacova-Régua-Verin, no seu sector compreendido entre a Régua e Vila Pouca de Aguiar.

#### IX.3.2.2.2. Depressão de Chaves

Na depressão de Chaves, localizada a norte, no sector correspondente ao extremo setentrional do acidente tectónico, efectuaram-se também recentemente

novos estudos geológicos que permitiram detalhar o conhecimento da estrutura regional e do seu controlo sobre aquela bacia tectónica, caracterizar melhor os sedimentos preservados no interior da bacia e identificar as suas relações com falhas e os deslocamentos associados (GRADE & MOURA, 1982; GRADE & MOURA, 1983, *in* FERREIRA, 1986b; FERREIRA, 1986b).

No interior da depressão identificam-se dois «grupos» de sedimentos: os «depósitos de Vilar de Nantes» e os «depósitos da superfície de Sanjurge» (FERREIRA, 1986b). Os depósitos de Vilar de Nantes compõem-se de cascalheiras grosseiras e arenitos feldspáticos, com intercalações argilosas e alguns níveis de material negro carbonoso, formando a principal acumulação sedimentar na bacia de Chaves. Situam-se numa área morfológicamente deprimida e aplanada — a Veiga de Chaves — em grande parte coberta por aluviões recentes do rio Tâmega, encontrando-se preservados num fosso de orientação NNE-SSW, com cerca de 10 km de comprimento e 3 km de largura máximos, compreendido entre Vila Verde da Raia e Samaiões (GRADE & MOURA, 1982).

Segundo estes autores (*op. cit.*, p. 81), as rochas do soco enquadrantes da bacia sedimentar de Chaves (entendida em sentido estrito, referente aos depósitos de Vilar de Nantes) apresentam-se «fortemente tectonizadas, fundamentalmente por um sistema de fracturas verticais a subverticais de direcção N-S a NNE-SSW, e outros de direcções predominantes N60W e E-W aproximadamente», e (referenciando M. FEIO, 1951b) acrescentam que «a génese da bacia estará, pois, ligada com os acidentes tectónicos citados e enquadrada num conjunto mais vasto de *horsts* e *grabens*».

Com efeito, a análise de mais de três dezenas de sondagens realizadas na bacia sedimentar, e o reconhecimento de uma falha subvertical, de orientação NNE-SSW, afectando os depósitos num barreiro junto a Vilar de Nantes (GRADE & MOURA, 1982; FERREIRA, 1986b), confirmaram a ocorrência de deslocamentos tectónicos na bacia, controlados por acidentes de orientação NNE-SSW e aproximadamente E-W, que compartimentaram o fosso num mosaico de blocos conduzindo a abatimentos diferenciais do soco que se traduzem num aprofundamento para sueste, onde se localizará a espessura máxima de sedimentos, ainda desconhecida mas provavelmente superior a uma centena de metros (GRADE & MOURA, 1983, *in* FERREIRA, 1986b, p. 207). Imediatamente a leste desde «depo-centro» ergue-se a imponente escarpa de falha da

serra da Padrela (ou escarpa do Brunheiro), de traçado rígido NNE-SSW, com um comando de cerca de 450 m, estabelecendo directamente o desnível entre a «superfície da Padrela» e o fundo da bacia de Chaves (FERREIRA, 1986b, p. 206).

Os depósitos da superfície de Sanjurge encontram-se em retalhos peliculares, podendo atingir alguns metros de espessura, dispersos neste importante nível de aplanamento localizado a uma cota de cerca de 450 m na área a oeste de Chaves e que, segundo FERREIRA (1986b, p. 203), «pode considerar-se como o verdadeiro fundo da bacia de Chaves, em sentido restrito». Consistem em areias feldspáticas e cascalheiras de elementos siliciosos, predominantemente de quartzo, de calibre e rolamento variáveis, podendo apresentar-se bem consolidadas.

Segundo FERREIRA (1986b, p. 216), tanto os sedimentos de Vilar de Nantes como os da superfície de Sanjurge correspondem a depósitos de sopé, alimentados pelas escarpas de falha que lhes ficam respectivamente a leste (escarpa da serra da Padrela) e a oeste. Relativamente aos depósitos que cobrem a superfície de Sanjurge, aquele autor correlaciona-os com formações semelhantes existentes na Galiza, atribuídas ao Vilafranco ou ao Quaternário antigo, e salienta (*op. cit.*, p. 220) que «não se pode falar de *raias* típicas. Em todo o caso, as condições genéticas não devem ser muito diferentes, constituídos que foram a seguir a movimentos tectónicos responsáveis pelas escarpas vizinhas e em condições climáticas que não favoreciam nem a evacuação dos detritos nem o encaixe e organização da drenagem». Atribui aos depósitos de Vilar de Nantes uma origem semelhante, embora admita que correspondem a uma sedimentação mais prolongada, que atinge uma grande espessura (superior a uma centena de metros) «em resultado de uma subsidência persistente» (*op. cit.*, p. 216).

Como salienta FEIO (1951b, p. 38), as formações sedimentares localizadas na depressão de Chaves têm-se mostrado azóicas, o que dificulta a sua datação e, conseqüentemente, a avaliação da idade dos movimentos tectónicos que originaram a bacia. Contudo, FERREIRA (1986b), baseando-se em argumentação diversa, considera que (*op. cit.*, p. 221) «embora não seja possível estabelecer marcos cronológicos seguros, talvez não seja muito ousado (...) considerar os depósitos de Sanjurge como do Quaternário antigo. A sedimentação de Vilar de Nantes, em parte correlativa da de Sanjurge, poderá ter-se iniciado antes».

Além das abundantes evidências geomorfológicas da origem tectónica da bacia de Chaves (inserida no conjunto das áreas deprimidas alinhadas entre Régua e Verin), há muito consideradas por diferentes autores, como BIROT & FEIO, e recentemente reinterpretadas por FERREIRA (1986b), existem, como referimos, evidências no terreno de acidentes tectónicos que controlaram a génese da bacia, pela sua relação directa com escarpas de falha que a delimitam e por afectarem os depósitos preservados no seu interior, como junto a Vilar de Nantes, onde produziram separações verticais nos sedimentos provavelmente superiores a 70 m (FERREIRA, 1986b, pp. 220-221).

A identificação de falhas afectando os depósitos de Vilar de Nantes, mal datados, considerados por FERREIRA (*op. cit.*) do Plistocénico inferior ou mais antigos, indica a ocorrência de deslocamentos tectónicos na bacia de Chaves provavelmente no Plio-Quaternário, embora aquele autor saliente que (*op. cit.*, p. 221) «esta tectónica (relativa às falhas deslocando os depósitos de Vilar de Nantes) não se reflecte hoje na topografia e a falha do barreiro de Vilar de Nantes não parece afectar os depósitos superiores». Admite, contudo, que «deve ser do Quaternário antigo a última fase tectónica importante, responsável pela fisionomia geral que as bacias de Chaves e Verin hoje apresentam, embora a instabilidade tectónica tenha permanecido».

CARREIRA & TERRINHA (1985-86, p. 30) apontam outros indícios importantes de actividade neotectónica ao salientarem que «o Tâmega ao deixar a planície aluvial a montante (Veiga de Chaves), no seu curso para sul, corre em soco granítico, à cota de 340 m; alguns quilómetros a norte, na aluvião, o soco granítico não foi atingido por sondagens que perfuraram até 297 m de cota. Só por si este facto revela que o rio nunca escavou abaixo desta cota (340 m), não se encontrando outra justificação para tão grande espessura de sedimentos, que não a de subsidência tectónica». Referem ainda (*op. cit.*, p. 30) o grande desenvolvimento da planície aluvial do Tâmega contrastando com a reduzida importância dos terraços fluviais, o que também reflecte uma tendência regional subsidente.

FERREIRA (1986b, pp. 216-217), fundamentando-se nas características morfológicas regionais, em que se identificam superfícies de erosão arrasando o Maciço Hespérico a altitudes elevadas e «em continuidade mais ou menos perfeita, de cada lado da depressão (de Chaves)», admite, como FEIO, «que os movimentos

tectónicos (pós-variscos) ao longo do grande acidente Régua-Verin, terão sido, sobretudo, abatimentos» (*op. cit.*, p. 217). Consideramos, contudo, como CARREIRA & TERRINHA (1985-86, p. 78), que a bacia de Chaves, de características assimétricas, com «uma acentuação dos abatimentos tectónicos de oeste para leste, atingindo-se deste lado o máximo dos desnveis» (FERREIRA, *op. cit.*, p. 217), corresponde provavelmente a uma «bacia de desligamento» associada a uma curvatura pronunciada da zona de falha, de uma orientação NNE-SSW para uma disposição submeridiana a norte, possivelmente relacionada com a acomodação de deslocamentos na zona de terminação do acidente, e que evolui como «curvatura distensiva» em resultado de movimentos de desligamento esquerdo.

### IX.3.2.2.3. Troço Mortágua-Barreiro de Besteiros

Para sul do rio Douro, a componente vertical das movimentações pós-variscas no acidente tectónico Penacova-Régua-Verin aumenta progressivamente de importância, desenvolvendo, como referimos, um alinhamento de escarpas de falha que limitam a oriente as «montanhas ocidentais» do Norte da Beira, atingindo a sua expressão máxima na vertente da serra do Caramulo, com cerca de 800 m de comando (FERREIRA, 1978, 1980). Estes deslocamentos verticais, associados à elevação dos relevos a ocidente e também a um balançamento regional para o quadrante sudoeste dos planaltos centrais da Beira e da plataforma do Mondego localizados a leste (FERREIRA, *op. cit.*), ter-se-ão acumulado no acidente provavelmente desde o Miocénico, como indicámos atrás.

Ao inferir o papel determinante da tectónica na fisionomia das «montanhas ocidentais», aquele autor conclui que «algumas deslocações devem ser bastante recentes, como as que originaram o essencial das escarpas orientais» (FERREIRA, 1978, p. 308), baseando-se principalmente na frescura de formas que muitos dos escarpados conservam. Fundamentando-se numa análise de formações sedimentares que se encontram na região de soppé da serra do Caramulo, conservadas em áreas deprimidas tectonicamente por deformação da plataforma do Mondego, como em Mortágua e Barreiro de Besteiros, o mesmo autor conclui (*op. cit.*, p. 201) que o relevo do Caramulo se terá individualizado já no Pliocénico, embora «as deslocações decisivas, que deram à serra do

Caramulo o carácter de montanha (...) são, contudo, mais tardias, provavelmente Vilafranquianas.

Aquela cronologia baseia-se em idades que o autor confere a depósitos de sopé que considera correlativos das deslocações tectónicas, nomeadamente uma «formação rítmica de origem xistenta, pouco grosseira», que atribui ao Neogénico, a que se sobrepõe uma formação grosseira, também de origem xistenta, que correlaciona com as *rañas* e atribui ao Vilafranquiano. Estudos recentes realizados na região (CUNHA, 1992) recuam consideravelmente a idade desta formação e, conseqüentemente, a idade admitida para os deslocamentos tectónicos correlativos, conferindo a estes depósitos grosseiros (correspondentes, segundo CUNHA, *op. cit.*, à unidade litoestratigráfica regional dos Conglomerados de Telhada) uma idade provável do Miocénico terminal-Pliocénico inferior. Note-se que CUNHA (*op. cit.*) reconhece outros sedimentos grosseiros, mal expostos, pouco espessos, assentando discordantemente sobre os Conglomerados de Telhada e culminando localmente o enchimento terciário, identificando-os como os Conglomerados de Sta. Quitéria, correspondendo, assim, aos depósitos de tipo *raña* que temos considerado.

FERREIRA (1978, pp. 206-207) refere a presença de alguns patamares intermédios suspensos na vertente oriental da serra do Caramulo, encontrando-se os mais nítidos às altitudes de 800 e 600 m, identificando-se, pois, um desnível de cerca de 200 m entre os patamares inferiores e a plataforma do Mondego localizada no sopé. Aquele autor considera os pequenos degraus identificados na escarpa provavelmente de origem tectónica, limitados por falhas, embora refira que (*op. cit.*, p. 207) «não pode, em rigor, afastar-se a hipótese da interferência de fases de estabilidade, capazes de deixar pequenos entalhes erosivos no flanco de uma montanha que se levanta». A admitir-se esta hipótese, a última fase de movimentos no acidente tectónico Penacova-Régua-Verin terá originado, no sector do Caramulo, um deslocamento vertical acumulado de aproximadamente 200 m.

Na sequência de um reconhecimento sumário de campo realizado nas áreas de Mortágua e Barreiro de Besteiros, sob a orientação de PENA DOS REIS e CUNHA, recolheram-se alguns dados estruturais relativos ao sistema de falhas do acidente tectónico Penacova-Régua-Verin nesta região.

Na bacia de Mortágua, localizada no sopé meridional da serra do Caramulo, consistindo numa pequena bacia

tectónica assimétrica onde se encontram conservados depósitos de cobertura meso-cenozóicos, controlada no seu bordo ocidental por aquele acidente tectónico (CARVALHO, 1962; FERREIRA, 1978, pp. 174-197, CUNHA, 1992, pp. 136-140), não foi possível observar o contacto por falha entre as rochas do soco, pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico, e os sedimentos cretácicos (Grés do Buçaco) e cenozóicos preservados no interior da bacia, embora CUNHA (*op. cit.*, p. 139) faça referência à falha de bordo, Penacova-Verin, como o «acidente inverso». Identificaram-se, contudo, algumas microfalhas afectando sedimentos predominantemente argilosos com leitos de calhaus intercalados, mal datados, mas que CUNHA (*op. cit.*, pp. 139-140) atribui à unidade litoestratigráfica regional da Formação de Campelo, de idade provável miocénica superior — cerca de 10 Ma.

Com efeito, num talude junto à escola preparatória de Mortágua observou-se uma microfalha (também referida por CUNHA, 1992, p. 139) de atitude (N75°W, 90°), com estrias (duvidosas) inclinando 37°W, afectando aqueles sedimentos, produzindo uma separação vertical de aproximadamente 2 m num nível de cascalheira, com abatimento relativo do lábio meridional, o que, considerando as estrias medidas, indica uma componente importante de deslizamento direito. No topo do talude a microfalha parece afectar um depósito grosseiro de terraço fluvial, quaternário, produzindo uma separação vertical de 50 cm, com descida relativa do lábio a norte, ou seja, contrária à observada nos sedimentos subjacentes. É possível que o desnível observado na base do terraço fluvial corresponda a um efeito de erosão e não a uma separação tectónica, sendo, nesse caso, o deslocamento na falha anterior ao nível de terraço, como considera CUNHA (*op. cit.*, p. 139).

No barreiro de Gandra (1 km a noroeste de Mortágua; Anexo 1, loc. 2/6) observaram-se algumas microfalhas afectando a formação argilosa, com componente de movimentação vertical de tipo inverso indicada por arraste de leitos de calhaus e por uma xistosidade incipiente junto aos planos de movimento. Apresentam uma orientação geral ENE-WSW a E-W, geralmente com um preenchimento esbranquiçado, identificando-se frequentemente estriamento, mas de origem duvidosa pois observa-se uma acção importante de raízes penetrando ao longo das fracturas. Indicam-se três atitudes, a título de exemplo, representadas no Anexo 2 (diagrama 2/6).

Cerca de 10 km a NNE de Mortágua, num talude localizado junto ao cemitério de Tourigo (Anexo 1, loc. 2/5),

CUNHA indicou-nos um contacto por falha de orientação média NE-SW, entre rochas do Complexo Xisto-Grauváquico, a SE, e sedimentos conglomeráticos, a NW, que correspondem, segundo aquele autor (CUNHA, 1992, p. 143), a um equivalente lateral, de fácies grosseira, de sedimentos da base da Formação de Campelo, com uma idade provável do Miocénico superior (cerca de 10 Ma). Efectuaram-se as seguintes medições na zona de falha (Anexo 2, diagrama 2/5): superfície principal de movimento (contacto soco-depósitos) — (N35°E, 85°SE), com duas famílias de estrias, uma inclinando 40°S e outra (nítida) inclinando 30°S; microfalha medida nos depósitos — (N35°E, 85°NW), com estrias inclinando 60°S; microfalha medida nos depósitos — (N48°E, 86°NW), com estrias (nítidas) inclinando 8°S.

As estrias observadas indicam que a falha se movimentou com uma componente de deslizamento esquerdo importante, de modo a produzir uma descida relativa do lábio noroeste, onde se conservam os depósitos. Trata-se de uma falha subvertical com a orientação geral do acidente Penacova-Régua-Verin, cuja zona de movimentação principal deverá situar-se cerca de 2 km a noroeste, na base da escarpa da serra do Caramulo. A componente de movimentação vertical que a falha de Tourigo apresenta é, no entanto, contrária (antitética) à movimentação vertical no acidente principal, que terá gerado aquela escarpa.

Cerca de 2 km a norte, em Barreiro de Besteiros, no talude da estrada para Campo de Besteiros, CUNHA assinalou-nos um contacto por falha de orientação geral NNW-SSE, com formações xistentas do Complexo Xisto-Grauváquico, a oeste, cavalgando sedimentos conglomeráticos que aquele autor (CUNHA, comunicação pessoal e 1992, p. 143) atribui ao Miocénico terminal-Pliocénico inferior, incluindo-os na unidade litoestratigráfica regional dos Conglomerados de Telhada (de idade provavelmente compreendida entre -5,5 Ma e -4 Ma). Mediu-se o contacto soco-depósito, obtendo-se uma atitude (N28°W, 50°SW). A falha mostra uma componente de movimentação vertical inversa, e um arraste da xistosidade nas formações do soco junto ao contacto tectónico parece indicar uma componente de deslizamento esquerdo (duvidosa). Apresenta uma orientação muito oblíqua à direcção geral do acidente Penacova-Régua-Verin, que deve localizar-se, por evidências morfológicas, cerca de 1 km a noroeste, no sopé da escarpa do Caramulo (ver CUNHA, 1992, fig. 3.12, p. 142).

Concluindo, nas observações efectuadas neste sector da zona de falha Penacova-Régua-Verin, não se identificaram testemunhos claros de movimentações tectónicas afectando formações geológicas de idade quaternária. O único indício, duvidoso, corresponde ao ressalto na base da cascalheira de terraço fluvial observado no talude junto à escola preparatória de Mortágua. Existem, contudo, boas evidências de acidentes tectónicos (microfalhas e falhas à escala mesoscópica) afectando formações atribuídas ao Neogénico (Miocénico superior e Pliocénico inferior), de que se destaca o seu carácter compressivo.

#### IX.3.2.2.4. *Extremidade meridional*

No seu extremo meridional, a sul de Penacova, o acidente Penacova-Régua-Verin controla parcialmente a morfologia do conjunto de relevos de disposição submeridiana que constituem o «maciço marginal de Coimbra» (DAVEAU *et al.*, 1985; DAVEAU, BIROT & RIBEIRO, 1985-86), definindo a importante escarpa de falha de Arrifana, a noroeste de Poiaras, que limita em parte o bloco elevado de Avelreira-Carvalho no seu bordo sueste. Segundo DAVEAU, BIROT & RIBEIRO (*op. cit.*, p. 277, fig. 41), nesta área o acidente tectónico desloca verticalmente em cerca de 100 m uma superfície de erosão de importante expressão regional identificada por aqueles autores, que a designam por «nível de Serra da Vila», evidenciando movimentações neotectónicas na zona de falha, atendendo à idade provável pliocénica terminal a quaternária inferior desta superfície.

#### IX.3.2.2.5. *Hidrotermalismo*

Além das numerosas evidências estruturais e geomorfológicas de movimentações neotectónicas, confirmadas ou prováveis, no acidente Penacova-Régua-Verin, que temos vindo a expor, salientamos, por último, um outro indício importante de actividade nesta zona de falha, consistindo no abundante hidrotermalismo que lhe está associado, já abordado por CHOFFAT (1918) e referenciado em diversos trabalhos, como os de RIBEIRO & ALMEIDA (1981) e CALADO (1989). Com efeito, ao longo do acidente Penacova-Régua-Verin, e na sua vizinhança, localizam-se numerosas nascentes hidrotermais, incluindo as de mais alta temperatura de

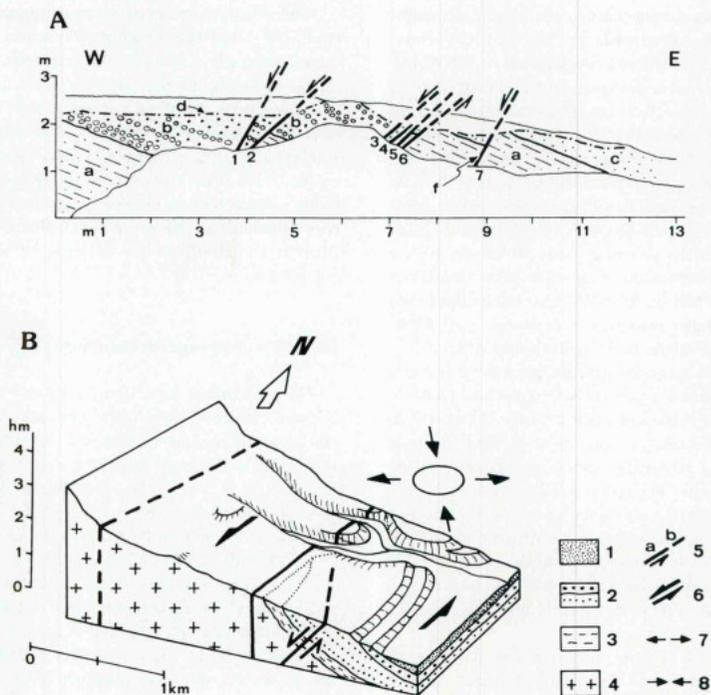


Fig. 27 — A — Corte geológico detalhado de um afloramento localizado no bordo ocidental da bacia da Vilaríça, em Quinta do Carvalhal (Anexo 1, loc. 3/3), evidenciando algumas microfalhas deslocando sedimentos de idade provável pliocénica média, com separações verticais de tipo normal gerando uma separação estratigráfica acumulada de aproximadamente 3 m (retirado de CABRAL, 1989, fig. 9, p. 294). a, silte arenoso cinzento-esverdeado, com grãos de quartzo e feldspato de calibre médio a grosseiro e palhetas de mica; b, areia grosseira de cor castanha, heterométrica, rica em clastos de feldspato, mica e xisto, com níveis intercalados de calhaus de quartzo, quartzo e xisto; c, areia fina a silte de cor cinzenta, com grãos de areia média a grosseira de quartzo e feldspato (raro) disseminados; d, contacto com solo; f, falha, com o sentido da componente vertical de movimentação indicada pela seta. Atitude da estratificação (duas medições): (N50°E, 28°SE); (N20°E, 27°SE). Atitude das falhas: 1, (N25°W, 50°WSW); 2, (N46°W, 34°SW); 3, (N54°W, 70°SW); 4, (N42°W, 40°SW); 5, (N52°W, 48°SW); 6, (N62°W, 53°SW); 7, (N54°W, 58°SW). (Ver projecção estereográfica das atitudes das microfalhas medidas no Anexo 2, diagrama 3/3). B — Interpretação das microfalhas com separação vertical normal observadas em Quinta do Carvalhal (representadas em A), usando um modelo de cisalhamento simples associado a uma componente de movimentação em deslizamento esquerdo no bordo ocidental da bacia da Vilaríça (retirado de CABRAL, 1989, fig. 10, p. 294). (A espessura dos sedimentos é hipotética). 1, aluvião; 2, depósitos detriticos pliocénicos; 3, arenitos arcóscicos terciários; 4, granito; 5a, falha; 5b, falha provável; 6, sentido de cisalhamento simples; 7, extensão secundária; 8, encurtamento secundário.

emergência no território continental português (Chaves, 75° e S. Pedro do Sul, 69°). Como salientam RIBEIRO & ALMEIDA (1981), estas ocorrências hidrotermais resultam provavelmente da circulação profunda de fluidos ao longo da zona de falha e em fracturas próximas, desen-

cadeada por um mecanismo de «bombagem sísmica» resultante de actividade neotectónica naquela estrutura.

Note-se que aquelas emergências hidrotermais não se situam necessariamente sobre o acidente tectónico principal (como a nascente de S. Pedro do Sul, localizada

cerca de 2,5 km a oeste do traço superficial da falha Penacova-Régua-Verin), mas em fracturas próximas cuja orientação relativamente ao campo da tensão tectónica actual favorece a sua «abertura», facilitando a circulação das águas termais, como salientam GRILLOT e DROGUE (1986). Contudo, é evidente o controlo desempenhado pela zona de falha principal na localização das emergências, dependentes do processo de «bombagem sísmica» por ela desencadeado, fixando-as nas suas proximidades.

#### IX.4. Falhas com componente predominante de movimentação normal

##### IX.4.1. Considerações gerais

As falhas activas presentemente reconhecidas no território continental português apresentando evidências de um deslocamento com uma componente predominante de movimentação normal são escassas. Embora admitamos a possibilidade de existirem outros acidentes deste tipo ainda não identificados, o seu reduzido número tem implicações importantes no modelo geodinâmico a considerar, uma vez que evidencia o predomínio de um regime tectónico compressivo no decurso dos últimos 2 Ma.

Há a distinguir falhas com deslocamento vertical normal associadas ao campo regional da tensão actuando no território português, e falhas deste tipo resultantes de modificações regionais ou locais do campo da tensão por influência de acidentes tectónicos maiores existentes nas proximidades. Na segunda situação referida apresentamos os seguintes exemplos:

**a** — microfalhas com separação vertical normal observadas na Península de Setúbal, afectando formações detríticas do Pliocénico superior (ver cap. IX.5.2.3.), de orientações variáveis mas predominantemente de direcção NNW-SSE a WNW-ESE, interpretadas como representando falhamento antitético na cobertura pliocénica associado a movimentação em estruturas de tipo *upthrust* em profundidade;

**b** — microfalhas com separação vertical normal afectando sedimentos atribuídos ao Plistocénico médio junto ao bordo ocidental da bacia tectónica da Vilaça (Trás-os-Montes Oriental, ver cap. IX.3.2.1.; Anexo 1, loc. 3/3), de orientação média NW-SE (Anexo 2,

diagrama 3/3), explicadas por extensão produzida por deformação em cisalhamento simples nos sedimentos, resultante de uma componente de movimentação em desligamento esquerdo no acidente tectónico principal localizado nas proximidades limitando o fosso da Vilaça a ocidente (CABRAL, 1985, pp. 49-50, 1989, p. 294; fig. 27);

**c** — microfalhas com separação vertical normal afectando arenito dunar consolidado de idade provável holocénica, junto à praia da Aguda (a norte de Azenhas do Mar), de direcção geral NW-SE (MONIZ, 1992, pp. 38-43), interpretadas por esta autora como resultando possivelmente de deformação distribuída e difusa na duna em consequência de movimentação num acidente tectónico orientado NE-SW, identificado nas formações cretácicas subjacentes;

**d** — a falha do Alqueva (Anexo 1, f. 22), localizada cerca de 8 km a noroeste de Moura (Baixo Alentejo) e 2,5 km a norte da falha de Vidigueira-Moura (ver cap. IX.2.1.3.), com uma orientação geral WNW-ESE e um comprimento reconhecido de 7 a 10 km, apresentando evidências de reactivação posteriormente ao Pliocénico superior (ao episódio regional de instalação de depósitos de tipo *raña*) com uma componente vertical de movimentação normal dominante, originando um abatimento acumulado do bloco setentrional de cerca de 50 m (ARAÚJO & BRUM, 1986; BRUM & ARAÚJO, 1989; BRUM, 1990, pp. 272-286). É interpretada por estes autores como resultando de extensão produzida por flexuração crustal no bloco superior da falha de Vidigueira-Moura devido a movimentação inversa neste acidente tectónico.

No que respeita às falhas com deslocamento dominante normal activadas na dependência do campo regional da tensão actuando no território português, destacam-se as de orientação NW-SE a WNW-ESE, representadas pelo importante acidente tectónico de Grândola, que analisaremos com mais detalhe adiante, e também, possivelmente, pelas falhas que limitam a pequena bacia tectónica de Rio Maior, localizada junto ao bordo noroeste da bacia do Tejo, além da falha de Bombarral (ver cap. IX.5.2.2.).

##### IX.4.2. Bacia de Rio Maior. A falha do Cidral

A bacia de Rio Maior consiste num fosso tectónico alongado na direcção NNW-SSE, com cerca de 7,5 km

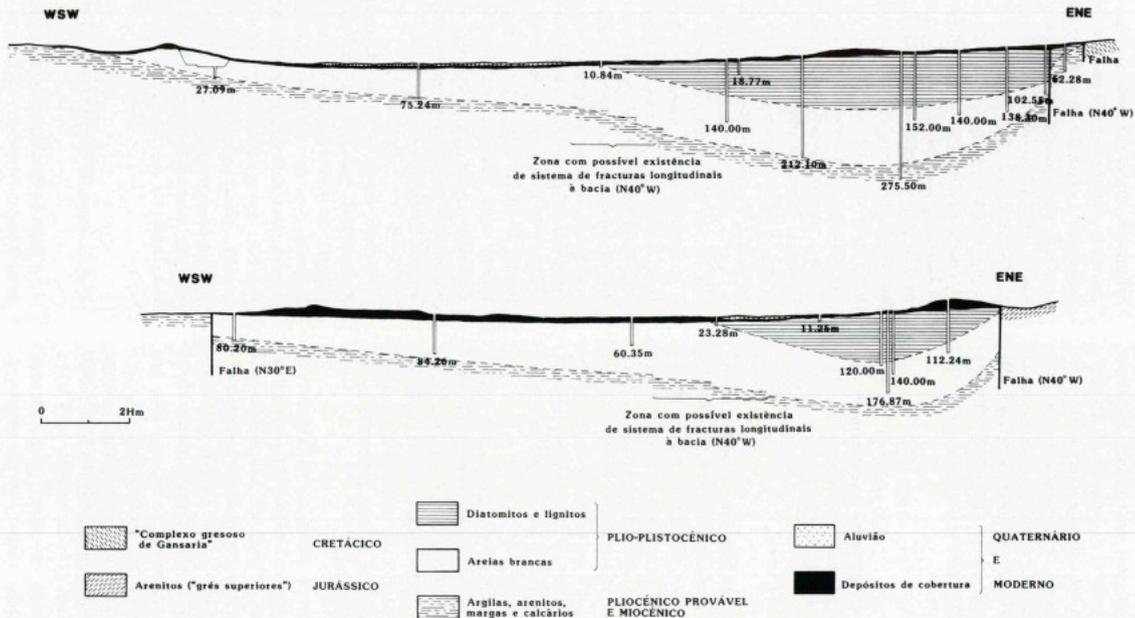


Fig. 28 — Perfis geológicos transversais à bacia sedimentar de Rio Maior (com a localização de diversas sondagens assinalada), segundo CARVALHO & PEREIRA (1973, perfis II e III), evidenciando a sua natureza tectónica, controlada pela falha do Cidral no bordo ENE.

de comprimento e 3 a 4 km de largura, condicionado por acidentes tectónicos principais com aquela direcção — de que se destaca a falha no seu bordo NE (falha do Cidral; Anexo 1, f. 15) — e por acidentes secundários transversais, de orientação NNE-SSW, cuja geometria em profundidade e estilo tectónico se desconhecem, sendo limitada a noroeste por formações jurássicas intensamente deformadas pela estrutura diapírica de Fonte da Bica-Porto de Mós (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960; CARVALHO & PEREIRA, 1973; DINIZ, 1984; DINIZ *in* DAVEAU *et al.*, 1985; entre outros). No seu interior está preservada uma sucessão sedimentar consistindo, da base para o topo, em areias brancas ricas em caulino (espessura de 40 a 120 m), provavelmente de origem eólica, suprajacentes a calcários continentais do Miocénico superior (Calcários de Freiria, datados do Valesiano superior), seguindo-se espessas camadas de lenhites e diatomitos (espessura total máxima de cerca de 90 m), a que se sobrepõe, em discordância angular, uma cobertura areno-argilosa com intercalações de cascalheiras. Estudos palinológicos realizados por DINIZ (1984; DINIZ *in* DAVEAU *et al.*, 1985) na formação de lenhites e diatomitos indicam uma idade pliocénica inferior a superior para estes sedimentos, implicando uma idade pliocénica inferior ou miocénica superior para as areias brancas subjacentes e restringindo as formações já provavelmente quaternárias aos sedimentos areno-argilosos do topo, discordantes.

A disposição das diferentes formações sedimentares no interior do fosso tectónico de Rio Maior, bem conhecida pelo estudo de numerosas sondagens (ZBYSZEWSKI, 1967, *in* DINIZ, 1984; CARVALHO & PEREIRA, 1973) mostra que a bacia é assimétrica, com o seu depocentro deslocado para NE, onde se localiza o complexo de lenhites e diatomitos constituindo a «(sub-) bacia de lenhites e de diatomitos de Espadanal». Estes sedimentos dispõem-se nesta área segundo uma estrutura em sinclinal assimétrico de eixo NNW-SSE, com o flanco nordeste mais inclinado e cortado pela falha do Cidral (fig. 28).

A assimetria daquela bacia sedimentar indica uma migração da actividade subsidente para o seu bordo nordeste posteriormente à instalação das areias brancas caulínicas, durante a sedimentação do complexo de lenhites e diatomitos, no Pliocénico. Concomitantemente com esta sedimentação, ou posteriormente, ocorreram movimentações na falha do Cidral com abatimento relativo do lábio sueste, produzindo uma separação vertical máxima estimada da ordem de 50 m

(ou eventualmente inferior) na superfície da base do complexo lenhitoso e diatomítico. Estes movimentos são anteriores a um episódio erosivo regional que trunca toda a estrutura da área, provavelmente correlativo da instalação dos depósitos culminantes areno-argilosos e de cascalheiras (no Pliocénico inferior?), que não se mostram controlados pela falha (CARVALHO & PEREIRA, 1973; fig. 28).

Como sucede com a generalidade dos acidentes tectónicos que condicionam a bacia de Rio Maior, conhece-se mal a geometria em profundidade da falha do Cidral, bem como o seu estilo tectónico, embora existam dados de sondagens que, conjuntamente com a cartografia geológica disponível, permitem tirar algumas conclusões: trata-se de uma falha muito inclinada (sub-vertical?), que se deslocou no Pliocénico com uma componente vertical de movimentação originando um abatimento relativo do bloco a sudeste (em estilo normal se o acidente inclinar para SW) de algumas dezenas de metros (cerca de 50 m), prolongando-se possivelmente os movimentos no Pliocénico inferior, embora com deslocamentos verticais muito reduzidos.

#### IX.4.3. Falhas de orientação submeridiana

Além dos acidentes orientados NW-SE a WNW-ESE, recentemente obtiveram-se evidências de falhas submeridianas com uma componente de movimentação normal, localizadas numa área a oeste de Coimbra, no prolongamento para norte da estrutura falhada de Montemor-o-Velho, afectando formações arenosas designadas por «Areias de Arazede», atribuídas ao Siciliano (Quaternário inferior a médio?) (BARBOSA *et al.*, 1988). Segundo estes autores (*op. cit.*, pp. 30 e 31), este falhamento submeridiano é responsável pelo afundamento relativo do sector a oeste, onde se desenvolve a bacia de Viso-Queridas.

Por indicação de BARBOSA (comunicação pessoal; BARBOSA *et al.*, 1988, p. 30), observou-se em Vale Saramago (a SSW de Arazede; Anexo 1, f. 6) uma falha pertencente àquele sistema de fracturação, colocando em contacto as «Areias de Arazede», a ocidente, com arenitos cretácicos, a oriente (foto 28). O contacto faz-se por uma zona de deformação importante nas rochas cretácicas, com cerca de 9 m de largura, onde se individualizam diversas faixas de movimentação inclinando para oeste, com argilas injectadas intensamente cisa-

lhadas. As areias pliocénicas mostram arraste tectónico compatível com uma descida relativa do lábio ocidental, tendo-se medido duas superfícies de deslizamento estriadas junto ao contacto — de atitude (N38°E, 41°W), com estrias (6°, S45°W), e (N15°E, 57°W), com estrias (35°, S43°W) — indicando movimentação esquerda-normal num acidente orientado NNE-SSW (Anexo 2, diagrama 6). Note-se que a obliquidade desta direcção relativamente à orientação N-S, bem como a componente de desligamento esquerdo evidenciada pelas estrias, poderão reflectir uma «zona de transferência» entre segmentos de falhas submeridianas predominantemente normais dispostos *en echelon* com «salto» para a direita (ver Esboço Estrutural da Carta de Cantanhede — 19-A, apresentado por BARBOSA *et al.*, 1988, p. 31).

Em estudos de geologia marinha recentemente efectuados na região setentrional da plataforma continental portuguesa também se detectaram falhas de atitude submeridiana, muito inclinadas, apresentando uma componente vertical de deslocamento normal, ou inverso, consoante o sentido da sua inclinação, ainda mal constringido com os dados existentes (RODRIGUES, DIAS & RIBEIRO, 1992), e que são provavelmente activas por condicionarem a distribuição de sedimentos pós-wurmianos, além de originarem pequenas roturas de pendur na superfície do topo destes depósitos (o fundo marinho). Têm-se interpretado estes acidentes como pertencendo a um sistema de falhas submeridianas que estabelecem o bordo ocidental de um fosso tectónico plio-quatérnio designado por «*graben* do Pontal da Galega», localizado na plataforma continental ao largo do litoral de Aveiro-Porto, com cerca de 150 km de comprimento por 25 km de largura, de orientação aproximada N-S (Projecto «Sismotectónica da Margem Continental Oeste-Ibérica», 1988; RIBEIRO *et al.*, 1989b), de que o fosso pliocénico de Aveiro (LAUVERJAT, GOUGEROT & POIGNANT, 1983-85) constitui a terminação meridional.

#### IX.4.4. Falha de Grândola

A falha de Grândola (Anexo 1, f. 21) consiste num importante acidente tectónico já há longo tempo identificado pelos seus efeitos sobre a geometria e estrutura da bacia cenozóica do Sado (em sentido estrito) e também pela influência que tem na morfologia regional, apresentando associada uma imponente escarpa de falha

(ZBYSZEWSKI, 1939; BIROT & FEIO, 1948; FEIO, 1951a; CARVALHO, 1986; entre outros).

Este acidente, de orientação média WNW-ESE, corresponde a um desligamento esquerdo varisco (RIBEIRO, MANUPPELLA & OLIVEIRA, *in* OLIVEIRA, 1984; RIBEIRO, em publicação) que foi reactivado posteriormente, apresentando evidências de deslocamento no Cenozóico com uma componente vertical de movimentação produzindo uma subida relativa do bloco meridional. Está cartografado numa extensão de cerca de 31 km (Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, OLIVEIRA, 1984), com um traçado algo sinuoso, passando 1 km a sul de Grândola e estendendo-se desde um local a cerca de 8 km a WNW desta localidade até uma área a ENE de Azinheira de Barros, desaparecendo sob a cobertura arenosa pliocénica regional em ambas as extremidades. Contudo, diversos autores consideram o seu prolongamento para WNW, como falha oculta, por mais 35 km, cruzando a linha de costa e continuando-se pela plataforma continental onde vai coincidir com o cânhamo submarino de Setúbal (LEFOT *et al.*, 1981; COPPIER, 1982; COPPIER & MOUGENOT, 1982; MOUGENOT, 1988), o que confere um comprimento ao acidente tectónico de pelo menos 65 km.

Como referimos, um dos principais testemunhos da falha de Grândola consiste na escarpa que lhe está associada, elevando-se, a SW, acima de uma área acentuadamente aplanada, que se estende para norte constituindo a Superfície do Sado (PIMENTEL, 1986, 1989), situada a cotas compreendidas entre cerca de 80 e 100 m. A escarpa de falha aumenta o seu comando de forma mais ou menos progressiva de ESE para WNW, atingindo um valor máximo da ordem de 150 m na área a ocidente de Grândola, onde culmina a uma cota de 309 m (v.g. Outeiro dos Píncaros), reduzindo-se depois muito rapidamente para ocidente e terminando cerca de 4 km a WNW. No sector onde o soerguimento tectónico é máximo o comando da escarpa não ultrapassa aquele valor devido aos movimentos aparentemente afectarem também a área de sopé, produzindo um empolamento na Superfície do Sado, ainda pouco dissecado por uma drenagem radial centrífuga, cujo ápice se situa no sopé da vertente imediatamente a norte de Outeiro dos Píncaros. Note-se que admitimos a possibilidade (a confirmar no terreno) de aquela ondulação identificada na área de sopé corresponder antes à superfície de um leque aluvial quatérnio (ausente na cartografia geoló-

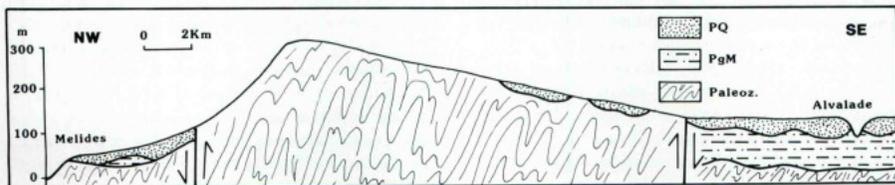


Fig. 29 — Corte geológico esquemático abrangendo a plataforma litoral alentejana, parte da bacia do Sado e a serra de Grândola, evidenciando o carácter tectónico deste relevo, desenvolvido por elevação de um bloco de soco em semi-horst, segundo PIMENTEL & AZEVEDO (1989c, fig. 1, p. 18).

gica disponível) e não a um empolamento por deformação da superfície erosiva de *piedmont*.

Embora constitua um elemento morfológico importante no contexto regional, limitando a nordeste o bloco de soco varisco elevado que forma a serra de Grândola, e se identifique como um lineamento nítido em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983), a escarpa de falha de Grândola apresenta-se bastante degradada, fortemente entalhada por diversas linhas de água, de que se destacam a ribeira de Grândola e os seus afluentes da margem direita, além do rio Sado a jusante de Azinheira de Barros, e encontra-se nalgumas áreas consideravelmente recuada relativamente ao traço superficial da falha, particularmente no sector a sueste de Grândola, sugerindo uma taxa de actividade reduzida no acidente tectónico.

As evidências de actividade neotectónica na falha de Grândola são essencialmente de ordem indirecta, relativas à evolução da serra de Grândola. Com efeito, como referimos, aquele acidente tectónico estabelece o bordo nordeste deste relevo, o qual consiste num bloco de soco varisco elevado e inclinado para sueste em semi-horst, cujo levantamento ocorreu no Pliocénico superior ou Quaternário inferior, prolongando-se provavelmente, embora de forma muito lenta, até à actualidade (ZBYSZEWSKI, 1939; BIROT & FEIO, 1948; FEIO, 1951a; FEIO, *in* OLIVEIRA, 1984, p. 13; CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85; PIMENTEL, 1986, 1989; PIMENTEL & AZEVEDO, 1989a,b,c, 1990). A ocorrência e idade desta deformação são inferidas a partir de dados diversos, nomeadamente:

a — a inexistência de uma barreira geográfica consistindo num relevo a ocidente durante a deposição dos sedimentos fluviais pliocénicos da bacia do Sado,

associados a uma paleodrenagem com sentido de escorência dominante de sueste para noroeste, como já sugeriu ZBYSZEWSKI (1939) e foi posteriormente confirmado (PIMENTEL, 1986, 1989; PIMENTEL & AZEVEDO, 1989b,c, 1990);

b — a deformação da superfície erosiva no soco, correspondente à superfície de deposição dos sedimentos pliocénicos, que sobe progressivamente para oeste, em monoclinal, conjuntamente com alguns retalhos daqueles depósitos ainda preservados da erosão (fig. 29). (Note-se que a ausência de sedimentos miocénicos no flanco da serra, com as areias pliocénicas assentando directamente sobre o soco arrasado, contrariamente ao que sucede a SE, na bacia do Sado, evidencia a ocorrência de outras deformações tectónicas anteriores à deposição da unidade pliocénica, responsáveis pela não sedimentação, ou ablação, de uma cobertura sedimentar miocénica na área da serra);

c — a ausência de depósitos de *raia* nas áreas de sopé, que evidenciem uma alimentação a partir de uma zona elevada coincidente com a actual serra de Grândola, sugerindo que a génese deste relevo tenha sido posterior à instalação regional daqueles sedimentos, provenientes essencialmente da serra do Caldeirão, localizada a sul. Segundo PIMENTEL (1986, 1989) e PIMENTEL & AZEVEDO (1989a,b,c), o levantamento da serra de Grândola é testemunhado por depósitos grosseiros sintectónicos aflorantes na base da vertente ocidental, a que estes autores atribuem uma idade quaternária por assentarem sobre as areias fluviais pliocénicas, conterem blocos destas areias encouraçadas, e não se apresentarem afectados pela pedogénese que ferruginizou as *raias* (ver discussão no cap. V.2.3.2. e VII.5), datando assim desse período os movimentos tectónicos;

d — os efeitos sobre a rede hidrográfica regional, que foram analisados detalhadamente por ZBYSEWSKI (1939). De facto, como salienta FEIO (1951a, p. 313), referenciando aquele autor, o levantamento do semi-*horst* de Grândola terá influenciado os cursos de água modificando os seus perfis longitudinais, produzindo encaixe, por recidiva de erosão, nas áreas em levantamento, e aluvionamento nas áreas em subsidência (vales inferiores das ribeiras de Campilhas e S. Domingos, segundo ZBYSEWSKI, *op. cit.*, p. 415). Além disso, a drenagem fluvial encontra-se em parte inadaptada ao relevo regional de origem tectónica, como sucede com algumas linhas de águas importantes, nomeadamente a ribeira de Grândola e um seu afluente da margem direita (ribeira da Fonte dos Narizes), além do rio Sado. Com efeito, estas linhas de água penetram na escarpa da falha de Grândola e apresentam, para montante, sentidos de fluxo contrários (de SW para NE) ou muito oblíquos (aproximadamente de S para N) à inclinação geral, para sueste, do flanco inclinado do semi-*horst* da serra de Grândola. Enquanto que a inadaptação do rio Sado à escarpa de falha de Grândola a norte de Azinheira de Barros se pode explicar facilmente por sobre-imposição numa cobertura sedimentar plioquaternária, ou por adaptação a um acidente tectónico submeridiano assinalado na cartografia geológica regional (Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, OLIVEIRA, 1984), sem necessidade de intervenção de um processo de antecedência (embora não o exclua; ZBYSEWSKI, 1939, p. 409), já para as outras linhas de água referidas a sua inadaptação à estrutura geológica e aos deslocamentos tectónicos geradores de relevo implica que tenha ocorrido um processo de antecedência da drenagem relativamente ao soerguimento tectónico, o qual será, pois, posterior à instalação da drenagem fluvial e, portanto, muito provavelmente posterior ao episódio de deposição das *rañas* na bacia do Sado.

Embora na região continental emersa apenas o segmento da falha de Grândola cartografado, com cerca de 30 km de comprimento, apresente evidências de reactivação no Neogénico superior e no Quaternário, o controlo provável que, como referimos, este acidente tectónico exerceu na evolução do canhão submarino de Setúbal, localizado na plataforma continental, evidencia também actividade plio-quaternária no sector imerso da zona de falha, a WNW (COPPIER, 1982; COPPIER & MOUGENOT, 1982; MOUGENOT, 1988).

Como refere CARVALHO (1986), a abertura recente de uma estrada que liga Grândola a Sines, cruzando a falha de Grândola, criou novos cortes onde se observa, bem exposto, o acidente tectónico (Anexo 1, loc. 21/1). Nos taludes da estrada a zona de falha afecta apenas o substrato paleozóico, verificando-se os seus efeitos sobre a cobertura sedimentar cenozóica pelo arraste que produz em depósitos da base dessa cobertura (paleogénicos?), que se encontram inclinados cerca de 30° para NNE conjuntamente com a superfície de discordância em que assentam no soco, 100 m a norte do acidente tectónico. Baseados em apenas duas visitas que fizémos ao local, uma delas acompanhando A. M. GALOPIM DE CARVALHO, e na descrição que este autor apresenta do afloramento (CARVALHO, 1986, p. 144), podemos referir que a zona de falha afecta o soco numa largura de cerca de 40 m, onde se distinguem três faixas de rocha fortemente triturada, com algum *fault-gouge*, apresentando superfícies de deslizamento, algumas delas estriadas. Medimos a atitude de quatro dessas superfícies (Anexo 2, diagrama 21/1), coincidindo aproximadamente com a orientação geral do acidente tectónico neste local, de cerca de N30°W, com uma inclinação de 75° a 85° para ENE (CARVALHO, *op. cit.*, p. 144).

Atendendo à atitude observada da falha de Grândola, muito inclinada para o quadrante NE, e à localização do soco paleozóico constituindo o relevo da serra de Grândola, a SW, conclui-se que o acidente tectónico foi reactivado no Pliocénico superior e/ou no Quaternário com uma componente vertical de movimentação de tipo normal e, se admitirmos que as estrias identificadas são correlativas daquela reactivação, com uma importante componente de deslizamento esquerdo (Anexo 2, diagrama 21/1). Note-se que CARVALHO (*op. cit.*, p. 144) refere uma falha inversa afectando a «unidade detritica inferior» (paleogénica?), de atitude (N40°W, 75°SW), mas que interpretamos como uma falha normal, inclinando inicialmente cerca de 75° para NE, gerada nas primeiras fases de movimentação no acidente principal, e que foi posteriormente balanceada para a sua posição actual juntamente com o bloco de rocha em que se insere.

Para norte do contacto das formações terciárias com o soco observaram-se algumas microfalhas muito inclinadas a subverticais, orientadas NW-SE e NE-SW (Anexo 2, diagrama 21/1), afectando um depósito argiloso sub-horizontal ou inclinando até 10° para NNE, que CARVALHO (*op. cit.*, p. 145) identifica como a «unidade

argilosa inferior», de idade provável miocénica. Como refere aquele autor (*op. cit.*, p. 147), cerca de 1500 m a norte do contacto das rochas cenozóicas com o substrato paleozóico observou-se uma falha afectando os sedimentos areníticos pliocénicos da bacia do Sado, colocando-os em contacto lateral com a formação argilosa (miocénica) subjacente. Mediu-se uma atitude dessa falha de (N15°E, 85°ESE) (Anexo 2, diagrama 21/1; CARVALHO, *op. cit.*, p. 147 refere uma inclinação do acidente de 80°WNW), com as areias pliocénicas no lábio oriental evidenciando uma separação vertical normal superior a 2 m. Esta falha testemunha actividade tectónica na área posterior à formação arenítica pliocénica, embora se disponha segundo uma orientação muito diferente da falha de Grândola.

Considerando que os deslocamentos tectónicos responsáveis pelo soerguimento do semi-*horst* da serra de Grândola ocorreram posteriormente à instalação dos depósitos de *raña* na bacia do Sado, e admitindo-se que a Superfície do Sado, no sopé da escarpa de Grândola, corresponde a um nível de erosão próximo da superfície de sedimentação das *rañas*, infere-se num deslocamento vertical máximo na falha de Grândola da ordem de 150 m nos últimos 2,5 a 2 Ma, o que equivale a uma taxa de actividade compreendida entre 0,06 mm/ano e 0,075 mm/ano, correspondente a um valor médio, máximo, naquele intervalo de tempo (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Note-se que nesta avaliação da taxa de actividade não se entra em conta com a componente horizontal de movimentação que o acidente tectónico tenha eventualmente sofrido, a qual é significativa se admitirmos que as estrias observadas são neotectónicas. Além disso, os movimentos de levantamento provavelmente não se processaram a velocidade uniforme ao longo do período considerado, como o testemunha a presença de um nível de erosão nítido embutido na escarpa de falha a ocidente de Grândola a uma cota de cerca de 200 m, e que penetra no interior do semi-*horst* ao longo do vale da ribeira de Grândola, evidenciando um episódio de estabilidade em que predominou a erosão.

#### IX.5. Falha Odemira-Ávila e lineamento do vale inferior do Tejo

Como referimos no início deste capítulo, existem no território continental português alguns acidentes tectónicos importantes que apresentam características parti-

culares, não se enquadrando facilmente em qualquer dos grupos em que subdividimos as falhas activas fundamentados na sua movimentação dominante (inversas, de desligamento ou normais). De entre esses acidentes destacamos a falha Odemira-Ávila e a estrutura correspondente ao lineamento do vale inferior do rio Tejo, cuja actividade analisaremos seguidamente.

##### IX.5.1. Falha Odemira-Ávila (ou da Messejana) e alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sinceira

A falha Odemira-Ávila (Anexo 1, f. 20), também designada em Portugal por falha da Messejana (e em Espanha por falha de Plasencia), constitui um dos acidentes tectónicos mais longos da Península Ibérica, aflorando em cerca de 500 km na direcção NE-SW, desde as proximidades de Ávila, em território espanhol, onde se perde sob os sedimentos cenozóicos da bacia do Douro (SCHERMERHORN *et al.*, 1978), até à área de Odemira, no Alentejo. A sudoeste desta localidade o acidente inflecte para sul, provavelmente ramificando-se e ligando-se a um sistema de falhas dispostas na direcção NNE-SSW, paralelamente à linha de costa (localizada cerca de 4 km a ocidente), desde S. Teotónio até ao litoral meridional algarvio a leste de Sagres (Anexo 1, f. 24), e que delimitam um conjunto complexo de *horst* e *graben* desenvolvidos no soco varisco no Neogénico (e Quaternário?), individualizando-se, de norte para sul, o *horst* e a bacia de S. Teotónio, e as depressões tectónicas de S. Miguel (Odesseixe), Aljezur, Ribeira de Alfambras, Pedralva e Sinceira (FEIO, 1951a, 1983; OLIVEIRA, 1984; PEREIRA, 1985, 1990).

O prolongamento da falha da Messejana em direcção ao litoral, a sudoeste de S. Teotónio, não está reconhecido no terreno, existindo apenas evidências recentes de um acidente tectónico associado a um filão dolerítico, de orientação NE-SW, localizado no troço vestibular da ribeira de Aljezur (praia da Amoreira; Anexo 1, loc. 24/2), referenciado por PEREIRA (1990, pp. 323-324) e cujas características detalharemos adiante, que poderá testemunhar a inflexão da estrutura da Messejana para a linha de costa, a sul de Odesseixe. Contudo, os estudos de geologia marinha realizados a sudoeste do litoral alentejano e algarvio ocidental evidenciam o prolongamento submarino da falha Odemira-Ávila, constituindo, segundo MOUGENOT (1988), a «falha de

S. Vicente», localizada ao longo do canhão submarino de S. Vicente onde estabelece o limite meridional da «bacia mesozóica do Alentejo», estendendo-se por cerca de 100 km até à planície abissal da Ferradura, a sul da vertente meridional do banco submarino de Goringe, onde provavelmente se liga às estruturas que condicionam este importante relevo do fundo oceânico (cap. XI.2, fig. 57).

Assim, considerando o seu prolongamento submarino para sudoeste do litoral algarvio ocidental, a falha Odemira-Ávila está reconhecida numa extensão de cerca de 600 km, embora se encontre segmentada em diversos troços por descontinuidades geométricas, individualizando-se, com base na cartografia geológica de síntese disponível, um segmento submarino, entre a planície abissal da Ferradura, a sul do banco de Goringe, e o litoral a sul de Odesseixe, um longo troço que atravessa em diagonal todo o Alentejo, entre S. Teotónio e Campo Maior, subdividido em dois segmentos no seu cruzamento com a falha Vidigueira-Moura junto a Vila de Frades, e um outro segmento em território espanhol, entre Albuquerque e a vizinhança de Ávila.

Este longo acidente tectónico é geralmente referido na bibliografia como um desligamento esquerdo pertencente ao sistema de fracturas tardi-variscas da Península Ibérica de orientação NNE a NE (ARTHAUD & MATTE, 1975; RIBEIRO *in* OLIVEIRA, 1984), evidenciando, a partir de referências geológicas no soco deslocadas, uma separação máxima horizontal esquerda pós-Carbónico de 2 a 3 km. Contudo, RIBEIRO (*in* OLIVEIRA, 1984, p. 29) salienta que a falha da Messejana actuou provavelmente como desligamento esquerdo «desde as fases precoces» da Orogenia Varisca, como é sugerido por diferenças no padrão estrutural do soco em ambos os lados do acidente na área de Odemira, e ter-se-á comportado como falha sinsedimentar no Carbónico, pois observa-se uma mudança de fácies em metasedimentos carbónicos com a aproximação à falha (SCHERMERHORN, comunicação pessoal).

Trata-se de uma estrutura que penetra profundamente na crosta continental, atravessando-a totalmente, como o evidencia a presença de doleritos intruídos no acidente em grande parte da sua extensão emersa, constituindo o que em território português se designa geralmente por «grande filão do Alentejo». COELHO (*in* OLIVEIRA, 1984) refere «a notável uniformidade mineralógica deste extensíssimo filão desde o mar até à fronteira no alto Alentejo, apenas com insignificantes varia-

ções (...) dentro do tipo dolerítico». SCHERMERHORN *et al.* (1978) indicam diversas datações absolutas de amostras de filão dolerítico pelo método K-Ar, correspondendo na sua maioria a idades compreendidas entre 200 e 160 Ma (Jurássico inferior a médio), o que leva estes autores a associarem a intrusão de rocha básica ao longo do acidente da Messejana a um regime tractivivo na crosta continental ibérica resultante do processo de abertura do Atlântico Norte. Contudo, COELHO (*in* OLIVEIRA, 1984) salienta que «apesar das flagrantes analogias existentes entre os doleritos do grande filão e os da base do Jurássico no Algarve, está por fazer o estudo comparativo, sistemático e pormenorizado, das duas formações, incluindo um número suficiente de determinações de idade».

O acidente tectónico atinge a descontinuidade de Moho a uma profundidade de cerca de 30 km, deslocando-a com um aprofundamento importante do lábio sueste, cujo valor decresce de sudoeste, onde a rejeição vertical é de 4 km, para nordeste, onde o deslocamento se reduz para 2 km (CAETANO, 1983 e HIRN *et al.*, 1983, *in* MOUGENOT, 1988).

Apesar das suas dimensões, atravessando toda a crosta continental e alongando-se por várias centenas de quilómetros de comprimento, cruzando a fronteira entre as crostas continental e oceânica e ligando-se provavelmente às estruturas complexas que definem a fronteira de placas Açores-Gibraltar na área a sudoeste do cabo de S. Vicente (cap. XI.2., fig. 57), a falha Odemira-Ávila apresenta evidências de uma actividade neotectónica relativamente reduzida.

A reactivação cenozóica desta estrutura é testemunhada principalmente por deformações que produz em sedimentos terciários localizados nas proximidades, na sua maioria conservados em áreas deprimidas tectonicamente dispostas ao longo do acidente, incluindo contactos por falha que estabelece entre os depósitos de cobertura e rochas do soco varisco. O facto de afectar sedimentos de tipo *raña* e, na área a sudoeste, areias marinhas do planalto litoral alentejano e algarvio ocidental atribuídas ao Pliocénico superior (ver cap. VII.5.), sugere actividade neotectónica, indicada também por algumas evidências de deformações prováveis quaternárias.

Embora se destaque como um lineamento nítido em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983), esta estrutura tem fraca influência no relevo alentejano, caracteristicamente suave, marcado

pela superfície da Meseta Meridional. Contudo, o controlo da zona de falha sobre a morfologia que se observa nalguns dos seus troços testemunha também movimentações pós-variscas relativamente recentes.

Passamos a analisar os indícios de actividade neotectónica na falha Odemira-Ávila, bem como no alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sinceira que lhe estão associadas, fundamentando-nos em abundantes dados bibliográficos, de que destacamos os apresentados por FEIO (1951a, 1983), FEIO *in* OLIVEIRA (1984), PIMENTEL (1986, 1989), MARTINS (1989) e PEREIRA (1985, 1990), além dos resultados das investigações que realizámos no terreno. Por facilidade metodológica, subdividimos o acidente em diversos sectores, ordenando-os de nordeste para sudoeste.

#### IX.5.1.1. Sector Campo Maior-Ervidel

Efectuaram-se reconhecimentos geológicos no terreno, ao longo da falha da Messejana, no extenso troço compreendido entre Campo Maior, a nordeste, e Ervidel, a sudoeste, tendo-se escolhido como áreas de investigação mais detalhada aquelas onde afloram sedimentos cenozóicos afectados pelo acidente, nomeadamente as regiões de Elvas-Campo Maior, Juromenha, Terena, Falcoeirias (Regengos de Monsaraz), Monte de Trigo, Cuba, Beringel e Mombeja-Ervidel.

Em toda esta extensão do acidente tectónico encontraram-se dificuldades na caracterização geométrica e cinemática da falha, por escassez de afloramentos. No entanto, o estudo de alguns cortes em que se observou a zona de falha em rochas do soco, como em Perdigão (E.N. 373, a nordeste de Elvas; Anexo 1, loc. 20/2), onde se mediram numerosos *slickensides* estriados numa larga caixa de falha em xisto (Anexo 2, diagrama 20/2), ou em que se identificou o acidente estabelecendo o contacto do soco com sedimentos terciários, como em Horta do Caia (E.N. 373, cruzamento para Retiro, a sudoeste de Campo Maior; Anexo 1, loc. 20/1; Anexo 2, diagrama 20/1), bem como a análise de outros afloramentos em que se observaram sedimentos terciários deformados e cortados por microfalhas, algumas estriadas, na proximidade do acidente principal, como em Falcoeirias (a noroeste de Regengos de Monsaraz; Anexo 1, loc. 20/3; Anexo 2, diagrama 20/3; fig. 30), evidenciaram a importância da tectónica compressiva e da componente vertical de movimen-

tação indicada por um predomínio de estrias de *pitch* elevado (Anexo 2; diagramas 20/1 a 20/3).

Por outro lado, a análise da morfologia associada à falha e a relação do acidente com cascalheiras de planalto, de tipo *raña*, apontam para uma reactivação neotectónica incipiente, pelo menos no que diz respeito à componente vertical dos deslocamentos.

Com efeito, em Terena e Falcoeirias (Regengos de Monsaraz), as cascalheiras que culminam a coluna sedimentar não mostraram evidências de estarem afectadas por movimentações na falha da Messejana. Na primeira destas áreas observaram-se, no lábio sueste da zona de falha, depósitos grosseiros heterométricos, vermelhos, com intercalações arenosas e silto-argilosas ocreas, e sedimentos finos, silto-argilosos ocreas com laivos esbranquiçados, constituindo aparentemente uma sequência de tendência negativa, atribuídos ao Paleogénico na Folha 36-D, Redondo, da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. A passagem à formação assinalada como plio-quaternária no mapa geológico apresentou-se pouco nítida — esta parece constituir uma fina película de cascalheira heterométrica composta essencialmente por calhaus de quartzo, que poderá corresponder a um depósito residual. Embora na notícia explicativa da carta geológica (CARVALHOSA, GONÇALVES & OLIVEIRA, 1987, p. 31) se referencie um basculamento dos sedimentos paleogénicos de 10° a 15° para noroeste, no sentido do acidente tectónico, e também um basculamento dos depósitos culminantes, de tipo *raña*, «em relação com o rejogo recente da falha do Alentejo» (*op. cit.*, p. 31), no reconhecimento de campo que efectuámos não observámos aquela inclinação nem encontramos quaisquer indícios de a cascalheira de *raña* estar deformada por movimentações na falha da Messejana.

Junto a Falcoeirias, no talude da estrada para Aldeia do Montoito (Anexo 1, loc. 20/3), observou-se o acidente da Messejana estabelecendo o contacto entre formações do soco, consistindo em xistos esmagados na zona de falha e intruídos por rocha filoneana alterada e fracturada, com depósitos grosseiros terciários. Cobrindo a zona de falha, e aparentemente sem estar afectada por ela, identificou-se uma cascalheira heterométrica de calhaus de quartzo abarrancando o soco e os sedimentos terciários, que poderá corresponder a um depósito de *raña* (ou a uma formação mais recente, quaternária?), evidenciando inactividade do acidente tectónico posteriormente à sua sedimentação (fig. 30).

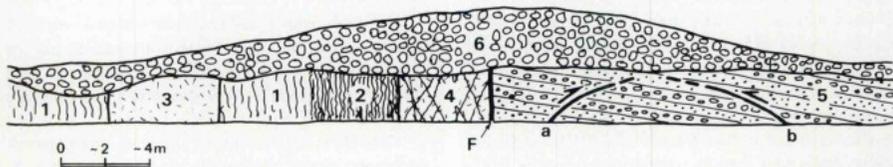


Fig. 30 — Corte geológico esquemático (a escala aproximada) da zona de falha da Messejana em Falcoeiros (talude da estrada para Aldeia do Montoito; Anexo 1, loc. 20/3), estabelecendo o contacto entre rochas do soco e sedimentos de cobertura. 1, xisto; 2, xisto esmagado (caixa de falha); 3, filão alterado; 4, filão alterado, recortado por superfícies de fractura (microcissalhamentos?); 5, sedimentos areníticos grossieros avermelhados, com níveis conglomeráticos quartzosos e horizontes esbranquiçados de forte endurecimento; 6, cascalheira heterométrica, com calhaus predominantemente de quartzo, abarrancando as formações do soco e fossilizando a zona de falha. 1 e 2, Paleozóico; 3 e 4, Mesozóico(?); 5, Paleogénico ou Miocénico; 6, Plio-Quaternário. F, contacto por falha entre o soco e os depósitos terciários; a e b, microfalhas deslocações os sedimentos terciários, respectivamente de atitudes: a — (N50°E, 25°SE), com estrias orientadas (25°, S39°E), b — (N53°E, 45°NW), com estrias orientadas (43°, N54°W), produzindo uma separação vertical inversa de aproximadamente 40 cm.

No que respeita à análise da morfologia associada à falha no sector considerado, frequentemente não se identificou qualquer relação entre o traçado do acidente tectónico e a topografia (exceptuando-se alguns vales de linha de falha e colos alinhados em interflúvios), nem evidências de um condicionamento do relevo por movimentos na falha. Pelo contrário, observou-se por vezes uma «inversão de relevo», com os sedimentos cenozóicos, muito endurecidos, localizados a cotas superiores ao soco, que se comportou como rocha branda relativamente aos depósitos, como nas áreas de Horta do Caia (Campo Maior) e de Terena. Apenas nas áreas de Juromenha e Monte de Trigo o traço da falha está marcado por uma escarpa, sempre de comando reduzido, em que o efeito da erosão diferencial poderá ser também dominante.

Contudo, BRUM (1990, pp. 46-49) conclui que a escarpa que limita o «fosso tectónico de Monte de Trigo» a leste, que designa por «escarpa de Peral», resulta do deslocamento de uma superfície de erosão de expressão regional, que denomina «Superfície Fundamental» e a que atribui uma idade provável do Vilafranquiano superior, pela falha da Messejana, com abatimento relativo do lóbio ocidental de cerca de 20-40 m, em consequência de uma reactivação pós-vilafranquiana deste acidente em deslizamento esquerdo, interpretando o fosso tectónico como uma bacia de deslizamento (do tipo *pull-apart*). Também um pouco a sul, a leste de Santana (entre Portel e Vidigueira) aquele autor (*op. cit.*, p. 41)

identifica um degrau topográfico voltado a oeste, coincidente com o traço da falha da Messejana, que interpreta como uma escarpa de falha directa deslocação a superfície de erosão do «Nível de Portela-Oriola» em cerca de 50-60 m, desenvolvida por reactivação deste acidente tectónico provavelmente no final do Neogénico.

Embora, como referimos, as evidências geométricas e cinemáticas observadas no sector Campo Maior-Ervidel do acidente tectónico Odemira-Ávila indiquem a ocorrência de deslocamentos verticais (evidenciados por estrias de *pitch* elevado) sob a acção de regimes tectónicos compressivos no Cenozóico, existem também indícios de a sua reactivação cenozóica ter ocorrido com uma componente de deslizamento esquerdo importante (dominante?), nomeadamente:

- o seu fraco controlo na génese de desníveis topográficos significativos;

- a alternância de áreas de afloramentos terciários preservados em zonas deprimidas tectonicamente, ora no lóbio sueste do acidente (áreas de Campo Maior, Juromenha, Terena, Cuba, Beringel e Mombeja-Ervidel), ora no lóbio noroeste (áreas de Falcoeiros e Monte de Trigo);

- a ocorrência de relevos associados à zona de falha, interpretados por BRUM (1990) como blocos de soco elevados tectonicamente em *push-up* junto a «curvaturas convergentes» (*restraining bends*) em regime de deslizamento esquerdo, como o relevo do Mendro, a norte da

Vidigueira, identificado por aquele autor (*op. cit.*, p. 65) como um *push-up* resultante de movimento esquerdo no acidente da Messejana no Miocénico superior (?), e a elevação de St<sup>o</sup> António, a sul de Vila de Frades, interpretada (*op. cit.*, pp. 73-75) como um semi-*horst* constituindo uma estrutura em *push-up* desenvolvida numa «curvatura convergente» muito pronunciada da falha da Messejana junto à sua intersecção com o acidente Vidigueira-Moura, levantado provavelmente no Miocénico superior e reactivado no Pliocénico superior.

### IX.5.1.2. Sector Ervidel-Relíquias

#### IX.5.1.2.1. Elementos bibliográficos

No território continental português os deslocamentos cenozóicos na falha da Messejana, incluindo as deforma-

ções neotectónicas, são particularmente evidentes no sector compreendido entre Ervidel (a sul de Ferreira do Alentejo) e Relíquias, onde o acidente limita a sueste a bacia do Tejo-Sado (ou a bacia do Sado, em sentido estrito), cuja evolução condicionou ao longo do Cenozóico (CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85; PIMENTEL, 1989).

Com efeito, além de afectar depósitos de cobertura, permitindo utilizar critérios estratigráficos e estruturais para identificar e caracterizar a actividade tectónica, é também neste troço que a zona de falha se associa aos desníveis topográficos mais significativos, coincidindo com um rebordo morfológico que estabelece a passagem da penepalanície alentejana, a sueste, para a área aplanada da bacia do Sado, localizada a cotas inferiores, a noroeste (FEIO, 1951a).

O relevo da parte meridional da bacia cenozóica do Sado foi recentemente estudado em detalhe por PIMENTEL

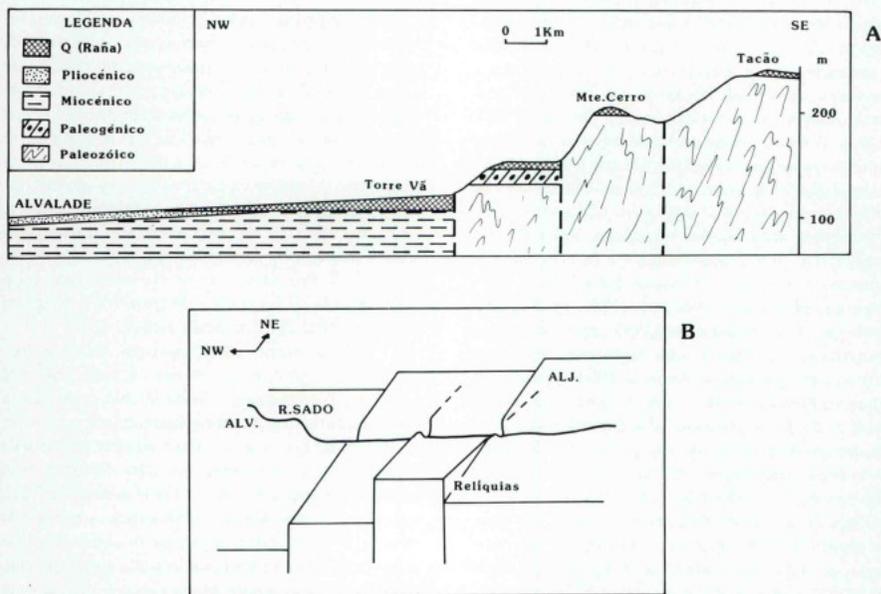


Fig. 31 — Representação esquemática da «Faixa de Transição», associada à zona de falha da Messejana, entre a Penepalanície Alentejana, a SE, e a Superfície do Sado, a NW, segundo PIMENTEL (1989, fig. 9, p. 14). A — corte geológico esquemático; B — esboço do jogo entre blocos tectónicos.

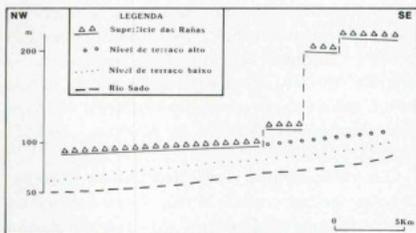


Fig. 32 — Representação esquemática dos perfis longitudinais do rio Sado e dos seus terraços superior e inferior, e da superfície das *rañas*, figurando-se os blocos tectónicos, associados à zona de falha da Messejana, atravessados por aquele curso de água, segundo PIMENTEL (1989, fig. 39, p. 82).

(1986, 1989) e MARTINS (1989), tendo ambos os autores reconhecido o controlo da falha da Messejana sobre o desnível topográfico que limita a bacia a sueste. Segundo PIMENTEL (*op. cit.*) aquele acidente estabelece a passagem entre a «Superfície do Sado», localizada a noroeste a uma cota de 80-100 m, e a «Planície Alentejana», estendendo-se a sueste a uma altitude de 220-230 m, por uma «Faixa de Transição» onde a falha se ramifica em acidentes paralelos (de que o mais a sueste corresponde ao acidente principal da Messejana) que delimitam dois blocos alongados na direcção NE-SW, desnivelados entre aquelas superfícies, definindo três degraus (fig. 31). Fundamentando-se na ocorrência de depósitos de tipo *raña* deslocados pelos degraus tectónicos que identificou, PIMENTEL (1986, pp. 222-223, 1989, pp. 14-16) atribui aquelas deslocações verticais ao Quaternário, totalizando uma separação vertical de 120 m, correspondente ao desnível entre a Superfície de Aljustrel-Panóias-Garvão, que o autor integra na Planície do Baixo Alentejo, e a Superfície do Sado. Segundo o mesmo autor (*op. cit.*, p. 222) a idade quaternária destas deformações verticais é apoiada pelo reconhecimento de deslocamentos prováveis afectando os terraços fluviais do rio Sado, nomeadamente um desnivelamento de 30 m no terraço superior por movimentação de uma das falhas da Faixa de Transição (PIMENTEL, 1986, p. 193 e pp. 235-236, 1989, pp. 82-83; fig. 32).

MARTINS (1989) realiza uma análise consideravelmente distinta da apresentada por PIMENTEL sobre as

características e génese do que denomina o «reborde circundante da bacia» (do Sado) — que descreve como um degrau topográfico acentuado, de altura variável, com alinhamento de NE para SW, entre a bacia do Sado e os terrenos que a limitam dos lados leste e sueste — cujas conclusões passamos a sintetizar.

No sector compreendido entre as localidades de Corte Vicente Anes e Aljustrel a morfologia aplanada da bacia, a noroeste, contacta com os terrenos mais elevados do soco (correspondentes à peneplanície alentejana rebaixada pelo entalhe fluvial associado à rede hidrográfica da ribeira do Roxo), a sueste, por um degrau de cerca de 30 m coincidente com a falha da Messejana. Na área imediatamente a oeste de Aljustrel, aquele acidente apresenta uma escarpa bastante degradada estabelecendo um desnível da ordem de 100-110 m entre a superfície da bacia, reconstituída a partir de pequenos retalhos planálticos conservando depósitos de *raña*, a cerca de 130 m, e a peneplanície alentejana a 240 m.

Para sudoeste, entre Aljustrel e Messejana, MARTINS (*op. cit.*) refere que o reborde circundante da bacia se divide em dois degraus com um desnível da ordem dos 40-50 m cada. O degrau inferior não coincide com o contacto entre as formações sedimentares e o soco paleozóico mas destaca-se ainda na área de afloramento dos depósitos, correspondendo a uma zona de aumento progressivo de declive topográfico na transição da bacia para o soco, sem constituir uma verdadeira escarpa. Segundo o autor (*op. cit.*, pp. 26-30) este acidente, que parece corresponder a uma flexura, afecta claramente depósitos de tipo *raña*, que se encontram basculados para o interior da bacia do Sado (para NW), atingindo a sua superfície de enchimento declives de 6%.

O segundo degrau identificado por MARTINS (*op. cit.*, p. 23) no reborde circundante da bacia localiza-se cerca de 1 km a sueste do degrau inferior, constituindo uma escarpa no soco de altura compreendida entre cerca de 30 e 50 m, que coincide com o acidente principal da Messejana, pois acompanha o filão dolerítico nele intruído. Corresponde, assim, a uma escarpa de falha, bem marcada entre Aljustrel e Messejana, resultante de reactivação do acidente tectónico da Messejana com um componente de movimentação vertical, cuja relação com os depósitos de cobertura não se observa directamente. Contudo, o desnivelamento que estabelece entre a peneplanície alentejana, localizada a sueste, e a superfície da base dos depósitos de *raña* que afloram a noroeste

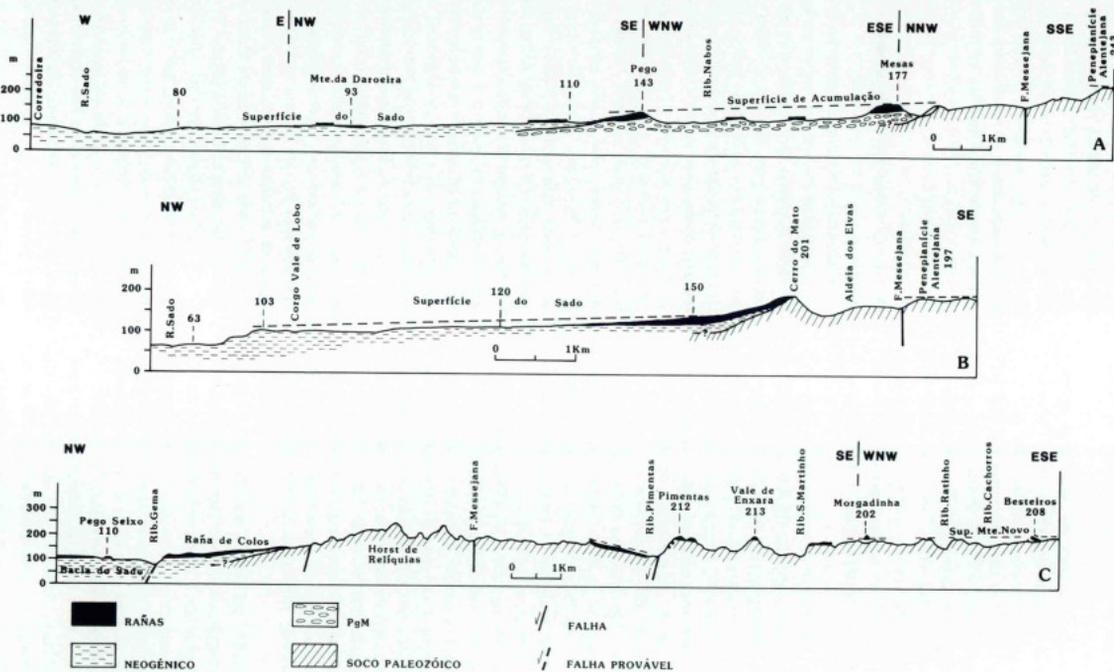


Fig. 33 — Cortes geológicos transversais à falha da Messejana, segundo MARTINS (1989), correspondendo aos seguintes perfis apresentados por este autor: A — perfil E-F, fig. 4; B — perfil I-J, fig. 6; C — perfil L-M, fig. 8.

permite concluir que os deslocamentos ocorreram após a gênese daqueles sedimentos (fig. 33A).

Para sudoeste da localidade da Messejana, aquele autor identifica um atenuamento progressivo do desnível entre os dois degraus, referindo que (MARTINS, *op. cit.*, p. 23) «na área de A. dos Elvas os terrenos a NW da falha da Messejana (Cerro do Mato 201 m) estão sensivelmente ao mesmo nível da peneplanície», mantendo-se apenas o resalto topográfico correspondente ao primeiro degrau, em flexura (fig. 33B), o qual por sua vez se encontra atenuado a sudoeste, por erosão do rio Sado na área onde este penetra na bacia (MARTINS, *op. cit.*, p. 2).

No extremo meridional do troço do acidente da Messejana que estamos a abordar (Ervidel-Relíquias), a sudoeste do seu cruzamento com o rio Sado, destaca-se na morfologia o relevo alongado do *horst* de Relíquias (FEIO, 1951a, pp. 463-464), culminando a uma cota de 300 m, limitado por duas escarpas paralelas de orientação NE-SW, muito degradadas, originando um desnível de cerca de 150 m, sendo a do lado sueste acompanhada pelo filão dolerítico da Messejana e coincidindo, pois, com o acidente tectónico principal, correspondendo a do lado noroeste a outro acidente (ramificação?) que estabelece o limite meridional da bacia do Sado nesta área (fig. 33C).

PIMENTEL (1986, pp. 102-104, 1989, p. 16) interpreta aquele *horst* como correspondendo a um dos blocos tectónicos da Faixa de Transição balanceado para nordeste. Considera a sua datação um pouco incerta, admitindo, contudo, pela sua relação com os depósitos de tipo *raña* aflorantes nas áreas de sopé, que poderia já ter alguma expressão antes do Quaternário, tendo apenas rejogado após a deposição das *rañas*, integrado no bloco tectónico Relíquias-Aljustrel, pertencente à Faixa de Transição, basculado para nordeste (PIMENTEL, 1986, pp. 231-232).

MARTINS (1989, pp. 30-32) conclui que o relevo tectónico de Relíquias se desenvolveu anteriormente à deposição das *rañas* que o marginam, tendo constituído uma das suas fontes de alimentação. Refere, contudo, deformações tectónicas importantes afectando estes sedimentos nas áreas de sopé a norte e a sul do *horst* (falhas das ribeiras da Gema e das Pimentas; fig. 33C).

Saliente-se que além daquelas deformações no sopé do *horst* de Relíquias, MARTINS (*op. cit.*, pp. 99-103) identificou na bacia do Sado, próximo do acidente da Messejana, outras deformações semelhantes pós-*rañas*,

que considera relativamente recentes, evidenciadas pela dissimetria acentuada de alguns vales fluviais, e que o autor associa à actividade em acidentes testemunhando «manifestações secundárias da falha da Messejana ao nível do soco que se traduzem à superfície por um movimento de subsidência do tipo balança de um bloco relativamente a outro bloco que fica sobrelevado» (*op. cit.*, p. 103).

#### IX.5.1.2.2. Observações de campo

Realizámos um reconhecimento ao longo do acidente tectónico Odemira-Ávila no sector compreendido entre Ervidel e Relíquias, principalmente com o objectivo de estudar afloramentos da zona de falha em locais afectando os depósitos da bacia do Sado, de modo a caracterizar a sua geometria e identificar elementos cinemáticos (estrias) correlativos de movimentações cenozóicas.

Apenas nos foi possível observar um contacto por falha entre rochas do soco e sedimentos cenozóicos da bacia do Sado junto a Corte Vicente Anes (a NE de Aljustrel; Anexo 1, loc. 20/4), no talude da estrada para S. João de Negrilhos. Neste afloramento identificou-se um acidente pertencente à zona de falha da Messejana (acidente principal?) colocando rochas xistentas do soco, a sueste, a cavalgar um sedimento silteoso cinzento, com grãos e calhaus de quartzo disseminados, atribuído ao «Paleogénico e Miocénico indeferenciados» na folha 42-D, Aljustrel, da Carta Geológica de Portugal Continental na escala 1:50 000 (fig. 34). O contacto tectónico faz-se por uma faixa de brecha de xisto, com quartzo, de cor castanha-avermelhada, com cerca de 30 cm de espessura, inclinando no afloramento 30° a 40°SE. Na faixa de deformação individualizam-se duas zonas de concentração de movimento, assinaladas por uma fina banda de material argiloso amarelo-esverdeado (*fault-gouge*?), onde se identificaram algumas estrias (pouco nítidas) cuja atitude se mediu (Anexo 2, diagrama 20/4).

Os dados observados no afloramento de Corte Vicente Anes indicam, pois, que o acidente da Messejana foi reactivado neste sector com uma componente vertical de movimentação de tipo inverso posteriormente à sedimentação dos depósitos terciários que af afecta e, a considerarem-se as estrias (algo duvidosas) identificadas, com deslocamento de *dip-slip* puro, ou seja, sem componente de desligamento. A falha apresenta, contudo, pouca expressão morfológica, embora nesta

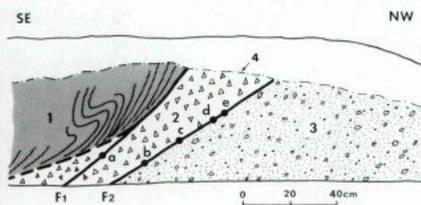


Fig. 34 — Corte geológico esquemático transversal à falha da Messejana em Corte Vicente Anes (Anexo 1, loc. 20/4). 1, xisto paleozóico; 2, brecha de falha com elementos de xisto e de quartzo, de cor castanha-avermelhada; 3, sedimento silteco cinzento, com grãos e calhaus de quartzo disseminados, de idade paleogénica ou miocénica; 4, contacto com solo (localização aproximada). F1 e F2, faixas de concentração de movimento, assinaladas por um material argiloso amarelo-esverdeado (*fault-gouge?*) onde se individualizam superfícies de deslizamento, com estrias prováveis, cuja atitude se mediu: a, (N45°E, 43°SE); b, (N48°E, 41°SE), com estrias (41°, S42°E) e (40°, S47°E); c, (N33°E, 30°SE); d, (N28°E, 25°SE), com estrias (24°, S67°E); e, (N23°E, 40°SE), com estrias (39°, S77°W). (Ver projecção estereográfica das atitudes medidas no Anexo 2, diagrama 20/4).

zona as rochas do soco se encontrem um pouco mais elevadas no lábio sueste, a 150-160 m, enquanto a noroeste se assinalam no mapa geológico (escala 1:50 000, Folha 42-D) sedimentos culminantes da bacia do Sado, de tipo *raña*, a cerca de 125 m de cota.

No extremo sudoeste do sector da falha Odemira-Ávila que estamos a considerar procurou-se reconhecer no terreno o acidente tectónico responsável pela escarpa noroeste do *horst* de Relíquias (escarpa de Colos), de modo a caracterizá-lo e a verificar a sua relação com os sedimentos de tipo *raña* que se estendem na área de sopé (*rañas* de Colos; fig. 33C) e cuja ligação à base da escarpa «mostra uma perfeição rara no nosso país» (MARTINS, 1989, p. 32), embora sem resultados por escassez de afloramentos.

Contudo, cerca de 8 km a ocidente de Relíquias, num afloramento referenciado por PIMENTEL e AZEVEDO (comunicação pessoal) no talude de uma estrada junto a Monte da Estrada (Barreiras; Anexo 1, loc. 20/5), estudou-se um contacto por falha entre xistos do soco paleozóico, a sueste, e um depósito conglomerático vermelho, de tipo *raña*, a noroeste, de atitude média (N60°E, 60°SE), subparalelo ao acidente principal da

Messejana localizado cerca de 5 km a sul. Os depósitos de *raña* mostram uma estratificação incipiente que se encontra intensamente deformada numa dobra de arraste, com os sedimentos inclinados acentuadamente para o quadrante norte junto ao acidente, onde contactam, por uma superfície bem marcada, com uma caixa de falha em xisto, em que este se apresenta muito esmagado numa largura de cerca de 2 m (foto 29). Efectuaram-se algumas medições em planos de movimento na caixa de falha junto ao contacto com os depósitos e na própria superfície de contacto, tendo-se identificado estrias nítidas (foto 30) cujas atitudes se assinalam no Anexo 2 (diagrama 20/5). Os dados geométricos e cinemáticos obtidos indicam uma movimentação oblíqua esquerda-inversa, com os xistos cavalgando as *rañas*.

#### IX.5.1.3. Sector Odemira-S. Teotónio

O sector da falha da Messejana compreendido aproximadamente entre Odemira e S. Teotónio corresponde a um troço em que o acidente descreve uma curvatura acentuada para sul, ramificando-se num sistema de fracturas orientadas aproximadamente N15°E, que se estendem até ao litoral meridional algarvio a leste de Sagres.

Este sector é caracterizado principalmente por um bloco de soco elevado poucas dezenas de metros acima das aplanções que se identificam nas áreas envolventes, constituindo um *horst* alongado na direcção NE-SW (FIEIO, 1951a, pp. 413-423). PEREIRA (1990, pp. 169-186) designa esta unidade morfológica por «alinhamento de relevos de Carregoussal-S. Teotónio», analisando-a detalhadamente e concluindo da sua complexidade morfológica e estrutural.

O reconhecimento de campo que realizámos na área permitiu estudar alguns contactos por falha entre xistos paleozóicos e os depósitos arenosos com pequenos calhaus rolados, de fácies marinha, característicos da plataforma litoral do Sudoeste do território, de idade provável pliocénica superior (ver cap. VII.5), nomeadamente a sudoeste do vértice geodésico de Derroca, num afloramento já referenciado por FIEIO (1951a, p. 420 e est. XIV, Fig. 1) junto à estrada Odemira-S. Teotónio (Anexo 1, loc. 20/8; foto 31), no bordo oriental do *horst*, e a ocidente de Salema, a WNW de S. Teotónio, no seu bordo ocidental (Anexo 1, loc. 20/7; foto 33).

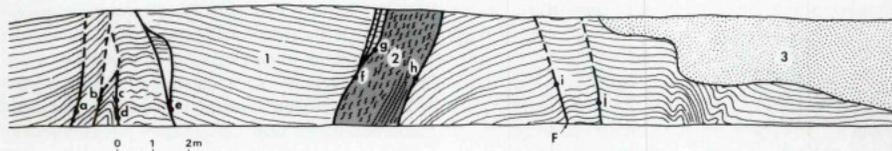


Fig. 35 — Esquema de um afloramento no talude de uma estrada junto a Boavista dos Pinheiros (Odemira; Anexo 1, loc. 20/6) evidenciando uma faixa de fracturação em xistos, associada à falha da Messejana, e a sua relação com o contacto do soco com sedimentos de cobertura pliocénicos. 1, xisto (Paleozóico); 2, caixa de falha com xisto muito esmagado; 3, areia fina de cor alaranjada (Pliocénico superior?); F, falha. Atitude das falhas: a, (N53°E, 71°SE), ferruginizada, com estrias sub-horizontais; b, (N55°E, 75°SE), fractura muito secundária; c, (N68°E, 68°N), com estrias (32°, S83°W), esquerda? (indicado por arraste da xistossidade); d, (N69°E, 88°S), com estrias (?) (82°, S54°W); e, (N60°E, 77°NW), ferruginizada; f1, (N35°E, 55°SE), com estrias (47°, S14°E); f2, (pequena ramificação de f1), (N70°E, 24°SE), com estrias (19°, S16°W); g, (N78°E, 43°S); h, (N46°E, 63°SE), com estrias (35°, S25°W); i, (N37°E, 56°NW), fractura muito secundária; j, (N28°E, 77°NW). (Ver projecção estereográfica das atitudes medidas no Anexo 2, diagrama 20/6).

Identificaram-se também alguns contactos entre os xistos e os sedimentos arenosos provavelmente condicionados por falha, como é sugerido pela rectilinearidade do teor do limite entre as duas formações e/ou pela sua proximidade a acidentes tectónicos reconhecidos no soco, como em Boavista dos Pinheiros, a sudoeste de Odemira (Anexo 1, loc. 20/6; fig. 35).

Os dados observados, incluindo numerosas superfícies de deslizamento estriadas (Anexo 2, diagramas 20/6 a 20/8), permitem concluir a ocorrência de deformações tectónicas associadas ao acidente da Messejana posteriores aos depósitos arenosos de fácies marinha, de idade provável placenciana, com movimentação oblíqua esquerda-inversa nas falhas que limitam a noroeste e a sueste o *horst* complexo de S. Teotónio, o qual corresponde, pois, a um bloco (ou conjunto de blocos alinhados, segundo PEREIRA, 1990, pp. 170-178) levantado em «transpressão».

Contudo, as taxas de deslocamento vertical mostram-se baixas, como é evidenciado pelo reduzido desnivelemento produzido naqueles sedimentos, observando-se em diversos locais um recobrimento parcial dos xistos pelos depósitos arenosos no bloco levantado, com o contacto geológico estabelecendo-se em pleno interflúvio, embora apresentando uma acentuada rectilinearidade sugerindo um controlo tectónico. Junto ao contacto com os xistos os sedimentos apresentam frequentemente um forte encouraçamento ferruginoso e manganífero, referido por FEIO (1951a, p. 416) a leste de Derroca, que poderá resultar de circulação

hidrotermal desencadeada por um processo de «bombagem sísmica» em falhas.

A situação observada na área de S. Teotónio sugere-nos que a movimentação nos acidentes que controlam o *horst* possa ser em parte contemporânea da sedimentação das areias marinhas pliocénicas, acompanhada de um empolamento centrado no eixo do *horst*, embora PEREIRA (1990) considere que o «alinhamento de relevos de Carregoussal-S. Teotónio» se tenha individualizado posteriormente, num episódio tectónico imediatamente anterior ou correlativo da instalação de depósitos grosseiros continentais, que a autora designa por «leques aluviais inferiores», equivalentes das *raias* do Baixo Alentejo.

#### IX.5.1.4. Alinhamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira

Como referimos, para sul do *horst* de S. Teotónio identifica-se um alinhamento de falhas numa direcção média N15°E (Anexo 1, f. 24), correspondendo a uma mudança de direcção ou, mais provavelmente, a uma ramificação da estrutura da Messejana, cujo controlo na morfologia, relacionado com a sua reactivação cenozóica, foi analisado detalhadamente por FEIO (1951a) e recentemente por PEREIRA (1985, 1990).

Este alinhamento de fracturas submeridiana, constituindo no seu conjunto uma zona de deformação que se estende por cerca de 50 km em terreno emerso, desde

S. Teotónio até ao litoral algarvio a leste de Sagres, é responsável pela génese de diversas depressões tectónicas dispostas ao longo do alinhamento, nomeadamente (de norte para sul) os fossos de S. Miguel (Odesseixe), Aljezur, Ribeira de Alfambras, Pedralva e Sinceira, deslocando a plataforma litoral e os sedimentos arenosos marinhos correlativos de idade provável placenciana.

No interior daquelas bacias tectónicas estão preservados depósitos neogénicos que permitem estudar a sua evolução e, consequentemente, reconhecer os episódios de reactivação nas falhas que as bordejam. Os sedimentos mais antigos, carbonatados, são de fácies litoral, fossilíferos, de idade miocénica inferior a média (ver cap. VII.5), identificando-se também uma outra formação de ambiente marinho litoral pouco energético, consistindo num arenito fino moscovítico, azóico, que PEREIRA (1990) designa por «arenito de Ameijeira» e considera posterior às rochas carbonatadas, embora a sua relação estratigráfica não seja evidente, atribuindo-lhe uma idade provável do Miocénico superior ou Pliocénico (PEREIRA, *op. cit.*, pp. 388-390).

Tanto as rochas carbonatadas, conservadas nos fossos de Aljezur e da Ribeira de Alfambras, como o «arenito de Ameijeira», preservado nas depressões de S. Miguel e Aljezur, são anteriores à individualização das bacias tectónicas. O primeiro episódio de movimentações nas falhas que controlam as bacias é testemunhado por um depósito grosseiro que PEREIRA (*op. cit.*) caracteriza como de *sheet flood*. Este sedimento, que abranca o «arenito de Ameijeira» nos fossos de Aljezur e S. Miguel (PEREIRA, *op. cit.*, pp. 243-244 e 258), corresponde ao «depósito de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a), mal datado, com uma idade provável pliocénica (inferior ?).

Identifica-se um segundo episódio de reactivação nos acidentes tectónicos submeridianos posterior às areias do planalto litoral regional — que PEREIRA (1990) designa por «formação (ou arenito) de Pena Furada» (equivalente às «areias do Pliocénico superior» ou «calabrianas» de FEIO, 1951a) — testemunhado por deformações produzidas nesta superfície, correspondendo a balançamentos e desnivelamentos traduzidos por escarpas de falha, e evidenciado também pelo reconhecimento de deformações afectando os depósitos, nomeadamente nos fossos de S. Miguel e da Sinceira (PEREIRA, *op. cit.*, p. 259). Atendendo a que se atribui uma idade provável placenciana àqueles sedimentos (ver cap. VII.5), esta fase de reactivação corresponde a

deformações que se iniciaram possivelmente antes do período neotectónico considerado, embora possa abranger em parte movimentações neotectónicas.

Com efeito, PEREIRA (1990, p. 259) reconhece um depósito brechóide abarrancando o «arenito de Pena Furada» no fosso de S. Miguel e na plataforma a norte da ribeira de Aljezur, que identifica com os «leques aluviais inferiores» e considera correlativo do segundo episódio de movimentações, admitindo, pois, que esta fase de deformações tenha ocorrido no Pliocénico terminal-início do Quaternário (PEREIRA, *op. cit.*, p. 389, Quadro XXXIV). Contudo, se correlacionarmos a formação brechóide com os depósitos de tipo *raña* do interior, a sua idade será antequaternária, da ordem de 2 Ma, situando-se no limiar do período neotectónico.

No fosso tectónico de S. Miguel, PEREIRA (1990, p. 234) reconhece evidências de deslocamentos posteriores, neotectónicos, testemunhados por deformações nos «leques aluviais inferiores» e na unidade arenosa que designa por «arenito de Bugalheira», provavelmente de idade quaternária embora não se encontre datada. Refere ainda que (*op. cit.*, p. 260) «é possível que os outros fossos tenham também rejogado, mas não se possuem provas. Contudo, a maior frescura das escarpas NNE-SSW relativamente às NE-SW parece indicar serem aquelas as que rejogaram mais recentemente».

Atendendo ao detalhe das análises realizadas por FEIO (1951a) e PEREIRA (1985, 1990) sobre a evolução cenozóica do alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sinceira, nomeadamente quanto ao reconhecimento de deformações recentes, limitamo-nos a apresentar seguidamente alguns dados geométricos e cinemáticos obtidos em afloramentos de falhas associadas àquelas estruturas, que na sua maioria não foram indicados por PEREIRA (comunicação pessoal), de modo a precisar a sua atitude e estilo tectónico.

#### IX.5.1.4.1. Fosso de S. Miguel (Odesseixe)

No talude da Estrada Nacional 120, a norte de Baiona (Odesseixe), ao km 126 (Anexo 1, loc. 24/1), aflora um contacto por falha entre xistos do soco, a oeste, e uma formação grosseira correspondente possivelmente aos «depósitos de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a), a leste, referenciado por PEREIRA (1990, p. 232). Note-se que esta autora (*op. cit.*, p. 231,

fig. 41-B, e p. 236) admite também a hipótese de aquela formação grosseira corresponder antes à unidade sedimentar que designa por «leques aluviais inferiores», equivalente, como referimos, às *rañas* do Baixo Alentejo. O sedimento apresenta uma estratificação incipiente que inclina 35° a 45° para o quadrante leste, encontrando-se fortemente ferruginizado junto ao contacto tectónico. Observa-se um sedimento arenoso, que aquela autora identifica como o «arenito de Bugalheira» (*op. cit.*, p. 231), de idade provável quaternária, assentando aparentemente em concordância sobre o depósito grosseiro, embora não seja visível o seu contacto com o soco (fig. 36A). A falha apresenta uma atitude (N5°E, 90°), tendo-se medido também um acidente secundário no interior dos depósitos grosseiros, a cerca de 20 cm do contacto com os xistos, de atitude (N8°E, 90°), onde se identificaram estrias inclinando 8° a 12°S (Anexo 2, diagrama 24/1).

Como refere PEREIRA (1990, p. 232), cerca de 30 m a sul, no talude de um caminho de acesso a Gralheiras, observa-se o prolongamento daquele acidente colocando agora os xistos paleozóicos em contacto com um sedimento arenoso que aquela autora identifica como o «arenito de Bugalheira» (*op. cit.*, pp. 231 e 237; fig. 36B; foto 33). As areias encontram-se deslocadas para uma posição subvertical junto ao contacto tectónico, que apresenta uma atitude (N10°E, 90°). Os xistos mostram-se também deformados, com um arraste que evidencia movimentação na falha com uma componente de deslizamento esquerdo.

Aquela acidente, que PEREIRA (1990, p. 230) designa por «falha de Baiona-Gralheiras», limita o fosso de S. Miguel no seu bordo ocidental, onde, segundo a autora (*op. cit.*, p. 232), desnivela a plataforma litoral em cerca de 40 m. Apresenta, pois, evidências geomorfológicas, além de estratigráficas, de movimentos posteriores a pelo menos parte do Pliocénico, provavelmente neotectónicos, com abatimento relativo do lábio oriental mas em que o deslocamento dominante terá sido de deslizamento esquerdo.

Refira-se ainda a observação, num corte no interior do fosso de S. Miguel, junto ao vale do barranco do Sobralinho, de uma formação arenosa fina, de cor amarelada, com intercalações de leitos de clastos de xisto, identificada por PEREIRA (1990, pp. 231 e 233, fig. 41E) como o «arenito de Bugalheira», de idade provável quaternária, intensamente fracturada por um sistema de fracturas subverticais (diaclases ?) orientadas N30°-35°W.

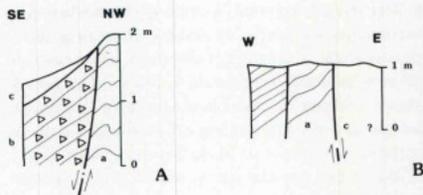


Fig. 36 — Cortes geológicos esquemáticos transversais à falha de Baiona-Gralheiras, no bordo ocidental do fosso tectónico de S. Miguel (Odesseixe; Anexo 1, loc. 24/1), segundo PEREIRA (1990, fig. 41, cortes B e C, p. 231). A — afloramento no talude da E.N. 120, a norte de Baiona; atitude do contacto por falha: (N5°E, 90°); B — afloramento no talude de um caminho de acesso a Gralheiras, localizado cerca de 30 m a sul de A; atitude do contacto por falha: (N10°E, 90°). a, xistos do soco (Paleozóico); b, sedimento conglomerático heterométrico, correspondente à «formação de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a) (Pliocénico inferior?) ou aos «leques aluviais inferiores» de PEREIRA (*op. cit.*) (Pliocénico superior?); c, sedimento arenoso amarelado («arenito de Bugalheira», Quaternário?). (Ver projecção estereográfica de atitudes medidas no Anexo 2, diagrama 24/1).

#### IX.5.1.4.2. Fosso de Aljezur e áreas vizinhas

Imediatamente a sul de Aljezur, no talude de um caminho de acesso ao campo de futebol recentemente construído (Anexo 1, loc. 24/3), observou-se uma importante zona de falha junto à base da vertente que limita a ocidente o fosso de Aljezur, também referenciada por PEREIRA (1990, pp. 243-245) (fig. 37; foto 34). Neste afloramento o acidente tectónico coloca em contacto xistos paleozóicos, localizados a oeste, com sedimentos conglomeráticos de cor ocre-alaranjada, heterométricos, que aquela autora (*op. cit.*, p. 243) descreve como «um depósito brechóide grosseiro, de tipo *sheetfloods*, correspondendo provavelmente ao «depósito de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a), de idade provável pliocénica inferior. O contacto faz-se por uma caixa de falha com cerca de 1,5 a 2 m de largura, composta por uma brecha de fragmentos de xisto envoltos numa matriz de *fault gouge* com alguma ferruginização. Avaliou-se, «por mirada», a orientação média da zona de falha, obtendo-se uma atitude (N22°E, 85°WNW), e mediu-se em dois pontos o contacto da brecha de falha com os depósitos, tendo-se obtido as

atitudes (N10°E, 88°ESE) e (N15°E, 87°WNW), com estrias, pouco nítidas, inclinando 7°S (Anexo 2, diagrama 24/3).

As estrias observadas, bem como a disposição de uma xistosidade incipiente reconhecida no *fault gouge* junto àquele contacto, evidenciam movimentação de deslizamento esquerdo na falha posteriormente à sedimentação dos depósitos que afecta. O arraste pronunciado que se observa nos xistos, acentuadamente «arribatados» junto à caixa de falha, também sugere a ocorrência de deslocamentos com uma importante componente de deslizamento, visto esse arraste ser oposto ao que se desenvolveria se tivesse ocorrido predominantemente um abatimento relativo do lábio oriental, embora a localização dos depósitos, contactando por falha com os xistos na base da vertente que limita a oeste o fosso de Aljezur, evidencie deslocações verticais associadas possivelmente a deslizamento oblíquo no acidente tectónico, com uma componente vertical de movimentação produzindo descida relativa do lábio oriental. Contudo, PEREIRA (1990, p. 244) salienta que «este corte está num patamar horizontal e a falha não tem expressão morfológica, sugerindo um retoque erosivo posterior que nivelou o substrato e o depósito brechóide» (fig. 37).

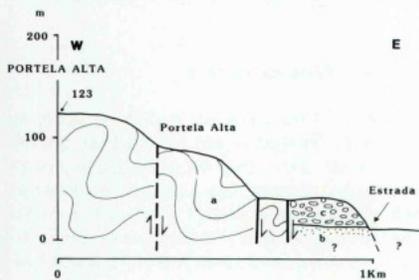


Fig. 37 — Corte geológico transversal à zona de falha no bordo ocidental do fosso tectónico de Aljezur, imediatamente a sul desta localidade, segundo PEREIRA (1990, fig. 4-D, p. 245). a, xistos e grauvagens do soco (Paleozóico); b, sedimento arenítico fino moscovítico («arenito de Ameijeira», Miocénico superior-Pliocénico inferior?); c, depósito conglomerático heterométrico de *sheetflood*, correspondendo provavelmente ao «depósito de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a) (Pliocénico inferior?). Atitude do contacto por falha soco-sedimentos: (N10°-20°E, subvertical).

O afloramento observado no campo de futebol não indica actividade neotectónica na falha de Aljezur, mas apenas movimentações nesta estrutura provavelmente contemporâneas ou posteriores ao Pliocénico inferior, atendendo à idade (incerta) atribuída aos depósitos grosseiros que aqui afecta. Aquela actividade é no entanto evidenciada por um critério geomorfológico consistindo na fragmentação que o acidente produz na plataforma litoral, desnivelando-a de várias dezenas de metros (60-80 m?).

No troço vestibular da ribeira de Aljezur, no talude da estrada para a praia, junto a Amoreira (Anexo 1, loc. 24/2), PEREIRA (comunicação pessoal) indicou-nos um afloramento em que se observa um filão dolerítico intruído em xisto, com cerca de 7 m de espessura, orientado ENE-WSW, que, como referimos atrás, poderá testemunhar o prolongamento para sudeste do alinhamento de intrusões que constituem o «grande filão do Alentejo». Aquela autora descreveu recentemente este afloramento (PEREIRA, 1990, p. 212 e pp. 323-325), de que vamos precisar e detalhar alguns aspectos de particular interesse para a neotectónica.

No afloramento de Amoreira (foto 35), cerca de 1 m a norte do bordo setentrional do filão, identificou-se uma zona de falha subvertical afectando o xisto metamorfozado por contacto com a intrusão, com cerca de 90 cm de largura, em que o material xistento se apresenta cisalhado, distinguindo-se diversas superfícies de movimento estriadas em que se mediram algumas atitudes representadas no Anexo 2 (diagrama 24/2a) — os *slickensides* apresentam-se subverticais, orientados N60°-70°E, com estrias geralmente de *pitch* elevado. Observou-se um arraste tectónico nos xistos junto ao bordo NW da faixa de cisalhamento, indicando subida relativa do lábio meridional. No seu prolongamento para o topo do talude, onde este é interrompido pela vertente íngreme do vale localizado a noroeste, a zona de falha diminui de inclinação para cerca de 60°-70°SE e passa a estabelecer o contacto entre xistos, a sueste, e um «prisma» de material de natureza incerta, que nos foi possível confirmar por dificuldade de acesso à área superior do afloramento, mas que parece corresponder a uma acumulação sedimentar coluvial.

Embora não excluamos a possibilidade de aquele «prisma» de material reflectir apenas uma variação litológica ou um efeito de alteração nos xistos, o facto de se ter identificado dolerito no seu interior implica que ocorra uma intrusão no soco xistento naquela área do

aflorento, ou que se encontrem calhaus de rocha filoneana, provenientes do filão localizado imediatamente a sueste, misturados numa acumulação sedimentar, confirmando, neste caso, a hipótese de se tratar de um coluvião, de idade provável quaternária.

A confirmar-se a natureza sedimentar, coluvial, do material marginando a zona de falha no topo do afloramento, pode concluir-se que o acidente tectónico onde se intruiu o filão dolerítico no soco foi reactivado provavelmente no Quaternário, com uma componente vertical de movimentação dominante, se atendermos às estrias observadas, e com subida relativa do lábio sueste que cavalga o coluvião no lábio noroeste (note-se, contudo, que a inclinação para sueste do contacto por falha poderá resultar principalmente de deformação por gravidade na vertente que o intercepta a noroeste).

A reactivação neotectónica deste acidente é apoiada por evidências geomorfológicas, pois ele parece controlar o balançamento para sueste de um fragmento da plataforma litoral localizado a noroeste, que PEREIRA (1990, p. 209 e pp. 323-325) designa por «compartimento tectónico de Medo da Amoreira», originando um vale de traçado rectilíneo orientado ENE-WSW, acenuadamente assimétrico, em que a vertente setentrional corresponde à plataforma basculada e a vertente meridional, mais íngreme, a uma escarpa de falha (fig. 38).

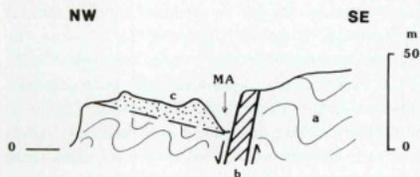


Fig. 38 — Corte geológico esquemático no troço vestibular da ribeira de Aljezur (margem NE), segundo PEREIRA (1990, fig. 36-12, p. 209), evidenciando o balançamento para SE do «compartimento tectónico de Medo da Amoreira» identificado por aquela autora (*op. cit.*), a, xistos e grauvaques do soco (Paleozóico); b, filão dolerítico (Mesozóico?); c, arenia de duna (Holocénico); MA, Medo da Amoreira.

No talude da estrada para a praia da Amoreira, no lugar de Malhão, acerca de 1 km a sueste do afloramento que descrevemos acima, observou-se um contacto geológico anormal, também referenciado por PEREIRA

(1990, p. 324), com xistos do soco sobrepondo-se, por uma superfície pouco inclinada, a um depósito grosseiro heterométrico, com calhaus angulosos do substrato e pequenos seixos rolados de quartzo, correspondendo possivelmente a um depósito de vertente (foto 36). A superfície de contacto entre as duas formações, acenuadamente planar, encontra-se marcada por uma fina película de material esbranquiçado onde se identificaram estrias nítidas cuja atitude se mediu em quatro locais obtendo-se os seguintes valores: plano (N68°E, 38°SSE), com estrias de *pitch* 60°SW; plano (N70°E, 30°SSE), com estrias de *pitch* 59°SW; plano (N74°E, 31°S), com estrias de *pitch* 54°SW; plano (N70°E, 42°SSE), com estrias de *pitch* 62°SW (Anexo 2, diagrama 24/2b).

Existem dúvidas quanto à natureza deste contacto anormal, admitindo-se a possibilidade de se tratar da superfície de um escorregamento por gravidade, embora o reconhecimento de alguns indícios do sentido de deslizamento na superfície estriada (pequenos grãos com «cauda» de erosão tectónica) aponte para uma movimentação contrária ao declive, ou seja, de tipo inverso, com as rochas do soco cavalgando o sedimento grosseiro. Atendendo a que o depósito de vertente afectado tem uma idade provável quaternária, os deslocamentos aqui identificados correspondem a deformações neotectónicas, evidenciando claramente um regime compressivo.

#### IX.5.1.4.3. Fosso da Sincera

Cerca de 5 km a nordeste de Vila do Bispo, no caminho de Mosqueiro para o Casal da Sincera (Anexo 1, loc. 24/4), PEREIRA (comunicação pessoal) assinalou-nos um corte (que referencia em PEREIRA, 1990, p. 248) onde se observa um contacto por falha entre xistos, a ocidente, e a formação arenosa característica da plataforma litoral, de idade provável pláceniense, que aquela autora designa por «arenito de Pena Furada», a oriente. O soco contacta com as areias por uma brecha de falha no xisto, onde se distinguem várias faixas ou superfícies de concentração do movimento, marcadas por *fault gouge* amarelo ou por um preenchimento ferruginoso, apresentando-se a superfície que separa a brecha de falha das areias também endurecida por uma crosta ferruginosa. Mediu-se esta superfície, tendo-se obtido uma atitude (N18°E, 88°E-90°), onde se identificaram estrias, pouco nítidas, inclinando 27°S e outras 20°N

(Anexo 2, diagrama 24/4), indiciando movimentação com uma componente horizontal de deslizamento dominante, embora com uma componente vertical produzindo abatimento relativo do lábio oriental.

Com efeito, este acidente limita o fosso tectónico da ribeira da Sincera no seu bordo ocidental, desnivelando a plataforma litoral, e o «arenito de Pena Furada» que a recobre, em cerca de 50 m (FEIO, 1951a, pp. 440-441), evidenciando assim, por critérios estratigráficos e geomorfológicos, actividade posterior a pelo menos parte do Pliocénico superior, provavelmente neotectónica.

#### IX.5.1.5. Reactivação cenozóica e actividade neotectónica na falha Odemira-Ávila e no alinhamento de estruturas submeridianas S. Teotónio-Sincera. Conclusão

Das considerações que fizemos sobre a reactivação da falha da Messejana e do alinhamento de acidentes submeridianos que a prolongam, ou divergem a partir dela, para sul de S. Teotónio, retiram-se diversas conclusões que passamos a sintetizar.

Em território português a falha Odemira-Ávila afecta sedimentos terciários preservados em áreas deprimidas no soco marginando o acidente tectónico, apresentando, pois, evidências estratigráficas de reactivação cenozóica. Esta reactivação originou deslocamentos verticais, particularmente significativos no bordo sueste da bacia do Sado cuja evolução controlou, provavelmente em regime predominante compressivo (pelo menos nos últimos episódios de reactivação) segundo os dados estruturais que observámos, não sendo evidente o estilo distensivo, com falhamento normal, referido nalguma bibliografia (SCHERMERHORN *et al.*, 1978; SCHERMERHORN, ZBYSZEWSKI & VEIGA FERREIRA, 1987).

Contudo, além das deformações verticais, mais fáceis de reconhecer, a falha apresenta também evidências de reactivação no Terciário com uma componente de movimentação de deslizamento esquerdo, sugerida por uma alternância de bacias sedimentares, onde se preservam sedimentos cenozóicos, de um e outro lado do acidente tectónico, e indicada pela presença de alguns relevos localizados ao longo da zona de falha correspondendo a blocos tectónicos elevados em *push-up*, além de escassos elementos cinemáticos (estrias) observados em afloramentos da zona de falha.

Embora a sua localização no contexto tectónico regional, ligando-se provavelmente à zona de fronteira de placas litosféricas Açores-Gibraltar a sueste do cabo de S. Vicente (ver cap. XI.2., fig. 57), seja particularmente propícia a actividade neotectónica, a falha da Messejana apresenta evidências de uma reactivação reduzida posteriormente às aérias do planalto culminante do litoral alentejano, de idade provável placenciana, e aos depósitos de tipo *raña* do Baixo Alentejo. Estas evidências de reactivação posterior a pelo menos parte do Pliocénico superior são escassas para nordeste de Ervidel, sendo mais importantes para sueste.

Com efeito, no troço da falha Odemira-Ávila compreendido entre Ervidel e Relíquias, correspondente ao bordo sueste da bacia do Sado, existem indícios claros de reactivação posteriormente à sedimentação dos depósitos de *raña*, com abatimento relativo do lábio noroeste (bacia do Sado) produzindo uma separação vertical acumulada máxima pós-*rañas* da ordem de 100 m, em resultado de uma movimentação oblíqua (ou predominantemente de *dip-slip*?) inversa-esquerda.

Se atendermos à idade provável das *rañas*, compreendida entre cerca de -2,5 e -2 Ma (cap. V, Tabelas II e III), aquele deslocamento corresponde a uma taxa média de deformação vertical máxima no acidente da Messejana de 0,04 mm/ano a 0,05 mm/ano nos últimos 2,5 a 2 Ma respectivamente (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46). Se admitirmos que o movimento na falha é de deslizamento oblíquo, com as componentes de movimentação horizontal e vertical equivalentes (vector de deslizamento com *pitch* de 45°), e que o acidente é subvertical, estima-se uma rejeição na falha posterior às *rañas* de cerca de 140 m, o que equivale a uma velocidade de deslizamento compreendida entre 0,056 mm/ano e 0,07 mm/ano no mesmo período de tempo (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

As evidências morfológicas de actividade na falha da Messejana traduzem-se em escarpas de falha na generalidade voltadas a noroeste, como na bacia do Sado, em Portel-Vidigueira e Monte de Trigo. Para nordeste da bacia tectónica de Monte de Trigo não se observaram quaisquer indícios estratigráficos ou geomorfológicos de actividade plio-quaternária, exceptuando-se a escarpa, voltada a sueste, que a falha apresenta em Juromenha, que poderá corresponder a uma escarpa de linha de falha resultante de erosão diferencial entre o soco e os depósitos cenozóicos.

O sector do acidente da Messejana compreendido entre Odemira e S. Teotónio corresponde a uma inflexão pronunciada nesta estrutura, em que ela se liga ao alinhamento de falhas submeridianas S. Teotónio-Sinceira. Esta inflexão funcionou como uma «curvatura restrigente» (*restraining bend*) relativamente a movimentações de reactivação posteriores às areias placencianas da plataforma litoral, que se apresentam deformadas, estabelecendo a transição de uma movimentação predominante em deslizamento esquerdo nas estruturas submeridianas, a sul, para uma movimentação oblíqua esquerda-inversa (ou inversa-esquerda?), a noroeste. Em resultado da restrição ao movimento de deslizamento elevou-se o *horst* de S. Teotónio, em *push-up*, deformando a superfície litoral e deslocando as areias pliocénicas correlativas, mas originando apenas desnivelamentos verticais reduzidos, de poucas dezenas de metros.

A movimentação dominante em deslizamento esquerdo nos acidentes submeridianos a sul de S. Teotónio, evidenciada por dados geométricos e cinemáticos observados em afloramento, controlou a evolução de algumas bacias tectónicas alinhadas na direcção NNE-SSW (que tinham sido geradas num episódio de reactivação anterior, provavelmente no Miocénico terminal-Pliocénico inferior), onde aqueles acidentes deslocam a plataforma litoral e as areias de idade provável placenciana que a recobrem, com uma separação vertical acumulada que atinge um máximo de cerca de 60 a 80 m no fosso de Aljezur.

Atendendo à idade do planalto litoral do Sudoeste do território e das areias marinhas ou fluvio-marinhas correlativas, provavelmente compreendida entre 3,5 e 2,5 Ma (ver cap. VII), aquela separação tectónica reflecte um valor máximo da taxa média de deslocamento vertical nos fossos submeridianos compreendido entre 0,017 mm/ano e 0,032 mm/ano, considerando respectivamente um deslocamento de 60 m nos últimos 3,5 Ma ou de 80 m nos últimos 2,5 Ma (cap. IX.6., Tabela IV e fig. 46).

Além das evidências de deslocamentos na falha da Messejana e no alinhamento de estruturas S. Teotónio-Sinceira posteriores a parte do Pliocénico superior, por afectarem o planalto litoral e as areias correlativas ou os depósitos de tipo *raña* do Baixo Alentejo, são escassos os indícios de movimentos seguramente neotectónicos (embora as deformações das *rañas* muito provavelmente o sejam). Com efeito, apenas se identificaram desloca-

mentos em referências quaternárias no cruzamento do rio Sado com a falha da Messejana, que, segundo PIMENTEL (1986, 1989), provavelmente desnivela em cerca de 30 m o terraço mais elevado deste rio, na depressão de S. Miguel (Odesseixe), onde a falha Baiona-Gralheiras, que limita o fosso tectónico a ocidente, afecta areias provavelmente quaternárias (o «arenito de Bugalheira», segundo PEREIRA, 1990), e no troço vestibular da ribeira de Aljezur, onde se observaram contactos por falha prováveis entre xistos do soco e depósitos coluvionares. A actividade neotectónica é também evidenciada pela boa conservação de algumas escarpas de falha associadas àqueles acidentes, particularmente nas estruturas S. Teotónio-Sinceira.

Estão presentemente em curso *estudos geodésicos* no sector da falha da Messejana compreendido entre Odemira e S. Teotónio, com o objectivo de detectar variações, ao longo do tempo, de medições planimétricas e altimétricas na área investigada representativas de deformações horizontais e verticais que estejam actualmente a ocorrer naquela estrutura (PAGARETE, 1990). Obtiveram-se já alguns resultados, apresentados por aquele autor (*op. cit.*, cap. 5), em que se identificaram variações das medições geodésicas no tempo, que poderão eventualmente reflectir deformações recentes na zona de falha, embora seja prematuro retirar conclusões de índole tectónica e geodinâmica com base nesses dados, sendo necessário prolongar o período de observações.

As variações detectadas em medições geodésicas que se revelam mais interessantes referem-se a uma comparação de nivelamentos efectuados no período compreendido entre 1942 e 1983 ao longo de uma linha de nivelamento que segue a Estrada Nacional 120 (Odemira-S. Teotónio), cruzando algumas falhas geológicas bem identificadas, como um acidente orientado E-W, localizado a norte do vértice geodésico de Derroca (que PEREIRA, 1990, pp. 171 e 177, designa por «Falha de João Frio», atribuindo-lhe alguma importância no contexto morfo-tectónico regional), e a falha que limita o *horst* de S. Teotónio no seu bordo sueste, a sul de Derroca. Como salienta PAGARETE (1990, p. 224) «a principal conclusão que ressalta da análise destas diferenças de desníveis é que, nos quarenta e um anos decorridos entre a primeira e a última operações de nivelamento, se verificou uma elevação do bloco geológico coberto por estratos de idade miocénica e plio-quer-

nária, relativamente aos blocos adjacentes, os quais são constituídos por rochas mais antigas pertencentes ao Carbonífero» (note-se que o bloco com sedimentos referido por este autor corresponde à bacia de S. Teotónio, enquanto os blocos em rochas paleozóicas se integram no *horst* de S. Teotónio).

PAGARETE (*op. cit.*, pp. 227-228) apresenta várias hipóteses explicativas para aquelas variações identificadas nas medições altimétricas, considerando como mais viáveis duas de carácter tectónico, em que a primeira se fundamenta em dados geométricos e cinemáticos sobre as falhas locais que obtivemos e discutimos com este autor: «inversão tectónica em falhas que apresentam, em afloramento, evidências de movimentação oblíqua esquerda e inversa, podendo experimentar deslocamentos com componente normal, em consequência de um empolamento regional que originou tracção nos níveis superiores da crosta terrestre», ou «enrugamentos resultantes de deformações diferenciais entre rochas do soco (mais rígidas) e rochas de cobertura (mais dúcteis)».

## IX.5.2. Lineamento ou falha do vale inferior do Tejo

### IX.5.2.1. Enquadramento regional

Como referimos ao abordarmos os movimentos neotectónicos verticais (cap. VIII.5.2.2.), a região do vale inferior do rio Tejo enquadra-se geologicamente na bacia cenozóica do Tejo (em sentido estrito), a qual corresponde a uma depressão tectónica complexa, alongada na direcção NE-SW, onde se encontram preservados sedimentos cenozóicos predominantemente detríticos e de origem continental, com uma espessura máxima de cerca de 1400 m.

A evolução da bacia sedimentar ao longo do Cenozóico foi condicionada por importantes acidentes tectónicos, encontrando-se alguns deles — provavelmente os principais — ainda mal caracterizados devido ao seu carácter profundo, não aflorante, em resultado da subsidência e da sedimentação concomitante, pois, como salienta RIBEIRO (*in* RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 28) «nos dois lados (NW e SE da bacia), o enchimento (sedimentar) ultrapassa de alguns quilómetros as falhas de bordo, mas com uma espessura mais reduzida do que no eixo da bacia que se aprofunda para SW». Segundo LEFORT *et al.* (1981, p. 63) esse eixo dispõe-se, em

terra, na direcção NNE-SSW, desde Torres Novas até a sul do Seixal, na Península de Setúbal, passando junto a Santarém.

O limite ocidental da bacia cenozóica do Tejo, de traçado algo sinuoso, não corresponde, pois, a uma falha lateral principal, mas coincide apenas com um primeiro aprofundamento do bloco a sueste, onde se desenvolve a bacia sedimentar. Este limite apresenta em quase toda a sua extensão um ressalto topográfico, por vezes muito acentuado, como nas áreas de Montejuento ou da serra de Aire, designado regionalmente pelo termo «arrife».

O «arrife» equivale a um escarpado de falha mais ou menos complexo, associado a um acidente tectónico inverso que coloca as formações mesozóicas do Fosso Lusitânico, que constituem o Maciço Calcário Estremenho, a ocidente, a cavalgarem os sedimentos da bacia do Tejo, a oriente. Esta escarpa de falha pode resultar de rejogo tectónico recente reflectindo movimentações neotectónicas, ou resultar principalmente (ou exclusivamente?) de erosão diferencial entre as formações carbonatadas mesozóicas e os depósitos detríticos cenozóicos, correspondendo a uma escarpa de linha de falha, estando ainda por determinar, de forma segura, qual a sua génese.

A ocorrência de actividade tectónica no interior da bacia do Tejo ao longo do Quaternário (de que as deformações verticais aí identificadas, discutidas no cap. VIII.5.2.2., são uma manifestação), incluindo a actualidade como o testemunha uma importante sismicidade regional, é controlada por estruturas geológicas profundas, de que se destaca um acidente tectónico provável, referenciado em numerosa bibliografia como o lineamento ou falha do vale inferior do Tejo (ou falha do Tejo), cuja presença foi já sugerida por CHOFFAT (*in* BENSÁUDE, 1910) e novamente por ANDRADE (1933).

A falha do vale inferior do Tejo corresponde a uma estrutura provável de orientação N30°E, seguida aproximadamente pelo traçado do rio Tejo no seu troço compreendido entre Vila Nova da Barquinha e o Barreiro (Anexo I, f. 16). Atribuímos-lhe um carácter de falha provável, pois encontra-se muito mal caracterizada, nunca tendo sido identificada em afloramento, apresentando-se encoberta pelos sedimentos fluviais quaternários depositados pelo rio, cujas aluviões atingem espessuras superiores a 60 m. Com efeito, a sua presença é indicada apenas por evidências indirectas de natureza diversa, que passamos a descrever sucintamente.

### IX.5.2.2. Evidências da falha do vale inferior do Tejo

#### IX.5.2.2.1. Evidências geomorfológicas

Na região do Ribatejo destaca-se o importante alinhamento morfológico correspondente ao vale do rio Tejo a jusante de Vila Nova da Barquinha, de disposição acentuadamente rectilínea na direcção NNE-SSW, sugerindo um controlo estrutural por uma fractura (ou conjunto de fracturas) com aquela orientação.

Como salientámos no cap. VIII.5.2.2., referenciando DAVEAU (1980), identifica-se uma assimetria neste troço do vale do rio Tejo, o qual apresenta terraços fluviais escalonados na margem direita a montante de Alpiarça, enquanto a jusante eles se escalonam na margem esquerda, não apresentando terraços nas margens opostas, sugerindo a ocorrência de movimentações diferenciais originando balançamentos, eventualmente controlados por um acidente tectónico localizado ao longo do rio. A disposição desses balançamentos de forma simétrica relativamente ao curso do Tejo sugere deslocamentos verticais «em tesoura» numa estrutura orientada NNE-SSW, mas em que predomina largamente o abatimento do lábio a ESE, entre Alpiarça e o Barreiro.

A sueste da vila de Almeirim destaca-se na paisagem uma área elevada culminando a 170 m — a serra de Almeirim — sobressaindo da morfologia planáltica vizinha correspondente ao nível de erosão culminante da bacia do Tejo, de idade provável finipliocénica ou quaternária inferior (ver cap. VIII.5.2.2), situada a cotas de 110-120 m. Como salienta CARVALHO (1964), a superfície planáltica, talhada em formações detríticas grosseiras pliocénicas, eleva-se progressivamente em direcção àquele relevo, sugerindo tratar-se de um bloco balançado para sueste, correspondendo a um semi-*horst* que se levantou posteriormente à superfície de erosão plio-quaternária que deforma, evidenciando, pois, deformação neotectónica (Anexo 1, f. 17). A origem tectónica do relevo de Almeirim, em semi-*horst*, é também indicada pelo afloramento de calcários do Miocénico inferior na base da sua vertente ocidental, e pela ligeira inclinação para sueste ( $10^{\circ}$  a  $15^{\circ}$ ) que se observa nas formações neogénicas (ZBYSEWSKI, 1953). Note-se que este levantamento é contrário à tendência subsidente para noroeste inferida da argumentação anterior, fundamentada na disposição dos terraços fluviais do rio Tejo.

Na margem oposta do Tejo (margem direita) destaca-se também na morfologia a elevação de Santarém, correspondendo a um relevo estrutural de tipo «mesa» desenvolvendo em calcários miocénicos sub-horizontais (CARVALHO, 1968, pp. 77 e 110; fig. 39) (designados por «calcários de Santarém» e atribuídos ao Pliocénico por ZBYSEWSKI, 1953). Esta elevação apresenta o seu topo a cotas uniformes, compreendidas entre 100 e 110 m, constituindo um testemunho da superfície de erosão que se identifica na área ocidental da bacia do Tejo (equivalente ao planalto que se estende para leste na margem esquerda do Tejo), também testemunhada pela iso-altitude de alguns interflúvios localizados nas proximidades de Santarém, como em José Morto (113 m), a norte, em Manteigas (99 m), a oeste, ou em Isenta (100-103 m), a sudoeste.

Como salienta CARVALHO (1968, p. 77), a presença de formações carbonatadas miocénicas na área de Santarém a cotas superiores àquelas a que afloram em áreas vizinhas indica que se trata de um bloco que foi elevado tectonicamente após a sedimentação dos calcários, limitado por falhas muito mal caracterizadas mas que, segundo aquele autor, correspondem a acidentes orientados NW-SE, nos lados nordeste e sudoeste, parcialmente assinalados por ZBYSEWSKI (1953) respectivamente junto a Romeira e na área do troço vestibular do rio Maior, e a uma falha localizada a ocidente de Santarém, passando junto a Portela das Padeiras, cuja orientação não explícita, sendo provavelmente limitado pelo sistema de falhas do Tejo, a sueste.

Por outro lado, a localização do Miocénico carbonatado de Santarém (a 100-110 m) acima de sedimentos pliocénicos aforantes nas proximidades a cotas consideravelmente inferiores (a 50 m em Portela das Padeiras, a noroeste de Santarém, segundo CARVALHO, 1968) indica que os deslocamentos tectónicos ocorreram em grande parte, senão na totalidade, posteriormente à sedimentação dos depósitos pliocénicos, ou então que estes fossilizam um paleo-relevo de origem tectónica gerado certamente pouco tempo antes, a partir de uma superfície erosiva estrutural elaborada nos calcários. Embora CARVALHO (*op. cit.*) adopte a segunda interpretação (como se deprende da corte geológico que apresenta na p. 110; fig. 39), se admitirmos a hipótese de movimentações tectónicas, conduzindo ao levantamento do bloco de Santarém, posteriores aos sedimentos pliocénicos (independentemente da existência de uma desconformidade entre as formações miocénicas e pliocénicas), esses

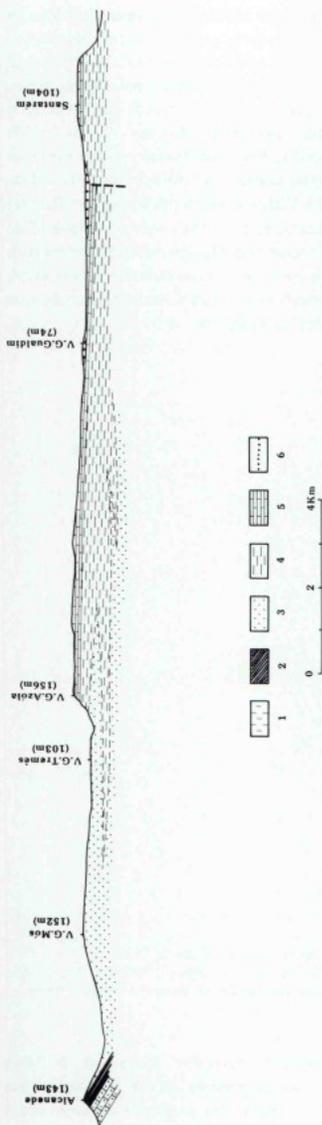


Fig. 39 — Corte geológico na bacia do Tejo (margem direita), segundo CARVALHO (1968, fig. 11, p. 110), evidenciando o relevo de Santarém desenvolvido em calcários miocénicos. 1, formações mesozóicas da Orla Ocidental; 2, Paleogénico; 3 e 4, Miocénico detritico; 5, calcários lacustres miocénicos; 6, Pliocénico de fácies fluvial.

deslocamentos ocorreram certamente antes do episódio erosivo generalizado que desenvolveu a superfície de erosão culminante da bacia do Tejo, a qual, embora se apresente aqui mal conservada, não mostra evidências de estar deformada. Assim, baseando-nos nos dados disponíveis, consideramos que a elevação de Santarém corresponde a um relevo residual desenvolvido a partir do nível culminante da bacia do Tejo pelo encaixe da rede hidrográfica, cuja conservação é favorecida pela presença das rochas carbonatadas miocénicas.

Embora na Península de Setúbal não se observem evidências morfológicas de um prolongamento para sudoeste do Mar da Palha de acidentes tectónicos dispostos ao longo do vale do Tejo, a localização do cânhão submarino de Lisboa ao largo da lagoa de Albufeira (Península de Setúbal), com uma orientação NNE-SSW no seu troço intermédio, no enfiamento do vale inferior do Tejo, já sugeriu a ANDRADE (1933) a continuação da «falha do Tejo» pela plataforma continental, modelo que tem sido posteriormente considerado por diversos autores. Contudo, em numerosos estudos de geologia marinha realizados na margem continental portuguesa não se identificou qualquer acidente tectónico ao longo do cânhão de Lisboa, predominando na área fracturas de orientação aproximadamente ortogonal, dispostas NW-SE (BOILLOT & MOUGENOT, 1978; VANNEY & MOUGENOT, 1981; COPPIER, 1982; COPPIER & MOUGENOT, 1982; entre outros), embora alguns autores aí assinalem o prolongamento do «lineamento do Tejo». Na sua recente síntese sobre a geologia da margem continental portuguesa MOUGENOT (1988) não explicita claramente esse prolongamento, que não assinala na sua fig. I.11 (Carta estrutural de Portugal e da sua margem continental, p. 31), atribuindo, contudo, ao cânhão submarino de Lisboa uma evolução por recuo de cabeceira controlada pelo rejogo de uma falha antiga correspondente, segundo o autor, ao lineamento do Tejo (*op. cit.*, p. 98).

#### IX.5.2.2.2. Evidências obtidas por detecção remota

CONDE & ANDRADE (1976) identificaram em imagens dos satélites LANDSAT 1 e 2 um lineamento de orientação NNE-SSW na região do vale inferior do Tejo, estendendo-se por cerca de 135 km entre a área da Adiça (a sul de Fonte da Telha), no litoral ocidental da Península de Setúbal, e Tomar, e que se prolonga para

NNE desta cidade por mais 30 km, já fora da bacia cenozóica do Tejo, nas formações do Maciço Hespérico, até a uma área a noroeste da Setúbal.

CONDE (1983), ao reinterpretar imagens de satélite do território português, identifica novamente lineamentos ao longo do vale inferior do rio Tejo, mas dispondo-se num padrão mais complexo, em que o lineamento anteriormente reconhecido (por CONDE & ANDRADE, 1976) apresenta duas ramificações subparalelas, uma para nordeste de Samora Correia, passando por Salvaterra de Magos, Almeirim, Chamusca, até Constância, e outra para sudoeste de Santarém, passando junto a Almada, até ao litoral ocidental da Península de Setúbal.

A observação directa do terreno num voo de reconhecimento geológico em condições de luz rasante permitiu-nos também identificar lineamentos paralelos ao vale do Tejo em alguns locais nas aluviões do rio (RIBEIRO & CABRAL, 1983a).

Os lineamentos de orientação NNE-SSW identificados ao longo do vale inferior do Tejo podem interpretar-se como correspondendo à expressão superficial de uma falha (ou zona de falha) profunda com aquela direcção, cujo carácter activo se infere da localização desses lineamentos parcialmente em aluviões recentes do rio Tejo (RIBEIRO, 1982; RIBEIRO & CABRAL, 1985).

#### IX.5.2.2.3. Evidências sismológicas

A região a nordeste de Lisboa apresenta sismicidade histórica e instrumental intensa (ver também cap. X), testemunhada pela ocorrência de eventos sísmicos de magnitude compreendida entre 6 e 7 (sismos em 1344?, 1531 e 1909), com epicentro na região do vale inferior do Tejo (MEZCUA, 1982; MEZCUA & MARTINEZ SOLARES, 1983; MOREIRA, 1984, 1985, 1986, 1991; MOREIRA, CORREIA & ANDRADE e SILVA, 1989; OLIVEIRA, 1986; HENRIQUES, MOUZINHO & FERRÃO, 1988; MARTINS & MENDES VICTOR, 1990) evidenciando a presença de acidentes tectónicos activos importantes na área.

O sismo de 1344 está mal localizado devido à escassez de descrições históricas, sabendo-se apenas que produziu importantes estragos em Lisboa, pelo que se considera que ocorreu próximo desta cidade e, atendendo ao contexto sismotectónico regional, provavel-

mente na região do vale inferior do Tejo. Contudo, os dados históricos referentes ao importante evento sísmico de 26 de Janeiro de 1531 (HENRIQUES, MOUZINHO & FERRÃO, 1988) permitem traçar com algum rigor, embora ainda parcialmente, as curvas isossistas deste abalo (OLIVEIRA, SOUSA & MENDES VICTOR, 1989; OLIVEIRA & SOUSA, 1991), verificando-se uma tendência nítida para alongamento da isossista de intensidade máxima (IMM = VIII) segundo a orientação do vale inferior do Tejo para norte de Alverca, com uma sinuosidade pronunciada a ocidente de Alcanena reflectindo uma zona de intensidades mais elevadas na direcção de Alcobaça, observando-se também um incremento da intensidade para sudoeste do Mar da Palha (fig. 40).



Fig. 40 — Carta de isossistas do sismo de 26 de Janeiro de 1531, segundo OLIVEIRA & SOUSA (1991, fig. 3-b, p. 105). Escala de intensidades de Mercalli modificada (IMM).

Como salientam OLIVEIRA, SOUSA & MENDES VICTOR (1989), a configuração das isossistas sugere que o sismo de 1531 possa ter resultado de uma rotura múltipla em falhas activas, localizando-se, segundo a

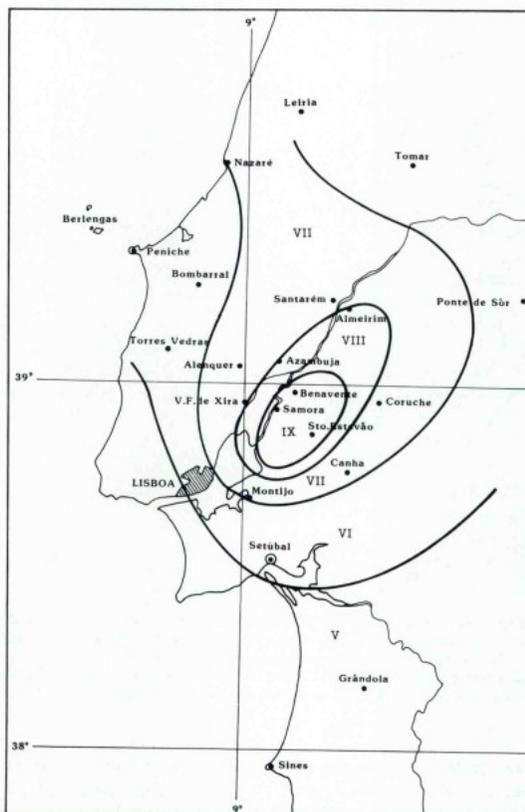


Fig. 41 — Carta de isossistas do sismo do Ribatejo, em 23 de Abril de 1909, segundo MOREIRA (1984, fig. 13, p. 56). Escala de intensidades de Mercalli modificada (IMM).

nossa análise, uma provavelmente ao longo do vale inferior do Tejo e a outra numa direcção aproximadamente ortogonal, no alinhamento Alcanhões-Alcanede, não sendo também de excluir a possibilidade de o epicentro (ou uma das fontes sismogénicas) se ter localizado no mar a sudoeste de Lisboa.

No dia 23 de Abril de 1909 ocorreu um forte sismo no Ribatejo, tendo-se registado uma intensidade máxima

de grau IX (MM) nas povoações de Benavente, Samora Correia e Santo Estevão, segundo MOREIRA (1984), mas que terá atingido o grau X (MM) na área de Benavente, segundo OLIVEIRA & SOUSA (1991). Atendendo à reduzida extensão da área macrossísmica, é possível localizar a zona epicentral no vale inferior do Tejo com bastante precisão, provavelmente entre aquelas localidades, na margem esquerda do rio.

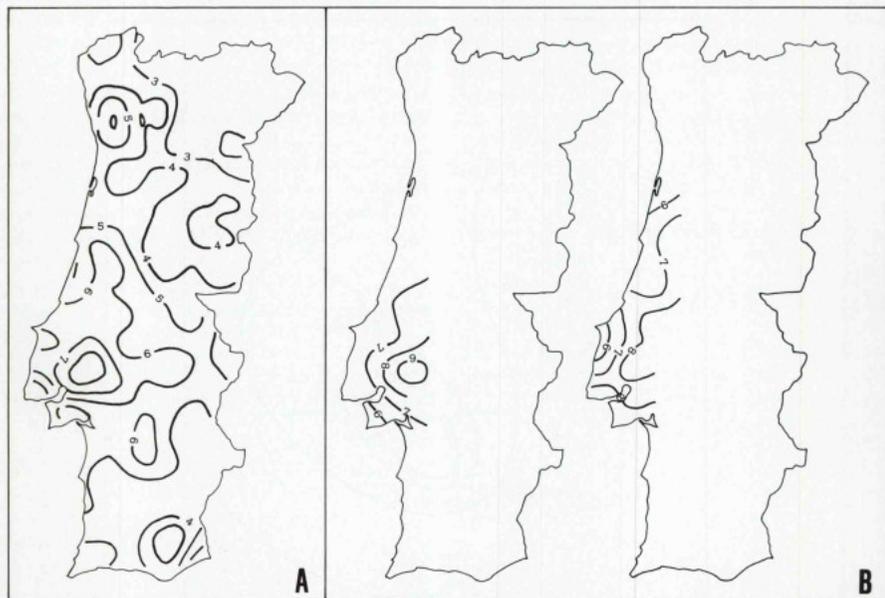


Fig. 42 — A — Mapa de isossistas do sismo de 23 de Abril de 1909, desenhado automaticamente, utilizando-se um algoritmo numérico, a partir de 393 valores de intensidade sísmica (na escala Forel-Mercalli-Cancani — FMC, segundo CHOFFAT & BENSÁUDE, 1913), apresentado por OLIVEIRA & SOUSA, (1991, fig. 7, p. 108). B — Isossistas do sismo de 23 de Abril de 1909 (à esquerda), baseadas nas intensidades (IMM) registadas nas localidades onde foi sentido o sismo de 26 de Janeiro de 1531, e sua comparação com as isossistas referentes a este terramoto (à direita, correspondentes ao mapa da fig. 40), segundo OLIVEIRA & SOUSA, (1991, fig. 8, p. 110).

Existem, contudo, discrepâncias importantes no traçado das isossistas deste abalo sísmico. Com efeito, enquanto num mapa de isossistas recentemente elaborado por MOREIRA (1984) se observa um alongamento nítido da curva de maior intensidade na direcção NNE-SSW, paralelamente ao vale inferior do Tejo (fig. 41), indicando que o sismo tenha sido gerado por uma falha com essa orientação, outro mapa de isossistas previamente elaborado por este autor (MOREIRA, 1979), bem como naqueles apresentados em CHOFFAT & BENSÁUDE (1911) e em CHOFFAT (1913, *in* OLIVEIRA & SOUSA, 1991), verifica-se um alongamento da isossista interna numa direcção ortogonal àquela, segundo o alinhamento Castanheira do Ribatejo-Samora Correia-Santo Estevão, sugerindo uma génese do sismo por rotura numa falha

orientada transversalmente ao vale do Tejo, ou por rotura múltipla num acidente com esta orientação e outro localizado ao longo do vale, localizando-se o epicentro provavelmente no cruzamento das duas estruturas, entre Samora Correia e Benavente. A carta de isossistas elaborada por OLIVEIRA & SOUSA (1991, p. 108; fig. 42), utilizando um método automático que minimiza a subjectividade no traçado das curvas, apresenta as isossistas internas, localizadas na área do vale inferior do Tejo, na região de Benavente, com uma fraca excentricidade, continuando a notar-se, no entanto, as duas direcções preferenciais de alongamento NNE-SSW e WNW-ESE a E-W.

Ao sismo principal de 23 de Abril de 1909 sucedeu-se um grande número de réplicas, que se continuaram

para além do ano de 1911 (BENSAÚDE, 1910; CHOFFAT & BENSAÚDE, 1911). A análise do mapa de frequências de réplicas elaborado por BENSAÚDE (1910) indica que elas se concentraram no vale inferior do Tejo, com um máximo junto a Benavente, distinguindo-se também nitidamente duas direcções preferenciais para a sua distribuição, sendo uma, dominante, segundo um alinhamento Alenquer-Benavente, e a outra coincidente com o vale inferior do Tejo, estendendo-se de Samora Correia a Santarém.

Posteriormente ao sismo de 23 de Abril de 1909 ocorreram outros abalos importantes na área do vale inferior do Tejo, nomeadamente em 19 de Março de 1914, de magnitude 4,7 e epicentro localizado em Muge, em 23 e 25 de Setembro de 1914, ambos de magnitude 5,3 e epicentro na área de Benavente, e em 7 de Julho de 1925, com magnitude 4,3 e epicentro localizado provavelmente a oeste de Santarém (MEZCUA, 1982; OLIVEIRA, 1986). Segundo os mapas de isossistas apresentados por estes autores, os três primeiros sismos mostram um alongamento nítido das curvas isossistas numa direcção NW-SE a E-W, transversal à orientação do vale do Tejo, enquanto o último as apresenta alongadas na direcção NNE-SSW, paralelamente ao rio.

Verifica-se, pois, que diversos dados relativos à macrossismicidade histórica e instrumental localizada na região do Ribatejo, embora evidenciando actividade tectónica na área do vale inferior do Tejo, não são explicáveis apenas por deslocamentos numa falha situada ao longo do vale. O alongamento que se observa na distribuição das intensidades máximas dos sismos ocorridos na região de Benavente e na distribuição das réplicas do abalo de 23 de Abril de 1909, transversal à orientação do vale do Tejo, coincide com a disposição de uma importante anomalia gravimétrica negativa centrada na área de Benavente (como pode observar-se na Carta Gravimétrica de Portugal, elaborada pelo Instituto Geográfico e Cadastral) e corresponde também aproximadamente à orientação de um sistema de lineamentos identificados em imagens de satélite (CONDE & ANDRADE, 1976; CONDE, 1983) estendendo-se para ESE de Benavente, passando junto a Vendas Novas.

Todos aqueles dados sugerem a influência de acidentes tectónicos orientados NW-SE, transversalmente ao vale inferior do Tejo, além de um sistema de falhas dispostas ao longo do vale, na génese da importante sismicidade que aqui ocorre, como salienta RIBEIRO (1982, 1984, 1986) ao associar os sismos na

área de Benavente ao cruzamento da «falha do Tejo» com uma estrutura transversal que identifica como o «lineamento» ou «falha de Bombarral-Vendas Novas». Esta estrutura, de orientação NNW-SSE a NW-SE, não está reconhecida no terreno, correspondendo provavelmente a um acidente profundo que se manifesta à superfície por uma escarpa de falha que produz um deslocamento vertical da plataforma litoral estremenha de cerca de 100 m, com abatimento relativo do lábio SW, junto ao Bombarral, prolongando-se para SE atravessando o maciço calcário de Montejunto, onde origina uma torção acentuada das estruturas, e controlando depois o limite ocidental da bacia do Tejo até ao Carregado, que apresenta aqui uma orientação anómala submeridiana.

Estudos de microssismicidade realizados recentemente na área do vale inferior do Tejo, referentes ao período compreendido entre Julho de 1987 e Junho de 1988 (FONSECA, 1989; FONSECA *et al.*, 1988; FONSECA & LONG, 1989, 1991), indicam a ocorrência de actividade sísmica relativamente profunda (focos compreendidos entre cerca de 8 e 23 km), notando-se o alinhamento de alguns epicentros segundo a direcção NE-SW, na margem esquerda do rio entre Benavente e o Barreiro. A profundidade dos sismos, implicando a sua geração em estruturas no soco muito abaixo da cobertura sedimentar meso-cenozóica na bacia do Tejo, poderá em parte justificar a dificuldade em relacionar a actividade sísmica no vale inferior do Tejo com falhas reconhecidas à superfície.

Contudo, MOREIRA (1984) determinou uma profundidade focal do sismo de 23 de Abril de 1909 de cerca de 4 km, baseando-se no traçado das curvas isossistas. Considerando a magnitude deste abalo, provavelmente compreendida entre 6,5 e 7, e a fraca profundidade a que terá sido gerado, deveria ter ocorrido rotura superficial no(s) acidente(s) sismogénico(s). No entanto, nas descrições dos efeitos do sismo (BENSAÚDE, 1910; CHOFFAT & BENSAÚDE, 1911), embora haja referências a numerosos fenómenos superficiais, como a abertura de fendas nas aluviões do Tejo e ejeção de água com areia, explicáveis por liquefacção, fluidização e cedência dos sedimentos arenosos incoerentes, não se referem efeitos correspondendo claramente a rotura superficial de falhas, o que poderá explicar-se por uma dispersão e amortecimento da deformação na espessa cobertura aluvial inconsolidada, ao ocorrer a sua propagação para a superfície. Este processo de amortecimento sugere um mecanismo de geração do sismo numa falha em profun-

didade com uma componente vertical de deslocamento de tipo inverso, ocorrendo uma redução progressiva da inclinação da superfície de rotura ao propagar-se para cima.

#### IX.5.2.2.4. *Outras evidências geofísicas*

Além da actividade sísmica na região do vale inferior do Tejo, existem dados geofísicos de outra índole, nomeadamente obtidos a partir da execução de perfis sísmicos e de medições gravimétricas, apontando também para a existência de importantes acidentes tectónicos profundos nesta área.

Com efeito, num perfil sísmico realizado transversalmente ao vale do Tejo, MENDES VICTOR, HIRN & VEINANTE (1980) identificaram uma descontinuidade crustal profunda, numa posição aproximadamente coincidente com a localização actual do rio no paralelo de Salvaterra de Magos, traduzida por uma diferenciação entre blocos da crosta continental com estrutura distinta a ocidente e a oriente, originando, segundo aqueles autores (*op. cit.*, p. 472), uma variação nas profundidades de um reflector intracrustal e da descontinuidade de Moho «inulgares a uma escala tão pequena», assinalando provavelmente a presença de uma importante zona de fractura.

Noutro perfil sísmico realizado a sul de Lisboa segundo a orientação Alcântara-Sesimbra, no âmbito de estudos de microzonagem sísmica, OLIVEIRA & MENDES VICTOR (1982) identificaram também uma zona de descontinuidade estrutural em profundidade cerca de 6 km a sul de Alcântara, que interpretaram como uma falha inversa limitando a bacia do Tejo a noroeste, admitindo a possibilidade de corresponder a um acidente tectónico pertencente ao sistema principal de falhas do vale inferior do Tejo. Num trabalho anterior (CABRAL, *in* RIBEIRO *et al.*, 1986) interpretámos, contudo, estes dados geofísicos como testemunhando provavelmente a presença de um acidente tectónico em profundidade orientado ENE-WSW a E-W, e, portanto, oblíquo à direcção do vale inferior do Tejo, pertencente a um sistema de falhas subparalelas ao curso do rio no seu troço vestibular (conhecido por «gargalo do Tejo»), cujas únicas evidências superficiais reconhecidas consistem em algumas microfalhas (13) com aquela orientação detectadas num pequeno areeiro no lugar de Salgado, cerca de 1 km a leste de Sobreda, afectando as formações arenosas pliocénicas da Península de Setúbal.

Como salienta CARVALHO (1968, pp. 209 e 210), a Carta Gravimétrica de Portugal, elaborada pelo Instituto Geográfico e Cadastral, evidencia também um importante alinhamento estrutural ao longo do vale inferior do Tejo, assinalado por um alongamento das isoanómalas de Bouguer segundo aquela orientação, dispostas com um forte gradiente negativo para ESE. Contudo, tal como sucede com os dados da sismicidade, também os elementos da gravimetria apontam para uma estrutura profunda mais complexa do que a sugerida pelo alinhamento NNE-SSW do vale do Tejo, indicando a presença provável de acidentes tectónicos orientados transversalmente, na direcção NW-SE, como um localizado junto a Santarém ligando-se possivelmente ao acidente que limita a NE a bacia tectónica de Rio Maior (falha do Cidral, ver este capítulo, secção 4.2.; CARVALHO, *op. cit.*, p. 210), e outro situado na área de Benavente, limitando a sul uma importante anomalia gravimétrica negativa.

#### IX.5.2.2.5. *Evidências geológicas*

Embora as evidências geológicas «directas» da presença de um acidente tectónico ao longo do vale inferior do Tejo sejam reduzidas, devido ao carácter profundo, não aflorante, daquela estrutura, existem, contudo, alguns dados de geologia superficial e de subsuperfície, obtidos através de sondagens, que permitem detectá-lo.

Numerosas sondagens realizadas no vale inferior do Tejo, na sua maioria na planície aluvial do rio, para captação de águas subterrâneas, além de uma para prospecção petrolífera (furo de Samora Correia, da C.P.P.), evidenciam as importantes espessuras das formações cenozóicas aí presentes, particularmente dos sedimentos miocénicos, testemunhando a subsidência acentuada que ocorreu ao longo desta época (base do Miocénico a cerca de -400 m em Almeirim e Valada, e a cerca de -800 m na sondagem de Samora), salientando-se o aprofundamento acentuado que se detecta para SW de Salvaterra de Magos (dados retirados da fig. 2.20, segundo MOITINHO DE ALMEIDA, *in* RIBEIRO *et al.*, 1979, p. 29).

Note-se que o lineamento do vale inferior do Tejo identificado em imagens de satélite por CONDE & ANDRADE (1976) e dois dos lineamentos com a mesma orientação reconhecidos por CONDE (1983) se localizam muito próximo do furo de Samora Correia, cerca de

2 km a leste, aproximadamente coincidentes com o eixo das isopacas da bacia terciária (segundo a informação apresentada em LEFORT *et al.*, 1981), o que implica que o acidente provável de que constituem a expressão superficial não é responsável, pelo menos nesta área da bacia, pelos importantes deslocamentos verticais implicados na subsidência registada.

A principal rejeição vertical parece fazer-se numa estrutura localizada junto à margem direita do rio Tejo, onde as formações paleogénicas aflorando junto ao Carregado passam para uma profundidade de cerca de 1000 m no furo de Samora Correia, apenas 8 km a leste. Nesta margem do rio, entre Alhandra e Vila Franca de Xira (Anexo 1, loc. 16/1), observa-se um contacto tectónico por falha inversa, orientado NNE-SSW, em que formações do Jurássico, a oeste, cavalgam rochas miocénicas, a leste. A sul de Alhandra, já na planície aluvial do rio, dados de sondagens indicam um aprofundamento importante do Miocénico relativamente aos seus afloramentos situados na margem, imediatamente a oeste, evidenciando a presença de um acidente tectónico produzindo uma descida relativa do bloco oriental, que coloca o contacto de formações atribuídas ao Pliocénico com o topo do Miocénico a cerca de 180 m de profundidade (ALMEIDA, 1955).

Os dados apresentados por aquele autor, referentes a numerosas sondagens para captação de águas subterrâneas, localizadas a leste, na planície aluvial do Tejo, entre Alhandra-Vila Franca de Xira e Porto Alto, indicam uma descida da base das formações consideradas pliocénicas para uma profundidade superior a 200 m a oriente do leito actual do Tejo, mas que não deverá ultrapassar muito este valor se atendermos a informação apresentada em RIBEIRO *et al.* (1979, fig. 2-20, p. 29). Segundo um corte geológico projectado na direcção E-W realizado por ALMEIDA (1955) entre Alhandra e Porto Alto, com base na informação dos furos de sondagem, não se observam evidências de qualquer acidente tectónico produzindo deslocamentos verticais significativos nos diferentes «complexos» quaternários e pliocénicos que aquele autor identifica, notando-se apenas uma ligeira perturbação (na ordem da dezena de metros) na profundidade dos «Complexos» C.1 e C.2, atribuídos ao Quaternário, na sondagem S.10, que poderá reflectir a presença de um acidente tectónico passando junto à vala do Tejinho, a NNE do Mouchão de Alhandra, afectando as formações superficiais. Salienta-se que esta perturbação reconhecida nos dados

de sondagens coincide com a localização do lineamento mais ocidental identificado por CONDE (1983) na área do vale inferior do Tejo, enquanto que o lineamento oriental, correspondente àquele identificado previamente por CONDE & ANDRADE (1976), se localiza a leste das sondagens analisadas por ALMEIDA (1955), situando-se já fora do corte elaborado por este autor.

Os dados geológicos que temos vindo a discutir referem-se essencialmente à região do vale inferior do Tejo situada a sul do paralelo de Carregado-Salvaterra de Magos. Para norte desta latitude, os deslocamentos verticais que originaram a bacia terciária ter-se-ão concentrado em duas zonas principais de deformação — uma, a ocidente, que constituiu o limite da bacia, estabelecendo o seu contacto com as formações mesozóicas do Fosso Lusitânico, e outra, não aflorante, seguindo aproximadamente o vale do Tejo para norte de Vila Nova da Rainha, testemunhada à superfície apenas por uma pequena ramificação que constitui a falha de Azambuja, de orientação NNE-SSW, afectando as formações pliocénicas (ZBYSZEWSKI & FERREIRA, 1968b).

Contudo, como salienta CARVALHO (1968, pp. 206 e 207), a presença de um acidente tectónico ao longo do vale inferior do Tejo entre Vila Nova da Barquinha e Vila Nova da Rainha é indicada pelo diferente comportamento dos depósitos pliocénicos nas duas margens do rio, os quais, segundo aquele autor, apresentam uma espessura superior (em algumas dezenas de metros) na margem esquerda, reflectindo um abatimento relativo do bloco oriental concomitante com a sedimentação desses depósitos, ou posterior. Note-se, no entanto, que este deslocamento não se reflecte na morfologia, sendo, pois, anterior à elaboração da superfície erosiva que constitui o planalto regional, o qual se encontra a cotas semelhantes nas duas margens (ou, pelo contrário, mais elevado na margem esquerda, como na serra de Almeirim).

Segundo DAVEAU (1980), a organização dos terraços fluviais quaternários na margem esquerda do Tejo a jusante de Alpiarça, particularmente a disposição em ladeira suavemente inclinada para a planície de inundação actual do vasto complexo aluvial dos terraços denominados médio e baixo, bem como a sua sobreposição numa grande espessura cuja base desce consideravelmente abaixo da cota de 0 m, sugere uma reactivação no Quaternário da «tendência para o abatimento regional» originando a «dissimetria do vale (do Tejo) cujo traçado corresponde a um grande alinhamento estrutural» (DAVEAU, *op. cit.*, p. 22).

### IX.5.2.3. O prolongamento meridional do lineamento do vale inferior do Tejo. Dados de microtectónica na Península de Setúbal

Como referimos, CONDE & ANDRADE (1976) identificaram em imagens de satélite o prolongamento do lineamento do vale inferior do Tejo para sudoeste do Mar da Palha, na Península de Setúbal, aproximadamente segundo o alinhamento Seixal-Adiça (Fonte da Telha), tendo sido posteriormente identificado por CONDE (1983) um outro lineamento paralelo, também cruzando em diagonal a Península de Setúbal cerca de 4 km a noroeste do anterior, passando junto à Cova da Piedade, ambos com uma orientação aproximada N30°E.

Contudo, as imagens de satélite da região da Península de Setúbal a que tivemos acesso não mostram qualquer lineamento evidente segundo aquela orientação, e um estudo detalhado de foto-interpretção sobre fotografia aérea na escala 1:15 000 de toda a área a norte da lagoa de Albufeira-ribeira da Apostiça também não permitiu identificar qualquer lineamento principal, ou sistema predominante de lineamentos, paralelos ao lineamento do vale inferior do Tejo (BRUM, 1983; DIAS, 1983). Numa análise estatística dos lineamentos reconhecidos destacaram-se duas orientações claramente preferenciais — ENE-WSW e WNW-ESE — distinguindo-se também as orientações NW-SE e NNW-SSE a N-S, estando escassamente representada a direcção NNE-SSW, apenas significativa numa área junto a Amora (Seixal).

Embora os dados de detecção remota consultados não sejam concludentes quanto à continuação do lineamento do vale inferior do Tejo para sudoeste, na Península de Setúbal, e não se identifiquem nesta área quaisquer evidências morfológicas de um acidente tectónico com a sua orientação, observaram-se numerosas microfalhas afectando as areias pliocénicas, e algumas cortando a formação sedimentar do «Conglomerado de Belverde» (ver cap. V.2.3.3., VII.2. e VIII.5.2.2.), em alguns locais próximos do prolongamento daquele lineamento, nomeadamente em areiros na vizinhança do vértice geodésico de Carrascos (Anexo 1, loc. 16/2), dispostos aproximadamente ao longo da vala de Santa Marta de Corroios, e na arriba junto à Fonte da Telha (Anexo 1, loc. 16/3; AZEVEDO, 1982; BRUM 1983; DIAS, 1983; CABRAL, DIAS & BRUM, 1984; BAPTISTA & FERNANDES, 1985; CABRAL, *in* RIBEIRO *et al.*, 1986).

Note-se, contudo, como detalharemos adiante, que aquelas microfalhas apresentam orientações variadas, sem correlação imediata com um grande acidente tectónico de direcção NNE-SSW. Além disso, como a identificação das microfalhas está dependente da existência de taludes (naturais ou artificiais) exposto as formações geológicas, a concentração de falhas, identificadas naqueles areiros, na proximidade do eventual prolongamento do lineamento do vale inferior do Tejo na Península de Setúbal pode ser aparente, resultando apenas de uma concentração de taludes artificiais (em areiros) na área de Carrascos. Com efeito, identificaram-se microfalhas afectando as formações pliocénicas noutras áreas, como num pequeno areiro junto a Salgado, cerca de 1 km a leste de Sobreda, na área setentrional da Península de Setúbal, e (segundo indicação pessoal de MANUPPELLA & DIAS) em Aianos de Cima (Alfarim), ribeira da Torre (Vila Nogueira de Azeitão) e Brejo do Casal Bolinhos (Vila Fresca de Azeitão), na sua zona meridional.

#### IX.5.2.3.1. Microfalhas nos areiros da Vala de Santa Marta (Santa Marta de Corroios-Carrascos)

Nos taludes de cinco areiros dispersos por uma área superior a 1 km<sup>2</sup>, localizados cerca de 3 km a sudoeste de Amora (Anexo 1, loc. 16/2), mediu-se um total de 106 falhas afectando as areias pliocénicas da Península de Setúbal e, algumas delas, deslocando níveis de cascalheiras atribuídos à formação de Belverde (AZEVEDO, 1982; BRUM, 1983; DIAS, 1983; BAPTISTA & FERNANDES, 1985; CABRAL, *in* RIBEIRO *et al.* 1986) (fig. 43).

As estruturas observadas deslocam leitos de referência nos sedimentos, produzindo separações verticais geralmente centimétricas cujo valor máximo medido foi de 50 cm. Identificaram-se falhas com separação vertical inversa (50 falhas — 47% do total) e normal (30 falhas — 28% do total), além de falhas com separação vertical indeterminada por ausência de leitos de referência (26 falhas — 25% do total) (fig. 43A). Para a maioria das falhas não se conhece o vector de deslizamento, embora alguns dados dispersos, como calhaus partidos e clastos de argila deslocados, apontem para movimentos essencialmente de *dip-slip*.

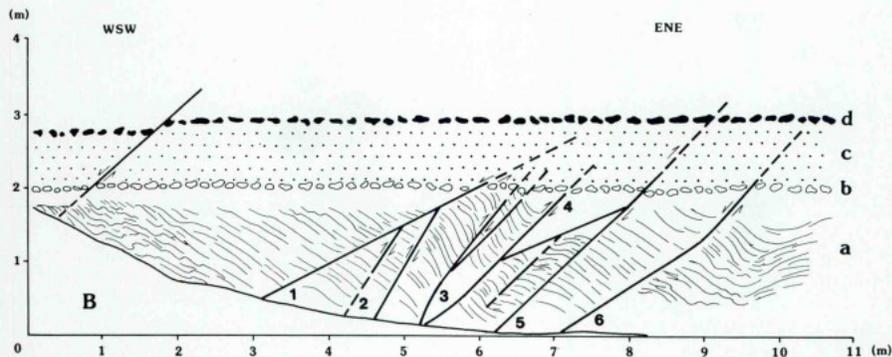
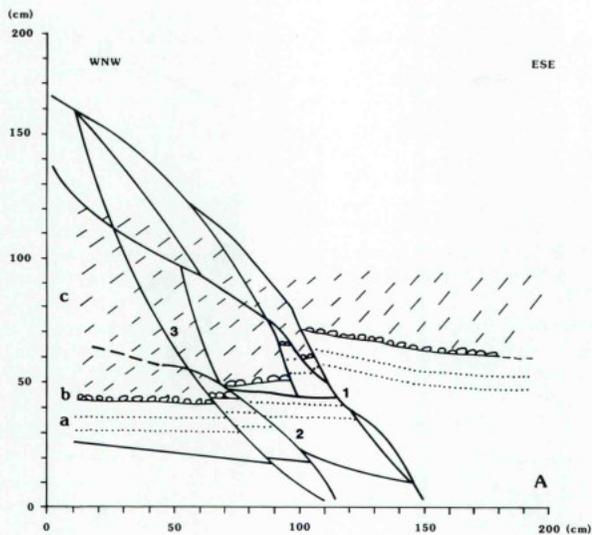


Fig. 43 — Exemplos de levantamentos geológicos pormenorizados de afloramentos com microfalhas afectando formações pliocénicas na Península de Setúbal, observados em dois areiros na área de Alto dos Carrascos (Vala de St.<sup>a</sup> Marta; Anexo 1, loc. 16/2), segundo BAPTISTA & FERNANDES (1985, fig. 4, p. 32, e fig. 5, p. 47). A — a, arenito amarelado de grão médio a grosseiro, com estratificação entrecruzada; b, nível de calhaus rolados; c, arenito feldspático rosado de grão grosseiro, mal calibrado, com calhaus. Atitude de algumas das microfalhas: 1, (N37°W, 65°NE); 2, (N62°W, 55°NE); 3, (N27°W, 60°ENE). B — a, arenito amarelado de grão fino a médio, com estratificação entrecruzada; b, nível de calhaus; c, arenito de grão fino a médio; d, nível de calhaus definido a base da unidade sedimentar do «Conglomerado de Belverde». Atitude de algumas das microfalhas: 1, (N7°W, 30°E); 2, (N37°W, 60°NE); 3, (N22°W, 50°ENE); 4, (N52°W, 45°NE); 5, (N42°W, 35°NE); 6, (N7°W, 50°E).

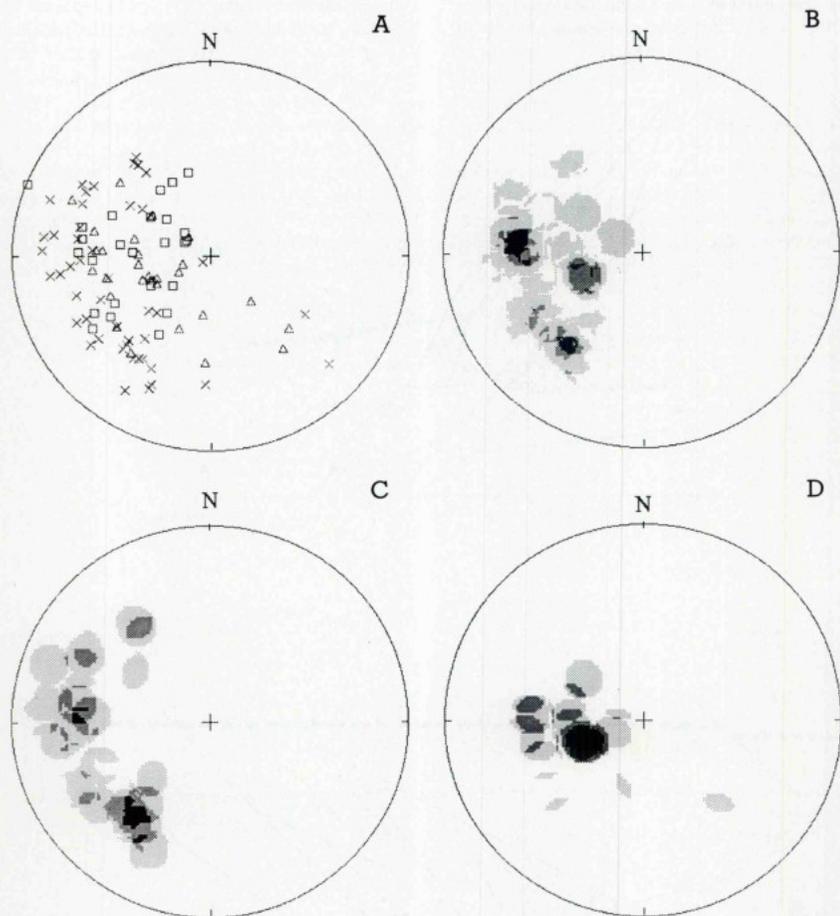


Fig. 44 — Representação, em projecção estereográfica (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior, executada com o programa automático MicroNet, GUTH, 1988), da atitude das microfalhas observadas afectando sedimentos pliocénicos em diversos areeiros localizados na vizinhança do vértice geodésico de Carrascos (Vala de St.<sup>a</sup> Marta de Corroios), na área setentrional da Península de Setúbal (Anexo 1, loc. 16/2). A — Projecção dos pólos das microfalhas medidas, num total de 106, diferenciando-se o tipo de separação vertical produzida com símbolos distintos: x, falhas com separação vertical inversa (n=50, 47%); triângulos, falhas com separação vertical normal (n=30, 28%); quadrados, falhas com separação vertical indeterminada (n=26, 25%). B — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos da totalidade das microfalhas medidas; contornos a 3%, 6%, 8% e 10%, por 1% de área; máximo de 13,2% (37°, N83,6°W). C — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos das microfalhas com separação vertical inversa; contornos a 3%, 6%, 10% e 15%, por 1% de área; máximo de 20% (38°, S35,8°W). D — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos das microfalhas com separação vertical normal; contornos a 4%, 8%, 15%, 20% e 25%, máximo de 30% (63°, S69,4°W).

As falhas inclinam quase sempre para o sector leste (de NNE a SE), observando-se frequentemente os acidentes normais e inversos numa disposição conjugada, com as falhas normais menos inclinadas que as inversas (fig. 43 e 44). Contudo, estas estruturas apresentam uma grande dispersão de orientações, identificando-se três máximos de concentração na distribuição dos seus pólos em projecção estereográfica (fig. 44B), correspondendo dois deles a falhas com separação vertical inversa, reflectindo um agrupamento em torno das atitudes ( $N0^{\circ}$ ,  $50^{\circ}E$ ) e, principalmente, ( $N55^{\circ}W$ ,  $50^{\circ}NE$ ), e o terceiro a falhas com separação vertical normal, as quais apresentam uma direcção preferencial próxima de N-S e uma concentração em torno da atitude ( $N10^{\circ}W$ ,  $30^{\circ}ENE$ ).

Os acidentes tendem frequentemente a diminuir de inclinação para o topo dos taludes reflectindo aparentemente o amortecimento e a dispersão superficial de deslocamentos gerados em estruturas profundas. Contudo, como se verifica pelas suas atitudes, embora as microfalhas identificadas se localizem próximo do prolongamento do lineamento do vale inferior do Tejo para SSW, não é evidente a relação entre elas e um acidente em profundidade com as características atribuídas à falha do vale inferior do Tejo.

A interpretação das microfalhas é, pois, complexa. Podemos, no entanto, adiantar que a sua disposição sugere a presença, em profundidade, de acidentes tectónicos de tipo *upthrust* (LOWELL, 1970), resultando possivelmente da interferência de movimentações em duas estruturas principais — uma próxima de N-S e outra NW-SE — ambas com subida relativa do compartimento oriental.

#### IX.5.2.3.2. Microfalhas na arriba da Fonte da Telha

Na arriba junto à Fonte da Telha (Adiça), numa distância ao longo da vertente de pelo menos 700 m e que se estende até cerca de 500 m a sul da povoação (Anexo 1, loc. 16/3), afloram numerosas microfalhas afectando as formações arenosas pliocénicas e, algumas delas, o «Conglomerado de Belverde» (AZEVEDO, 1982; BRUM, 1983; DIAS, 1983; CABRAL, DIAS & BRUM (1984); BAPTISTA & FERNANDES (1985); CABRAL, in RIBEIRO *et al.* 1986).

Nesta área, a série arenosa pliocénica apresenta fenómenos de endurecimento ferruginoso e manganífero

constituindo níveis endurecidos bem evidentes em afloramento, que facilitaram a detecção e caracterização das falhas estudadas. Estas são certamente de idade pliocénica superior ou posteriores, embora os últimos movimentos sejam anteriores ao desenvolvimento dos níveis ferruginosos e manganíferos, que moldam as superfícies de falha não sendo cortados por estas. Contudo, os encouraçamentos poderão ser quaternários, não excluindo, pois, actividade das falhas no Plistocénico.

Mediu-se um total de 123 fracturas, com grande predomínio de microfalhas produzindo separações verticais inversas em níveis de referência, distribuindo-se os deslocamentos do seguinte modo: falhas com separação vertical inversa — 85 (69%), falhas com separação vertical normal — 16 (13%), falhas verticais ou com separação vertical indeterminada — 22 (18%) (fig. 45A).

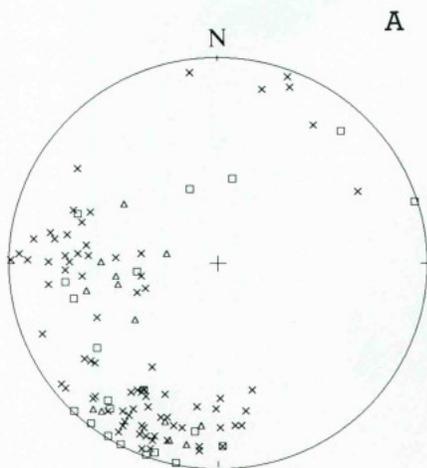


Fig. 45 — Representação, em projecção estereográfica (rede de Schmidt, projecção no hemisfério inferior, executada com o programa automático MicroNet, GUTH, 1988), da atitude das microfalhas observadas afectando sedimentos pliocénicos na arriba junto à Fonte da Telha (Adiça), no litoral ocidental da Península de Setúbal (Anexo 1, loc. 16/3). A — Projecção dos pólos das microfalhas medidas, num total de 123, diferenciando-se o tipo de separação vertical produzida com símbolos distintos: x, falhas com separação vertical inversa (n=85, 69%); triângulos, falhas com separação vertical normal (n=16, 13%); quadrados, falhas com separação vertical indeterminada ou verticais (n=22, 18%).

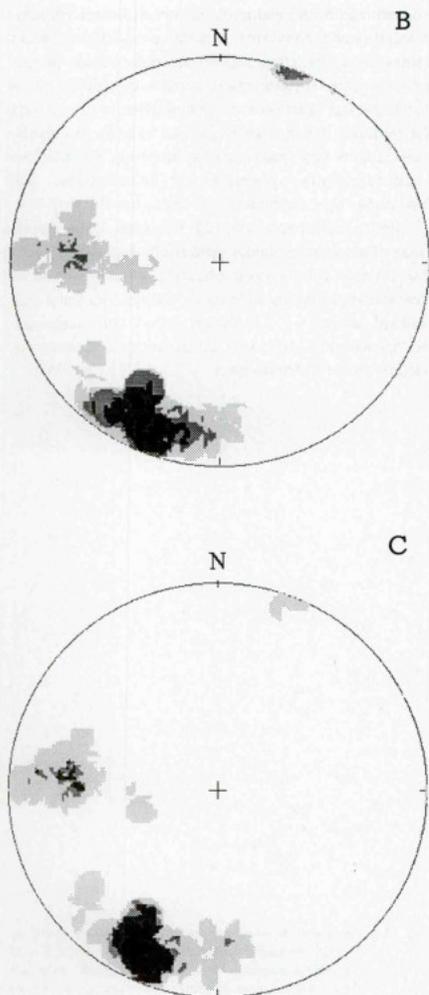


Fig. 45 — B — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos da totalidade das microfalhas medidas; contornos a 3%, 5%, 8%, 10% e 13%, por 1% de área; máximo de 14,6% (18°, S25°W). C — Diagrama de densidade de distribuição dos pólos das microfalhas com separação vertical inversa; contornos a 3%, 6%, 8%, 11% e 15%, por 1% de área; máximo de 18,8% (18°, S27,5°W).

Os elementos de referência nos afloramentos permitiram identificar separações verticais da ordem de 1 a 2 cm, sendo a maior separação medida de 1,20 m, inversa. Embora se desconheça o vector de deslizamento na maioria das falhas, alguns clastos de argila deformados e calhaus rodados por arraste tectónico indicam um movimento predominante de *dip-slip*.

Tal como nos areeiros da Vala de Santa Marta, os acidentes apresentam geralmente uma geometria complexa, ramificada e anastomosada, tendendo frequentemente a diminuir de inclinação para o topo da arriba, encontrando-se também falhas com separação vertical normal associadas a falhas inversas, numa disposição conjugada.

As microfalhas estudadas apresentam uma grande dispersão de orientações, notando-se, no entanto, o seu agrupamento em duas populações: um conjunto de falhas de direcção predominante WNW-ESE, muito inclinadas para NE, e outro conjunto de fracturas de orientação próxima de N-S, com maior dispersão de inclinações mas, de um modo geral, um pouco menos inclinadas para E (fig. 45). Note-se que esta distribuição abrange tanto as falhas com separação inversa como as de separação normal, e não é aleatória no espaço, encontrando-se as estruturas orientadas WNW-ESE no sector setentrional do corte estudado e os acidentes submeridianos a sul.

As microfalhas identificadas na arriba junto à Fonte da Telha localizam-se próximo da intersecção do lineamento do vale inferior do Tejo, reconhecido por CONDE & ANDRADE (1976) e CONDE (1983), com a linha de costa. Contudo, a relação entre aquelas fracturas e o eventual prolongamento de uma «falha do vale inferior do Tejo» pela Península de Setúbal não é evidente, ressaltando de imediato a discordância entre as suas direcções.

Tal como sucede nos areeiros da Vala de Santa Marta, a associação de falhas com separações verticais normais e inversas, aparentemente numa disposição conjugada, sugere um mecanismo de geração de falhas antitéticas em *upthrusting* (LOWELL, 1970), salientando-se a relativa semelhança das orientações dominantes nas duas áreas. Assim, tomamos uma posição crítica relativamente ao modelo por nós proposto num trabalho anterior (CABRAL, DIAS & BRUM, 1984), considerando-se a possibilidade de a zona da Fonte da Telha se situar numa área de influência de dois acidentes tectónicos em profundidade: um acidente submeridiano a sul da Fonte da Telha, muito inclinado

para leste, com subida relativa do bloco oriental (*upthrust*), e outra estrutura do mesmo tipo passando junto à povoação, orientada WNW-ESE e muito inclinada para NNE, que sofreu subida relativa do compartimento setentrional. Salienta-se que existem falhas de orientação NW-SE, afectando formações do Miocénico superior, assinaladas na plataforma continental imediatamente a sudoeste da Fonte da Telha (COPPIER, 1982; COPPIER & MOUGENOT, 1982).

#### IX.5.2.4. Conclusão

Do que temos vindo a expor sobre a geologia da região do vale inferior do Tejo ressalta a complexidade da sua estrutura profunda, com evidências diversas apontando para a presença de outros acidentes tectónicos além de uma falha (ou zona de falha) disposta ao longo do vale.

É também evidente a escassez de dados referentes às características geométricas e cinemáticas da falha do vale inferior do Tejo. Contudo, como salienta RIBEIRO (1981), esta falha pertence provavelmente ao sistema complexo de acidentes tectónicos que limitam o Fosso Lusitânico a SE, o que leva a admitir que apresente um pendor acentuado para WNW. Assim, como refere aquele autor (*op. cit.*, p. 5), o bordo sueste do Fosso Lusitânico, depois de estar submetido a tracção durante a génese do Fosso no Mesozóico, com afundamento do bloco a noroeste, sofreu inversão tectónica no Cenozóico, passando a ocorrer uma elevação do antigo fundo da depressão tectónica relativamente ao bordo, que se deprimiu gerando a bacia do Tejo.

Correlacionando-se os diferentes dados geológicos e geofísicos conclui-se que a falha (ou zona de falha) do vale inferior do Tejo se terá movimentado ao longo do Neogénico, particularmente no Miocénico, com uma componente vertical de deslocamento de tipo inverso, ou de *upthrusting* (atendendo à sua forte inclinação provável), com descida relativa do bloco oriental, apresentando um aumento progressivo do desnivelamento vertical de NNE para SSW, além de uma provável componente horizontal de movimentação em deslizamento esquerdo (CARVALHO, RIBEIRO & CABRAL, 1983-85; RIBEIRO, *in* RIBEIRO *et al.*, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1988, 1990).

Após a interrupção das tendências subsidentes na bacia do Tejo, testemunhada pela discordância erosiva

de expressão regional entre as formações miocénicas e os sedimentos detríticos pliocénicos suprajacentes (ver cap. VIII.5.2.2.), os deslocamentos verticais no Pliocénico foram reduzidos, concentrando-se para sul de Alcochete, na região oriental da Península de Setúbal, na área de Pinhal Novo, que funcionou como «depoctono» naquele período, possivelmente (em parte?) em relação com halocínese na estrutura diapírica profunda aqui existente.

No que respeita à identificação de deslocamentos verticais produzidos pela falha do vale inferior do Tejo no Quaternário, podemos utilizar como referência a superfície de erosão regional que trunca os sedimentos pliocénicos constituindo o planalto ribatejano, como referimos de idade provável pliocénica superior ou plistocénica inferior (ver cap. VIII.5.2.2.). Se correlacionarmos esta superfície com o nível de erosão conservado a cerca de 100-120 m de altitude no bordo setentrional da Península de Setúbal (nas colinas de Almada-Trafaria) e na região de Lisboa (ver cap. VII.2.), e se admitirmos que a morfologia aplanada, a cotas reduzidas, que se observa no bordo oriental do Mar da Palha (Alcochete-Montijo-Moita-Barreiro) corresponde àquele nível de erosão, deformado e deprimido de forma centrípeta para um centro subsidente no Mar da Palha, e não a um rebaixamento erosivo por encaixe fluvial, infere-se uma separação vertical da ordem de 100 m entre as margens direita e esquerda do rio Tejo no seu troço vestibular imediatamente a montante de Almada, ocorrida desde o Pliocénico superior ou o Plistocénico inferior (consoante a idade atribuída à superfície de referência utilizada — cap. VII.2.).

Aquele deslocamento vertical traduz uma taxa de actividade relativamente baixa num acidente tectónico ao longo do vale do Tejo (compreendida entre cerca de 0,05 mm/ano e 0,1 mm/ano, consoante se atribuam idades respectivamente de 2 Ma e 1 Ma à superfície de erosão de referência), aparentemente contraditória com a importante actividade sísmica histórica e instrumental registada na área, sugerindo um incremento recente da actividade tectónica resultante possivelmente de uma tendência para o seu agrupamento (*clustering*) no tempo (RIBEIRO, 1986).

No que respeita ao prolongamento da falha do vale inferior do Tejo para SSW do Mar da Palha, na Península de Setúbal, admitimos como mais provável um modelo que considera a sua terminação nas proximidades do Barreiro, transferindo-se os seus desloca-

mentos para um acidente tectónico orientado NNW-SSE passando por Alcochete, Montijo, Pinhal Novo e Setúbal, que estabelece a fronteira oriental das importantes deformações «alpinas» da cadeia orogénica da Arrábida (RIBEIRO, *in* RIBEIRO *et al.*, 1986; RIBEIRO *et al.*, 1988, 1990).

#### IX.6. Conclusão. Taxas de actividade nas falhas activas

Parte da informação apresentada ao longo do presente capítulo, principalmente a de índole quantitativa, encontra-se sintetizada na Tabela IV e na fig. 46.

Como se verifica, na generalidade dos casos as taxas de actividade inferidas a partir de deslocamentos tectónicos identificados nas falhas estudadas são inferiores a 0,2 mm/ano. Salienta-se, contudo, uma vez mais, que as velocidades calculadas consistem em valores médios referentes a um período de tempo geralmente longo ( $\geq 2$  Ma), tendo sido estimadas sem se atender à provável heterogeneidade na distribuição dos deslocamentos ao longo do tempo (*clustering*), típica de ambientes tectónicos intraplaca, como é o caso de Portugal continental (RIBEIRO, 1986). Além disso, os valores apresentados correspondem a taxas mínimas (embora possam reflectir estimativas máximas no contexto dos dados analisados), uma vez que na genera-

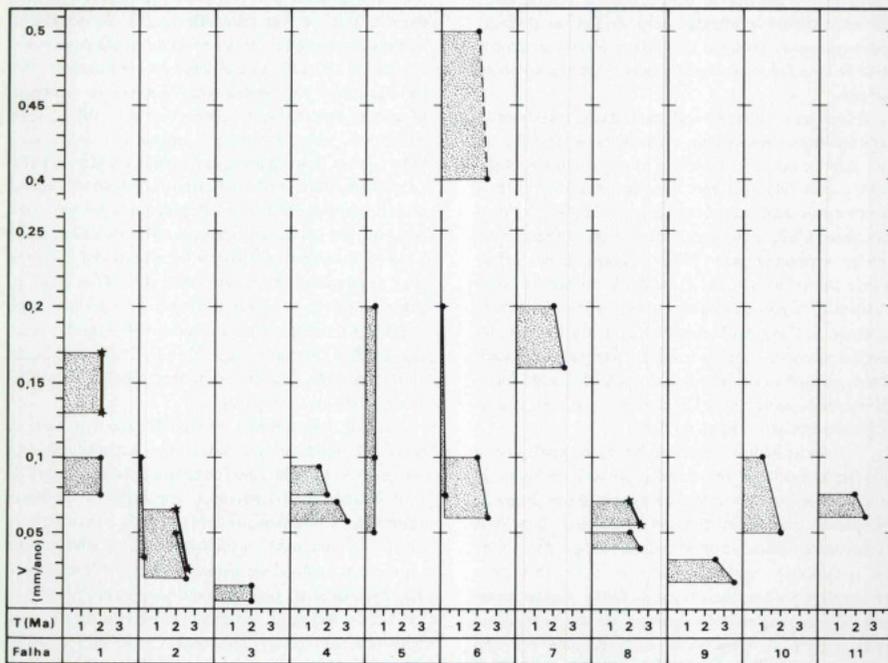


Fig. 46 — A — Diagrama de síntese das taxas de actividade referentes a diversas falhas activas no território continental português, inferidas a partir de dados geológicos e geomorfológicos (valores retirados da Tabela IV). Barras com asteriscos — taxas relativas a deslocamento real estimado; barras simples — taxas relativas à componente vertical de deslocamento; barra a tracejado — taxa relativa à componente horizontal de deslocamento. Identificação das falhas: 1, Seia-Lousã; 2, Ponsul; 3, Vidigueira-Moura; 4, bordo do diapiro de Caldas da Rainha; 5, Quiaios; 6, Manteigas-Vilariça-Bragança; 7, bordo da bacia da Vilariça; 8, Messejana (sector Elvas-Odemira); 9, Aljezur; 10, vale inferior do Tejo; 11, Grândola.

lidade se referem a componentes de movimentação nas falhas — geralmente a componente vertical de deslocamento por ser a mais facilmente detectada e avaliada. Este facto é particularmente significativo para estruturas em que a componente de deslizamento se desconhece embora seja eventualmente importante.

Comparando as taxas de actividade calculadas para diversas falhas activas no território continental português com algumas classificações do grau de actividade em falhas activas propostas por diferentes autores (ver Tabela IV; MATSUDA, *in* SLEMMONS, 1977, SLEMMONS, 1982; CLUFF, 1978a,b; CLUFF, COPPERSMITH & KNEUPFER, 1982; BLÉS *et al.*, 1991), verifica-se que correspondem, na generalidade, a acidentes com um grau de actividade baixo a moderado, embora abrangendo actividade de muito baixa a moderadamente elevada.

Esta situação tem implicações importantes no âmbito da Neotectónica e da Sismotectónica. Com efeito, para taxas de actividade desta ordem, e particularmente em clima de tendência húmida, os processos erosivos podem sobrepor-se aos efeitos geomorfológicos das deformações tectónicas destruindo as suas evidências e dificultando muito a identificação e caracterização das falhas activas, principalmente daquelas em que predominam os movimentos de deslizamento. Além disso, aqueles valores são característicos de falhas possuindo eventualmente a capacidade de gerarem sismos de magnitude elevada, mas com um intervalo de recorrência muito longo, realçando a importância da execução de estudos geológicos de paleo-sismicidade para a avaliação do risco sísmico imposto pelas diversas estruturas activas no território continental português.

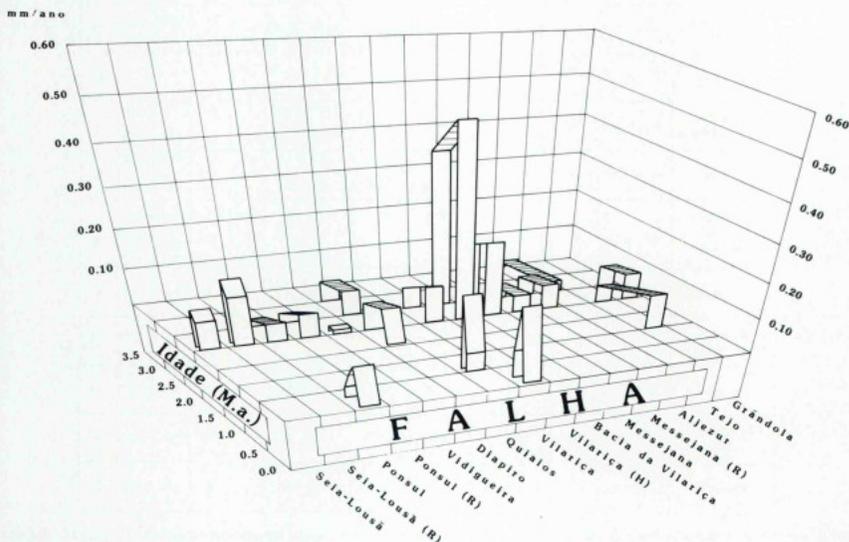


Fig. 46 — B — Diagrama de barras sintetizando as taxas de actividade referentes a diversas falhas activas abordadas no texto, também consideradas no diagrama A, cujos valores se retiraram da Tabela IV. As barras exprimem velocidades de deslocamento relativas à componente vertical de movimentação, excepto quando identificadas com R (relativas ao deslocamento real — *net slip* — pressupondo-se uma dada geometria e cinemática na falha) ou com H (relativas à componente horizontal de deslocamento). O comprimento de cada barra corresponde a uma velocidade média de deslizamento no intervalo de tempo que media entre a actualidade e o valor cronológico onde a barra se encontra implantada no diagrama; as barras interligadas reflectem uma variação na taxa média de deslocamento resultante da incerteza na idade das referências geológicas utilizadas para a sua estimativa. A definição na escala cronológica é de 0,1 Ma; duas barras separadas por este intervalo de tempo (barras muito próximas) reflectem um artifício gráfico, correspondendo, de facto, à mesma idade (de uma dada referência geológica utilizada; valor inferior assinalado), indicando a variação na taxa média de deslocamento resultante de uma incerteza no valor da separação tectónica produzida pela falha correspondente na referência considerada.



## X. A SISMICIDADE EM PORTUGAL CONTINENTAL. RELAÇÕES COM A NEOTECTÓNICA

### X.1. Introdução

Embora, como referimos no Capítulo III, não se tenham utilizado critérios sismológicos para a identificação das falhas activas no território continental português, garantindo assim a independência entre os elementos neotectónicos obtidos e os dados da sismicidade, a actividade sísmica de uma região evidencia a

ocorrência de acumulação de tensões na crosta e de deformações neotectónicas, expressas pela rotura sismo-genética em falhas activas.

Com efeito, a sismicidade de uma área, quando comprovadamente associada a uma estrutura geológica, constitui uma excelente evidência de actividade neotectónica nessa estrutura, constituindo um critério de actividade nalgumas definições de falha activa, nomeadamente em estudos de selecção de sítios e projecto de centrais nucleares, como na definição de «falha capaz» (*capable fault*) utilizada pela *U.S. Nuclear Regulatory Commission* (U.S.N.R.C., 1978) ou na caracterização de

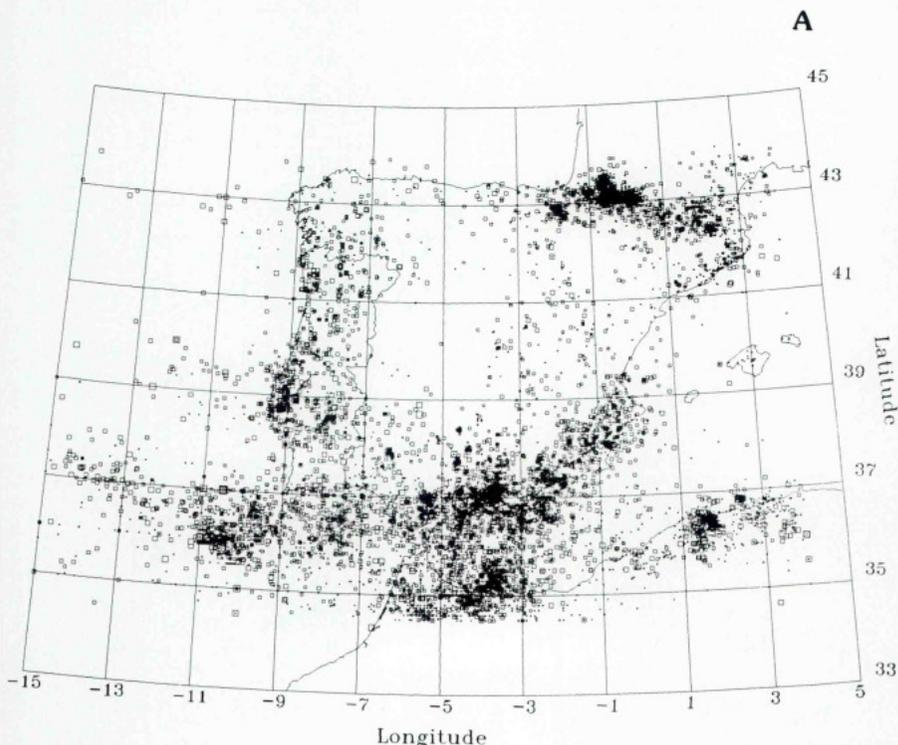


Fig. 47 — A — Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos e instrumentais na Península Ibérica e áreas adjacentes (região compreendida entre as longitudes de 4°E e 15°W e as latitudes de 34,5°N e 44°N), referente ao período de 33 d.C. a 28-6-91, elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) segundo os dados de SOUSA, MARTINS & OLIVEIRA (1992, catálogo LNEC). Representaram-se todos os eventos, sendo a dimensão do símbolo proporcional à magnitude. Longitude e latitude em graus.

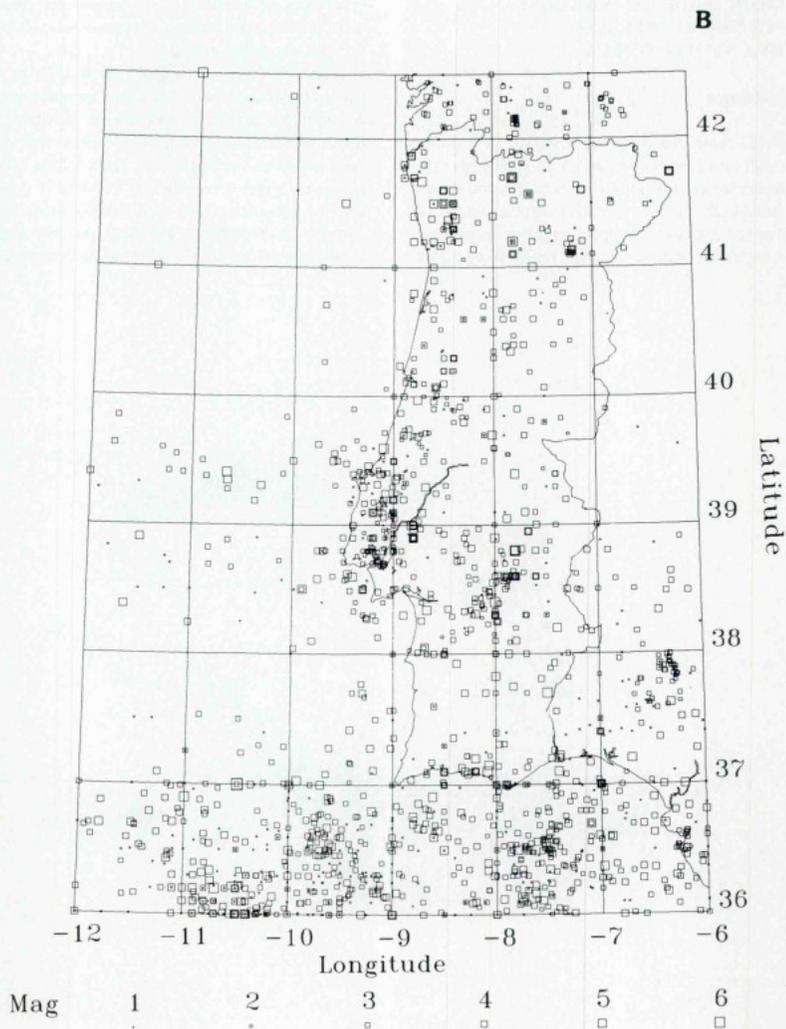


Fig. 47 — **B** — Mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos e instrumentais no território de Portugal continental e áreas vizinhas (região compreendida entre as longitudes de 6°W e 12°W e as latitudes de 36°N e 42,5°N), referente ao período de 33 d.C. a 28-6-91, elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) segundo os dados de SOUSA, MARTINS & OLIVEIRA (1992, catálogo LNEC). Representaram-se todos os eventos, sendo a dimensão do símbolo proporcional à magnitude de acordo com a escala assinalada. Longitude e latitude em graus.

C

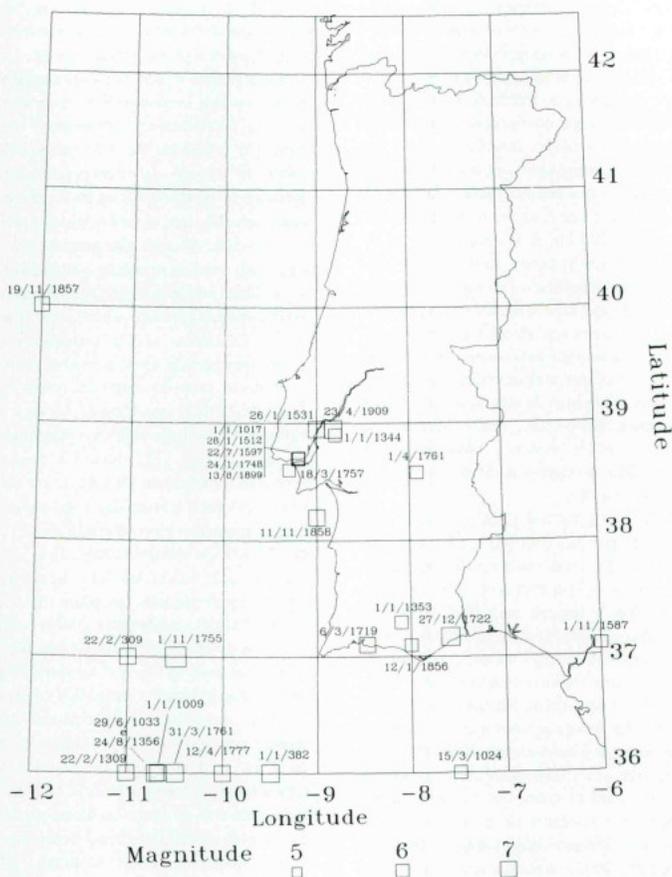


Fig.47 – C – Mapa de distribuição da sismicidade histórica no território de Portugal continental e áreas vizinhas (região compreendida entre as latitudes de 36°N e 42,5°N e as longitudes de 6°W e 12°W), elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) segundo os dados de SOUSA, MARTINS & OLIVEIRA (1992, catálogo LNEC). Representaram-se todos os sismos históricos ocorridos no período de 33 d.C. a 23-4-1909 (data do sismo de Benavente, cujas réplicas se excluíram), de magnitude estimada igual ou superior a 5,6, sendo a dimensão do símbolo proporcional à magnitude de acordo com a escala assinalada. Eliminou-se a referência a um evento localizado a sul de Setúbal, de magnitude estimada 7,1, que terá ocorrido em 28-1-1551, por admitirmos (como MOREIRA, 1984) tratar-se provavelmente de um «falso sismo», sendo considerado apenas numa (em MARTINS & MENDES VICTOR, 1990) de entre as várias fontes bibliográficas consultadas sobre a sismicidade histórica que afectou o território continental português. Corrigiu-se igualmente a posição de um sismo ocorrido em 6-3-1719, localizado junto a Huelva no catálogo LNEC (1992), para uma posição junto a Portimão, que julgamos mais correcta (localização retirada de BARATA *et al.*, 1990). Longitude e latitude em graus.

actividade em falhas considerada pela AGÊNCIA INTERNACIONAL DE ENERGIA ATÓMICA (1979).

Julgámos, pois, importante inserir no presente trabalho um capítulo onde abordamos, de forma muito sucinta, a sismicidade que afecta o território de Portugal continental, referindo a sua relação com as estruturas activas reconhecidas, assunto que se integra já no âmbito da Sismotectónica.

A localização de Portugal continental no contexto da organização regional das placas litosféricas (tema que detalharemos no capítulo seguinte), situando-se no interior da placa eurasiática mas muito próximo da fronteira com a placa africana (zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar, a cerca de 200 km de distância; cap. XI.2., fig. 57), num ambiente que se pode considerar intermédio entre o de uma região intraplaca e o de uma fronteira de placas, é responsável pela actividade tectónica geradora da sismicidade significativa que afecta o território continental português, caracterizada pela ocorrência de alguns sismos históricos fortes, que causaram danos humanos e materiais avultados, e também de alguns eventos instrumentais importantes (MEZCUA, 1982; MEZCUA & MARTINEZ-SOLARES, 1983; MOREIRA, 1984, 1985, 1986, 1991; OLIVEIRA, 1986; MARTINS & MENDES VICTOR, 1990; entre outros) (fig. 47).

MARTINS & MENDES VICTOR (1992), baseados nos sismos ocorridos no período de 1900 a 1990 (referenciados num catálogo da sismicidade de Portugal continental que elaboraram — MARTINS & MENDES VICTOR, 1990), estabeleceram a relação magnitude-frequência (relação de Gutenberg-Richter) para a actividade sísmica em diferentes regiões do País e na totalidade do território, incluindo também o banco submarino de Goringe, obtendo um valor de  $b$  (declive da recta de frequências) de 0,658 para a área total (semelhante aos parâmetros  $b$  obtidos para as áreas parciais que consideraram). Este valor, relativamente baixo, indica uma sismicidade caracterizada por uma frequência reduzida de sismos de pequena magnitude relativamente à ocorrência de eventos de maior magnitude, ou, como salientam aqueles autores (MARTINS & MENDES VICTOR, 1992), significa que uma fracção importante do número total de sismos ocorre com magnitudes mais elevadas.

## X.2. Sismicidade nas regiões do banco submarino de Goringe e no Golfo de Cádiz

A generalidade dos autores localiza a área epicentral de alguns dos sismos históricos mais importantes que

afectaram Portugal continental, como os abalos ocorridos em 60-63 a.C., 1033 e 1356, no mar a sudoeste do cabo de S. Vicente (Algarve), na região do banco submarino de Goringe, fundamentados na distribuição geográfica dos danos produzidos em terra ao longo do litoral ocidental e meridional do território, e na comparação dos seus efeitos com os do grande terramoto que destruiu parcialmente Lisboa em 1 de Novembro de 1755 ( $M_L$  estimada de 8,5), localizado nessa área a partir do traçado das curvas isossistas na Península Ibérica e no Norte de África (exceptua-se um importante sismo em 382, que se terá originado também a sudoeste do cabo de S. Vicente mas possivelmente mais próximo do litoral, entre o continente e o banco de Goringe). Esta sismicidade histórica é, pois, gerada na zona de fronteira entre as placas eurasiática e africana (fronteira de placas Açores-Gibraltar; ver o próximo capítulo), sendo, assim, interpretada como actividade sísmica interplacas.

Note-se, contudo, que uma rotura simples ao longo da fronteira de placas Eurásia-África a sul do banco de Goringe dificilmente explica a magnitude muito elevada do terramoto de 1755 devido à necessidade de ocorrência de uma grande área de rotura co-sísmica, muito superior àquela «permitida» pelas dimensões das estruturas limitando o bloco elevado do Goringe (com cerca de 200 km de comprimento). Esta situação sugere a ocorrência de rotura múltipla em falhas na geração do sismo, como também propõem MARTINEZ-SOLARES, LOPEZ ARROYO & MEZCUA (1979) baseados nas características do abalo, produzindo um importante deslocamento vertical no fundo submarino que originou o grande *tsunami* que acompanhou o terramoto.

Além do problema dimensional da(s) estrutura(s) sismogénica(s) intrínseco à grande magnitude do sismo de 1755, verifica-se que as suas isossistas apresentam uma disposição acentuadamente excêntrica, com intensidades máximas ao longo do litoral meridional português e na região costeira ocidental desde Sines até à área de Lisboa (MEZCUA, 1982; MOREIRA, 1984; OLIVEIRA, 1986) (fig. 48). Esta assimetria na distribuição da intensidade sísmica pode resultar de heterogeneidades crustais, com difracção das ondas sísmicas na fronteira entre as crostas oceânica e continental (OLIVEIRA & COSTA, 1984), mas poderá também resultar de rotura numa falha orientada a partir da área epicentral, na região do banco de Goringe, em direcção a Lisboa.

Há também que fazer algumas considerações importantes sobre o sismo ocorrido em 60-63 a.C. Com efeito,

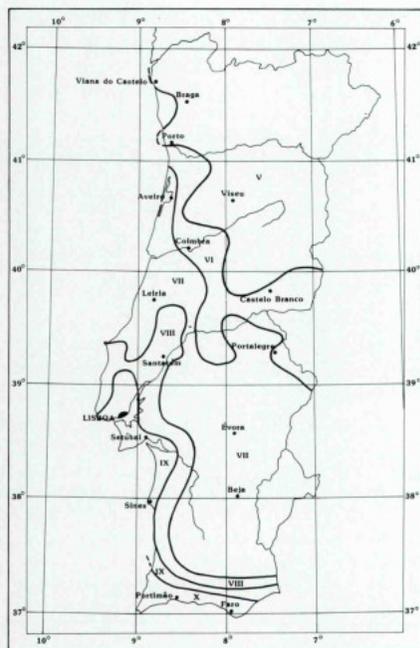


Fig. 48 — Carta de isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755, no território continental português, segundo MOREIRA (1984, fig. 9, p. 38). Escala de intensidades de Mercalli modificada (IMM).

embora a informação sobre os efeitos deste terramoto seja escassa, dificultando muito a sua localização, MOREIRA (1984) refere que este importante abalo, seguido por um *tsunami*, afectou principalmente a costa de Portugal e da Galiza, o que sugere um mecanismo de geração distinto do terramoto de 1755, pois este não produziu danos significativos em território galego, tendo sido antes sentido fortemente na Andaluzia. Julgamos, pois, provável que o sismo de 60-63 a.C. tenha sido gerado numa falha activa submarina localizada ao largo do litoral ocidental português, e não na região sismogénica do banco de Goringe.

Na área atlântica a sudoeste e a sul do território português, além da sismicidade histórica referida ocorre

também uma importante actividade sísmica instrumental, embora incluindo na sua maioria sismos de magnitude inferior a 5, em que a distribuição dos epicentros, algo difusa, poderá dever a sua dispersão em parte à deficiente localização dos eventos mais fracos (BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988; MEZCUA, RUEDA & MARTINEZ-SOLARES, 1991) (fig. 47). Alguns dos sismos relacionam-se claramente com o prolongamento submarino de acidentes tectónicos reconhecidos no continente emerso, mas a generalidade desta actividade sísmica pode interpretar-se como correspondendo a sismicidade na fronteira de placas Açores-Gibraltar, concentrando-se nas áreas dos bancos submarinos de Goringe, a SW, e do Guadalquivir, no Golfo de Cádiz, a S (ver o próximo capítulo).

Na região do Goringe, onde se localizou o importante sismo de 28 de Fevereiro de 1969 ( $M=7,3-7,5$ ), a sismicidade instrumental, embora com a profundidade focal mal estabelecida, parece ocorrer preferencialmente nos 30 km superficiais da litosfera, atingindo uma profundidade máxima de 50 a 70 km, relativa aos hipocentros de duas fortes réplicas do sismo de 28 de Fevereiro de 1969 (em 5 de Maio e 6 de Setembro) (LE LANN, 1979; GRIMISON & CHEN, 1986, 1988; BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989). Para leste da longitude  $11^{\circ}W$  identifica-se uma sismicidade mais profunda, atingindo 90 km de profundidade (MEZCUA, RUEDA & MARTÍNEZ-SOLARES, 1991), ou mesmo com hipocentros abaixo de 100 km, atingindo profundidades de cerca de 130 km (HATZFELD & FROGNEUX, 1981; BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988), notando-se alguma tendência para um aprofundamento dos focos de S para N (HATZFELD & FROGNEUX, 1981, fig. 2b, p. 444; BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988, fig. 4, p. 93).

### X.3. Sismicidade nas regiões interior e litoral do território português e na margem continental ocidental

#### X.3.1. Considerações gerais

Além da sismicidade localizada a sudoeste de Portugal continental e a sul, no Golfo de Cádiz, na generalidade associada à deformação litosférica na fronteira de placas Açores-Gibraltar, existe também uma actividade sísmica significativa no interior do território português

e junto ao litoral, caracterizada pela ocorrência de alguns sismos históricos com magnitude estimada de cerca de 7. Com efeito, a simples observação de um mapa de epicentos da Península Ibérica (fig. 47) permite identificar de imediato uma banda de concentração de actividade sísmica ao longo da fachada ocidental da Península, mais intensa para sul da Galiza, sugerindo algum processo de interacção entre as litosferas oceânica e continental ao longo da margem atlântica oeste-ibérica que seja responsável pela actividade tectónica e sísmica regional.

Admitindo a distribuição das placas litosféricas considerada pela generalidade dos autores, em que a margem continental oeste-ibérica corresponde a uma margem passiva, aquela actividade sísmica localizada no interior do território português e na área imersa próxima do litoral é gerada em falhas activas no interior da placa litosférica eurasiática, consistindo em sismicidade intraplaca.

No que respeita a esta sismicidade, os eventos mais fortes de que há conhecimento correspondem a sismos históricos ocorridos em diversas áreas do território (fig. 47C), nomeadamente na região do vale inferior do rio Tejo (sismos em 1531 e 1909, ver cap. IX. 5.2.), na plataforma continental a sul de Setúbal (sismo em 11 de Novembro de 1858, provavelmente localizado ao largo de St.<sup>o</sup> André, recentemente referido em JOHNSTON & KANTER, 1990, como um dos 15 maiores sismos registados no globo terrestre em «crosta continental estável», com uma magnitude de momento sísmico, estimada por aqueles autores, de 7,1; fig. 49), e na plataforma continental algarvia ao largo de Portimão (sismo em 6 de Março de 1719) e ao largo de Tavira (sismo em 27 de Dezembro de 1722).

Todos aqueles eventos históricos terão tido uma magnitude próxima de 7, estimada a partir de intensidades epicentrais de IX-X MM. Contudo, a maioria da sismicidade localizada no território emerso, ou próximo do litoral, apresenta uma magnitude fraca a moderada, na generalidade inferior a 5. A distribuição dos epicentros mostra uma dispersão considerável (fig. 47), não sendo fácil correlacioná-los com as falhas activas conhecidas. O carácter difuso da sismicidade poderá dever-se à sua situação num ambiente tectónico intraplaca, mas poderá também resultar em parte de uma deficiente localização epicentral, particularmente no que respeita aos sismos anteriores a 1975, existindo então apenas quatro estações sismográficas a operarem em Portugal conti-

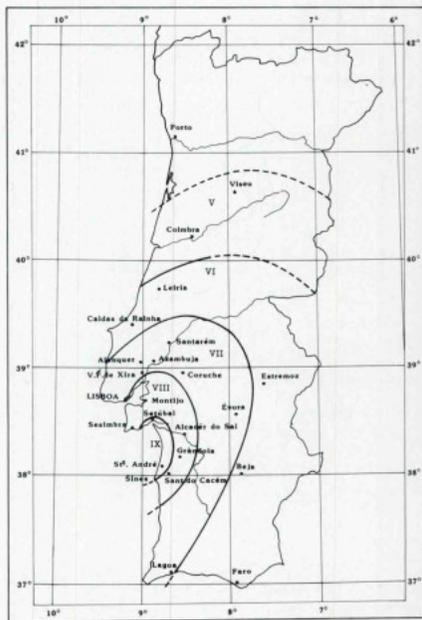


Fig. 49 — Carta de isossistas do sismo de 11 de Novembro de 1858, segundo MOREIRA (1984, fig. 11, p. 50). Escala de intensidades de Mercalli modificada (IMM).

ental, das quais uma foi instalada em 1970 (REIS *et al.*, 1989). Identifica-se, no entanto, um padrão na distribuição dos epicentros, cujas principais características e relações com a Neotectónica passamos a descrever.

### X.3.2. Distribuição de epicentros. Relações com a neotectónica

Observa-se uma tendência nítida para uma concentração de epicentros na faixa litoral ocidental a norte da latitude de Sines, que se encontra na generalidade «deslocada» para o interior da linha de costa a norte do paralelo de Lisboa (fig. 47). Também se distingue uma concentração da sismicidade na região litoral meridional (Algarve), com três pólos principais de actividade nas

áreas de Portimão, Loulé-Faro e Tavira-Vila Real de St.º António. Os limites oriental e setentrional destas faixas de maior actividade sísmica parecem estar controlados pela estrutura das orlas meso-cenozóicas ocidental e meridional, à excepção da sismicidade no Minho, localizada no Maciço Hespérico.

Na margem continental ocidental destaca-se um alinhamento de epicentros situados aproximadamente ao longo do canhão submarino da Nazaré, correlacionáveis com o importante acidente tectónico da Nazaré que limita, a norte, o notável alargamento da margem continental oeste-ibérica conhecido por «esporão da Estremadura» (MOUGENOT, 1988), onde se identificaram evidências de deformações tectónicas recentes em perfis sísmicos (MOUGENOT, *op. cit.*, pp. 217-219).

Como referimos, o carácter difuso da distribuição dos epicentros, acrescido dos erros na determinação dos sismos e do efeito produzido sobre a localização epicentral pela interacção profundidade focal-inclinação da zona de falha sismogenética, torna frequentemente difícil de correlacionar a sismicidade com acidentes tectónicos activos reconhecidos à superfície. No entanto, a comparação de um mapa de epicentros da região de Portugal continental e áreas vizinhas (sismos de 55 a.C. a Setembro de 1990), à escala 1:1 000 000, elaborado por L. MATIAS (Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Universidade de Lisboa, Março de 1991, comunicação pessoal) a partir dos dados apresentados por MARTINS & MENDES VICTOR (1990), com a Carta Neotectónica de Portugal Continental, à mesma escala (CABRAL & RIBEIRO, 1988), permitiu identificar algumas situações em que essa correlação é evidente, quer por uma coincidência, ou uma estreita proximidade geográfica, entre os epicentros e o traço superficial de falhas activas, quer por se reconhecerem acidentes tectónicos ou conjuntos de acidentes limitando domínios com actividade sísmica claramente distinta:

a — na primeira situação encontram-se, por exemplo, as falhas Manteigas-Vilariça-Bragança (a sul de Macedo de Cavaleiros) e Penacova-Régua-Verin, com numerosos epicentros sobre o seu traçado superficial, ou muito próximos dele;

b — na segunda situação destaca-se o conjunto de acidentes tectónicos no bordo oriental do Fosso Mesozóico Lusitânico, que limitam sensivelmente a sua área de maior espessura de sedimentos a norte de Lisboa (coincidindo grosseiramente com a isolinha de profundi-

dade do soco de -4000 m, assinalada na Carta Tectónica de Portugal, na escala 1:1 000 000, elaborada por RIBEIRO, CONDE & MONTEIRO, 1972), dispostos segundo o alinhamento Lisboa-Vila Franca-Montejunto-Rio Maior-Porto de Mós-Leiria. Com efeito, estas estruturas limitam aproximadamente a leste a área com maior densidade de epicentros no território continental português, na Estremadura a norte da latitude de Lisboa, os quais apresentam uma distribuição acentuadamente difusa que poderá reflectir actividade numa zona de descolamento intracrustal (complexo evaporítico infra-liásico?, ou fronteira soco paleozóico-soco pré-câmbrico?, sendo mais provável a segunda hipótese uma vez que o complexo evaporítico tenderá a sofrer cedência assísmica). Salienta-se que para norte da latitude de Vila Franca de Xira não são as estruturas do vale inferior do Tejo, nem tão pouco a zona de falha limítrofe da bacia cenozóica do Tejo a norte da latitude de Rio Maior, que limitam aquele domínio de maior actividade sísmica.

Uma das principais discrepâncias que se observa entre a distribuição de epicentros e as falhas activas reconhecidas no território continental português corresponde à importante sismicidade registada na região de Évora. Com efeito, esta área apresenta uma actividade sísmica intensa, caracterizada pela ocorrência de alguma sismicidade histórica e de numerosos sismos instrumentais, embora de magnitude fraca a moderada, geralmente inferior ou igual a 5,5, desconhecendo-se presentemente quaisquer acidentes activos que se possam correlacionar com essa sismicidade. De facto, a região onde se concentram os epicentros localiza-se em plena península alentejana, numa área sem falhas importantes reconhecidas, em que, pelo contrário, predominam as evidências de estabilidade tectónica (exceptuando-se a zona meridional, entre S. Bartolomeu do Outeiro, Viana do Alentejo e o Alvito, onde estão identificados alguns acidentes tectónicos com evidências de movimentações neogénicas — FEIO, 1951a; BRUM, 1990). Existem, contudo, algumas interpretações possíveis para esta sismicidade:

a — cedência sísmica em descontinuidades estruturais na crosta superior (zonas de fraqueza pré-existent), em resultado de uma concentração de tensões induzida por deformação dúctil na crosta inferior, segundo um processo proposto por ZOBACK (*in* TALWANI, 1988;

JOHNSTON & KANTER, 1990). Deste modo, a deformação crustal e, consequentemente, a localização dos epicentros são controladas essencialmente pela estrutura profunda da crosta, que se afigura complexa na região de Évora atendendo à disposição das isoanómalas representadas na Carta Aeromagnética de Portugal Continental, na escala 1:1 000 000 (MIRANDA & MENDES VICTOR, 1990);

**b** — actividade sísmica numa zona de descolamento intracrustal. Esta hipótese parece-nos, contudo, pouco consistente com uma solução de mecanismo focal obtida para um sismo ocorrido em 4 de Junho de 1987, com epicentro localizado junto a Évora (MOREIRA, CORREIA & ANDRADE e SILVA, 1989; MOREIRA, 1991), de magnitude 4,3 e uma profundidade focal de 8 km (MARTINS & MENDES VICTOR, 1990), apresentando dois planos nodais muito inclinados, de atitudes ( $N85^{\circ}E, 85^{\circ}N$ ) e ( $N7^{\circ}W, 70^{\circ}W$ ), indicando uma componente de movimentação predominante de desligamento na falha sismogenética (ver próximo capítulo, secção 1.4, Tabela VI, e fig. 56). Note-se, no entanto, que este critério não é absoluto, uma vez que o mecanismo referido pode reflectir cedência sísmica num plano secundário funcionando como rampa lateral de um sistema de carreamento profundo. Recentemente procedeu-se no Instituto Geofísico do Infante D. Luís (Universidade de Lisboa) a uma reavaliação dos dados disponíveis sobre aquele sismo junto a Évora (BORGES, comunicação pessoal), que conduziu a resultados consideravelmente distintos dos anteriores, tendo-se obtido uma profundidade hipocentral de  $21 \pm 4$  km e uma solução de mecanismo focal em falha inversa, com dois planos nodais de atitudes ( $N16^{\circ}E, 26^{\circ}WNW$ ) e ( $N34^{\circ}E, 64^{\circ}ESE$ ) (ver próximo capítulo, secção 1.4, Tabela VI, e fig. 56). Atendendo a que o evento sísmico ocorreu cerca de 35 km a NW da falha da Messejana, e considerando o estilo tectónico dominante observado neste acidente activo principal, com uma importante componente de cavalgamento para NW (ver cap. IX.5.1.), favorecemos o segundo plano nodal como correspondendo à estrutura sismogenética, o que se coaduna com uma nucleação da rotura sísmica junto à base da crosta superior, na passagem de uma zona de descolamento intracrustal (crosta inferior-crosta superior) a uma rampa frontal de cavalgamento para NW;

**c** — actividade em acidentes neotectónicos ainda não reconhecidos devido à sua fraca expressão geomorfológica, em consequência de um predomínio de movi-

mentos de desligamento aliados a taxas de actividade reduzidas, originando sismos com uma magnitude máxima insuficiente para originar rotura à superfície topográfica nas falhas sismogenéticas.

No mapa de epicentros (fig. 47B), além da região de Évora identificam-se diversas outras áreas em que a sismicidade não é correlacionável com os dados de Neotectónica presentemente conhecidos, apresentando, contudo, menos actividade sísmica, geralmente com uma distribuição de epicentros mais difusa, como sucede, por exemplo, com a região de Viseu e parte do Alto e Baixo Alentejo.

### X.3.3. Distribuição da energia sísmica libertada.

#### Relações com a neotectónica

Uma alternativa para a análise da actividade sísmica e a sua comparação com os dados da Neotectónica consiste em utilizar mapas de distribuição da energia sísmica libertada (num dado período de tempo) em lugar de cartas de epicentros. A diferença principal entre as duas metodologias consiste em que a distribuição da energia sísmica realça largamente a ocorrência dos sismos de maior magnitude (geradores de grande quantidade de energia) em detrimento dos sismos de menor magnitude, sendo também, por isso, mais sensível à localização dos eventos mais fortes, particularmente no que respeita aos sismos históricos, por vezes deficientemente localizados.

MARTINS & MENDES VICTOR (1992) efectuaram um estudo da distribuição da energia sísmica libertada no período de 1900 a 1990 na parte Oeste da Península Ibérica, identificando duas regiões em que a energia sísmica gerada naquele período é mais elevada: a região Centro de Portugal continental, englobando as sub-regiões do vale do Tejo e de Évora, onde, segundo aqueles autores, se atingem máximos de energia respectivamente de  $6,5 \times 10^{22}$  erg/km<sup>2</sup> e  $1,4 \times 10^{21}$  erg/km<sup>2</sup>, e a zona meridional de Portugal, englobando as sub-regiões do banco de Goringe e o Sul do Algarve, com máximos de energia respectivamente de  $4,5 \times 10^{22}$  erg/km<sup>2</sup> e  $4,0 \times 10^{21}$  erg/km<sup>2</sup>.

Outro estudo de distribuição da energia sísmica libertada em eventos históricos e instrumentais no território continental português e áreas vizinhas, efectuado por L. MATIAS (comunicação pessoal) com base nos dados

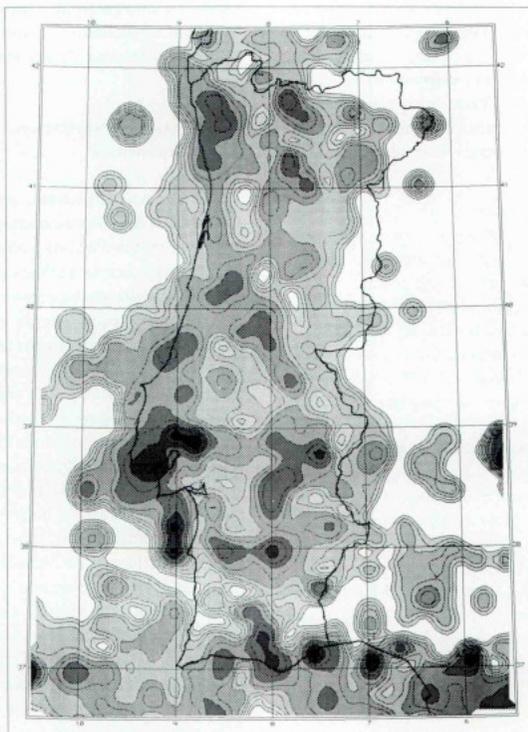


Fig. 50 — Mapa de distribuição da energia sísmica libertada no território de Portugal continental e áreas vizinhas, no período de 63 a.C. a 28-9-1990, elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) segundo os dados de MARTINS & MENDES VICTOR (1990). A energia sísmica libertada apresenta-se convertida em unidades de «pseudomagnitudes», segundo um procedimento que engloba as seguintes etapas principais: 1 — conversão da magnitude (M) de cada sismo em energia (E, expressa em erg), pela expressão  $\log E = 12,24 + 1,44M$ ; 2 — estimativa de um erro para a localização epicentral de cada sismo em função da sua magnitude, posição geográfica (latitude e longitude) e data de ocorrência; 3 — distribuição uniforme da energia pela superfície correspondente ao erro da localização epicentral, obtendo-se uma «densidade de energia» em área; 4 — divisão da região estudada numa malha regular composta por  $151 \times 131$  quadrados com 10 km de lado, subdivididos em  $25 (5 \times 5)$  subáreas (com 2 km de lado) para melhorar a resolução espacial; 5 — atribuição de uma energia a cada subárea da malha considerada, por somatório das energias aí registadas referentes aos diversos sismos ocorridos, e sua redistribuição pelas áreas quadrangulares principais (10 km<sup>2</sup>), obtendo-se um valor final da energia para cada um destes elementos da malha, que é implantado no seu ponto central; 6 — adição, aos resultados finais anteriores, da energia correspondente a um sismo de magnitude 0, por imposição do método de cálculo automático utilizado; 7 — conversão da energia em «pseudomagnitudes» através da equação inversa da anterior:  $M = (\log E - 12,24) / 1,44$ . A distribuição das «pseudomagnitudes» na região estudada encontra-se representada por isolinhas intervaladas por uma «equidistância» de 0,5 unidades de magnitude, diferenciando-se, a tons distintos, 7 «níveis» definidos por incrementos unitários de «pseudomagnitude», correspondentes a valores desde  $\leq 1$  (a branco) a  $> 6$  (a negro). Para converter «pseudomagnitudes» (M) em energia (E, expressa em erg) pode utilizar-se a equação referida acima ( $\log E = 12,24 + 1,44M$ ), devendo subtrair-se depois o valor da energia equivalente a um sismo de magnitude 0. Note-se que o núcleo de elevada energia sísmica libertada assinalado imediatamente a oeste do cabo de Sines, centrado em (38° lat. N, 9° long. W), se deve à localização nesse ponto, por MARTINS & MENDES VICTOR (1990), de um importante sismo histórico ocorrido em 28-1-1551, a que estes autores atribuem uma magnitude de 7,1, o qual, como referimos na legenda da fig. 47-C, admitimos tratar-se provavelmente de um «falso sismo».

apresentados em MARTINS & MENDES VICTOR (1990) e sintetizado por aquele autor num mapa de isolinhas à escala 1:1 000 000 (apresentado em escala reduzida na fig. 50), evidencia um padrão na distribuição da actividade sísmica no geral semelhante ao que se infere a partir do mapa de epicentros, realçando, contudo, algumas áreas de maior energia libertada, nomeadamente as regiões de:

a — Lisboa e vale inferior do rio Tejo a sul de Azambuja (pela ocorrência de alguns sismos históricos de magnitude estimada elevada e de numerosos sismos instrumentais de pequena a média magnitude);

b — a sul de Setúbal (pela ocorrência de um sismo histórico de magnitude estimada elevada, em 1858);

c — Tavira (pela ocorrência de um sismo histórico de magnitude estimada elevada, em 1722, e de numerosos sismos instrumentais de pequena a média magnitude);

d — Chaves (pela ocorrência de alguns sismos instrumentais de magnitude média);

e — serra de Ossa, Évora e Cuba (pela ocorrência de alguns sismos históricos junto a Évora, de magnitude estimada média, e de numerosos sismos instrumentais de pequena a média magnitude);

f — S. Bartolomeu de Messines-Loulé-Faro (pela ocorrência de alguns sismos históricos de magnitude estimada média a elevada e de numerosos sismos instrumentais de magnitude pequena a média).

Um aspecto notável na distribuição de energia sísmica obtida por L. MATIAS (fig. 50) consiste na identificação de uma «lacuna sísmica» (*seismic gap*) abrangendo todo o litoral alentejano para sul de Sines e o litoral ocidental algarvio, localizada numa área possuindo todas as condições para apresentar uma actividade sísmica importante, pela sua proximidade à zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar, nomeadamente às estruturas sismogénicas do banco de Goringe, e por ser atravessada pela falha Odemira-Ávila e o sistema de acidentes submeridianos que lhe estão associados (cap. XI.2., fig. 57).

Aquela área sem actividade sísmica conhecida prolonga-se para o interior do Baixo Alentejo, apresentando uma fronteira nítida a norte, ligeiramente arqueada, de orientação geral NW-SE a WNW-ESE, localizada no Maciço Hespérico, no interior da Zona Sul-Portuguesa do orógeno varisco mas dispendo-se aproximadamente

segundo a orientação das estruturas variscas do soco, sugerindo algum controlo destas sobre a sismicidade por delimitarem domínios de actividade sísmica diferenciada.

#### X.3.4. Algumas considerações sobre a distribuição de hipocentros

Reflectindo a dificuldade inerente às determinações hipocentrais, ignora-se ou conhece-se mal a profundidade do foco de muitos dos sismos ocorridos no território continental português e área atlântica vizinha, e para aqueles em que se localizou o hipocentro a incerteza no seu posicionamento é frequentemente muito elevada devido a numerosos factores (discutidos em FONSECA, 1989, e em CARVALHO, 1991), como a ocorrência de eventos na fronteira da rede sismográfica disponível ou numa posição exterior à rede (correspondendo aos sismos localizados junto ao litoral ou com epicentro no mar), a escassez de registos sismográficos (particularmente no que se refere aos eventos de pequena magnitude), a utilização de modelos de velocidades crustais eventualmente inadequados às condições reais, entre outros. A localização do território português na fachada atlântica ocidental da Península Ibérica vem agravar a dificuldade na determinação hipocentral de diversos sismos devido à heterogeneidade lateral da litosfera na zona de transição oceano-continente. Note-se ainda que, como salienta CARVALHO (1991), os erros apresentados nas determinações hipocentrais, na generalidade dos casos calculadas utilizando-se o programa para localização de sismos HYPO 71, não devem ser considerados como erros reais no posicionamento dos sismos, mas como um parâmetro matemático indicador do grau de confiança na solução obtida pelo programa de cálculo automático, a qual, mesmo para erros pequenos, poderá diferir da posição real.

Os dados consultados (IGN, 1983-1991; INMG, 1983, 1988; MARTINS & MENDES VICTOR, 1990; CARVALHO, 1991), restringidos à região situada para norte da latitude de 36° 50'N (de modo a excluir a actividade sísmica nas áreas do Golfo de Cádiz e banco de Goringe, directamente associada à zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar), indicam que a sismicidade é geralmente superficial, evidenciando a seguinte distribuição (fig. 51):

a — no interior do continente os sismos localizam-se frequentemente a profundidades características de crosta

continental sismogénica (prof. <15-20 km), embora se registem sismos mais profundos, com hipocentros a cerca de 30-40 km, particularmente na faixa litoral meridional, aparentemente gerados numa posição anómala, próximo da descontinuidade de Moho, em crosta continental inferior ou já no manto superior;

**b** — na área atlântica a ocidente a sismicidade ocorre de um modo geral a profundidades características do nível superior, sismicamente activo, de litosfera oceânica antiga numa posição intraplaca (prof. <40-50 km) (WIENS & STEIN, 1983; GRIMSON & CHEN, 1986; SCHOLZ, 1990). Contudo, a sismicidade

analisada desvia-se deste enquadramento litosférico, pois situa-se próximo da fronteira de placas Açores-Gibraltar e não numa posição intraplaca franca, além de, na sua maioria, não se localizar em litosfera oceânica normal, mas na zona de transição para a litosfera continental ibérica, caracterizada por uma crosta muito adelgada (BOILLOT *et al.*, 1986; BOILLOT, 1987; MURILLAS *et al.*, 1990; WHITMARSH, MILES & MAUFFRET, 1990; PINHEIRO, WHITMARSH & MILES, 1992), ou já no seu interior, gerando-se neste caso parcialmente no manto superior em litosfera continental;

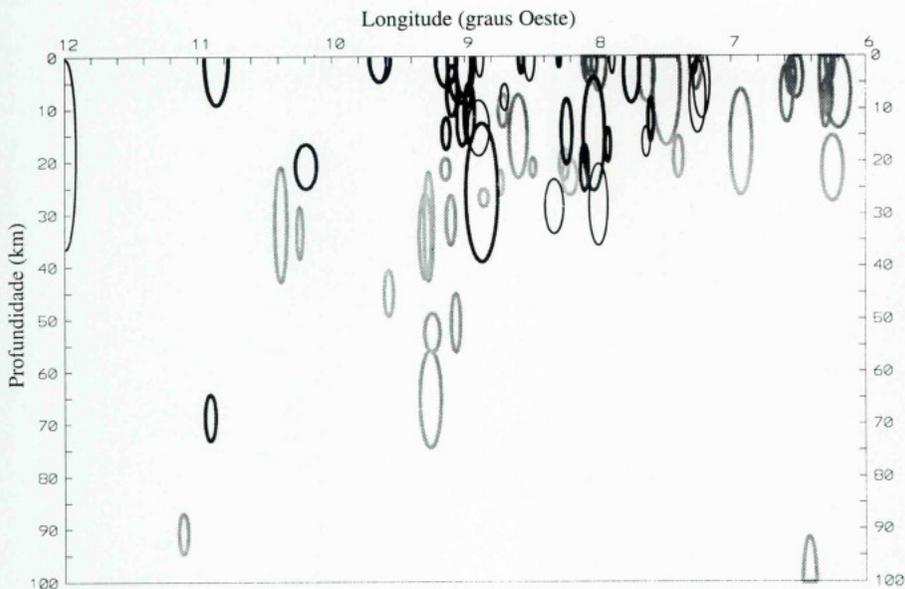


Fig. 51 — Corte E-W representando a distribuição dos hipocentros de sismos ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente (região compreendida entre as latitudes de 36°50'N e 42°N e as longitudes de 6°W e 12°W, abrangendo também uma área do território espanhol vizinho, a oriente, mas excluindo a faixa oceânica meridional, com sismicidade estreitamente associada à zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar), elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) segundo dados de CARVALHO (1991), correspondendo a uma seleção das «melhores» localizações baseada, para cada evento, num número de «fases» registadas  $\geq 10$ , em valores de RMS (erros médios quadráticos dos resíduos dos tempos de chegada)  $\leq 1,5$  s, e em erros na localização horizontal e vertical inferiores ou iguais a 20 e 40 km respectivamente. O corte corresponde a uma projecção dos focos sísmicos, segundo os meridianos, numa superfície vertical orientada E-W, representando-se as respectivas «elipses de erro» cujos eixos indicam os erros horizontal (máximo) e vertical da localização hipocentral considerada. Com simbologias distintas diferenciam-se os sismos ocorridos em diferentes «faixas de latitudes», correspondendo, respectivamente, às seguintes áreas (de S para N): a cinzento claro — entre 36°50' e 38°30' lat. N; a cinzento escuro — entre 38°30' e 39°30' lat. N; a traço negro fino — entre 39°30' e 42° lat. N.

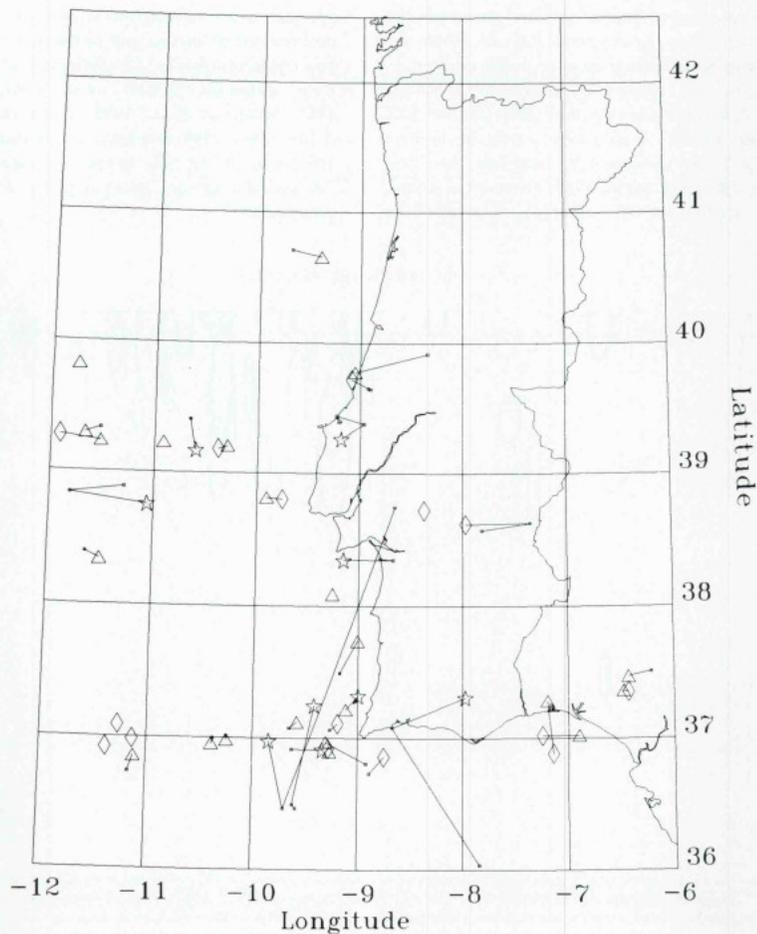


Fig. 52 — A — Mapa de epicentros dos sismos assinalados na Tabela V (ocorridos na região compreendida entre as latitudes de 36°50'N e 42°N e as longitudes de 6°W e 12°W, com hipocentro situado a uma profundidade superior a 30 km segundo pelo menos uma das três fontes bibliográficas consultadas: IGN — INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 1983-1991; INMG — INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA, 1988; JP — seleção das «melhores» localizações de CARVALHO, 1991). Losango — localização IGN; triângulo — localização JP; quadrado pequeno — epicentro correspondente a uma localização hipocentral a profundidade igual ou inferior a 30 km por qualquer uma das fontes bibliográficas; segmento de recta — une diferentes localizações correspondentes a um mesmo sismo. Latitude e longitude em graus.

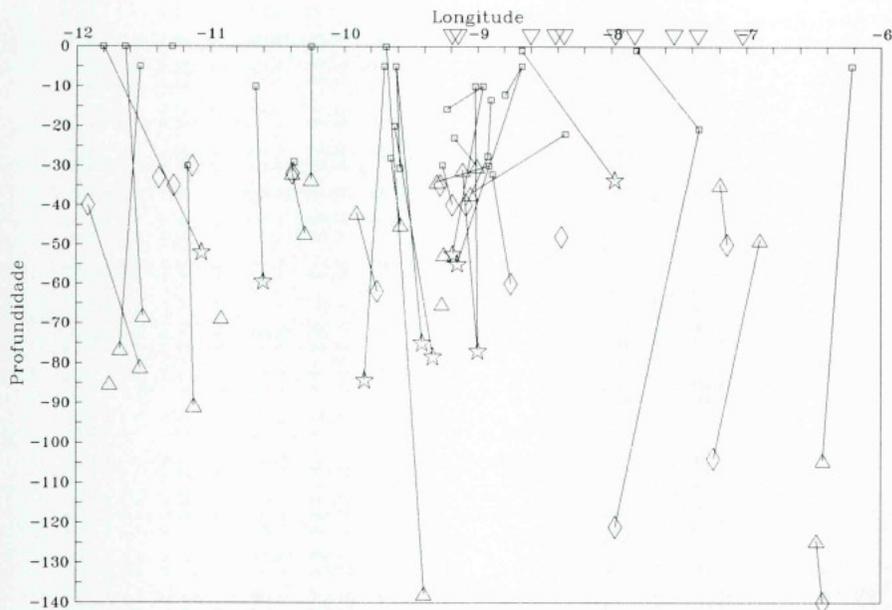


Fig. 52 — B — Corte E-W representando a distribuição dos hipocentros dos sismos registados na Tabela V, correspondendo a uma projecção dos focos sísmicos, segundo os meridianos, numa superfície vertical orientada E-W. Os símbolos são idênticos aos utilizados no mapa de epicentros (A) e têm um significado semelhante (assinalando hipocentros nesta figura). Os triângulos representados no topo do corte indicam a longitude das estações sismográficas da rede de registo utilizada. Os focos implantados a 0 km correspondem a indeterminações na profundidade. Longitude em graus; profundidade em km. (Figuras elaboradas por L. MATIAS, comunicação pessoal).

c — na fachada litoral meridional, bem como na região litoral ocidental e área atlântica adjacente, assinalam-se alguns sismos mais profundos (prof. >50 km), registados na Tabela V e representados na fig. 52. A considerarem-se as localizações hipocentrais determinadas para estes eventos, elas implicam a ocorrência de algum processo de rotura sísmica no manto superior, a profundidades litosféricas anormalmente elevadas.

Note-se que estas considerações sumárias sobre a distribuição hipocentral da sismicidade no território continental português e área atlântica vizinha a ocidente devem tomar-se com o devido cuidado, pois a comparação dos resultados referentes aos hipocentros provenientes de fontes diversas evidencia o seu fraco significado, particularmente acentuado para os eventos sísmicos localizados a oeste da rede sismográfica de registo (fig. 52).

TABELA V

Data	Lat. N	Long. W	Er. H	Prof.	Er. Z	Mag	Fonte	Data	Lat. N	Long. W	Er. H	Prof.	Er. Z	Mag	Fonte
26/ 2/69	38.717	8.372	52	48.0	0.0	3.8	IGN	16/ 2/84	37.472	6.431	5	104.3	12.9	3.6	JP
28/ 1/74	37.090	11.270	2	35.0	31.0	4.0	IGN	37.508	6.215	3	5.0	4.0	3.9	IGN	
29/ 9/74	36.920	9.280	12	35.0	25.0	3.3	IGN	26/ 3/85	39.230	10.914	4	68.5	4.4	2.9	JP
6/11/75	37.312	7.974	10	33.5	9.8	2.7	INMG	24/ 1/86	39.776	9.054	0	37.1	2.9	3.1	JP
37.080	8.670	52	1.0	58.0	3.4	IGN	39.915	8.343	4	22.0	4.0	3.4	IGN		
36.036	7.841	15	195.4	13.0	0.0	JP	19/ 2/86	38.811	9.905	0	41.9	2.5	3.0	JP	
28/12/75	36.977	9.845	8	84.1	9.8	1.0	INMG	38.800	9.753	5	62.0	5.0	3.4	IGN	
36.460	9.700	16	5.0	15.0	3.9	IGN	22/ 2/86	36.968	9.304	4	34.0	8.1	3.3	JP	
38.741	8.655	12	200.0	31.1	4.6	JP	36.803	8.917	12	30.0	12.0	3.0	IGN		
6/ 5/76	37.020	7.243	18	104.0	30.0	3.6	IGN	9/ 5/86	39.821	11.750	0	85.0	9.7	3.1	JP
37.020	6.899	5	48.8	10.7	3.8	JP	25/ 9/86	36.857	8.750	2	60.0	4.0	4.3	IGN	
6/ 8/76	38.610	7.970	13	121.0	18.0	0.0	IGN	36.725	8.888	4	32.2	7.3	4.1	JP	
38.618	7.349	8	20.7	6.9	2.7	INMG	12/10/86	37.110	9.190	2	40.0	0.0	4.1	IGN	
38.562	7.815	7	0.9	6.6	4.2	JP	37.062	9.263	0	29.9	3.0	3.7	JP		
5/ 4/77	39.234	11.520	0	80.9	4.4	3.9	JP	1/11/86	36.897	9.268	7	65.0	9.3	2.9	JP
39.277	11.912	12	40.0	98.0	0.0	IGN	6/ 1/87	36.953	10.387	4	31.8	10.9	3.6	JP	
10/10/77	37.357	6.432	8	140.0	16.0	3.9	IGN	36.995	10.373	4	29.0	7.0	3.9	IGN	
37.364	6.478	6	124.4	13.7	3.8	JP	19/ 5/87	36.883	7.142	2	50.0	6.0	3.4	IGN	
7/ 4/78	38.340	9.151	4	54.8	5.2	3.7	INMG	37.285	7.195	71	34.7	362.0	3.1	JP	
38.342	8.668	7	5.0	8.0	5.1	IGN	16/10/87	36.854	11.117	3	90.6	3.8	3.5	JP	
38.352	8.794	7	12.1	11.2	3.6	JP	36.733	11.167	5	30.0	7.0	3.5	IGN		
7/ 6/78	36.920	11.380	14	33.0	0.0	3.5	IGN	17/ 6/88	37.735	9.007	0	30.0	3.6	3.3	JP
5/10/79	39.267	9.186	5	52.3	5.9	2.3	INMG	37.495	9.175	3	23.0	5.0	3.4	IGN	
39.380	8.962	8	10.0	8.0	3.6	IGN	24/ 8/88	37.219	9.113	3	30.9	4.7	3.7	JP	
39.442	9.230	14	15.7	22.8	2.3	JP	37.325	8.998	2	76.8	4.4	3.9	INMG		
7/ 6/80	37.249	9.477	11	74.8	17.2	1.0	INMG	37.285	9.020	2	10.0	2.0	4.1	IGN	
36.490	9.613	11	5.0	11.0	3.5	IGN	8/ 9/88	36.983	10.246	2	33.4	4.9	3.1	JP	
36.461	9.584	16	30.6	17.3	0.0	JP	37.012	10.247	0	0.0	0.0	3.3	IGN		
2/11/80	36.983	11.132	11	30.0	0.0	3.4	IGN	15/10/89	37.120	9.580	3	44.9	4.3	3.5	JP
13/11/80	39.295	11.670	0	76.4	3.5	4.0	JP	37.075	9.652	5	28.0	7.0	3.9	IGN	
39.333	11.525	10	5.0	13.0	0.0	IGN	9/ 3/90	39.185	10.383	0	32.0	0.0	3.8	IGN	
9/ 9/81	39.720	9.087	1	40.0	1.0	3.1	IGN	39.206	10.293	5	47.1	8.4	3.6	JP	
39.652	8.924	3	27.6	2.2	2.3	INMG	10/ 5/90	40.658	9.400	5	137.7	7.1	3.1	JP	
39.644	8.900	7	13.4	5.3	2.3	JP	40.710	9.688	0	0.0	0.0	3.5	IGN		
4/ 4/82	39.172	10.601	6	59.3	11.4	4.1	INMG	26/ 5/90	38.333	11.500	0	68.1	9.0	0.0	JP
39.408	10.658	9	10.0	10.0	5.3	IGN	38.385	11.637	0	0.0	0.0	4.6	IGN		
22/10/82	36.911	9.335	2	78.2	17.5	3.5	INMG								
36.913	9.625	7	20.0	7.0	3.5	IGN									
29/11/82	38.752	11.061	4	51.8	10.8	3.0	INMG								
38.830	11.800	0	0.0	0.0	0.0	IGN									
38.882	11.285	33	0.0	32.3	3.1	JP									
5/ 7/83	38.088	9.254	5	52.4	3.6	0.0	JP								

Lista de sismos instrumentais ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente (região compreendida entre as latitudes 36° 50'N e 42°N, e as longitudes 6°W e 12°W), com o hipocentro localizado a uma profundidade igual ou superior a 30 km (Prof.  $\geq 30$  km) segundo pelo menos uma das três fontes bibliográficas consultadas: IGN — INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (1983-1991); INMG — INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA (1988); JP — seleção das «melhores» localizações obtidas por CARVALHO (1991), baseada, para cada evento, num mínimo de «fases» registadas  $\geq 10$ , em valores de RMS (erros médios quadráticos dos resíduos dos tempos de chegada)  $\leq 1,5s$ , e em Er. H  $\leq 20$  km e Er. Z  $\leq 40$  km. Lat. e Long. — respectivamente latitude e longitude geográficas do epicentro, em graus; Er. H — erro na localização epicentral, em km; Prof. — profundidade focal, em km; Er. Z — erro na profundidade focal, em km; Mag. — magnitude. Os valores nulos correspondem a indeterminações. A tabela, referente a um total de 39 sismos, compreende 42 localizações de hipocentros a profundidades superiores a 30 km (segundo as diversas fontes: JP — 18; IGN — 15; INMG — 9), representadas na fig. 52. 39 das localizações são distintas, evidenciando claramente a variabilidade dos resultados.

## XI. O CAMPO DA TENSÃO NO PERÍODO NEOTECTÓNICO. MODELO DE EVOLUÇÃO GEODINÂMICA

### XI.1. As trajectórias da tensão no território continental português

#### XI.1.1. Introdução

No âmbito da elaboração de um mapa mundial do estado de tensão (*World Stress Map*), ZOBACK *et al.* (1989) apresentaram recentemente uma síntese sobre as técnicas presentemente utilizadas na estimativa da orientação dos eixos das tensões principais horizontais na litosfera, consistindo nas seguintes metodologias, em que se usam dados de índole geofísica e geológica:

- a — estudo do alargamento («ovalização») de furos de sondagens devido à formação de *breakouts* nas suas paredes por concentração de tensões induzidas pela tensão tectónica regional;
- b — medição da tensão *in situ*, pelas técnicas de fracturação hidráulica ou de «relaxamento da tensão» (*overcoring*);
- c — resolução de mecanismos focais de sismos;
- d — análise da orientação e comportamento de estruturas tectónicas «jovens» (neotectónicas), como a atitude e o tipo de movimentação em falhas e dobramentos activos, e análise de alinhamentos de centros de actividade vulcânica (filões e cones).

Aqueles autores classificam os dados que analisam segundo a sua «qualidade», fundamentados na precisão das determinações individuais da orientação da tensão e também na validade da técnica utilizada como indicadora da tensão tectónica regional, considerando quatro categorias — A, B, C e D — sendo as três primeiras atribuídas a dados que exprimem a orientação da tensão tectónica horizontal com erros respectivamente de  $\pm 10^\circ$ – $15^\circ$ ,  $\pm 15^\circ$ – $20^\circ$  e  $\pm 25^\circ$ . A qualidade D é atribuída a dados que, embora possam registar de forma precisa o campo da tensão local, não são considerados como indicadores de confiança da orientação da tensão tectónica regional.

Para definir a orientação do campo da tensão no território continental português utilizámos, além dos dados da Neotectónica, toda a informação de índole

geofísica disponível, referente às várias metodologias indicadas acima, embora para algumas delas exista uma grande escassez de dados, nomeadamente no que respeita à «ovalização» de furos de sondagens e a medições de tensão *in situ*, em que tivemos acesso apenas a uma determinação respectivamente.

#### XI.1.2. Dados de ovalização de furos de sondagens

As medições de ovalização de furos de sondagens constituem um método fiável para a determinação local da orientação dos eixos das tensões principais horizontais, como o evidencia a sua excelente concordância com orientações obtidas por outras metodologias (COX, 1982; BAUDEMONT *et al.*, 1988; JANOT, GAUER & GROSS, 1988; ZOBACK *et al.*, 1989).

Num dado furo, os estudos de ovalização permitem obter uma série de orientações da tensão máxima horizontal a diferentes profundidades, que podem ser submetidas a um tratamento estatístico para definir a(s) atitude(s) dominante(s) (JANOT, GAUER & GROSS, 1988). Segundo ZOBACK *et al.* (1989), é esta capacidade de efectuar múltiplas determinações numa sondagem individual, e a possibilidade de testar a consistência dos resultados a nível regional, por comparação com os dados obtidos noutros furos, que tornam as medições de *breakouts* indicadores importantes da orientação da tensão tectónica a profundidades intermédias entre as dos indicadores superficiais da tensão (medições de tensão *in situ*) e dos mecanismos focais de sismos.

A única referência a estudos de ovalização em sondagens realizados em Portugal continental é assinalada por COX (1982), que indica (*op. cit.*, fig. 11) uma direcção de alongamento de um furo localizado na área litoral ocidental, aproximadamente à latitude de Torres Vedras, de N30°E (valor medido no pequeno mapa apresentado pelo autor), correspondente à direcção do eixo da tensão principal mínima horizontal, o que traduz uma orientação da tensão principal máxima horizontal de N60°W.

COX (1982) não apresenta quaisquer indicações que permitam avaliar a qualidade daquela orientação de alongamento. Note-se, contudo, que não há referências a esse dado no estudo de JANOT, GAUER & GROSS (1988) sobre a orientação da tensão tectónica na Europa Ocidental deduzida a partir de estudos de ovalização,

nem no mapa mundial do estado de tensão (*World Stress Map*) apresentado por ZOBACK *et al.* (1989, fig. 2, p. 294), onde estes autores assinalam apenas a informação a que atribuíram uma qualidade A, B ou C. Conclui-se, pois, que aquela orientação de alongamento indicada por COX (*op. cit.*) num furo localizado no litoral ocidental português constitui provavelmente um dado pouco fiável como indicador local das trajectórias da tensão tectónica.

### XI.1.3. Dados de medições da tensão *in situ*

A relevância das determinações de tensão *in situ*, geralmente obtidas por medições de «relaxamento da tensão» (*overcoring*), nos estudos de tectónica regional e global é analisada por RANALLI (1975) e RANALLI & CHANDLER (1975), que salientam a influência de numerosos factores, a ter em consideração na análise dos resultados, como a profundidade de medição, a topografia, a erosão e a estrutura geológica, além do possível efeito de tensões tectónicas remanescentes.

No que respeita ao território de Portugal continental encontrámos referência a uma única determinação *in situ* da orientação dos eixos das tensões principais horizontais, assinalada por HAST (1969). Trata-se de uma medição realizada na vizinhança de Braga, a cerca de 30 m de profundidade, em granito, considerada «bastante fiável» por RANALLI & CHANDLER (1975, p. 665), que a incluem no seu mapa de direcções da tensão máxima horizontal na crosta terrestre (*op. cit.*, fig. 2). Estes autores referem uma orientação do eixo da tensão principal máxima horizontal, correspondente à tensão compressiva máxima horizontal, de N82°W, embora a semelhança dos valores das duas tensões principais horizontais ( $\sigma_x = \sigma_y = 6,86 \text{ MNm}^{-2} = 68,6 \text{ bar}$ ) indique um estado de tensão horizontal isotrópico, o que põe em causa o significado daquela direcção, como salientam os próprios autores ao afirmarem que «não se pode ignorar a possibilidade de erro na identificação das tensões horizontais máxima e mínima, especialmente quando a razão  $\sigma_x/\sigma_y$  é aproximadamente unitária» (RANALLI & CHANDLER, 1975, p. 663).

Embora obedecendo ao principal critério de selecção considerado por ZOBACK *et al.* (1989) na escolha dos dados das medições *in situ* a representar no mapa do estado de tensão na litosfera, consistindo numa profundidade de medição superior a 10 m, estes autores não

incluíram no seu mapa de síntese aquela determinação da tensão *in situ* efectuada no território português, possivelmente devido ao carácter isotrópico da tensão horizontal obtida, ou por não existirem múltiplas medições permitindo testar a consistência de resultado (*op. cit.*, p. 293). A exclusão por ZOBACK *et al.* (1989) da medição da tensão *in situ* realizada junto a Braga reflecte o julgamento destes autores ao considerarem (*op. cit.*, p. 291) que a maioria dos dados representados no mapa de RANALLI & CHANDLER (1975) são presentemente classificados como indicadores da tensão tectónica de baixa qualidade (C ou D).

### XI.1.4. Determinação de mecanismos focais de sismos

A aplicação de métodos modernos para a determinação de mecanismos focais de sismos, em alternativa ao antigo método gráfico, consistindo na utilização de técnicas numéricas de inversão que permitem eliminar a subjectividade no tratamento dos dados bem como obter uma melhor estimativa dos erros associados a uma dada solução (BORGES, 1991), tem conduzido progressivamente à obtenção de mais e melhores resultados.

Contudo, como salientam ZOBACK *et al.* (1989), apesar daquele progresso, mantém-se a dificuldade inerente à estimativa da orientação dos eixos das tensões principais a partir de mecanismos focais de sismos, pois estes definem dois planos de movimento possíveis, ortogonais (planos nodais), e os respectivos vectores de deslizamento, constituindo soluções alternativas para a estrutura sismogénica, onde se concentra a deformação associada à rotura sísmica. Assim, os eixos de compressão e dilatação (P e T) obtidos num mecanismo focal correspondem aos eixos da deformação (respectivamente às direcções de máximo encurtamento e de máxima extensão) associada à movimentação num dos planos nodais responsável pela geração do sismo, e a sua relação com os eixos da tensão não é directa, principalmente atendendo a que a maioria dos sismos ocorre provavelmente por reactivação de descontinuidades litosféricas pré-existentes, reflectindo toda a problemática que discutimos relativamente ao processo de reactivação em falhas activas (ver cap. IX.1.). Consequentemente, ZOBACK *et al.* (1989) atribuem sempre aos mecanismos focais isolados, independentemente do rigor na sua definição, um factor de qualidade inferior

TABELA VI

N	DATA	LOCALIZAÇÃO		PROF. km	MAG.	MECANISMOS FOCAIS				QUALIDADE DOS MECANISMOS		ORIGEM/DADOS
						PLANOS NODAIS		EIXOS		Nº DE OBSERVAÇÕES	ÍNDICE DE ACERTO	
		LAT. N	LONG. W			A	B	P	T			
1a	26/12/62	39,3°	10,6°	5 <sup>(a)</sup>	5	74°, 71°SE	175°, 66°W	5°, 125°	30°, 34°	12	1,0	1
1b		39,3°	10,6°	15	5,7 (Ms)	93 ± 23°, 88 ± 14°N	180 ± 16°, 47 ± 31°W	31 ± 43°, 145 ± 40°	27 ± 28°, 37 ± 23°	38	0,79	2
2	13/11/80	39° 16,99'	11° 40,30'	76	3,98	40°, 83° SE	120°, 31° NE	43°, 280°	33°, 155°	12	0,67	3
3	25/9/86	36,8°	8,8°		4	7°, 70°E	100°, 80°S	24°, 326°	8°, 232°			4
4	12/10/86	37° 3,04'	9° 16,66'	53 29,9 ± 3 <sup>(b)</sup>	3,73	1°, 59°W	180°, 31°E	14°, 270°	76°, 93°	11	0,73	3
5a	20/10/86	36,9°	8,7°		4,8	9°, 78°W	90°, 56°S	14°, 316°	28°, 57°			5
5b		36,72°	8,28°	37	4,8	180 ± 6°, 36 ± 10°W	88 ± 5°, 88 ± 7°S	33 ± 19°, 148 ± 18°	36 ± 13°, 29 ± 19°	36	0,89	6
6a	4/6/87	38,5°	8,1°	g <sup>(c)</sup>	4,3	85°, 85°N	173°, 70°W	17°, 128°	8°, 35°			4
6b		38° 31,48' ± 2,4km <sup>(d)</sup>	8° 6,12' ± 1,4km <sup>(d)</sup>	21 ± 4 <sup>(d)</sup>	4,12 <sup>(d)</sup>	16°, 26°W	34°, 64°SE	20°, 118°	70°, 321°	10	1,0	7
7	5/8/87	39° 9,62'	9° 5,71'	1	3,65	112°, 48°SW	151°, 49°NE	69 ± 7°, 310 ± 16°	1 ± 4°, 42 ± 13°	11	0,90	3
8	22/5/88	38° 57,5'	9° 9,82'	20 ± 3	3,8	105°, 38°N	180°, 77°W	45°, 126°	24°, 242°	11	1,0	8
9	20/12/89	37° 13,5'	7° 23,5'	23	5 ombu	171 ± 8°, 77 ± 11°E	79 ± 7°, 80 ± 10° N	2 ± 7°, 305 ± 12°	16 ± 9°, 215 ± 8°	40	0,77	9
10	26/5/90	38° 21,14'	11° 40,05'	68	4,6	138°, 79°SW	50°, 78°NW	16 ± 14°, 99 ± 6°	1 ± 11°, 184 ± 7°	41	0,73	3

Soluções de mecanismo focal de alguns sismos ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente. Para indicar a atitude dos planos nodais e dos eixos P e T optou-se por uma notação comum em estudos geológicos: para os planos indica-se o azimute da sua direcção, seguido do valor e sentido da inclinação; para os eixos indica-se o valor da sua inclinação (relativo à horizontal), seguido do azimute para onde inclinam. (a) valor retirado de MEZCUA & MARTINEZ-SOLARES (1983); (b) valor retirado de CARVALHO (1991); (c) valor retirado de MARTINS & MENDES VICTOR (1990). (d) valores segundo GAMEIRA DE CARVALHO (comunicação pessoal). Origem dos dados: 1 — MOREIRA (1985); 2 — BUFORN, UDIAS & COLOMBÁS (1988); 3 — BORGES (1991); 4 — MOREIRA (1991); 5 — modificado de MOREIRA (1991); 6 — BUFORN, MEZCUA & UDIAS (1988); 7 — BORGES (comunicação pessoal); 8 — modificado de FONSECA (1989), segundo MATIAS (comunicação pessoal); 9 — IGN (1992).

a A como indicadores da orientação dos eixos da tensão tectónica, ou seja, admitem um erro inerente ao método superior a  $15^\circ$  no posicionamento desses eixos.

Para a avaliação das trajectórias da tensão tectónica em Portugal continental foi possível utilizar soluções de mecanismo focal de alguns sismos ocorridos no interior do território ou com epicentro no mar, próximo do litoral, além de alguns eventos localizados a ocidente, no Atlântico, junto à margem continental, complementando a abundante informação referente à zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar (regiões do banco de Goringe e Golfo de Cádiz). Aqueles dados disponíveis, apresentados por diferentes autores, encontram-se sintetizados na Tabela VI e inseridos na Figura 56, respeitando a eventos localizados, respectivamente, junto a Vila Real de St.º António (Aiamonte, n.º 9), a sul de Portimão (n.º 3 e 5), junto ao litoral a oeste do cabo de S. Vicente (n.º 4), na região de Évora (n.º 6), junto a Torres Vedras (n.º 7), a norte de Mafra (n.º 8), cerca de 100 km a ocidente do cabo Carvoeiro (junto ao canhão submarino da Nazaré, n.º 1), a noroeste do Esporão da Estremadura (Rincão da Pomba, cerca de 200 km a oeste da Lourinhã, n.º 2), e no bordo setentrional da planície abissal do Tejo (a sudoeste do Esporão da Estremadura, cerca de 200 km a ocidente do cabo Espichel, n.º 10). Salienta-se que nenhum destes dados relativos a sismos ocorridos antes de 1989 se encontra incorporado no mapa mundial do estado de tensão (*World Stress Map*) apresentado em ZOBACK *et al.* (1989, fig. 2, p. 294).

As soluções de mecanismo focal analisadas correspondem, na generalidade, a rotura em falhas com uma componente de movimentação predominante de tipo inverso ou de deslignamento, apresentando os eixos P pouco inclinados ou sub-horizontais, com uma orientação dominante NW-SE a WNW-ESE (fig. 53). Exceptua-se o evento 7, com um mecanismo focal de falha normal, em que é o eixo Z (linha de intersecção dos planos nodais) que se dispõe segundo aquela orientação. Estes dados sismológicos, embora reflectam o estado de tensão actual a profundidades litosféricas muito diversas (ver profundidades focais na Tabela VI) mostram-se coerentes entre si, indicando uma tensão compressiva máxima horizontal de direcção NW-SE a WNW-ESE, correspondendo na generalidade à tensão principal  $\sigma_1$ , ou, no caso do evento 7, à tensão principal intermédia  $\sigma_2$ , coincidente com o eixo Z do mecanismo focal.

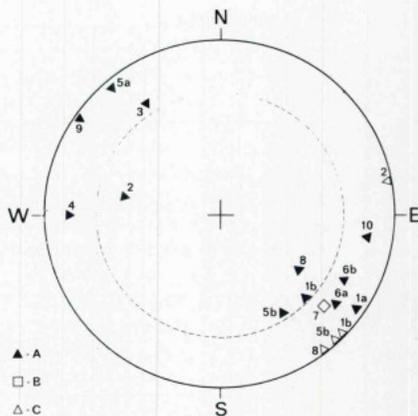


Fig. 53 — Projecção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) dos eixos P (-A) das soluções de mecanismo focal sintetizadas na Tabela VI, referentes a alguns sismos ocorridos no território continental português e área atlântica adjacente (localização no mapa de indicadores da tensão, fig. 56). Para os mecanismos focais com o eixo P inclinando mais do que  $30^\circ$  representou-se o eixo Z (-B) (evento 7) ou a orientação da tensão compressiva máxima horizontal (SHmax.; -C) obtida por resolução, no plano horizontal, do tensor da tensão indicado pelo mecanismo focal correspondente (eventos 1b, 2, 5b e 8), admitindo coincidência entre os eixos principais da tensão,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ , e os eixos P, Z e T, e considerando uma relação axial do tensor da tensão com  $R = [(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)] = 0,5$  (segundo MATIAS, comunicação pessoal). Nota a orientação dominante NW-SE dos eixos P e Z representados, bem como de SHmax., no caso dos mecanismos com o eixo P mais inclinado, Z(7) — ( $21^\circ$ ,  $132^\circ$ ); SHmax.(1b) — ( $0^\circ$ ,  $137^\circ$ ); SHmax.(2) — ( $0^\circ$ ,  $79^\circ$ ); SHmax.(5b) — ( $0^\circ$ ,  $134^\circ$ ); SHmax.(8) — ( $0^\circ$ ,  $142^\circ$ ). Círculo a traçado — define a inclinação de  $30^\circ$ .

Note-se que os sismos apresentando mecanismos focais com os eixos P mais próximos da direcção E-W (eventos 2, 4 e 10) têm o epicentro localizado no Atlântico a oeste do litoral ocidental e, segundo a bibliografia consultada, correspondem aos de maior profundidade hipocentral ( $>50$  km). Por outro lado, o único mecanismo focal indicando um regime distensivo na crosta (evento 7) corresponde a um sismo muito superficial, com o hipocentro a 1 km de profundidade.

### XI.1.5. Dados da neotectónica

Como salientam ZOBACK *et al.* (1989), é possível inferir a orientação dos eixos principais da tensão a partir do comportamento das estruturas neotectónicas, nomeadamente das falhas e dobramentos activos. Contudo, a estimativa da orientação da tensão tectónica com base nas características das falhas activas é complexa, reflectindo a complexidade da mecânica da fracturação bem como do processo de reactivação de descontinuidades pré-existentes, que depende de numerosos factores como indicámos no cap. IX.1.

Segundo ZOBACK *et al.* (*op. cit.*), a aplicação de métodos numéricos de inversão à análise dinâmica de populações de superfícies de falha estriadas permite obter orientações bastante rigorosas dos eixos principais da tensão tectónica, embora a validade deste tipo de metodologia seja contestada por alguns autores que consideram incorrecto o pressuposto em que assentam, de que as estrias observadas (vectores de deslizamento) coincidem com a direcção da tensão cisalhante máxima resolvida nos planos de deslizamento a partir da tensão tectónica regional (veja-se, por exemplo, POLLARD & SALTZER, 1991).

Quando se desconhece o vector de deslizamento nas falhas activas, como sucede frequentemente, é possível estimar a orientação da tensão a partir da atitude geral dessas falhas e do tipo de deslocamento dominante que produzem, embora esta estimativa seja grosseira, como salientam ZOBACK *et al.* (1989) ao atribuírem-lhe um factor de qualidade C, que corresponde a uma imprecisão de  $\pm 25^\circ$  na orientação dos eixos das tensões principais horizontais assim obtidas.

No que respeita à utilização dos dobramentos activos como indicadores da orientação da tensão tectónica, considera-se que a tensão compressiva máxima horizontal é aproximadamente perpendicular ao eixo das dobras, embora estas estejam frequentemente influenciadas pela actividade em falhas vizinhas, que desviam as trajectórias da tensão.

Para definir a orientação do campo da tensão no território continental português utilizaram-se estas diferentes metodologias de índole geológica, fundamentadas nos dados neotectónicos disponíveis, como passamos a descrever.

### XI.1.5.1. Dados de microtectónica: análise dinâmica de populações de superfícies de falha estriadas

Em Portugal continental efectuou-se uma análise dinâmica de superfícies de falha estriadas no acidente neotectónico do Ponsul (DIAS & CABRAL, 1989a,b, 1991; ver cap. IX.2.1.2.2.) e em falhas activas na região de Vidigueira-Moura (BRUM, 1990), utilizando-se uma metodologia numérica de inversão e programas de computação desenvolvidos por ETCHECOPAR e colaboradores (ETCHECOPAR *et al.*, 1981; ETCHECOPAR, 1984; ETCHECOPAR & MATTAUER, 1988).

No que respeita à falha do Ponsul, analisaram-se seis conjuntos de superfícies de falha estriadas, correspondentes a diversas estações de recolha de dados ao longo do acidente tectónico, tendo-se obtido uma dispersão importante na orientação dos eixos principais da tensão dos vários tensores deduzidos a partir dos diferentes conjuntos de planos estriados (fig. 54). No entanto, foi possível separar, de modo aproximado, dois grupos de tensores, ambos com a tensão compressiva máxima ( $\sigma_1$ ) sub-horizontal, um com  $\sigma_1$  orientado NNW-SSE e outro com  $\sigma_1$  orientado NW-SE a WNW-ESE, correspondendo aparentemente a duas fases de reactivação tectónica. Embora não tenha sido possível datar com precisão os diferentes tensores, admite-se que a sua idade esteja compreendida no intervalo do Miocénico superior ao Quaternário, em que aqueles com o eixo  $\sigma_1$  orientado NNW-SSE são provavelmente de idade miocénica, enquanto os tensores com  $\sigma_1$  orientado NW-SE a WNW-ESE (direcção média de cerca de N55°W) são provavelmente quaternários (DIAS & CABRAL, 1989a, 1991) ou plio-quaternários (?), correspondendo, pois, a um campo da tensão neotectónico.

Na região de Vidigueira-Moura, BRUM (1990), além de efectuar estudos de neotectónica sobre a falha principal da Vidigueira (ver cap. IX.2.1.3.), realizou uma análise dinâmica de dados de microtectónica obtidos em acidentes secundários aflorando a sul daquela estrutura, nomeadamente nas falhas de Vale da Serra (*op. cit.*, pp. 222-232) e Horta da Várzea (*op. cit.*, pp. 233-240), bem como na falha do Alqueva (ver cap. IX.4.1.), localizada 2,5 km a norte. Segundo este autor, as superfícies estriadas analisadas e, consequentemente, as características da tensão deduzidas a partir do seu estudo, referem-se provavelmente a movimentações ocorridas no Pliocénico superior-Quaternário inferior, reflectindo,

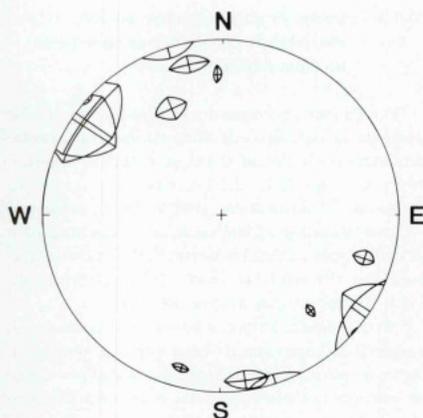


Fig. 54 — Projecção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) do eixo da tensão compressiva máxima ( $\sigma_1$ ) dos tensores da tensão obtidos por análise dinâmica de seis populações de superfícies estriadas na falha do Ponsul, segundo DIAS & CABRAL (1989, fig. 18, p. 26). As áreas assinaladas correspondem a intervalos de confiança de 95%, dos valores da inclinação e direcção de  $\sigma_1$ .

pois, o campo da tensão no início do período neotectónico considerado.

Relativamente à falha Vidigueira-Moura, BRUM (*op.cit.*) analisou cinco conjuntos de superfícies estriadas, dos quais quatro incluem os dados obtidos (sempre em número reduzido) em diferentes estações ao longo do acidente tectónico, e o outro agrupa a informação recolhida em três dessas estações totalizando 18 falhas estriadas. Os resultados encontrados indicam um valor da razão  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  geralmente elevado, próximo de 1, e uma orientação do eixo da tensão principal mínima ( $\sigma_3$ ) subvertical, o que significa que o elipsóide da tensão se aproxima de um elipsóide de revolução em torno de  $\sigma_3$ , traduzindo-se numa imprecisão na orientação dos eixos sub-horizontais  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ .

Os resultados apresentados por aquele autor relativamente à orientação da compressão máxima horizontal ( $\sigma_1$ ) que se nos afiguram mais significativos referem-se à estação de Monte do Pinel (*op. cit.*, pp. 196-203) e à análise conjunta de dados no segmento da falha da Vidigueira entre Alcaria da Serra e Monte Barrancos

(*op. cit.*, pp. 215-219), indicando atitudes de  $\sigma_1$ , respectivamente de  $(7 \pm 8^\circ, 144 \pm 8^\circ)$  e  $(11 \pm 10^\circ, 152 \pm 5^\circ)$ , ou seja, uma disposição sub-horizontal de direcção NNW-SSE a NW-SE (fig. 55).

No que respeita à análise dinâmica efectuada sobre dados provenientes das falhas secundárias de Vale da Serra e Horta da Várzea, BRUM (*op. cit.*) obteve resultados diferentes, indicando valores de R baixos (respectivamente de  $0,23^{+0,31}_{-0,23}$  e  $0,15^{+0,35}_{-0,15}$ , com  $\sigma_1$  horizontal e orientado NNW-SSE ( $0 \pm 4^\circ, 353 \pm 3^\circ$ ) para o primeiro acidente, e  $\sigma_1$  sub-horizontal e orientado WSW-ESE a W-E ( $21 \pm 13^\circ, 258 \pm 19^\circ$ ) para a segunda estrutura (fig. 55). A importante discrepância na orientação da tensão compressiva máxima horizontal obtida a partir dos dados provenientes da falha de Horta da Várzea é de difícil interpretação, podendo dever-se a algum efeito de desvio das trajectórias da tensão junto ao acidente principal da Vidigueira.

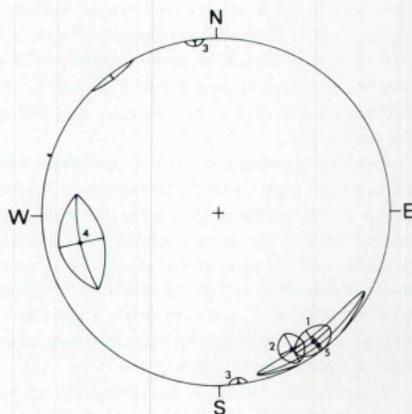


Fig. 55 — Projecção estereográfica (rede de Schmidt, hemisfério inferior) do eixo da tensão compressiva máxima ( $\sigma_1$ ) dos tensores da tensão obtidos por análise dinâmica de populações de superfícies estriadas na falha Vidigueira-Moura e em acidentes secundários associados, segundo resultados apresentadas por BRUM (1990). As áreas assinaladas correspondem a intervalos de confiança de 95%, dos valores da inclinação e direcção de  $\sigma_1$ . Indica-se a origem dos diversos dados: 1, falha Vidigueira-Moura, estação de Monte do Pinel; 2, falha Vidigueira-Moura, segmento Alcaria da Serra-Monte Barrancos (3 estações); 3, falha de Vale da Serra; 4, falha de Horta da Várzea; 5, região de Vidigueira-Moura, todos os dados.

Aquele autor trata também em conjunto todos os dados de microtectónica recolhidos na região de Vidigueira-Moura, num total de 80 (*op. cit.*, pp. 262-268), obtendo uma relação axial do elipsóide da tensão com R elevado ( $0,71 \pm 0,26$ ), e uma atitude do eixo de  $\sigma_1$  horizontal, de direcção NNW-SSE a NW-SE ( $2 \pm 7^\circ$ ,  $143 \pm 24^\circ$ ) (fig. 55). Note-se, contudo, que estes resultados apresentam um desvio angular médio de  $15,2^\circ$  entre as estrias medidas e os vectores de deslizamento calculados, que, como o próprio autor salienta (BRUM, *op. cit.*, p. 265), se encontra no limite do desvio máximo aceitável.

Relativamente à análise dinâmica efectuada sobre os dados de microtectónica provenientes da falha do Alqueva (BRUM, *op. cit.*, pp. 276-285) consideramos que os resultados não são significativos devido à grande imprecisão nas atitudes obtidas para os eixos principais da tensão, nomeadamente da compressão máxima horizontal.

#### XI.1.5.2. Estimativa das trajectórias da tensão a partir da orientação das falhas activas

Embora atendendo à grande imprecisão na estimativa da orientação dos eixos principais da tensão inerente a este método, que, como referimos, poderá ser da ordem de  $\pm 25^\circ$ , é possível estimar essa orientação de modo aproximado a partir da atitude de algumas das falhas activas reconhecidas no território continental português, cuja componente dominante de movimentação se conhece.

Assim, a presença de falhas activas principais com uma componente dominante de movimentação inversa (ver. cap. IX.2.), como as que limitam a Cordilheira Central (orientadas ENE-WSW) e as estruturas diapíricas na Orla Meso-Cenozóica Ocidental (orientadas NNE-SSW), permite inferir a atitude da tensão compressiva máxima horizontal, indicando que ela corresponde geralmente a  $\sigma_1$ , com uma disposição horizontal (a sub-horizontal), orientada NW-SE a NNW-SSE no interior do território, rodando para WNW-ESE próximo do litoral ocidental.

Esta orientação das trajectórias da tensão, inferida a partir da atitude das falhas com movimentação dominante inversa, é de um modo geral compatível com a disposição dos acidentes neotectónicos reconhecidos com uma componente predominante de movimentação

de desligamento, como as falhas Manteigas-Vilarica-Bragança e Penacova-Régua-Verin (ver cap. IX.3.), bem como com a atitude do acidente neotectónico de Grândola (ver cap. IX.4.4.), que evidencia uma importante componente de movimentação de tipo normal, implicando neste caso uma mudança da tensão compressiva máxima horizontal de  $\sigma_1$  (que passa a vertical ou subvertical) para  $\sigma_2$ .

Contudo, alguns dados cinemáticos obtidos na falha de Monte Chão (Bouça da Gândara, S. Pedro da Torre, Minho) (cap. IX.2.2.1.; Anexo 1, f. 1) indicam que aquela rotação das trajectórias da tensão que se identifica junto à fachada atlântica terá ocorrido no Quaternário médio ou posteriormente, pelo menos na região do litoral minhoto. Também no interior do território a identificação de uma componente cavalgante em diversos afloramentos ao longo da falha Manteigas-Vilarica-Bragança (cap. IX.3.2.1.; Anexo 1, f. 3), localizados fora de áreas sujeitas a contracção associada a desligamento, sugere que este acidente tectónico tenha sofrido diferentes episódios de reactivação no período neotectónico, primeiro em desligamento esquerdo puro (ou ligeiramente transtractivo?) em resposta a uma compressão máxima horizontal orientada NNW-SSE, desenvolvendo-se bacias de desligamento em áreas favoráveis a extensão (como as bacias da Longroiva e Vilarica), a que se seguiu um episódio de reactivação em desligamento transpressivo, associado a uma tensão compressiva máxima horizontal rodada par NW-SE, provavelmente no Quaternário médio a superior.

Note-se ainda que na área litoral do Baixo Alentejo e Algarve ocidental não se observaram evidências geológicas de rotação das trajectórias da tensão, como o testemunha os dados recolhidos no alinhamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira (cap. IX.5.1.4.), os quais indicam uma orientação de  $\sigma_1$  próxima de NNW-SSE.

#### XI.1.6. As trajectórias da tensão no território continental português: conclusão

O texto exposto ao longo deste capítulo evidencia a escassez e, de um modo geral, a fraca qualidade dos dados de índole geofísica disponíveis sobre a orientação da tensão tectónica no território continental português, bem como o reduzido número de análises dinâmicas efectuadas sobre dados de microtectónica (*slipstick* estriados) observados em falhas activas.

No entanto, comparando os resultados obtidos pelos diferentes métodos de estimativa das trajectórias da tensão em Portugal continental verifica-se a sua boa concordância, tendo em conta os erros azimutais consideráveis na definição do campo da tensão inerentes às várias metodologias. É necessário ter em atenção, contudo, que os dados de natureza geofísica (ovalização de furos de sondagens, medições de tensão *in situ* e mecanismos focais de sismos) reflectem o estado de tensão actual, a diferentes profundidades litosféricas, enquanto que a orientação do campo da tensão estimada a partir do comportamento das falhas activas, incluindo os dados de microtectónica, se fundamenta em elementos geológicos de idade compreendida aproximadamente nos últimos 2 Ma.

Os resultados encontram-se sintetizados num Mapa de Indicadores da Tensão (fig. 56), onde se assinala a orientação da tensão compressiva máxima horizontal inferida a partir dos vários indicadores geofísicos e dos estudos de microtectónica. Este mapa indica uma orientação NW-SE a WNW-ESE para a compressão máxima horizontal na metade meridional do território português e área atlântica adjacente, onde se concentra a maioria dos dados. Exceptua-se a atitude inferida a partir do mecanismo focal obtido para um sismo ocorrido em 12 de Outubro de 1986 a ocidente do cabo de S. Vicente (evento 4, Tabela VI), que apresenta o eixo P orientado E-W, sub-horizontal (fig. 53), indicando uma disposição semelhante para o eixo de  $\sigma_1$ . Note-se, contudo, que esta solução de mecanismo focal obtida por BORGES (1991) se apresenta relativamente mal constrangida, pois o autor apenas utilizou 11 observações, com um *score* de 0,73. A única informação relativa à área setentrional do território consiste na medição de tensão *in situ* realizada junto a Braga, indicando uma trajectória da compressão máxima horizontal próxima de E-W, embora, como referimos, corresponda a uma orientação muito imprecisa, atendendo ao carácter isotrópico da tensão horizontal obtida.

A rotação da trajectória da tensão compressiva máxima horizontal, correspondente na generalidade a  $\sigma_1$ , de uma orientação NNW-SSE a NW-SE no interior do território para WNW-ESE próximo do litoral ocidental, que, como referimos, se infere a partir da atitude geral das principais falhas activas com movimentação dominante inversa, não é evidente nos dados

representados no Mapa de Indicadores da Tensão (fig. 56). Esta discrepância poderá dever-se às seguintes situações:

a — desajustamento cronológico entre os dados, comparando-se informação referente à actualidade (dados de índole geofísica), reflectindo uma situação instantânea à escala geológica, com informação relativa ao comportamento das falhas activas no período neotectónico (dados geológicos), que testemunha uma evolução nos últimos 2 Ma. Este problema é complicado pela ocorrência de modificações das trajectórias da tensão no próprio período neotectónico, como, por exemplo, indicam os dados relativos à falha de Monte Chão, no litoral minhoto, e sugere a informação relativa à falha da Vilaria, no Nordeste Transmontano;

b — falta de indicadores da tensão de índole geofísica e de microtectónica em número suficiente para se obterem resultados significativos à escala regional, sendo, assim, aquela discrepância apenas aparente, por escassez de dados;

c — imprecisão na definição dos vectores de deslizamento em algumas das principais falhas activas, particularmente aquelas com movimento dominante inverso (que podem apresentar, de facto, movimentação oblíqua), o que conduz a uma indefinição na relação entre o traçado cartográfico desses acidentes e a orientação dos eixos horizontais da tensão.

Dos três factores de discrepância expostos acima julgamos que o terceiro (alínea c) poderá ser o mais significativo. Com efeito, a rotação referida das trajectórias da tensão (pela primeira vez assinalada por RIBEIRO, 1984) fundamenta-se num pressuposto de perpendicularidade aproximada entre a direcção da compressão máxima horizontal e o traçado cartográfico das principais falhas activas com movimentação dominante inversa, o que poderá não suceder, como sugerem os estudos de microtectónica realizados nas falhas de Vidigueira-Moura e do Ponsul (fig. 56).

Embora ainda deficientemente fundamentadas, as trajectórias da tensão inferidas da análise de todos os dados discutidos neste capítulo encontram-se assinaladas na figura de síntese sobre o enquadramento geodinâmico do território continental português no contexto tectónico regional, apresentada no próximo capítulo (fig. 57, p. 393).

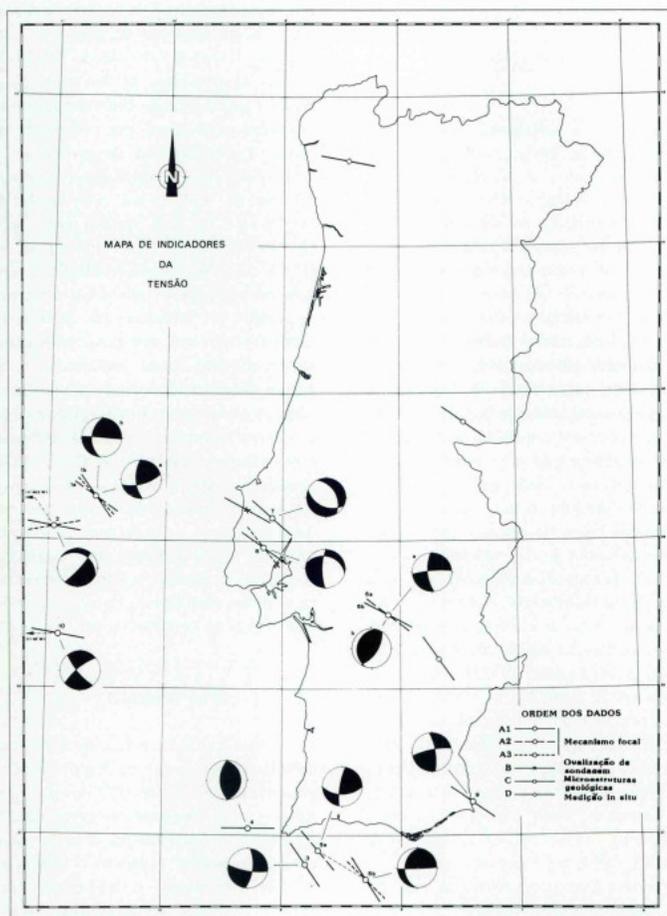


Fig. 56 — Mapa de indicadores da tensão obtido por implantação, numa base cartográfica, da orientação aproximada da tensão compressiva máxima horizontal inferida a partir de diversos indicadores geofísicos e geológicos. A — orientação determinada a partir de mecanismos focais dos eventos sísmicos (1 a 10) referenciados na Tabela VI; A1 — direcção do eixo P do mecanismo focal, excepto para o evento 7, em que corresponde à orientação do eixo Z; A2 — dados de um mecanismo focal alternativo, segundo outra fonte bibliográfica, considerado de qualidade inferior; A3 — orientação da tensão compressiva máxima horizontal obtida por resolução, no plano horizontal, do tensor da tensão indicado pelo mecanismo focal correspondente (ver fig. 53), segundo L. MATIAS (comunicação pessoal). Os diagramas dos mecanismos focais representam o padrão de radiação das ondas sísmicas sobre a esfera focal (projeção estereográfica de Schmidt, hemisfério inferior), com os quadrantes a negro correspondendo a compressões e os quadrantes a branco a dilatações. B — orientação inferida a partir da ovalização de um furo de sondagem; C — orientação obtida por análise dinâmica de populações de superfícies de falha estriadas; D — orientação determinada por medição da tensão *in situ*.

## XI.2. Modelo geodinâmico

### XI.2.1. A zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar

O território de Portugal continental localiza-se no bordo ocidental da Península Ibérica, na área de cruzamento de uma margem continental orientada N-S, relacionada com a abertura do Atlântico Norte e considerada de tipo passivo pela generalidade dos autores, com uma zona de fronteira de placas disposta segundo uma orientação geral E-W, entre as placas africana e eurasiática, frequentemente designada no seu sector atlântico por «zona de fractura Açores-Gibraltar» (fig. 57).

Esta fronteira de placas entre a Eurásia e a África, estendendo-se pelo oceano Atlântico desde o arquipélago dos Açores, a ocidente, até à região de Gibraltar, a oriente, e prolongando-se pela área mediterrânica a leste, tem sido objecto de numerosos estudos em que se utiliza e procura coordenar informação de natureza diversa, nomeadamente dados da sismicidade, incluindo a distribuição de epicentros e de hipocentros e a resolução e análise de mecanismos focais de sismos, elementos da morfologia submarina, dados de magnetometria, consistindo na identificação de anomalias magnéticas na crosta oceânica e análise da sua distribuição, e dados dispersos de geologia submarina, além de elementos da geologia de superfície provenientes da região dos Açores e da cintura mediterrânica (MCKENZIE, 1972; LAUGHTON *et al.*, 1972; LAUGHTON & WHITMARSH, 1974; UDÍAS, LÓPEZ ARROYO & MEZCUA, 1976; MINSTER & JORDAN, 1978; UDÍAS, 1980; RIBEIRO, 1982; MOREIRA, 1985, 1991; GRIMISON & CHEN, 1986, 1988; BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988; MADEIRA, CABRAL & RIBEIRO, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989; ARGUS *et al.*, 1989; MADEIRA & RIBEIRO, 1990; MEZCUA, RUEDA & MARTÍNEZ-SOLARES, 1991; entre outros).

A interacção entre a Eurásia e a África ao longo do limite de placas Açores-Gibraltar resulta da ocorrência de expansão oceânica na crista médio-atlântica a norte do ponto triplo dos Açores a uma velocidade ligeiramente superior à que ocorre a sul, originando um deslocamento relativo dextrógiro lento entre as duas placas, em torno de um pólo de rotação localizado na placa africana, a uma velocidade compreendida entre cerca de 2 e 4 mm/ano (GRIMISON & CHEN, 1986; ARGUS *et al.*, 1989). Estes valores da velocidade de movimentação relativa Eurásia-África são deduzidos a partir de taxas

médias de expansão do Atlântico (*spreading rates*) referentes a um intervalo de tempo de cerca de 3 Ma. BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS (1988) calcularam velocidades «instantâneas» de movimentação entre as duas placas a partir dos momentos sísmicos e áreas de rotura estimadas para sismos que ocorreram na fronteira de placas Açores-Gibraltar no período de 1910 a 1985, tendo obtido valores acentuadamente superiores, nomeadamente de 0,76 cm/ano para o sector dos Açores (35°W a 24°W), 3,39 cm/ano para o segmento central (24°W a 13°W) e 1,14 cm/ano para a área oriental (15°W a 5°W), correspondendo a uma média de 1,76 cm/ano para o conjunto da fronteira.

Apesar do interesse que a fronteira de placas Eurásia-África tem suscitado, particularmente no seu sector atlântico, onde constitui a zona de fractura Açores-Gibraltar, ela encontra-se ainda deficientemente caracterizada devido à complexidade da interacção que aí ocorre entre as placas eurasiática e africana. Com efeito, como salientam GRIMISON & CHEN (1986, p. 2031), a «transformação» de divergência para convergência entre placas que se processa de ocidente para oriente ao longo desta fronteira, a ocorrência de convergência intra-oceânica aparentemente sem subducção (ou com subducção incipiente?) e a transição desta convergência para colisão continental a leste, conferem-lhe características únicas no contexto da tectónica global.

#### XI.2.1.1. Sector ocidental

A fronteira de placas Eurásia-África encontra-se bem definida no seu sector ocidental, dispo-se segundo uma orientação WNW-ESE desde o ponto triplo dos Açores até à longitude de cerca de 24,5°W. Neste segmento é interpretada por diversos autores como uma dorsal produzindo expansão oceânica numa direcção NE-SW, constituindo o denominado *rift* da Terceira, embora os dados de neotectónica obtidos nas ilhas açoreanas indiquem antes um comportamento da fronteira de placas nesta área como uma *leaky transform* direita (RIBEIRO, 1982; MADEIRA, 1986; MADEIRA, CABRAL & RIBEIRO, 1988; MADEIRA & RIBEIRO, 1990).

Para leste daquela longitude o limite entre placas coincide com uma importante zona de fractura, pela primeira vez identificada em 1971 pelo sistema *long range side-scan sonar GLORIA* sob a forma de um linea-

mento morfológico nítido no fundo oceânico, estendendo-se numa direcção aproximadamente E-W por cerca de 400 km (LAUGHTON *et al.*, 1972). Este importante acidente tectónico, conhecido por falha de Gloria, está relativamente bem identificado por dados batimétricos e de sonar até à longitude de 20°W, sendo interpretado como uma falha transformante dextrógiira, embora, como salientam ARGUS *et al.* (1989, p. 5587), se situe num enquadramento tectónico pouco comum para este tipo de estruturas, estabelecendo a passagem de expansão (obliqua?) para convergência intra-oceânica.

Uma outra característica anómala da falha de Gloria como uma transformante é o seu comportamento assísmico, já salientado por LAUGHTON *et al.* (1972, p. 220) e que ARGUS *et al.* (1989, pp. 5597-5598) interpretam como resultando possivelmente de deslizamento assísmico ao longo da zona de fractura, ou como um reflexo de os intervalos de recorrência dos sismos que eventualmente aí ocorrem serem longos, superiores ao período de registo da sismicidade instrumental, devido à reduzida taxa de movimentação no acidente tectónico. Note-se, contudo, que em 25 de Novembro de 1941 se registou um sismo de grande magnitude ( $M_s=8,4$ , segundo BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988) com epicentro localizado junto à extremidade oriental da falha de Gloria (37,4° lat. N, 19,0° long. W, segundo os mesmos autores), com um mecanismo focal indicando deslizamento direito num plano nodal subvertical orientado E-W, perfeitamente compatível com a atitude daquele acidente, sugerindo o seu prolongamento para leste. LAUGHTON *et al.* (1972, p. 220) sugerem que o presente comportamento assísmico da falha de Gloria possa resultar da grande queda de tensão produzida no sismo de 1941.

#### XI.2.1.2. Sector central

Para oriente da latitude de 20°W a fronteira entre as placas eurasiática e africana encontra-se mal definida, sendo proposto por alguns autores a sua transição para uma zona de convergência difusa oceano-oceano que se estende até ao litoral ocidental ibérico e à área de Gibraltar, onde atinge uma largura máxima de cerca de 500 km junto à margem continental (GRIMISON & CHEN, 1986, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989). Estes autores fundamentam o seu modelo de fronteira de placas difusa em diversos argumentos: a distribuição

difusa da sismicidade, a presença de uma zona larga de batimetria complexa sugerindo que a deformação na litosfera oceânica se distribui por uma extensa faixa, a mistura de mecanismos focais de desligamento e de falhamento inverso em que os planos nodais não permitem delinear o limite entre as placas e/ou em que os vectores de deslizamento (*slip vectors*) se mostram significativamente desviados dos vectores de movimentação relativa das placas litosféricas previstos, nomeadamente no modelo RM2 de MINSTER & JORDAN (1978), contrastando com a uniformidade de orientação dos eixos P indicando uma compressão regional NNW-SSE.

Contudo, a generalidade dos autores considera uma fronteira de placas discreta entre a Eurásia e a África estendendo-se para leste da longitude 20°W até Gibraltar, fundamentando-se em dados diversos, geralmente pouco seguros, que conduzem a uma localização da fronteira imprecisa e variável.

LAUGHTON *et al.* (1972, p. 220), embora indiquem que as evidências morfológicas da falha de Gloria se esbatem a cerca de 20°W, referem o prolongamento do seu padrão topográfico por outro vale submarino localizado 70 km a norte, estendendo-se para leste até próximo de 16°W, onde termina junto ao flanco ocidental da crista Tore-Madeira. Em trabalho posterior, LAUGHTON & WHITMARSH (1974) salientam que a topografia submarina a oriente da falha de Gloria, entre as longitudes de 19°W e 16°W, é caracterizada por uma larga crista orientada aproximadamente E-W a uma latitude de cerca de 37,5°N, constituída por grandes blocos limitados por escarpas dispostas NW-SE e NE-SW. Segundo aqueles autores (*op. cit.*, pp. 68-69), a fronteira de placas Eurásia-África situa-se a norte desta crista complexa, a uma latitude de aproximadamente 38°N, entre 19°W e 15°W de longitude, assinalada por uma interrupção das anomalias magnéticas oceânicas e de alinhamentos morfológicos paralelos orientados NNE-SSW, localizados a norte, na placa eurasiática, observando-se a sul alinhamentos topográficos e anomalias magnéticas orientadas NE-SW, associados à placa africana. Referem ainda a presença, a norte da crista, de um importante vale orientado ENE-WSW, dirigido para a montanha submarina de Tore, sugerindo uma bifurcação estrutural a cerca de 18°W, aspecto que também é salientado por LELANN (1979).

Além do sismo em 25 de Novembro de 1941, referido acima, localizado junto à extremidade oriental da falha de Gloria, ocorreu em 17 de Outubro de 1983 um

outro evento importante no sector central (longitude 19°W a 15°W) da fronteira de placas Açores-Gibraltar, que temos estado a analisar ( $M_s=6-6.3$ , segundo BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988; epicentro em 37,75° lat. N, 17,25° long. W, segundo GRIMISON & CHEN, 1986), com um mecanismo focal indicando deslizamento direito num plano nodal subvertical orientado E-W (GRIMISON & CHEN, 1986, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989; BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988), aproximadamente paralelo ao limite de placas considerado por LAUGHTON & WHITMARSH (1974) e outros autores, sugerindo a manutenção de um regime tectónico em deslizamento direito na fronteira de placas para leste da falha de Gloria, pelo menos até à longitude de cerca de 17°W.

Cerca de 200 km a sul da estreita banda de sismicidade que se dispõe ao longo deste segmento central do limite de placas identifica-se nitidamente uma área de concentração de epicentros, a 17,5° long. W, 36° lat. N, onde ocorreu um forte sismo em 26 de Março de 1975 ( $M_s=7.9$ , segundo BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988), para o qual GRIMISON & CHEN (1986) e BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS (1988) apresentam um mecanismo focal indicando deslizamento direito num plano nodal orientado WNW-ESE. A relação entre a sismicidade nesta área e a fronteira de placas Açores-Gibraltar é pouco clara, sendo associada por BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS (1988) a uma «falha secundária» orientada NW-SE, definida com base no alinhamento de alguns epicentros desde o litoral marroquino, junto a Agadir, até à extremidade oriental da falha de Gloria. Aquelles autores admitem que este acidente tectónico provável delimita a SW uma subplaca litosférica triangular, limitada a norte pela fronteira de placas Açores-Gibraltar e a SE por uma descontinuidade litosférica intracontinental expressa por uma faixa de sismicidade intensa disposta ao longo da cordilheira do Atlas (BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS, 1988, p. 91). Estudos recentes de sismicidade realizados pelo Instituto Oceanológico de Moscovo, em colaboração com o INMG, na área compreendida entre 18° e 19° long. W e 37° e 38° lat. N, com base numa rede de cinco sísmógrafos submarinos (OBS) que operaram durante um período de 12 dias, evidenciaram também um alinhamento de microsismos na direcção NW-SE estendendo-se até uma latitude de cerca de 35°N, compatível com uma zona de fractura com aquela orientação (MOREIRA, CORREIA & ANDRADE e SILVA, 1989; SENOS, 1989).

### XI.2.1.3. Sector oriental

Como salientam LAUGHTON & WHITMARSH (1974), para oriente da longitude de 16°W a topografia submarina muda totalmente, apresentando diversas montanhas submarinas de grandes dimensões, que se dispõem ao longo de cristas orientadas NE-SW (crista Tore-Madeira) e E-W a ENE-WSW (montanhas submarinas da Ferradura, incluindo o banco de Goringe), delimitando planícies abissais muito profundas (incluindo as planícies abissais do Tejo e da Ferradura). A crista Tore-Madeira foi possivelmente originada junto ao eixo da dorsal médio-atlântica pela actividade de uma *hot spot* contemporâneo da expansão oceânica (PEIRCE & BARTON, 1991), enquanto a morfologia a leste, com cristas orientadas aproximadamente E-W, constituídas por blocos de crosta oceânica levantados tectonicamente, separando áreas oceânicas acentuadamente deprimidas, resulta de um importante tectonismo compressivo *pós-rift*, de idade cenozóica, que atingiu um máximo de intensidade no Miocénico e se prolongou até à actualidade.

A partir da crista Tore-Madeira para leste torna-se particularmente difícil de definir a fronteira entre as placas eurasiática e africana devido à complexidade da morfologia submarina nesta região oceânica e ao facto de a sismicidade, embora aumentando de intensidade, se apresentar acentuadamente difusa. Contudo, alguns autores, como BUFORN, UDÍAS & COLOMBÁS (1988) e ARGUS *et al.* (1989), identificam uma banda de concentração de sismicidade cruzando a crista Tore-Madeira a uma latitude de cerca de 37°N, passando a norte do monte submarino de Josefina e prolongando-se para oriente pelos montes setentrionais da Ferradura (monte de *Hirondelle* e banco de Goringe) em direcção à extremidade oriental da planície abissal da Ferradura, que consideram demarcar aquela fronteira de placas. Note-se que PEIRCE & BARTON (1991), baseando-se nos resultados de perfis sísmicos realizados transversalmente à crista Tore-Madeira, propõem uma localização semelhante para a fronteira de placas Eurásia-África nesta área, posicionando-a num colmo situado imediatamente a norte do monte de Josefina.

A leste da longitude de 17°W, os mecanismos focais de sismos apresentados pelos diversos autores na zona de fronteira de placas mostram uma combinação de deslizamento e falhamento inverso, passando a predominar os mecanismos de falha inversa a partir da área do

banco de Goringe (12° long. W) até ao Golfo de Cádiz, com a ocorrência de eventos de profundidade intermédia, que atinge cerca de 130 km a oriente de 11° long. W (ver cap. X.2.).

GRIMISON & CHEN (1986, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989) salientam a uniformidade de orientação dos eixos P das soluções de mecanismo focal que obtiveram, os quais se apresentam sub-horizontais e com uma direcção média NNW-SSE, evidenciando, segundo estes autores, uma compressão regional paralela, resultante da convergência entre a Eurásia e a África segundo aquela direcção neste sector oriental da fronteira de placas. BUFORN, UDÍAS & COLOMBAS (1988) apresentam resultados semelhantes, referindo uma orientação média de N30°W, horizontal, para os eixos P dos mecanismos focais de sismos ocorridos na área (*op. cit.*, p. 112). Contudo, ARGUS *et al.* (1989), no seu modelo de organização actual das placas litosféricas norte-americana, eurasiática e africana, consideram uma direcção de convergência WNW-ESE entre a Eurásia e a África no sector oriental da fronteira de placas Açores-Gibraltar, consideravelmente rodada no sentido directo relativamente à orientação anterior, e que, segundo estes autores, é compatível com os vectores de deslizamento (*slip vectors*) obtidos na região.

Como referimos, segundo o modelo de GRIMISON & CHEN (1986, 1988; CHEN & GRIMISON, 1989) a convergência lenta ( $\leq 1$  cm/ano) numa direcção geral NW-SE que ocorre entre as placas africana e eurasiática no sector oriental do limite de placas Açores-Gibraltar, particularmente acentuada para leste de 12° long. W, é «acomodada» por deformação distribuída numa faixa litosférica (predominantemente oceânica) muito larga ( $\approx 500$  km), reflectindo uma fronteira de placas difusa. A este esquema contrapõem-se os modelos que consideram que a convergência interplacas é «acomodada» principalmente em estruturas que definem uma fronteira de placas discreta, embora complexa e de traçado mais ou menos sinuoso, sendo também parcialmente «absorvida» por algum encurtamento nas margens das placas litosféricas, por deformação intraplaca com reacivação de antigas zonas de fraqueza estrutural.

Entre os vários modelos propostos de interacção Eurásia-África no sector oriental da zona de fronteira de placas Açores-Gibraltar, damos preferência àquele apresentado por MOUGENOT (1988, p. 134, fig. IV-11, p. 151, fig. VII-4, p. 233), segundo o qual ocorre subducção incipiente de litosfera oceânica, pertencente à

placa africana, para NW, sob os bancos submarinos de Goringe (entre 12° e 11° long. W) e Guadalquivir (localizado cerca de 200 km a SE, no Golfo de Cádiz, entre 9° e 7° long. W), situados na placa eurasiática, encontrando-se estas áreas de subducção ligadas por uma falha transformante orientada NW-SE. Este esquema é semelhante a um outro apresentado em SRIVASTAVA *et al.* (1990, fig. 13, p. 249), que se fundamenta numa disposição da zona de fractura Açores-Gibraltar segundo KLITGORD & SCHOUTEN (1986, in SRIVASTAVA *et al.*, 1990), embora o modelo de SRIVASTAVA *et al.* (*op. cit.*) considere subcavalgamento da placa eurasiática sob a placa africana, ou seja, uma vergência da subducção incipiente para sul.

#### XI.2.1.4. Região do Arco de Gibraltar

Na área de Gibraltar a fronteira entre a Eurásia e a África, mal definida, cruza as margens continentais ibérica e africana, passando as placas a interagir por colisão continental na zona bético-rifenha, incluindo o Mar de Alboran e a cordilheira do Atlas. Esta região esteve sujeita a uma evolução tectónica muito complexa desde o Mesozóico, com um período de actividade particularmente intensa no Miocénico, traduzindo-se numa grande complexidade estrutural. Assim, a colisão continental processa-se essencialmente por deformação entre numerosos blocos litosféricos delimitados por falhas que atravessam toda a litosfera continental, pertencentes a três sistemas principais de fracturas (E-W a ENE-WSW, NW-SE e NE-SW), desenhando um mosaico de «microplacas» cuja interacção complexa origina uma sismicidade difusa, com hipocentros predominantemente superficiais mas com a ocorrência de uma importante sismicidade de profundidade intermédia (30-150 km) (SANZ DE GALDEANO, 1988; SANZ DE GALDEANO & LÓPEZ CASADO, 1988, BUFORN, UDÍAS & MEZCUA, 1988; BUFORN & UDÍAS, 1991).

Os estudos de neotectónica realizados na periferia do Mar de Alboran, no domínio tectónico geralmente designado por Arco de Gibraltar, abrangendo o Sul da Península Ibérica e o Norte de África, evidenciam que esta vasta região, onde se processa a colisão continental entre as placas africana e eurasiática, está sujeita a um regime tectónico predominantemente compressivo pelo menos desde o Quaternário inferior, com a tensão compressiva máxima horizontal orientada NNW-SSE (BOUSQUET,

1977; GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBALTAR, 1977; BOUSQUET & PHILIP, 1981; PHILIP, 1987). Os dados de sismotectónica, nomeadamente os mecanismos focais de diversos sismos ocorridos na zona, embora reflectindo a complexidade actual da interacção entre os vários blocos litosféricos na área sujeita a colisão continental, são na generalidade compatíveis com aquela orientação da tensão compressiva máxima horizontal (BUFORN, UDÍAS & MEZCUA, 1988; BUFORN & UDÍAS, 1991).

## XI.2.2. Enquadramento do território continental português no contexto tectónico regional. Modelo geodinâmico proposto

### XI.2.2.1. Introdução

As deformações neotectónicas no território continental português, e a actividade sísmica constituindo um seu reflexo actual, são consequência dos processos geodinâmicos que afectaram regionalmente as placas eurasiática e africana no decurso dos últimos 2 Ma, até à actualidade.

Um dos principais motores da evolução geodinâmica regional consiste na convergência entre a Eurásia e a África segundo uma direcção NNW-SSE a NW-SE, que ocorre no segmento oriental da fronteira de placas Açores-Gibraltar. Esta convergência é absorvida provavelmente por subducção incipiente no sector do banco de Goringe, em domínio oceânico, e no Golfo de Cádiz, já em transição para domínio continental, enquanto mais a leste, na região do Arco de Gibraltar, se processa colisão continental, estabelecida desde o Pliocénico.

Assim, no interior do território português, em domínio francamente continental, o campo da tensão no período neotectónico resulta directamente da colisão da placa litosférica eurasiática com a placa africana, tendendo  $\sigma_1$  a ser paralelo ao vector de convergência das duas placas. Os indícios que se observaram no Nordeste Transmontano de uma rotação da trajectória da compressão máxima horizontal de uma direcção NNW-SSE, no Pliocénico superior-Quaternário inferior, para uma orientação posterior NW-SE (ver cap. XI.1.5.2.), poderão explicar-se por uma mudança na direcção de convergência entre as placas (até à data não identificada), ou pela possível interferência de outros processos geodinâmicos que discutiremos adiante.

A rotação da trajectória da tensão compressiva máxima horizontal de uma orientação NNW-SSE a NW-SE no interior do território para WNW-ESE próximo do litoral ocidental, que se infere (embora de modo mal constrangido) a partir da atitude das principais falhas activas com movimentação dominante inversa (ver cap. XI.1.5.2.), pode explicar-se por uma maior velocidade de convergência das placas eurasiática e africana em domínio oceânico, devido a subducção incipiente de litosfera oceânica sob os bancos submarinos de Goringe e Guadalquivir, do que em domínio continental, a leste, onde o processo de colisão bloqueia a aproximação interplacas. Em consequência, a fronteira entre litosfera oceânica e litosfera continental (adelgadaça pela abertura do oceano Atlântico) ao longo do litoral ocidental ibérico tende a funcionar como uma vasta zona de cisalhamento esquerdo orientada aproximadamente N-S, concentrando a tensão e desviando as suas trajectórias.

É também de esperar que, no interior da placa eurasiática, ao afastarmos-nos da crista médio-atlântica e ao aproximarmos-nos do sector do litoral oeste-ibérico situado longe da área de influência da fronteira de placas Açores-Gibraltar (litoral setentrional português e da Galiza)  $\sigma_1$  se disponha na horizontal e perpendicularmente às isócronas da crosta oceânica, ou seja, aproximadamente WNW-ESE (SYKES & SBAR, 1974; NEWMARK, ZOBACK & ANDERSON, 1984). Para leste, já no interior da Península Ibérica, a influência da colisão continental torna-se dominante e  $\sigma_1$  tende a orientar-se NW-SE a NNW-SSE, reforçando assim o efeito de desvio das trajectórias da tensão referido acima.

### XI.2.2.2. Características neotectónicas e sismotectónicas particulares em Portugal continental

A actividade neotectónica e a sismicidade que afectam o território continental português e a área atlântica adjacente apresentam, contudo, algumas características particulares dificilmente interpretáveis no contexto geodinâmico exposto acima, que passamos a descrever.

#### XI.2.2.2.1. Assimetria dos movimentos verticais

No território continental português observa-se uma assimetria acentuada na intensidade dos movimentos

neotectónicos verticais da crosta que afectaram as regiões interiores, com taxas de levantamento mais elevadas a Norte do que a Sul (ver. cap. VIII e fig. 11), numa disposição contrária à que seria de esperar atendendo a que a região meridional está mais próxima da fronteira de placas Açores-Gibraltar.

Esta situação poderá explicar-se, embora de forma pouco satisfatória, por um «relaxamento» da deformação litosférica no sector Sudoeste da Península Ibérica, a qual é acomodada nas áreas de subducção incipiente do Goringe e Golfo de Cádiz, que produzem, assim, uma «zona de sombra» relativamente aos efeitos da colisão continental que ocorre a sueste em resultado da convergência Eurásia-África.

#### XI.2.2.2.2. *Taxas de levantamento no litoral*

Na faixa litoral portuguesa, embora não se observe aquela assimetria N-S nos deslocamentos neotectónicos verticais que se identifica nas regiões interiores, inferiram-se velocidades médias de levantamento no Pliocénico superior e Quaternário que atingem valores máximos compreendidos entre cerca de 0,1 e 0,2 mm/ano, correspondendo a taxas de elevação anormalmente elevadas relativamente às que geralmente se observam em margens continentais passivas, como as estimadas para o litoral atlântico do continente Norte-Americano, que são uma ordem de grandeza inferior (ver cap. VIII.6.).

As deformações verticais que ocorrem na área litoral em margens continentais passivas resultam da conjugação de diversos factores, referenciados por GARDNER (1989) na sua síntese sobre a neotectónica da margem atlântica Norte-Americana, de que destacamos alguns, aplicáveis à situação portuguesa:

- a — levantamento resultante de empolamento periférico associado a flexuração da litosfera por acumulação de sedimentos na margem continental;
- b — levantamento por compensação isostática, quer devido a um balançamento regional resultante de afundamento da plataforma continental em resposta ao peso de uma coluna de água acrescida por deglaciação (hidro-isostasia), quer por recuperação isostática em resposta à denudação do continente por erosão;
- c — levantamento resultante de deformação produzida por tensões compressivas geradas pela interacção

das placas litosféricas, nomeadamente tensões remotas associadas a forças do tipo *ridge-push* resultantes do processo de expansão do Atlântico.

Julgamos que as taxas de levantamento estimadas no litoral português, anormalmente elevadas para uma margem continental passiva, resultam essencialmente do terceiro factor referido acima, ou seja, reflectem uma acumulação anómala de tensões associadas a algum processo geodinâmico particular em curso ao longo da margem continental.

#### XI.2.2.2.3. *Distribuição da sismicidade*

Como referimos no Capítulo X (secção X.3.), a distribuição de epicentros na Península Ibérica (fig. 47) evidencia uma banda de concentração de actividade sísmica ao longo da fachada ocidental da Península, mais intensa para sul da Galiza, no território português. Aqui observa-se uma concentração nítida de epicentros na faixa litoral ocidental a norte do litoral de Sines, que se encontram na generalidade um pouco «deslocados» para o interior da linha de costa a norte do paralelo de Lisboa.

Esta importante sismicidade que ocorre ao longo do litoral oeste-ibérico, particularmente junto à costa portuguesa, ligeiramente desviada para o interior mas que se estende também para oeste, em domínio oceânico, embora com muito menor frequência (tendendo a concentrar-se numa faixa que liga o Esporão da Estremadura ao monte submarino de Tore, e no monte submarino da Galiza), é incaracterística de uma margem continental passiva, como se pode verificar comparando-a, por exemplo, com a escassa actividade sísmica registada ao longo do litoral atlântico marroquino para sul da região do Arco de Gibraltar (MEZCUA & MARTÍNEZ-SOLARES, 1983). Ela reflecte a ocorrência de concentração de tensões na área de transição entre as litosferas oceânica e continental ao longo da margem atlântica oeste-ibérica, dificilmente explicável apenas pela interacção Eurásia-África na zona de fronteira de placas a sul.

Neste contexto é interessante referir algumas considerações de SCHOLZ (1990, pp. 298-302) sobre a sismicidade oceânica intraplaca. Segundo este autor, a redução, assinalada por WIENS & STEIN (1983), do número de sismos oceânicos intraplaca à medida que aumenta a idade da litosfera oceânica deve-se ao facto de

ela se tornar mais «forte» do que as «forças motoras» (*driving forces*) associadas à expansão oceânica, exceptuando-se algumas áreas onde a litosfera é anormalmente fraca, ou onde ocorre concentração de tensão, como em zonas onde podem estar a formar-se novas fronteiras de placas.

Além de se identificar uma banda de concentração de sismicidade na fachada ocidental do território português, registaram-se nesta zona e na área atlântica adjacente alguns sismos relativamente profundos (ver cap. X.3.4.), implicando rotura sísmica no manto superior, a profundidades litosféricas anormalmente elevadas, muito superiores ao valor máximo de cerca de 20 km típico de eventos localizados junto a margens continentais passivas (CHEN & MOLNAR, 1983). A ocorrência desta sismicidade subcrustal, atingindo mesmo profundidades intermédias ( $h > 70$  km), poderia eventualmente explicar-se pela sua localização numa zona de convergência de placas e, particularmente, junto a uma área de convergência intercontinental, onde tipicamente ocorre actividade sísmica no manto superior (MEISSNER & STREHLAU, 1982; CHEN & MOLNAR, 1983).

Contudo, segundo aquela interpretação, em que a sismicidade anormalmente profunda registada reflecte uma situação típica de convergência de placas — entre a Eurásia e a África no sector oriental da fronteira Açores-Gibraltar — os eventos subcrustais deveriam distribuir-se com uma orientação aproximadamente perpendicular à direcção de convergência (ou seja, aproximadamente paralela à zona de fronteira de placas), e não segundo numa faixa sensivelmente paralela à margem continental oeste-ibérica, como se observa.

Assim, contrariamente ao que sucede com a sismicidade subcrustal (atingindo profundidades de 90 a 130 km) registada a sul do território português, na região do Golfo de Cádiz (ver cap. X.2.), facilmente associável à convergência entre as placas africana e eurasiática, com a ocorrência provável de subducção incipiente de litosfera oceânica para NW, a distribuição submeridiana dos eventos subcrustais na fachada ocidental ibérica sugere que estes estejam relacionados com algum processo geodinâmico afectando a margem continental oeste-ibérica e não directamente com a interacção Eurásia-África que ocorre a sul.

#### XI.2.2.2.4. O monte submarino de Tore: evidências de deformação da litosfera oceânica

O monte submarino de Tore, situado no Atlântico a ocidente do Esporão da Estremadura, no extremo seten-

trional da crista Tore-Madeira (centrado a cerca de 39,3° lat. N, 13,1° long. W), apresenta uma morfologia muito particular, consistindo num conjunto de elevações dispostas em anel, que se erguem do fundo oceânico até uma profundidade mínima próxima de 2000 m, rodeando uma depressão central muito profunda, que ultrapassa a curva batimétrica dos 5000 m. Mostra-se alongado na direcção NE-SW, com uma forma aproximadamente elíptica, apresentando um eixo maior de cerca de 120 km e um eixo menor de cerca de 80 km, o que corresponde a uma relação axial de aproximadamente 1,5.

Este relevo submarino, localizado em crosta oceânica antiga sensivelmente contemporânea da anomalia magnética J (119 Ma), situada imediatamente a oeste (PINHEIRO, WHITMARSH & MILES, 1992), poderá corresponder a uma cratera produzida pelo impacto de um asteroide (ALVAREZ *et al.*, 1982) ocorrido posteriormente à anomalia J, que se mostra perturbada na área (RIBEIRO, 1989), possivelmente na transição do Cretácico para o Terciário, há 65 Ma, sendo responsável pelo fenómeno de extinção generalizada que então se desencadeou à escala global (ALVAREZ *et al.* 1982). Os dados existentes sobre este tipo de crateras indicam que a sua forma seria provavelmente circular de origem, de modo que, a admitir-se a hipótese de impacto meteorítico, o facto de se apresentar actualmente elíptica implica, segundo RIBEIRO (1989), uma acumulação significativa de deformação homogénea na litosfera oceânica neste sector do Atlântico desde a ocorrência do impacto.

RIBEIRO (1989) considera que aquela importante deformação possivelmente registada no monte submarino de Tore poderá dever-se a um efeito de *strain-hardening* desenvolvido na antiga litosfera oceânica com o aumento progressivo da sua idade, conduzindo à acumulação de tensões compressivas elevadas nesta área vizinha do contacto com a crosta continental ibérica adelgada, situada imediatamente a leste.

#### XI.2.2.2.5. Trajectórias da tensão na fachada atlântica ocidental

ZOBACK *et al.* (1989), no seu recente estudo sobre a distribuição da tensão tectónica à escala global, salientam que (*op. cit.*, p. 297) a sua orientação pode ser fortemente influenciada por diversos factores regio-

nais (ou locais), como a estrutura crustal ou contrastes de resistência (*strength*) ou de comportamento reológico dos materiais. Apresentam como exemplo a rotação da tensão que ocorre ao longo de margens continentais, nomeadamente na margem Leste do continente Norte-Americano, onde verificam que a tensão máxima horizontal se encontra frequentemente rodada para uma orientação aproximadamente paralela à direcção local do talude continental. Segundo aqueles autores (*op. cit.*, p. 295) esta rotação poderá resultar da sobreposição de tensões desencadeadas por flexuração litosférica, em resposta à acumulação de sedimentos na plataforma continental, às tensões tectónicas associadas aos mecanismos de interacção de placas.

Contudo, como expusémos na primeira parte deste capítulo (secção XI.1.) e se pode observar na figura 56, os indicadores da tensão existentes na faixa litoral ocidental do território português e área atlântica adjacente não evidenciam aquele desvio da tensão máxima horizontal no sentido de se tornar paralela ao talude continental, indicando, pelo contrário, a manutenção de uma atitude de  $\sigma_1$  NW-SE a WNW-ESE, fortemente oblíqua à margem continental oeste-ibérica. Este facto sugere a ocorrência de uma importante concentração de tensões compressivas horizontais na fachada ocidental ibérica, acentuadamente oblíquas ao contacto oceano-continente, indicando, uma vez mais, o comportamento particular desta margem «passiva».

#### XI.2.2.2.6. Particularidades referentes aos sismos históricos de 60-63 a.C. e 1755

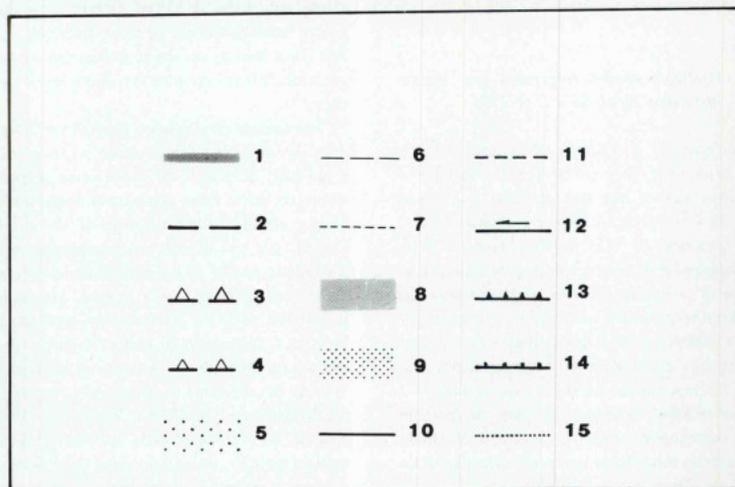
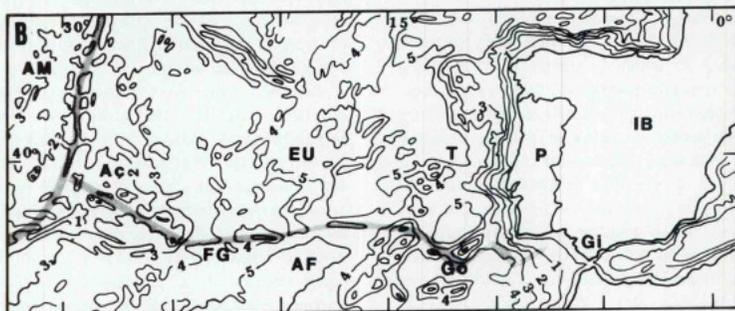
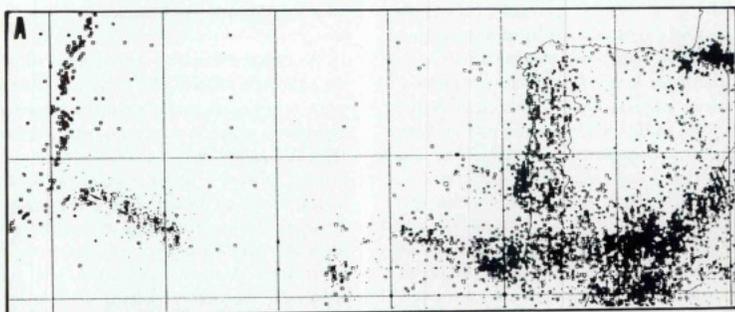
Como salientámos no Capítulo X (secção X.2.), a ocorrência de um forte sismo em 60-63 a.C., seguido de um importante *tsunami* que terá afectado a costa de Portugal e da Galiza, bem como a magnitude muito elevada do terramoto de 1755, as características deste abalo registadas nos documentos históricos, e a disposição acentuadamente excêntrica das suas curvas isossistas ao longo do litoral meridional e ocidental português, sugerindo rotura múltipla numa falha na região do Goringe e noutra orientada em direcção a Lisboa, apontam para a presença de importantes estruturas sismogénicas e geradoras de *tsunamis* dispostas ao longo da margem continental oeste-ibérica, cuja ocorrência é difícil de explicar apenas no contexto da interacção Eurásia-África na fronteira de placas Açores-Gibraltar.

#### XI.2.2.3. Modelo geodinâmico proposto

As características das deformações neotectónicas e da actividade sísmica em Portugal continental, bem como o regime da tensão e o enquadramento tectónico regional do território português, particularmente no que respeita a alguns dos seus aspectos expostos na secção anterior, aliados à presença de crosta oceânica muito antiga, densa, no contacto com o continente a oeste da Península Ibérica, favorecem um modelo geodinâmico segundo o qual a margem continental oeste-ibérica está em transição de passiva para activa, com uma zona de subducção incipiente nucleada a Sul, na área de subducção intraoceânica do banco de Goringe, e que se encontra em processo de propagação para norte ao longo da margem continental (RIBEIRO & CABRAL, 1986, 1987; CABRAL & RIBEIRO, 1989c) (fig. 57).

Estudos recentes de geologia marinha (BOILLOT *et al.*, 1986; BOILLOT, 1987; MOUGENOT, 1988; WHITMARSH, MILES & MAUFFRET, 1990; MURILLAS *et al.*, 1990; PINHEIRO, WHITMARSH & MILES, 1992; entre outros) indicam que a zona de transição entre a crosta oceânica e a crosta continental na margem oeste-ibérica, caracterizada por um adelgaçamento muito pronunciado da crosta e pela presença provável (confirmada no seu sector setentrional) de peridotitos do manto superior serpentinizados, se situa no Atlântico consideravelmente afastada da linha de costa, embora essa distância se reduza acentuadamente de norte para sul, de cerca de 320 km à latitude do monte submarino da Galiza para cerca de 120 km na transversal do banco de Goringe (fig. 57).

No modelo geodinâmico proposto admitimos que a zona de subducção em iniciação ao longo da margem continental ocidental vai desenvolver-se preferencialmente no limite entre crosta continental adelgada, a oeste, e crosta continental normal do Maciço Hespérico, a leste, por reacção em compressão (produzindo inversão tectónica) de um sistema de falhas extensionais lísticas mergulhando para oriente, associadas a uma importante zona de cisalhamento profunda, à escala litosférica, inclinando no mesmo sentido, desenvolvida quando da abertura do Atlântico e correspondendo à falha de descolamento basal segundo o modelo de *rifting* continental desenvolvido por WERNICKE (1981, 1985). Note-se que, embora ainda não esteja demonstrado, existem indícios apontando para uma estruturação da margem continental oeste-ibérica compatível com o



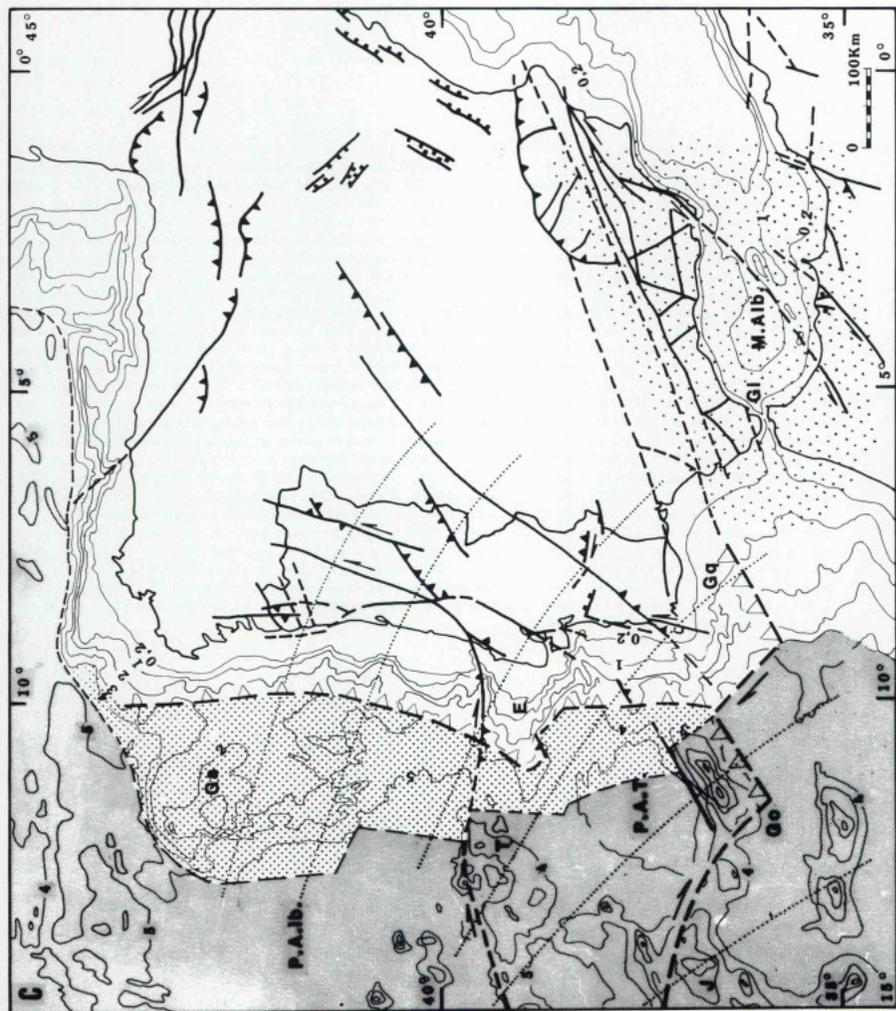


Fig. 57 — Enquadramento neotectónico do território continental português, integrando o modelo geodinâmico proposto (parcialmente adaptado de CABRAL & RIBEIRO, 1989b,c). **Mapa A** — mapa de distribuição de epicentros de sismos históricos e instrumentais (todas as magnitudes representadas; dimensão do símbolo proporcional à magnitude), elaborado por L. MATIAS (comunicação pessoal) a partir de dados segundo SOUSA, MARTINS & OLIVEIRA (1992, catálogo LNEC, período de 33 d.C. a 28-6-91), para a região a leste de 14° long. W, e segundo um catálogo NEIC (*National Earthquake Information Center/United States Geological Survey, Global Hypocenter Data Base (version 1.0)*) CD-ROM, período de 1901 a 8-90), para a região a ocidente daquela longitude. **Mapa B** — disposição considerada da fronteira de placas Açores-Gibraltar e posicionamento relativo do território continental português; batimetria simplificada de ÚDIAS *et al.* (1986), estando representadas curvas batimétricas a 200 e 1000 m, e com equidistância de 1000 m para profundidades superiores (profundidade assinalada em milhares de metros). **Mapa C** — enquadramento neotectónico de Portugal continental, estando representadas algumas das principais falhas activas no território português, bem como na restante Península Ibérica e Norte de África (com base em IGME, 1980; PHILIP, 1982; SANZ DE GALDEANO, 1988; CAPOTE & VICENTE, 1989), além das trajectórias actuais, inferidas, da tensão compressiva máxima horizontal; batimetria retirada de PINHEIRO, WHITMARSH & MILES, (1992) (simplificada de LALLEMAND *et al.*, 1985) e ÚDIAS *et al.* (1986), com a profundidade assinalada em milhares de metros; estruturas tectónicas submarinas parcialmente baseadas em MOUGENOT (1988). 1, limite entre as placas litosféricas americana (AM), eurasiática (EU) e africana (AF) na região atlântica a ocidente da Península Ibérica (IB), incluindo a fronteira de placas Açores-Gibraltar (EU-AF); 2, fronteira de placas (localização aproximada); 3, subducção a sul dos bancos submarinos de Goringe e Guadalquivir; 4, zona de subducção incipiente proposta na margem continental oeste-ibérica; 5, limite de placas difuso (colisão continental); 6, fronteira entre crosta oceânica e crosta continental (localização aproximada), segundo MURILLAS *et al.* (1990) (para latitudes compreendidas entre cerca de 43,5°N e 41°N), WHITMARSH, MILES & MAUFFRET (1990) (para latitudes compreendidas entre cerca de 41°N e 39,5°N) e PINHEIRO, WHITMARSH & MILES (1992) (para latitudes compreendidas entre 39°N e 37°N); 7, *idem*, localização estimada; 8, crosta oceânica (atlântica); 9, crosta continental adelgada; 10, falha activa; 11, *idem*, traçado provável; 12, falha activa com componente de movimentação de deslizamento importante; 13, falha activa com componente de movimentação vertical inversa; 14, falha activa com componente de movimentação vertical normal; 15, trajectória estimada da tensão compressiva máxima horizontal actual (correspondendo na generalidade a  $\sigma_1$ ); Aç, arquipélago dos Açores; AF, placa africana; AM, placa americana; E, Esporão da Estremadura; EU, placa eurasiática; FG, falha de Gloria; Ga, banco submarino da Galiza; Gi, Gibraltar; Go, banco submarino de Goringe; Gq, banco submarino de Guadalquivir; IB, Península Ibérica; J, monte submarino de Josefina; M.Alb., Mar de Alboran; P, Portugal continental; P.A.Ib., planície abissal ibérica; P.A.T. planície abissal do Tejo; T, monte submarino de Tore.

esquema de WERNICKE (*op. cit.*), com uma falha de descolamento basal inclinando para leste (BOILLOT *et al.*, 1986; BOILLOT, 1987; MOUGENOT, 1988; WILSON *et al.*, 1989), tal como a considerámos. Assim, segundo este modelo, a crosta continental adelgada, acoplada à crosta oceânica a oeste, é gradualmente subductada para leste sob crosta continental normal, estando o processo mais avançado a Sul do que a Norte devido à sua propagação de sul para norte.

Abaixo da latitude de 41°N, o traço superficial da zona de subducção incipiente considerada localiza-se provavelmente no sector inferior da rampa continental (próximo da curva batimétrica dos 4000 m?), enquanto que ao largo do litoral minhoto e galego se situa a leste dos montes submarinos de Vigo e da Galiza, onde atinge uma profundidade de 2500 a 3000 m, de modo que a distância entre a fronteira oceano-contidente e o traço inferido da zona de subducção varia de norte para sul, sendo de cerca de 200 km à latitude de monte submarino da Galiza e apenas de 50 km na transversal do banco de Goringe. Esta variação de distâncias, embora possa reflectir uma disposição original do contacto oceano-contidente na margem continental, contemporânea da abertura do Atlântico (cuja propagação ocorreu de sul para norte), poderá também resultar do consumo de parte da crosta continental adelgada no sector meridional da zona de subducção, onde esta se encontrará mais evoluída.

A hipótese interpretativa que admite uma disposição original da margem continental, contemporânea da abertura de Atlântico, para explicar a variação da distância entre a zona de transição oceano-contidente e o traço inferido da zona de subducção oeste-ibérica (situada na passagem de crosta continental adelgada para crosta continental normal) a Norte e a Sul, é pouco consistente com a situação presente. Com efeito, uma maior distância primitiva na área setentrional implicaria um maior estiramento crustal, conduzindo a um afundamento da crosta por equilíbrio isostático, enquanto que a Sul a menor distância do contacto oceano-contidente à crosta continental normal implicaria um menor estiramento, o que deveria conduzir a uma menor subsidência, contrariamente ao que se observa, encontrando-se profundidades muito inferiores na margem continental ao largo do litoral minhoto e galego, onde se situam os montes submarinos do Porto, Vasco da Gama, Vigo e Galiza, do que ao largo do litoral alentejano, onde se localiza a planície abissal do Tejo.

Note-se, contudo, que a margem continental oeste-ibérica esteve sujeita a importantes deformações «alpinas» ao longo do Cenozóico (MOUGENOT, 1988), que a deformaram consideravelmente nalgumas áreas modificando a sua estrutura e perturbando os equilíbrios isostáticos primitivos (por exemplo, segundo BOILLOT *et al.*, 1979, *in* MOUGENOT, 1988, p. 227, o banco submarino da Galiza ter-se-á elevado 3000 m no Paleogénico, durante o episódio de subducção que ocorreu na margem setentrional da Península Ibérica), pelo que a argumentação anterior carece de ser aferida por outros dados, nomeadamente de gravimetria.

A zona de subducção proposta, em fase de propagação para norte ao longo da margem continental oeste-ibérica, será de tipo predominantemente compressivo, pendendo para o modelo andino (SCHOLZ, 1990, p. 294 e fig. 6.11, p. 296), pouco inclinada para leste, sendo responsável pela concentração de tensão na crosta continental localizada acima, que se traduz na importante sismicidade que se observa ao longo do litoral, ligeiramente deslocada para o interior (definindo uma «frente de sismicidade», segundo o modelo apresentado por BYRNE, DAVIES & SYKES, 1988). Os eventos mais profundos registados reflectirão roturas sísmicas associadas a deformação na placa subductada, enquanto os grandes sismos assinalados nos registos históricos, como os terremotos de 60-63 a.C. e 1755 corresponderão a rotura na interface das placas em neoformação. A ausência de eventos com mecanismos focais em falha normal, tipicamente associados à flexuração da placa subductada (BYRNE, DAVIES & SYKES, 1988), poderá dever-se a uma curvatura reduzida desta placa e às fortes tensões compressivas tangenciais resultantes do mecanismo de nucleação da zona de subducção, enquanto que a ausência de vulcanismo calco-alcalino resultará do estado incipiente em que a subducção ainda se encontra.

A zona de subducção em desenvolvimento explica também a assimetria N-S observada nos movimentos neotectónicos verticais afectando as regiões interiores: a nucleação da zona de subducção a Sul permitiu uma «acomodação» da deformação litosférica no sector meridional do território, enquanto que a fase muito inicial em que ela se encontra a Norte, com os limites das duas placas litosféricas em neoformação ainda fortemente acoplados, não permitiu esse «relaxamento», conduzindo a uma elevação reduzida do litoral minhoto (ou mesmo a subsidência na costa galega) e a levantamentos acentuados nas regiões interiores.

Num estudo recente sobre a iniciação de subducção, MUELLER & PHILLIPS (1991) concluem que as margens continentais passivas, de tipo «Atlântico», não correspondem, de um modo geral, a áreas favoráveis à nucleação de zonas de subducção, pois, segundo aqueles autores, este processo implica uma concentração de tensões compressivas tangenciais largamente superiores àquelas que normalmente se desenvolvem nesse ambiente, resultantes de forças associadas aos processos de *ridge push* e *shear drag* na base da litosfera, além de outras possivelmente induzidas pelo desnível entre as massas continentais e o fundo oceânico.

A margem continental oeste-ibérica localiza-se, contudo, num ambiente tectónico muito particular no contexto das margens passivas atlânticas, situando-se próximo da fronteira de placas Açores-Gibraltar. Com efeito, a transição que se observa na interacção entre a Eurásia e a África ao longo dessa fronteira de placas a sul da Península Ibérica, de convergência intra-oceânica, a oeste, com subducção incipiente (?) na área dos bancos submarinos de Goringe e Guadalquivir, para colisão continental a leste, na região do Arco de Gibraltar, conduz a uma aproximação diferencial entre as placas e induz eventualmente a «expulsão» da Península Ibérica para ocidente (admitida por alguns autores, como TAPONNIER, 1977, e FONSECA & LONG, 1989, 1991), gerando-se assim uma concentração anormalmente elevada de tensões compressivas horizontais naquela margem capazes de desencadear o processo de iniciação de uma zona de subducção. Note-se no entanto que, segundo o estudo de MUELLER & PHILLIPS (1991, p. 660), a zona de subducção incipiente que se terá iniciado ao longo da margem continental oeste-ibérica dificilmente atingirá um estado de maturidade, atendendo à reduzida velocidade de convergência inter-placas na região.

#### XI.2.2.4. Implicações do modelo geodinâmico proposto: conclusão

Importa fazer algumas considerações finais sobre o modelo geodinâmico proposto, de nucleação e desenvolvimento de uma fronteira de placas convergente ao longo da margem continental oeste-ibérica, e as suas implicações.

Este modelo, sugerido por A. RIBEIRO e apresentado pela primeira vez em 1986 (RIBEIRO & CABRAL, 1986), surgiu um pouco «pela negativa», isto é, pela dificuldade em utilizar os enquadramentos «tradicionais» da Península Ibérica no contexto da tectónica de placas para

explicar diversos fenómenos de índole neotectónica e sismotectónica no território português e áreas adjacentes. De facto, ao ser proposto em 1986, o modelo de nucleação de uma zona de subducção oeste-ibérica encontrava-se relativamente mal fundamentado, apoiado em evidências algo dispersas e indirectas.

Os estudos de neotectónica e sismotectónica entretanto realizados têm conduzido a resultados de um modo geral compatíveis com esse modelo, embora a sua confirmação dependa com o problema de não se conhecer presentemente, à escala do Globo, qualquer situação de conversão de uma margem continental passiva numa margem activa convergente, que permita estabelecer um termo de comparação.

Salienta-se, contudo, que existem ainda algumas lacunas importantes para a confirmação do modelo proposto, como:

- o não reconhecimento, no estado actual dos conhecimentos, de uma zona de Benioff, ou, simplesmente, de uma tendência de aprofundamento dos focos sísmicos segundo uma transversal W-E;

- a escassez de evidências, ainda muito controversas, de levantamento rápido, recente, na faixa litoral ocidental (note-se que as taxas de levantamento anormalmente elevadas inferidas para a região litoral portuguesa correspondem a taxas médias relativas a um intervalo de tempo longo  $\approx 2,5$  Ma);

- a ausência de qualquer desvio significativo da trajectória da tensão compressiva máxima horizontal, obtida a partir de mecanismos focais de diversos sismos, na fachada oeste-ibérica, dispondo-se antes subparalelamente ao vector de deslocamento relativo das placas africana e eurasiática segundo os modelos clássicos.

Assim, o modelo apresentado deve ser ainda encarado essencialmente como uma base de trabalho orientadora da investigação neotectónica e geofísica. Contudo, a confirmar-se, ele tem implicações muito importantes, pois considera a margem continental oeste-ibérica como uma das fontes principais de actividade sismotectónica na Península Ibérica, embora de actividade inferior à fronteira de placas Açores-Gibraltar. Implica, também, que a margem continental esteja num estado de «tectónica de transição», com tendência para um aumento da actividade tectónica com o tempo, favorecendo a possibilidade de rotura em falhas activas neoformadas (por reactivação de estruturas previamente inactivas ou por nucleação de novas estruturas) na plataforma continental e eventualmente ao longo da fachada litoral oeste-ibérica, com as inerentes consequências nos estudos de previsão sísmica e de rotura superficial em falhas activas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABAD, F.J. García & MARTÍN-SERRANO, A. (1980) — Precisiones sobre la genesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Est. Geol.*, 36, pp. 39-401.
- AGÊNCIA INTERNACIONAL DE ENERGIA ATÓMICA (1979) — Earthquake and Associated Topics in Relation to Nuclear Power Plant Siting. A Safety Guide, Safety Series, n. 50-SG-S1, IAEA Safety Guides, Viena, 69 pp.
- AGUIRRE, E. (1989) — El límite inferior del Pleistoceno. In: *Mapa del Cuaternario de España, Escala 1:1 000 000. Memoria*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 87-94.
- AGUIRRE, E., MOLINA, M. DÍAS & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976) — Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trabajos sobre Neógeno*, Cuater., 5, Secc. Paleont. Vert. Hum., ILM, CSIC, Madrid, pp. 7-29.
- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985) — The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8, pp. 116-120.
- ALCOPORADO, M.J. (1981) — Notas Sobre a Geomorfologia da Arrábida Oriental. *Relatório n. 12. Linha de Acção de Geografia Física. Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 89 pp., pol.
- ALLEN, C.R. (1975) — Geological criteria for evaluating seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 86, pp. 1041-1057.
- ALMEIDA, A. Campar (1991) — Os depósitos superiores da serra da Boa Viagem e o seu significado. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, Outubro 1991, p. 97, pol.
- ALMEIDA, F. Moitinho de (1955) — Pesquisas de água na margem esquerda do rio Tejo. Companhia das Águas de Lisboa, *Boletim dos Serviços Técnicos*, Ano de 1955, pp. 65-94.
- ALVAREZ, W., ALVAREZ, L.W., ASARO, F. & MICHEL, H.V. (1982) — Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction. *Geol. Soc. Am. Special Paper* 190, pp. 305-315.
- ALVES, C.O. (1971) — A Bacia de Marmelar. Aplicação de métodos sedimentológicos ao estudo da evolução do relevo. *Finisterra*, v. VI, pp. 218-245.
- ANDERSON, D.L. (1989) — Theory of the Earth. *Blackwell Scientific Publications*, 366 pp.
- ANDRADE, C.B. Freire de (1933) — A tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da costa da Caparica, e a sua relação com as nascentes termo-medicinais de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, v. 19, pp. 23-40.
- ANGELIER, J. (1984) — Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, v. 89, n. B7, pp. 5835-5848.
- (1989) — From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, vol. 11, n. 1/2, pp. 37-50.
- ANTUNES, M.T. (1979) — Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleógeno de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 5, pp. 145-174.
- (1986) — Acerca de um osso do Plioceno da Mealhada: presença de um «tigre dente de sabre», *homotherium latidens* (OWEN, 1846). *Ciências da Terra (UNL)*, n. 8, pp. 43-54.
- ANTUNES, M.T., BIZON, G., NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1981) — Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique régionale. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 6, pp. 153-168.
- ANTUNES, M.T., AZZAROLI, A., FAURE, M., GUÉRIN, C. & MEIN, P. (1986a) — Mammifères pleistocènes de Algoz, en Algarve: une révision. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 8, pp. 73-86.
- ANTUNES, M.T., MANUPPELLA, G., MEIN, P. & ZBYSZEWSKI, G. (1986b) — Goldra: premier gisement karstique en Algarve, faune et industries. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 8, pp. 31-42.
- ANTUNES, M.T., MEIN, P., NASCIMENTO, A. & PAIS, J. (1986c) — Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 8, pp. 9-22.
- ANTUNES, M.T., MEIN, P. & PAIS, J. (1986) — Depósitos messiânicos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo *rodentia* e *lagomorpha*) e idades K-Ar. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 8, pp. 55-64.
- ANTUNES, M.T., CALVO, J.P., HOYOS, M., MORALES, J., ORDOÑEZ, S., PAIS, J. & SESE, C. (1987) — Ensayo de correlacion entre el Neogeno de las areas de Madrid y Lisboa (Cuencas alta y baja del río Tajo). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 73, fasc. 1/2, pp. 85-102.
- ANTUNES, M.T., CARDOSO, J.L. & FAURE, M. (1988) — Présence de *hippopotamus incognitus* au Portugal et remarques sur les sites quaternaires de Mealhada. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 74, pp. 165-172.
- ANTUNES, M.T., CABRAL, J.M.P., CARDOSO, J.L., PAIS, J. & SOARES, A.M. (1989) — Paleólito médio e superior em Portugal: dados <sup>14</sup>C, estado actual dos conhecimentos, síntese e discussão. *Ciências da Terra (UNL)*, n. 10, pp. 127-138.
- ANTUNES, M.T. & PAIS, J. (1992) — The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, número especial II, pp. 13-24.
- ARAÚJO, A. & BRUM, A. (1986) — Cartografia estrutural e neotectónica de um sector do rio Guadiana a norte de Moura. *II Seminário Nacional da Associação Nacional de Fotogrametria e Detecção Remota*. Actas, Lisboa, Pol.
- ARGUS, D.F., GORDON, R.G., DEMETS, C. & STEIN, S. (1989) — Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Grola fault. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, n. B5, pp. 5585-5602.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph. (1975) — Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- AZEVEDO, T.M. (1979) — A formação vermelha de Marco Furado (Península de Setúbal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXI, (II-III), pp. 153-162.
- (1982) — O Sinclinal de Albufeira. Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica. Dissertação de doutoramento, Centro de Geologia, Fac. de Ciências de Lisboa, 302 pp., pol.
- (1989) — Rañas e cones aluviais. Estudo comparativo. Comunicação apresentada à *II Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Fac. Ciências Geológicas, Univ. Complutense.
- AZEVEDO, T.M., CARDOSO, J.L., AMORIM, A.B. & FIGUEIRAS, J. (1979a) — Nota sobre paleocorrentes na Formação Vermelha de Marco Furado (Península de Setúbal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXI, pp. 197-201.
- AZEVEDO, T.M., CARDOSO, J.L., PENALVA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1979b) — Contribuição para o conhecimento das indústrias líticas mais antigas do território português: as jazidas com «Pebble Culture» da Formação de Belverde — Península de Setúbal (Vilafranco médio). *Setúbal Arqueológica*, v. V, Museu de Arqueologia e Etnografia de Setúbal, Assembleia Distrital de Setúbal, pp. 31-42.
- AZEVEDO, T.M. & CARVALHO, A.M. Galopim de (1983-85) — Crostas silíceas «silcretas» na região de Rio Frio (Palmela). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 17-20.

- AZEVEDO, T.M. & FIGUEIRAS, J. (1983-85) — Nota preliminar sobre a análise geomorfológica da região compreendida entre St.ª Susana e Montemor-o-Novo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 187-192.
- AZEVEDO, T.M. & CARDOSO, J. (1985) — Livro-Guia da Excursão «Formações Plio-Quaternárias da Península de Setúbal» (6 de Setembro de 1985). T.M. Azevedo (Resp.). *I Reunido do Quaternário Ibérico*, GTPAQ, GEQUA, Lisboa, 58 pp.
- BAPTISTA, J.C. (1990) — Estudo Neotectónico de um Troço da Linha de Fractura Penacova-Régua-Verín (Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar). Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geociências, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro*, Vila Real, 107 pp., pol.
- (1991) — Estudo neotectónico de um troço da linha de fractura Penacova-Régua-Verín (Peso da Régua-Vila Pouca de Aguiar). *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, Outubro 1991, p. 34, pol.
- BAPTISTA, J.C. & FERNANDES M.P. (1985) — Estudo Neotectónico da Península de Setúbal. Relatório de estágio científico, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 112 pp., pol.
- BARBEDO, F. (1984) — Acheulense. *Arqueologia*, n. 10, extra-texto: fichas de introdução à Arqueologia.
- BARBOSA, B.P. (1983) — Argilas especiais de Barracão-Pombal. Prospeção, sondagens e cálculo de reservas. «*Estudos Notas e Trabalhos*» do S.F.M., v. XXV, fascs. 3-4, pp. 193-212.
- BARBOSA, B.P., SOARES, A.F., ROCHA, R.B., MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M.H. (1988) — Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 19-A (Cantanhede). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 46 pp.
- BARBOSA, B.P. & REIS, R.P.B. Pena dos (1989) — Litostratigrafia e modelo deposicional dos sedimentos aluviais do Neógeno superior da bacia do Tejo (Tomar-Lavre), Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 75, pp. 89-97.
- BARRIGA, F.J.A. & RIBEIRO, A. (1983) — Armazenamento terminal de resíduos radioactivos. *Geonovas*, v. 1, n. 5, pp. 33-34.
- BASSET, M.G. (1985) — Towards a «common language» in stratigraphy. *Episodes*, 8, pp. 87-92.
- BAUDEMONT, D., RUHLAND, M., GAUER, P. & JANOT, P. (1988) — L'ovalisation des trous de forages. Synthèse bibliographique. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, v. 43, n. 3, pp. 389-403.
- BEATY, C.B. (1989) — Great big boulders I have known. *Geology*, v. 17, pp. 349-352.
- BEAULIEU, J.L. & SUC, J.P. (1985) — Les pollens et l'histoire de la végétation. *Histoire et Archéologie*, n. 93, pp. 67-73.
- BENSAÛDE, A. (1910) — Le tremblement de terre de la vallée du Tage du 23 avril 1909. (Note préliminaire). *Bull. Soc. Port. Sc. Nat.*, Lisboa, t. III, pp. 89-129.
- BIRKELAND, P.W. (1974) — Pedology, Weathering and Geomorphological Research. *Oxford University Press*, New York, 285 pp.
- BIROT, P. (1945) — Sur la morphologie de Trás-os-Montes. *Bull. de l'Assoc. de Geog. Français*, n. 173-174, pp. 108-120.
- (1949) — Les Surfaces d'Erosion du Portugal Central et Septentrional. *Rapport Comm. Cart. Surf. Apl. U.G.I., XVI Congrès International de Géographie*, Lisbonne, 1949, 116 pp.
- BIROT, P. & FEIO, M. (1948) — Notes sur la morphologie du Portugal méridional. *Mélanges Géographiques offerts en hommage à M.D. Faucher*, Toulouse, pp. 103-127.
- BLANCO, J.A., CORROCHANO, A., MONTIGNY, R. & THUIZART, R. (1982) — Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 295, pp. 259-262.
- BLÉS, J.L., COLLEAU, A., FOURNIGUET, J., GODEFROY, P., LENÔTRE, N., SAURET, B.M., COMBES, P., DUBÉ, J.Y. & VASKOU, P. (1991) — Proposal for classification of fault activity in an intraplate collision setting: Definitions and examples. *Tectonophysics*, 194, pp. 279-293.
- BLOOM, A.L. (1980) — Late Quaternary sea level change on South Pacific coasts: a study in tectonic diversity. In: *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, N.-A. Morner (Ed.), J. Wiley, New York, pp. 505-516.
- BOILLOT, G. (1987) — Les fonds sous marins du troisième type. *La Recherche*, v. 18, n. 193, pp. 1294-1303.
- BOILLOT, G. & MOUGENOT, D. (Coord.) (1978) — Carta Geológica da Plataforma Continental — Portugal, escala 1:1 000 000, 1.ª edição. *Instituto Hidrográfico, Serviço de Fomento Mineiro e Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- BOILLOT, G., REÇO, M., WINTERER, E., MEYER, A.W., APPLÉGATE, J., BALTUCK, M., BERGEN, J.A., COMAS, M.C., DAVIES, T.A., DUNHAM, K., EVANS, C.A., GIRARDEAU, J., GOLDBERG, D.G., HAGGERTY, J., JANSA, L.F., JOHNSON, J.A., KASAHARA, J., LOREAU, J.P., SIERRA, E. Luna, MOULADE, M., OGG, J., SARTI, M., THUROW, J. & WILLIAMSON, M.A. (1986) — Amicissement de la croute continentale et déduction tectonique du manteau supérieur sous les marges stables: à la recherche d'un modèle — l'exemple de la marge occidentale de la Gaïce (Espagne). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, pp. 95-104.
- BOLT, A.B. (1988) — Earthquakes. *W.H. Freeman and Company*, San Francisco, 282 pp.
- BORGES, J.F. (1991) — Métodos Automáticos na Definição de Mecanismos Focais. Relatório de estágio profissionalizante da licenciatura em Ciências Geofísicas, *Dep. Física, Fac. Ciências de Lisboa*, Lisboa, 93 pp., pol.
- BORNAND, M. (1985) — Les paléossols. *Histoire et Archéologie*, n. 93, pp. 42-43.
- BOTT, M.H.P. (1959) — The mechanics of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, pp. 109-117.
- BOURCART, J. (1935) — Le Quaternaire du littoral de Rabat (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 201, pp. 839-841.
- BOUSQUET, J.C. (1977) — Contribution à l'étude de la tectonique récente en Méditerranée occidentale: les données de la neotectonique dans l'arc de Gibraltar et dans l'arc tyrrhénien. In: *Structural History of the Mediterranean Basins*, B. Biju-Duval et L. Montadert (Ed.), *Technip*, Paris, pp. 119-214.
- BOUSQUET, J.C. & PHILIP, H. (1981) — Les caractéristiques de la neotectonique de la Méditerranée occidentale. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*, F.C. Wezel (Ed.), *Tecnoprint*, Bologna, pp. 389-405.
- (1986) — Neotectonics of the Calabrian arc and Apennines (Italy): an example of Plio-Quaternary evolution from islands arcs to collisional stages. In: *The Origin of Arcs*, F.C. Wezel (Ed.), *Elsevier*, Amsterdam, pp. 305-326.
- BOWEN, D.Q. (1978) — Quaternary Geology. A Stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. *Pergamon Press*, Oxford, 221 pp.
- BRAGA, M.A.S. (1988) — Arenas e Depósitos Associados da Bacia de Drenagem do Rio Cávado (Portugal). Contribuição Para

- o Estudo da Arenização. Dissertação de doutoramento, *Univ. do Minho*, Braga, Pol.
- BRUM, A. (1983) — Dois Exemplos de Estudos de Neotectónica em Portugal Continental — Península de Setúbal e Trás-os-Montes Oriental. Relatório de estágio científico, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 188 pp., pol.
- (1990) — Neotectónica e Sismotectónica da Região Vidigueira-Moura. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 204 pp., pol.
- BRUM, A. & ARAÚJO, A. (1989) — A Falha do Alqueva: evidências de actividade neotectónica. *Comunicações, Encontro Sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa, 6 e 7 Nov. 1989, SPES, LNEC, pp. 431-440.
- BUFORN, E., MEZCUA, J. & UDIAS, A. (1988) — Mecanismo focal del terremoto del Cabo San Vicente, del 20 de Octubre de 1986. *Rev. de Geofísica*, 44, pp. 109-112.
- BUFORN, E., UDIAS, A. & COLOMBÁS, M.A. (1988) — Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, pp.89-118.
- BUFORN, E., UDIAS, A. & MEZCUA, J. (1988) — Seismicity and focal mechanisms in South Spain. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 78, n. 6, pp. 2008-2024.
- BUFORN, E. & UDIAS, A. (1991) — Focal mechanism of earthquakes in the Gulf of Cadiz, South Spain and Alboran Sea. In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, J. Mezcuca and A. Udías (Eds.), *Publication I.G.N., Série Monografía*, n. 8, Madrid, pp. 29-40.
- BYRNE, D.E., DAVIS, D.M. & SYKES, L.R. (1988) — Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, v. 7, n. 4, pp. 833-857.
- CABRAL, J. (1981) — Levantamento Geológico Pormenorizado (Escala 1:2 000) de uma Área a NE de Ferrel (Peniche). Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, Documento IR81014, Dossier «Licenciamento Ferrel», 97 pp., 12 folhas de 1 mapa na escala 1:2 000. Pol.
- (1985) — Estudos de Neotectónica em Trás-os-Montes Oriental. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 124 pp., 1 mapa na escala 1:25 000. Pol.
- (1986a) — Neotectonics and seismicity in Portugal. *Proceedings of the 8th European Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, 7-12 September, 1986, EAEE, LNEC, v. 1, Topic 2, 2.1 Seismicity, pp. 15-22.
- (1986b) — A Neotectónica de Portugal Continental — Estado actual dos conhecimentos. *Maleo*, v. 2, n. 14, pp. 3-5.
- (1986c) — A depressão tectónica da Vilařica e a movimentação da falha Manteigas-Bragança no Cenozóico. *Resumos, II Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, 29 Setembro — 2 Outubro 1986, *Maleo*, v. 2, n. 13, pp. 13-14.
- (1987) — The Vilařica neotectonic basin (NE Portugal). *Abstracts, 4th Meeting of the EUG*, Strasbourg, 13-16 April 1987, *Terra Cognita*, v. 7, n. 2-3, p. 203.
- (1988) — Introdução à Neotectónica. *Geonovas*, v. 10, pp. 55-65.
- (1989) — An example of intraplate neotectonic activity, Vilařica basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, v. 8, n. 2, pp. 285-303.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1981) — Levantamento de Uma Sanja Aberta em Vale de Janelas (Ferrel), para Estudo da Actividade da Zona de Falha de Ferrel. Gabinete de Protecção e Segurança Nuclear, Documento IR81001, Dossier «Licenciamento Ferrel», 11 pp., 1 quadro desdobrável. Pol.
- CABRAL, J., REBELO, J. & RIBEIRO, A. (1983-85) — Neotectónica de Trás-os-Montes Oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XXIV, pp. 193-197.
- CABRAL, J., DIAS, R.P. & BRUM, A. (1984) — Estudo de falhas afectando formações plio-quaternárias na zona da Fonte da Telha (Península de Setúbal). *Comun. Serv. Geol. de Portugal*, t. 70, f. 1, pp. 83-91.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1986) — Evidências de actividade neotectónica na falha de Ferrel (Peniche). *Resumos, II Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, 29 Setembro — 2 Outubro 1986, *Maleo*, v. 2, n. 13, p. 14.
- (1988) — Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1:1 000 000. *Dep. Geol. Fac. Ciênc. de Lisboa*, Serv. Geol. de Portugal, Gab. Prot. Seg. Nuclear, editada pelos *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa.
- (1989a) — Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1:1 000 000. Nota explicativa. *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 10 pp.
- (1989b) — Estudos de neotectónica em Portugal continental. *Comunicações, Encontro Sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa, 6 e 7 Nov. 1989, SPES, LNEC, pp. 11-19.
- (1989c) — Incipient subduction along the West-Iberia continental margin. *Abstracts, 28th International Geological Congress*, Washington, D.C., July 9-19, 1989, 1/3, p. 223.
- (1990) — Neotectonic studies in Portugal. The neotectonic map. *Bull. INQUA N.C.*, 13, pp. 6-8.
- CACHÃO, M. (1989) — Contribuição para o Estudo do Pliocénico Marinho Português (Sector Pombal-Marinha Grande). Micropaleontologia, Biostratigrafia. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 204 pp., pol.
- CALADO, C. (1989) — Ocorrência de águas termais em Portugal continental. Algumas considerações hidrogeológicas e jurídico-administrativas na sua exploração como recurso geotérmico. *Anais UTAD*, v. 2, n. 1, pp. 85-94.
- CAPOTE, R. & VICENTE, G. (1989) — El marco geológico y tectónico. In: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000*, Memoria, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 9-19.
- CARREIRA, P. & TERRINHA, P. (1985-86) — Estudo da Linha de Depressões Régua-Verin. Trabalho realizado no âmbito da disciplina de Geomorfologia de Portugal, *Dep. Geol., Fac. Ciênc. de Lisboa*, 85 pp., pol.
- CARVALHO, A.M. Galopim de (1964) — Étude Géologique et Sédimentologique de la Region de Ponte de Sôr (Bordure Est des Bassin Tertiaire du Bas Tage). Doctorat 3<sup>e</sup> Cycle, *Fac. des Sciences de l'Univ. de Paris*, (Centre d'Orsay), 136 pp. Pol. (1968) — Contribuição para o Conhecimento Geológico da Bacia Terciária do Tejo. *Mem. Ser. Geol. Portugal*, N.S., n. 15, Lisboa, 214 pp.
- (1983) — Sobre a ocorrência de *Microcodium* no complexo cenozóico a norte da serra de Sintra. *Biblos*, v. 59, pp. 119-135.
- (1984) — Aspectos gerais da geomorfologia da Península Ibérica. *Geonovas*, n. 7, pp. 133-142.
- (1986) — A falha de Grândola e o Cenozóico do bordo Sul da Bacia do Tejo-Sado. In: *Estudos em Homenagem a Mariano Feio*, R.S. Brito (Coord.), *Universidade Nova de Lisboa*, pp. 143-149.

- CARVALHO, A.M. Galopim de & DAVEAU, S. (1971) — Le dépôt grossier de la Serra da Galega. *Finisterra*, v. VI, n. 11, pp. 125-130.
- CARVALHO, A.M. Galopim de & PEREIRA, V.B. (1973) — Areias brancas de Rio Maior. Aspectos geológico-económicos. *Est., Notas e Trab. do S.F.M.*, v. XXII, fasc. 1-2, pp. 5-87.
- CARVALHO, A.M. Galopim de & CARVALHOSA, A.B. (1982) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 32-A (Ponte de Sôr). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 57 pp.
- CARVALHO, A.M. Galopim de & PRATES, S. (1983-85) — Sobre a ocorrência de calções no Algarve. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 21-24.
- CARVALHO, A.M. Galopim de, RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1983-85) — Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 209-212.
- CARVALHO, G. Soares de (1951) — Os depósitos detríticos e a morfologia da região de Aveiro. *Mem. Not. public. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n. 31, pp. 38-79.
- (1953a) — Les sédiments pliocènes et la morphologie de la région d'entre Vouga et Mondego (Portugal). *Mem. Not. public. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n. 34, pp. 13-28.
- (1953b) — A sedimentologia dos depósitos detríticos plio-quaternários e a morfologia da região entre a serra dos Candeiros e o oceano Atlântico. *Mem. Not. public. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n. 34, pp. 29-46.
- (1981) — Uma metodologia para análise dos depósitos do Quaternário. *Arqueologia*, n. 4, pp. 50-63.
- (1988) — Problemas das formações quaternárias do Minho (Portugal). *Geonovas*, n. 10, pp. 107-112.
- (1989) — Haverá mesmo índices de periglaciamento na zona costeira do NO de Portugal? Comunicação apresentada à *II Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Fac. Ciências Geológicas, Univ. Complutense.
- CARVALHO, H. Figueiredo de (1962) — Contribuição para o estudo geológico da bacia de Mortágua. *Bol. Soc. Port. Ciênc. Nat.*, 2.<sup>a</sup> série, v. IX, pp. 140-158.
- CARVALHO, J.P. Gameira de (1991) — Relocalização de hipocentros na região Açores-Gibraltar. Relatório de estágio profissionalizante da licenciatura em Ciências Geofísicas. *Dep. Física, Fac. Ciências de Lisboa*, 141 pp., pol.
- CARVALHOSA, A., GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1987) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 36-D (Redondo). *Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, 63 pp.
- CHALINE, J. (1985) — Chronologie des climats du Quaternaire. *Histoire et Archéologie*, n. 93, pp. 8-9.
- CHAPPEL, J. & SHACKLETON, N.J. (1986) — Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, v. 324, pp. 137-140.
- CHEN, W.-P. & MOLNAR, P. (1983) — Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, v. 88, n. B5, pp. 4183-4214.
- CHEN, W.-P. & GRIMSON, N.L. (1989) — Earthquakes associated with diffuse zones of deformation in the oceanic lithosphere: some examples. *Tectonophysics*, 166, pp. 133-150.
- CHOFFAT, P. (1918) — La ligne de dépressions Régua-Verin et ses sources carbonatées. Remarques et considérations. *Com. da Com. do Serv. Geol. de Portugal*, t. XII, pp. 35-69.
- CHOFFAT, P. & BENSÂUDE, A. (1911) — Études Sur le Séisme du Ribatejo do 23 Avril de 1909. *Comm. Serv. Geol. do Portugal*, Lisboa, 140 pp.
- CLAVEROL, M.G., LUQUE, C. & SUÁREZ, V. (1987) — El lineamiento tectónico Nazaré (W de Portugal) — Lúcarca (NW de España) y su implicación metalogenética (Macizo Hespérico). In: *Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*, F. Beal, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza, M.D. Rodríguez Alonso (Eds.). Dep. Geol. Fac. Ciencias, Universidad de Salamanca. *Editorial Rueda*, Madrid, pp. 447-455.
- CLUFF, L. (1978a) — Geologic perspectives on earthquake hazards and dam safety. *Seminar and Workshop on New Perspectives for Safety of Dams*. August 28 — September 1, 1978, Stanford University, Massachusetts Institute of Technology.
- (1978b) — Geologic considerations for seismic microzonation. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Microzonation for the Safer Construction — Research and Application*, San Francisco, Calif., 1978, v. I, pp. 135-152.
- CLUFF, L.S., COPPERSMITH, K.J. & KNEPPER, P.L. (1982) — Assessing degrees of fault activity for seismic microzonation. *Third International Earthquake Microzonation Conference Proceedings*, Seattle, June 29-July 1, 1982, v. I/II, pp. 113-118.
- COLALONGO, M.L., PASINI, G., PELOSIO, G., RAFFI, S., RIO, D., RUGGIERI, G., SARTONI, S., SELLI, R. & SPROVIERI, R. (1982) — The Neogene/Quaternary boundary definition: A review and proposal. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, v. 5, pp. 56-68.
- COLOMBO, F. (1989) — Abanicos aluviales. In: *Sedimentología*, v. I, A. Arche (coord.), *Colección Nuevas Tendencias*, v. 11, CSIC, Madrid, pp. 143-218.
- CONDE, L.N. (1983) — Mapa de Fracturas do Oeste da Península Ibérica. Mapa elaborado para a Electricidade de Portugal (EDP), pol.
- CONDE, L.N. & ANDRADE, R.S.N. (1976) — Exemplos de aplicação geológica de imagens de teledetecção de Portugal. *1.<sup>o</sup> Seminário sobre Detecção Remota e sua Aplicação ao Estudo dos Recursos Naturais e às Atividades do Homem*, Julho 1976, Lisboa, doc. 18, pol.
- COPPIER, G. (1982) — Tectonique et Sedimentation Tertiaires Sur la Marge Sud-Portugaise. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris VI, 140 pp., pol.
- COPPIER, G. & MOUGENOT, D. (1982) — Stratigraphie sismique et évolution géologique des formations néogènes et quaternaires de la plateforme continentale portugaise au Sud de Lisbonne. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIV, n. 3, pp. 421-431.
- COTILLON, P. (1988) — Stratigraphie. *Dunod-Géosciences*, 182 pp.
- COWIE, J.W. & BASSET, M.G. (1989) — Global Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences. Supplement to *Episodes*, 12, (2), June 1989.
- COX, J.W. (1982) — Long axis orientation in elongated boreholes and its correlation with rock stress data. *Technical Paper, Schlumberger*, Calgary, Canada.
- CUNHA, L. (1990) — As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia. *Série Geografia Física-I*, INIC, Coimbra, 329 pp.
- CUNHA, P.M.R.R. Proença (1987a) — Contribuição Para o Estudo Sedimentológico dos Depósitos Terciários da Bacia de Sarzedas. A Resposta Sedimentar à Modificação do Contexto

- Tectónico. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Universidade de Coimbra*, 147 pp., pol.
- (1987b) — Evolução tectono-sedimentar terciária da região de Sazardas (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 33, fasc. 1/2, pp. 67-84.
- (1992) — Estratigrafia e Sedimentologia dos Depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. Dissertação de doutoramento, Univ. de Coimbra, 262 pp., pol.
- CUNHA, P.M.R.R. Prouença & REIS, R.P.B. Pena dos (1985) — A sedimentologia de uma sucessão aluvial intra-cratónica. O Terciário arcóscio do sector sudeste da bacia de Sazardas (Beira Baixa — Portugal). *Mem. Not. public. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n. 100, pp. 173-191.
- (1991) — Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcóscio paleogénico e miocénico, do bordo NE da Bacia Lusitana — região a NE de Coimbra. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, Out. 1991, p. 99, pol.
- DALLMEYER, R.D. & GARCIA, E. Martínez (Eds.) (1990) — Pré-Mesozoic Geology of Iberia. *Springer-Verlag*, Berlin, 416 pp.
- DAVEAU, S. (1970) — Le bassin tertiaire du Tage: Problèmes d'interprétation géomorphologique. *Finisterra*, v. V, n. 10, pp. 291-300.
- (1973) — Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal. *Finisterra*, v. VIII, n. 15, pp. 5-47.
- (1976) — Le bassin de Louã. Évolution sédimentologique, tectonique et morphologique. *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, n. 82, pp. 95-115.
- (1977) — L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problèmes posés par son étude. Recherches Françaises sur le Quaternaire, INQUA 1977, *Supplément au Bulletin AFEQ*, 1977 — 1, n. 50, pp. 11-21.
- (1980) — Espaço e tempo. Evolução do ambiente geográfico de Portugal ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio* (Rev. Hist. Univ. de Lisboa), v. 2, pp. 13-37.
- (1985) — Critères géomorphologiques de déformations récentes dans les montagnes de schistes de la Cordilheira Central. *Bulletin A.F.E.Q.*, pp. 229-238.
- DAVEAU, S. & AZEVEDO, T.M. (1980-81) — Aspectos e evolução do relevo da extremidade sudoeste da Arrábida (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXII, pp. 163-180.
- DAVEAU, S., PEREIRA, A.R. & ZWYSZEWSKI, G. (1982) — Datation au  $C^{14}$  du site archéologique de la plage de Magoito (Portugal), scellé par une dune consolidée. *Clio* (Rev. C. Hist. Univ. Lisboa), v. 4, pp. 133-137.
- DAVEAU, S., BARBOSA, B.P., DINIZ, F., FABIÃO, C.J.S., GUERRA, A.M.R., JANSEN, C.R., MARQUES, J. Fonseca, NUNES, J. Castro, RODRIGUES, L., SENNA-MARTINEZ, J.C. & SOARES, A.F. (1985) — Glaciação da Serra da Estrela, aspectos do Quaternário da Orla Atlântica. Livro Guia da Excursão da Pré-Reunião (30 Agosto/1 Setembro 1985), S. Daveau (Resp.), *I Reunião do Quaternário Ibérico*, GTPEQ, GEQUA, Lisboa, 102 pp.
- DAVEAU, S., BIROT, P. & RIBEIRO, O. (1985-86) — Les Bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches Géomorphologiques et Sédimentologiques Sur le Massif Ancien et Sa Couverture à l'Est de Coimbra. *Memórias*, 8, *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 2 vols., 450 pp.
- DERRUAU, M. (1974) — Précis de Géomorphologie. 6<sup>ème</sup> édition. *Masson et Cie*, Paris, 453 pp.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. (1989) — Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine Tectonics*, Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G. (eds), *Geological Society Special Publication*, n. 45, pp. 265-283.
- DIAS, J. Alveirinho & TABORDA, R. (1988) — Evolução recente do nível do mar em Portugal. *Anais do Instituto Hidrográfico*, n. 9, pp. 83-97.
- (1992) — Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea level and crustal movements in Portugal. *Journal of Coastal Research*, v. 8, n. 3, pp. 655-659.
- DIAS, R.P. (1983) — Dois Exemplos de Estudos de Neotectónica em Portugal Continental. Península de Setúbal e Três-os-Montes Oriental. Relatório de estágio científico, *Dep. Geologia, Fac. Ciências Lisboa*. Pol.
- DIAS, R.P. & CABRAL, J. (1989a) — Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul fault in Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 75, pp. 3-28.
- (1989b) — Actividade neotectónica intraplaca: reactivação neogénica e quaternária da falha do Ponsul. *Comunicações, Encontro Sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa, 6 e 7 de Novembro de 1989, SPES, LNEC, pp. 1-10.
- (1991) — Neogene and Quaternary reactivation of the Ponsul river fault (Central Portugal). In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebic Region*, J. Mezcuca and A. Udías (Eds.), *Publication I.G.N., Série Monografía n. 8*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp. 269-282.
- DINIZ, F. (1984) — Apports de la Palynologie à la Connaissance du Pliocène Portugais. Rio Maior: Un Bassin de Référence Pour l'Histoire de la Flore, de la Végétation et du Climat de la Façade Atlantique de l'Europe Méridionale. Th. Doct. État, *Univ. Sci. Tech. Languedoc*, Montpellier, 230 pp., pol.
- (1989) — Aspectos da vegetação e do clima de formações quaternárias do litoral entre Óbidos e Peniche. *Resumos da 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro 1989, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. AEQUA, GTPEQ, p. 30, pol.
- (1991) — Estudo palinológico da jazida de diatomites de Óbidos. Aspectos paleoecológicos e biocronológicos. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, Outubro 1991, p. 103, pol.
- DOWSETT, H.J. & CRONIN, T.M. (1990) — High eustatic sea level during the middle Pliocene: Evidence from the Southeastern U.S. Atlantic Coastal Plain. *Geology*, v. 18, pp. 435-438.
- DUPLESSY, J.C. (1985) — La mer et les climats. *Histoire et Archéologie*, n. 93, pp. 83-86.
- EMILIANI, C. (1966a) — Isotopic paleotemperatures. *Science*, v. 154, n. 3751, pp. 851-856.
- (1966b) — Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the last 425,000 years. *Jour. Geology*, v. 74, n. 2, pp. 109-123.
- ETCHECOPAR, A. (1984) — Étude des États de Contraintes en Tectonique Cassante et Simulations de Déformations Plastiques (Approche Mathématique). Thèse Doct. État, *Univ. Sci. Tech. Languedoc*, Montpellier, France, 270 pp., pol.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIÈRES, M. (1981) — An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, 1, pp. 51-55.

- ETCHECOPAR, A. & MATTAUER, M. (1988) — Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bull. Soc. Geol. France*, (8), t. IV, n. 2, pp. 289-302.
- FEIO, M. (1951a) — A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXXII, 2.ª parte, pp. 303-447.
- (1951b) — Notas geomorfológicas. A depressão de Régua-Verin. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXXII, 1.ª parte, pp. 181-222.
- (1983) — Le Bas Alentejo et l'Algarve. Reimpressão de: Livret-Guide du Congrès International de Géographie de Lisbonne. Instituto Nacional de Investigação Científica, *Centro de Ecologia Aplicada da Universidade de Évora*, 207 pp.
- Ferreira, A. de Brum (1971) — O rebordo ocidental da Meseta e a depressão tectónica da Longroiva. *Finisterra*, v. 6, 12, pp. 196-217.
- (1978) — Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia. *Memórias*, 4, *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 374 pp.
- (1980) — Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phy.*, v. 22, fasc. 1, pp. 51-62.
- (1983) — Problemas da evolução geomorfológica quaternária do Noroeste de Portugal, *Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n.º 18, Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, pp. 1-19, pol.
- (1984) — Découverte d'un littoral à 250 mètres sur le piedmont occidental de la Serra de Sintra. *Finisterra*, v. 19, 37, Notas e Recensões, pp. 83-127.
- (1986a) — L'Évolution Tectonique Tertiaire et Quaternaire dans le Nord-Ouest du Portugal. L'Apport des Méthodes Géomorphologiques. *Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n.º 26, Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 27 pp., pol.
- (1986b) — A depressão de Chaves-Verin, Novas achegas para o seu conhecimento geomorfológico. In: *Estudos em Homenagem a Mariano Feio*, R. S. Brito (Coord.), *Universidade Nova de Lisboa*, pp. 199-222.
- Ferreira, A. de Brum, Rodrigues, M.L. & ZEZERE, J.L. (1988) — Problemas da evolução geomorfológica do Maciço Calcário Estremenho. *Finisterra*, v. XXIII, n. 45, pp. 5-28.
- Ferreira, D. de Brum (1973) — Carte Géomorphologique du Portugal. Travaux Préliminaires à l'Élaboration de la Carte Géomorphologique du Portugal à l'Échelle du 1/500 000. *Proj. Geog. Física, Relatório n.º 3, Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 50 pp., pol.
- (1981) — Carte Géomorphologique du Portugal. *Memórias*, 6, *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 53 p., 2 folhas de 1 mapa na escala 1:500 000.
- FONSECA, J.F.B.D. (1989) — Seismicity and Regional Tectonics of the Estremadura, Southwestern Portugal. Dissertação de doutoramento, *Departamento de Física do Instituto Superior Técnico*, Lisboa, 153 pp.
- FONSECA, J.F.B.D., NUNES, J.C., REIS, P.A., MOREIRA, V.S. & LONG, R.E. (1988) — Seismicity and regional tectonics of the Portuguese Estremadura. *Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes: Occurrence and Ground Motion*, Lisbon, November, 14-18, 1988. C.S. Oliveira (Ed.), LNEC, v. 2, pp. 857-875.
- FONSECA, J.F.B.D. & LONG, R.E. (1989) — Seismotectonics of Western Portugal. *Proceedings of the 4th International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk*, Bechyně Castle, Czechoslovakia, September 4-9, 1989.
- (1991) — Seismotectonics of SW Iberia: A distributed plate margin? In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Magrebrian Region*, J. Mezoua and A. Udías (Eds.), *Publication I.G.N., Série Monografía n.º 8*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp. 227-240.
- Freire, P., Ramos, M. & CARVALHO, A.M. Galopim de (1989) — Formaões quaternárias do litoral na zona de Ferrel (Óbidos-Peniche). *Resumos da 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro 1989, *Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense. AEQUA, GTPEQ*, p. 17, pol.
- FYFE, W.F. (1984) — Armazenamento de resíduos nucleares. *Geonovas*, v. 1, n. 7, pp. 39-45.
- (1988) — Nuclear waste disposal: a comment. *Geonovas*, v. 10, pp. 7-8.
- FYFE, W.F., BABUSKA, V., PRICE, N.J., SCHID, E., TSANG, C.F., UYEDA, S. & VELDE, B. (1984) — The geology of nuclear waste disposal. *Nature*, v. 310, pp. 537-540.
- GAIDA, R. (1984) — Pedimentation in South Portugal. *Finisterra*, v. XIX, n. 37, pp. 37-49.
- GAIDA, R. & RADTKE, U. (1983) — Datation de tufs calcaires quaternaires du Baixo Alentejo par les méthodes Th/U et ERS. *Finisterra*, v. XVIII, n. 35, pp. 107-111.
- GALDEANO, C. Sanz de, (1988) — The fault system and the neotectonic features of the Betic Cordilleras. *Proceedings of the 5th Workshop of the European Geotraverse (EGT) Project: The Iberian Peninsula*, Estoril, 11-12 November 1988, E. Banda and L.A. Mendes-Victor (Eds.), ESF, CEC, Strasbourg, pp. 99-109.
- GALDEANO, C. Sanz de & LOPEZ-CASADO, C. (1988) — Earthquakes with a focal depth of between 40-180 km and tectonics in the South of Spain and Northwest Africa. *Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes*, November, 14-18, 1988, Lisbon, v. II, C.S. Oliveira (Ed.). 1990, LNEC, Lisboa, pp. 885-895.
- GARDNER, T.W. (1989) — Neotectonism along the Atlantic passive continental margin: A review. *Geomorphology*, 2, pp. 71-97.
- GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P. & TURCOTTE, D.L. (1989) — River offsets across active strike-slip faults. *Annales Tectonicae*, v. III, n. 2, pp. 55-76.
- GRADE, J. & MOURA, A.C. (1982) — Bacia de Chaves. Estudo prospectivo dos seus corpos argilosos. *Geonovas*, v. 1, n. 3, pp. 79-84.
- GRANJA, H.M. (1990) — Pensar a Geodinâmica da Zona Costeira: O Passado e o Presente, Que Futuro? (O Minho e o Douro Litoral). Dissertação de doutoramento, *Universidade do Minho*, Braga, 347 pp., pol.
- GRILLOT, J.C. & DROGUE, C. (1986) — Hydrothermalism and tectonic cassante dans les granites hercyniens du Nord-Ouest Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. II, n. 4, pp. 653-660.
- GRIMISON, N.L. & CHEN, W-P. (1986) — The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.*, v. 91, n. B2, pp. 2029-2047.
- (1988) — Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 92, pp. 391-401.
- GRUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977) — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. fr.*, (7), t. XIX, n. 3, pp. 575-614.

- GUILCHER, A. (1969) — Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth-Sci. Rev.*, 5, pp. 69-97.
- GUIRAUD, M., LABORDE, O. & PHILIP, H. (1989) — Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170, pp. 289-316.
- GUTH, P. (1988) — MicroNet — Petmar Trilobites, Saverna Park, USA.
- HAQ, B.V., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235, pp. 1156-1167.
- HAQ, B.V. & EYSINGA, F.W.B. Van (1987) — Geological Time Table. *Elsevier Science Publishers B.V.*, Amsterdam.
- HAST, N. (1969) — The state of stress in the upper part of the earth's crust. *Tectonophysics*, 8, pp. 169-211.
- HATZEFELD, D. & FROGNEUX, M. (1981) — Intermediate depth seismicity in the Western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, v. 292, pp. 443-445.
- HENRIQUES, M.C., MOUZINHO, M.T. & FERRÃO, N.M. (1988) — Sismicidade de Portugal. O Sismo de 26 de Janeiro de 1531. *Comissão para o Catálogo Sísmico Nacional*, Lisboa, 100 pp.
- HÉRAIL, G. (1984) — Les cônes de déjection: formes et sédiments. *Bull. Centres Rech. Expl. — Prod. Elf-Aquitaine*, v. 8, n. 1, pp. 135-150.
- HEYDT, M.G. Garzón, GILSANZ, J. Pedraza & UBANELL, A.G. (1982) — Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama). *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, de Madrid*, t. 76, cuaderno 2, pp. 475-496.
- IGLÉSIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981) — Zonas de cisaillement ductile dans l'Arc Ibéro-Armoricain. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1, pp. 85-87.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL (IGN) (1983-1991) — Catálogo sísmico da região Ibero-Magrebí (MEZCUA e MARTÍNEZ SOLARES, 1983), publicado pelo IGN de Espanha, actualizado até Junho de 1991.
- (1992) — Boletín de Sismos Proximos. Año 1989. *Servicio Nacional de Sismología, IGN*, Madrid, 116 pp.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME) (1980) — Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, Escala 1:1 000 000, Primera Edición, Madrid.
- (1985) — Mapa Geológico de España, escala 1:200 000, 16/26, Pontevedra La Guardia, Primera edición, (Hoja y Memoria), Madrid, 160 pp., 1 Mapa Geológico.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA E GEOFÍSICA (INMG) (1983) — Carta de Epicentros Instrumentais em Portugal Continental e Região Adjacente (1975-1983). Nota Explicativa. Trabalho elaborado a pedido da Electricidade de Portugal (EDP). Pol.
- (1988) — Lista de Sismos com Epicentro no Território de Portugal Continental e Região Atlântica Adjacente, 1975-1988. Pol.
- JANOT, P., GAUER, P. & GROSS, E. (1988) — Orientation de la contrainte tectonique dans l'Europe de l'Ouest à partir des ovalisations de trous de forages. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, v. 43, n. 4, pp. 517-521.
- JANSSEN, C.R. & WOLDRINGH, R.E. (1981) — A preliminary radio-carbon dated pollen sequence from the Serra da Estrela, Portugal. *Finisterra*, v. XVI, n. 32, pp. 231-260.
- JOHNSTON, A.C. & KANTER, L.R. (1990) — Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American*, v. 262, n. 3, pp. 42-49.
- KRINTZSKY, E.L. (1974) — Fault Assessment in Earthquake Engineering. State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States. *Miscellaneous Paper S-73-1, Report 2. U.S. Army Waterways Experiment Station, Soils and Pavements Laboratory*, Vicksburg, Mississippi, 82 pp.
- LAUGHTON, A.S., WHITMARSH, R.B., RUSBY, J.S.M., SOMERS, M.L., REYTON, J. & MCCARTNEY, B.S. (1972) — A continuous East-West fault on the Azores-Gibraltar ridge. *Nature*, v. 237, pp. 217-220.
- LAUGHTON, A.S. & WHITMARSH, R.B. (1974) — The Azores-Gibraltar plate boundary. In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, Kristjánsson (Ed.), D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, pp. 63-81.
- LAUVERJAT, J., GOUGEROT, L. & POIGNANT, A. (1983-85) — Découverte de Pliocène marin dans la région d' Aveiro. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 229-236.
- LEFORT, J.P., DIAS, J. Alveirinho, MONTEIRO, J.H. & RIBEIRO, A. (1981) — L'organisation des structures profondes du socle à l'Ouest de la faille Porto-Tomar-Badajoz: Apport des données géophysiques. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 1, pp. 57-63.
- LELANN, A. (1979) — Une Étude Géologique par Submersible — Le Banc de Gorrige (Atlantique du Nord Est). Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, France, 308 pp., pol.
- LEPVRIER, C. & MOUGENOT, D. (1984) — Déformations cassantes et champs de contrainte posthercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, v. 25, fasc. 4, pp. 291-305.
- LOWELL, J.D. (1970) — Antithetic faults in upthrusting. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. 54/10, pt. I, pp. 1946-1950.
- MADERA, J. (1986) — Geologia Estrutural e Enquadramento Geotectónico da Ilha de Santa Maria (Açores). Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica. *Dep. Geologia, Fac. Ciências de Lisboa*, 107 pp., pol.
- MADERA, J., DIAS, R., SERRALHEIRO, A. & CARVALHO, A.M. Galopim de (1983-85) — Novas ocorrências de Miocénico marinho na região a norte da serra de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. XXIV, pp. 237-238.
- MADERA, J., CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988) — Hierarchy of active faulting: examples from Portugal mainland and Azores. In: *Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes Occurrence and Ground Motion*, Lisbon, November 14-18, 1988, C.S. Oliveira (Ed.), LNEC, Lisboa, 1990, v. 1, pp. 69-72.
- MADERA, J. & RIBEIRO, A. (1990) — Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonophysics*, 184, pp. 405-415.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C. & BURKE, K. (1983) — Development of pull-apart basins. *J. Geol.*, v. 91, pp. 529-554.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979) — El relieve zamorano. Planteamientos y problemática geomorfológica. *Tecniterrae*, 28, pp. 11-19.
- (1988a) — Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. y Min.*, t. XCIX-VI, pp. 855-870.
- (1988b) — El Relieve de la Region Occidental Zamorana. La Evolucion Geomorfológica de un Borde del Macizo Hesperico. *Instituto de Estudios Zamoranos «Floriano de Ocampo» (CSIC)*, Diputación de Zamora, 306 pp.
- (1988c) — Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *Congreso*

- Geológico de España, 1988, Comunicaciones*, v. 1, pp. 395-398.
- (1989) — Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, v. 14, pp. 7-18.
- MARTÍN-SERRANO, A. & MOLINA, E. (1989) — Montes de Toledo y Extremadura. In: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000, Memória*, Inst. Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 187-200.
- MARTÍNEZ-SOLARES, J.M., ARROYO, A. LOPEZ & MEZCUA, J. (1979) — Isoseismal map of the 1755 earthquake obtained from spanish data. *Tectonophysics*, 53, pp. 301-313.
- MARTINS, A.A. (1989) — Contribuição para o Conhecimento da Parte Meridional da Bacia do Sado e dos Vales Dissimétricos. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geociências, Univ. de Évora*, 124 pp., pol.
- MARTINS, I. & VICTOR, L.A. Mendes (1990) — Contribuição para o Estudo da Sismicidade de Portugal Continental. *Publicação n. 18, Instituto Geofísico do Infante D. Luis, Univ. de Lisboa*, 67 pp.
- (1992) — Estudo da distribuição de energia e dos períodos de retorno da actividade sísmica na região Oeste da Península Ibérica. 8.ª Conferência Nacional de Física — Física 92, 15-18 de Setembro de 1992, UTAD, Vila Real, Portugal.
- MATTAUER, M. (1980) — Les Deformations des Matériaux de l'Écorce Terrestre. Deuxième édition corrigée. *Hermann*, Paris, 493 pp.
- McKENZIE, D. (1972) — Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 30, pp. 109-185.
- MEISSNER, R. & STREHLAU, J. (1982) — Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, v. 1, n. 1, pp. 73-89.
- MERRITTS, D. & BULL, B.W. (1989) — Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, Northern California, from uplifted marine terraces. *Geology*, v. 17, pp. 1020-1024.
- MESCHERIKOV, Y.A. (1968) — Neotectonics. In: *The Encyclopedia of Geomorphology*, R.W. Fairbridge (Ed.). *Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.* Stroudsburg, Pennsylvania, pp. 768-773.
- MEZCUA, J. (1982) — Catalogo General de Isoseistas de la Peninsula Iberica. *Publicación 202, Instituto Geografico Nacional*, Madrid.
- MEZCUA, J. & MARTÍNEZ-SOLARES, J.M. (1983) — Sismicidad del Area Ibero-Mogrebi. *Publicación 203, Instituto Geografico Nacional*, Madrid, 299 pp.
- MEZCUA, J., RUEDA, J. & MARTÍNEZ-SOLARES, J.M. (1991) — Sismicity of the Ibero-Magrebien region. In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Magrebien Region*, J. Mezcuca and A. Udías (Eds.), *Publicación I.G.N. Monografía n. 8*, Instituto Geografico Nacional, Madrid, pp. 17-28.
- MINSTER, J.B. & JORDAN, T.H. (1978) — Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, v. 83, n. B11, pp. 5331-5354.
- MIRANDA, J.M.A. & VICTOR, L.A. Mendes (Coordenadores) (1990) — Carta Aeromagnética de Portugal Continental, escala 1:1 000 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- MOLINA, E. (1975) — Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *Trabajos sobre Neog.-Cuater.*, 3, Secc. Paleont. Vert. Hum., ILM, CSIC, Madrid, 106 pp.
- MOLINA, E. & BLANCO, J.A. (1980) — Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien espagnol. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, pp. 1293-1296.
- MOLINA, E., BLANCO, J.A., PELLITERO, E., CANTANO, M. & JORDA, J. (1985) — Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hesperico en su sector castellano-extremeño. *Stu. Geol. Salman.*, XX, pp. 115-126.
- MOLINA, E. & ARMENTEROS, I. (1986) — Los arrasamientos Plioceno y Plio-Pleistoceno en el sector suoriental de la Cuenca del Douro. *Stu. Geol. Salman.*, XXII, pp. 293-307.
- MOLINA, E. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1989) — Depresión del Duero. In: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000, Memoria*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 153-162.
- MONIZ, C.M.F.B. (1992) — Análise de Fracturação. Exemplos de Aplicação nas Dunas Consolidadas de Oitavos e Praia da Aguda. Dissertação realizada no âmbito de provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. de Geologia, Fac. Ciências Lisboa*, 172 pp., pol.
- MONIZ, C.M.F.B. & RIBEIRO A. (1989) — Fracturação em dunas consolidadas do Pliocénico sup. Holocénico, a N de Lisboa. Uma nota prévia. *Resumos da 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro 1989, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. *AEQUA, GTPEQ*, p. 54, pol.
- MOREIRA, V.S. (1979) — Contribuição para o conhecimento da sismicidade histórica de Portugal continental. *Rev. Inst. Nat. Met. e Geofísica*, v. 2, n. 3 e 4, pp. 121-136.
- (1984) — Sismicidade histórica de Portugal Continental. *Rev. Inst. Nat. Met. e Geofísica*, Março 1984, pp. 3-79.
- (1985) — Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, pp. 85-96.
- (1986) — Seismicity and seismotectonics of mainland Portugal. *Proc. 8th European Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, September, 7-12, 1986, LNEC, v. 1, Topic 2.1, pp. 7-14.
- (1991) — Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands. In: *Seismicity, Seismotectonics and Sismic Risk of the Ibero-Magrebien Region*, J. Mezcuca and A. Udías (Eds.), *Publicación I.G.N. Série Monografía n. 8*, Instituto Geografico Nacional, Madrid, pp. 213-225.
- MOREIRA, V.S., CORREIA, M.J. & SILVA, M.L. Andrade e (1989) — Sismicidade e seismotectónica da região Portugal Continental-Açores-Madeira. *Comunicações, Encontro sobre Simologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa 6 e 7 de Novembro de 1989, SPES, LNEC, pp. 63-71.
- MORENO-SERRANO, F. (1990) — Superfícies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura Extremeña (Salamanca-Caceres). *Actas I.ª Reunión Nac. de Geomorfología*, Teruel, pp. 39-49.
- MORNER, N.-A. (1976) — Eustasy and geoid changes. *Journ. Geol.*, v. 84, n. 2, pp. 123-151.
- (1981) — Crustal movements and geodynamics in Fennoscandia. *Tectonophysics*, 71, pp. 241-251.

- (1986) — Global neotectonics arcs and geoid configuration. In: *The Origin of Arcs*, F.C. Wezel (Ed.), *Elsevier Sci. Publ., Development in Geotectonics*, 21, pp. 79-91.
- (1989a) — Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA N.C. 12*, pp. 6-8.
- (1989b) — Neotectonics and structural geomorphology: General introduction. *Resumos da 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, AEQUA, GTPEQ, p. 80, pol.
- (1989c) — Neotectonics and paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region of Sweden. In: *Paleoseismicity and Neotectonics*, N.-A. Morner and J. Adams (Eds.), *Tectonophysics Special Issue*, v. 163, n. 3/4, pp. 289-303.
- (1989d) — Global internal changes. *Bull. INQUA N.C. 12*, pp. 71-73.
- MOUGENOT, D. (1980-81) — Une phase de compression au Crétacé terminal à l'Ouest du Portugal: Quelques arguments. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, v. XXII, pp. 233-239.
- (1983) — Les paleo-champs de contrainte au Portugal et l'interprétation structurale de l'évolution cenozoïque de la marge Ouest-Ibérique. *Coll. Soc. Geol. Nord et CNRS, «Tectonique cassante en distension et coulissements»*, Orleans, Juin 1983, pp. 38-39.
- (1988) — Géologie de la Marge Portugaise. Th. Doct. d'Etat, Univ. Paris VI, 257 pp., pol.
- MUELLER, S. & PHILLIPS, R.J. (1991) — On the initiation of subduction. *J. Geophys. Res.*, v. 96, n. B1, pp. 651-665.
- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOLLLOT, G., COMAS, M.C., BANDA, E. & MAUFFRET, A. (1990) — Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, pp. 297-319.
- NEWMARK, R.L., ZOBACK, M.D. & ANDERSON, R.N. (1984) — Orientation of «in situ» stresses in the oceanic crust. *Nature*, 311, pp. 424-428.
- NIKONOV, A.A. (1989) — The rate of uplift in the Alpine mobile belt. In: *Paleoseismicity and Neotectonics*, N.-A. Morner and J. Adams (Eds.), *Tectonophysics Special Issue*, v. 163, n. 3/4, pp. 267-276.
- NONN, H. (1969) — Évolution géomorphologique et types de relief en Galice Occidentale et Septentrionale. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), v. XI, fasc. 1, pp. 31-50.
- OLIVEIRA, C.S. (1986) — A Sismicidade Histórica e a Revisão do Catálogo Sísmico. *Proc. 36/11/7368*, I e D, Estruturas, *Relatório 99/86 — NDA*, LNEC, Lisboa, 192 pp.
- OLIVEIRA, C.S. & VICTOR, L.A. Mendes (1982) — Contribution to the microzonation of the Lisbon area based on propagation of energy from blasts. *3rd Int. Conf. on Microz.*, Seattle, U.S.A.
- OLIVEIRA, C.S. & COSTA, A.C. (1984) — Updating seismic hazard maps. *Proc. 8th WCEE*, San Francisco, U.S.A., pp. 303-310.
- OLIVEIRA, C.S., SOUSA, M.L. & VICTOR, L.A. Mendes (1989) — Metodologia para a determinação de parâmetros sísmicos a partir de informação histórica. Aplicação ao sismo de 1531. *Comunicações, Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, 6 e 7 de Novembro de 1989, Lisboa, SPES, LNEC, pp. 53-61.
- OLIVEIRA, C.S. & SOUSA, M.L. (1991) — A contribution to reduce subjectivity in treatment of historical data. In: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebien Region*, J. Mezcuza and A. Udías (Eds.), *Public. I.G.N.*, *Série Monografía n. 8*, Inst. Geográfico Nacional, Madrid, pp. 97-114.
- OLIVEIRA, J.T. (Coord.) (1984) — Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000. Notícia Explicativa da Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 77 pp.
- (1988) — Carta Geológica de Portugal, escala 1/200 000, Folha 8. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- OWEN, L.A. (1989) — Neotectonics and glacial deformation in the Karakoram Mountains and Nanga Parbat Himalaya. In: *Paleoseismicity and Neotectonics*. N.-A. Morner and J. Adams (Eds.), *Tectonophysics Special Issue*, v. 163, n. 3/4, pp. 227-265.
- PAGARETE, J. (1989) — Tratamento Matemático de Observações Geodésicas em Geodinâmica. Dissertação de doutoramento, *Grupo de Matemática Aplicada, Fac. Ciências de Lisboa*, 285 pp., pol.
- PAVLIDES, S.B. (1989) — Looking for a definition of Neotectonics. *Terra Nova*, v. 1, n. 3, pp. 233-235.
- PERCEC, C. & BARTON, J.P. (1991) — Crustal structure of the Madeira-Tore Rise, Eastern North Atlantic — results of a DOBS wide-angle and normal incidence seismic experiment in the Josephine Seamount region. *Geophys. J. Int.*, 106, pp. 357-378.
- PEREIRA, A.R. (1982) — A Depressão da Granja do Marquês. Problemas Geomorfológicos. *Linha de Acção de Geografia Física, Relatório n. 15, Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 72 pp.
- (1985) — A bacia de Odesseix: discussão da sua dissimetria geomorfológica. *Actas da 1ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Lisboa, 1985, GTPEQ, GEQUA, v. II, pp. 415-426.
- (1987) — Aspectos do relevo de Portugal litoral entre a serra de Sintra e a praia de S. Julião (Ericeira). *Finisterra*, XXII, 44, pp. 423-434.
- (1988) — Aspectos do relevo de Portugal. Litorais ocidental e meridional da Península de Setúbal. *Finisterra*, XXIII, 46, pp. 335-349.
- (1990) — A Plataforma Litoral do Alentejo e Algarve Ocidental. Estudo de Geomorfologia. Dissertação de doutoramento, *Fac. Letras Univ. Lisboa*, 450 pp., pol.
- PEREIRA, E. (Coord.) (1989) — Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Folha 1. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979) — El limite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base en los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trabajos sobre Néog.-Cuater.*, 9, Secc. Paleont. Vert. Hum., ILM, CSIC, Madrid, pp. 23-36.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. & GALLARDO, J. (1987) — La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranesquense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., CABRA, P. & ANCOCHEA, E. (1989) — Depresión del Tajo. In: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000, Memoria*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 175-186.
- PHILIP, H. (1982) — Carte de la Tectonique Actuelle et Récente du Domaine Méditerranéen de la Chaîne Alpine, Échelle 1/2 500 000, *Laboratoire de Géologie Structurale*, U.S.T.L., Montpellier, INAG, CNRS, Paris.
- (1987) — Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, 5B(3), pp. 301-320.

- PIMENTEL, N.L. (1986) — Evolução do Relevo e Sedimentação Quaternária na Região de Alvalade-Panóias (Baixo Alentejo). Relatório de estágio científico, *Fac. Ciências de Lisboa, Dep. Geologia*, 241 pp., pol.
- (1989) — Evolução Plio-Quaternária do Baixo Alentejo Ocidental. Dissertação apresentada em provas de aptidão pedagógica e capacidade científica, *Dep. Geol. Fac. Ciências de Lisboa*, 102 pp., pol.
- PIMENTEL, N.L. & AZEVEDO, T.M. (1989a) — O Baixo Alentejo Ocidental: principais elementos geomorfológicos. *Resumos, 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Faculdade de Ciências Geológicas, Universidad Complutense, AEQUA, GTPEQ, p. 55, pol.
- (1989b) — Um exemplo de inversão da drenagem no Quaternário. O caso da Bacia do Sado. *Resumos, 2.ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Madrid, 25-29 de Setembro de 1989, Faculdade de Ciências Geológicas, Universidad Complutense, AEQUA, GTPEQ, p. 55, pol.
- (1989c) — Evolução Plio-Quaternária da serra de Grândola. *Gaia, Revista de Geociências do MNHN*, n. 1, pp. 17-19.
- (1990) — Evolution Plio-Quaternaire du secteur meridional du bassin du Sado. *Abstracts, 6th Meeting of the European Geological Societies*, Lisbon, 2-4 October, 1990. AEGS, SGP, p. 67, pol.
- PINHEIRO, L.M., WHITMARSH, R.B. & MILES, P.R. (1992) — The ocean-continent boundary of the western continental margin of Iberia — II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophys. J. Int.*, 109, pp. 106-124.
- POLLARD, D.D. & SALTZER, S.D. (1991) — Stress inversion methods: Are they based on faulty assumptions? *Terra Abstracts, Suppl. 5 to Terra Nova*, v. 3, *Mechanical Instabilities in Rocks and Tectonics*, p. 31.
- PRENTICE, M.L. & MATTHEWS, R.K. (1988) — Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, v. 16, pp. 963-966.
- PRESOTT, W.H., DAVIS, J.L. & SVARC, J.L. (1989) — Global positioning system measurements for crustal deformation: precision and accuracy. *Science*, v. 244, pp. 1337-1340.
- PROJECTO «SISMOTECTÓNICA DA MARGEM CONTINENTAL OESTE-IBÉRICA». (1988) — Relatório de execução referente ao período 1-12-87 a 1-6-88. Projecto 87.249 INICT, Lisboa. Pol.
- RANALLI, G. (1975) — Geotectonic relevance of rock-stress determinations. *Tectonophysics*, 29, pp. 49-58.
- RANALLI, G. & CHANDLER, T.E. (1975) — The stress field in the upper crust as determined from in situ measurements. *Geol. Rundsch.*, 64, pp. 653-674.
- RAPOSO, L. & CARREIRA, J.R. (1986) — Acerca da existência de complexos industriais pré-acheulenses no território português. *O Arqueólogo Português, Série IV*, v. 4, pp. 7-90.
- RAYNAL, R. (1979) — Observations sur le Quaternaire continental et sa morphogenese dans le sud et dans le centre du Portugal. *Finisterra*, v. XIV, n. 28, pp. 189-217.
- READING, H.G. (1980) — Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, n. 4, p. 7-26.
- RECHES, Z. (1987) — Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, v. 6, n. 6, pp. 849-861.
- REIS, P.A. ALVES, CORREIA, M.J., PENA, J.A. & NUNES, J.C. (1989) — Rede sismográfica nacional. *Comunicações, Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa, 6 e 7 de Novembro, 1989, SPES, LNEC, pp. 43-52.
- REIS, R.P.B. PENA dos & CUNHA, P.M.R.R. Prouença (1988) — Sedimentação continental na região de Lousã e Arganil. Roteiro Geológico da Excursão B4, 11 e 12 Março 1988. GRES-BASE, (SGP), Univ. de Coimbra, 14 p., pol.
- REIS, R.P.B. PENA dos & CUNHA, P.M.R.R. Prouença (1989a) — Comparação de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *Stu. Geol. Salman.*, v. Esp. 5, *Paleogeografia de la Meseta Norte Durante el Terciario*, C.J. Dabrio (Ed.), pp. 253-272.
- REIS, R.P.B. PENA dos & CUNHA, P.M.R.R. Prouença (1989b) — A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 75, pp. 99-109.
- RIBEIRO, A. (1974) — Contribution à l'Étude de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Ser. Geol. Portugal*, N.S., n. 24, Lisboa, 168 pp.
- (1981) — Sismotectónica da Região de Lisboa. *Relatório, Serviços Geológicos de Portugal — Serviço Nacional de Protecção Civil*, Lisboa, 9 p., 5 Anexos. Pol.
- (1982) — Falhas activas e imagens de satélite em Portugal continental. *Geonovas*, v. 4, pp. 97-98.
- (1984) — Néotectonique du Portugal. In: *Livro de Homenagem a O. Ribeiro*, 1.º vol., *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, pp. 173-182.
- (1986) — A comparison of geological, historical and instrumental methods to evaluate intraplate seismicity. *Proceedings of the 8th Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon, September, 7-12, 1986, LNEC, v. 1, Topic 2.1, pp. 1-5.
- (1988) — A tectónica alpina em Portugal. *Geonovas*, 10, pp. 9-11.
- (1989) — Global tectonics with a viscoelastic oceanic lithosphere. *Terra Abstracts*, v. 1, n. 1, p. 240.
- (Em publicação) — Note on the tectonics and seismotectonics of the Caveira mine (Grândola, Portugal). (A publicar em *Geonovas*).
- RIBEIRO, A., MATA, C., RAMOS, M., REBELO, J. & COELHO, F. (1960) — 1) O Ordovício de Vila Flor e a linha de fractura da Vilariga. 2) O Ordovício de Abreiro-Murça e a linha de fractura de D. Chama-Meirões. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Lisboa*, 8(2), pp. 127-137.
- RIBEIRO, A., CONDE, L. & MONTEIRO, J.H. (Coordenadores) (1972) — Carta Tectónica de Portugal, escala 1:1 000 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, P.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWski, G., ALMEIDA, F. Moitinho de, CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. (1979) — Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 pp.
- RIBEIRO, A. & ALMEIDA, F. Moitinho de (1981) — Geotermia de baixa entalpia em Portugal continental. *Geonovas*, v. 1, n. 2, pp. 60-71.
- RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1983a) — Données Neotectoniques Sur le Portugal. Resultat du Survol du Pays. Relatório entregue à Electricidade de Portugal (EDP), 18 pp., pol.
- (1983b) — Selecção de Sítios para Centrais Nucleares. Programa de Estudos Geológicos em Zonas Potenciais. Relatório entregue à Electricidade de Portugal (EDP), 22 pp., pol.

- RIBEIRO, A., POSSOLO, A., SILVA, J. Brandão, KULLBERG, M.C., CABRAL, J. & DIAS, R. (1983-85) — Modelos tectónicos: Ensaio de aplicação a Portugal. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, v. XXIV, pp. 145-151.
- RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1985) — Utilização das técnicas de detecção remota na cartografia neotectónica de Portugal. *1.º Seminário Nacional sobre Cartografia Temática e Cadastral*, Assoc. Port. Fotogram. Detecção Remota, 14-15 de Outubro de 1985, Lisboa, Pol.
- (1986) — The neotectonic regime of West-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Resumos, II Congresso Nacional de Geologia*, 29 Setembro — 2 Outubro 1986, Lisboa. *Maleo*, v. 2, n. 13, p. 38.
- RIBEIRO, A., RAMALHO, M., AZEVEDO, T.M. & CABRAL, J. (1986) — Livro-guia da Excursão B2/B3, 3-4 Outubro, *Estratigrafia e Tectónica da Cadeia da Arrábida. Estratigrafia e Tectónica da Península de Setúbal*. 2.º Congresso Nacional de Geologia, 27 de Setembro — 4 de Outubro, Lisboa, Pol.
- RIBEIRO, A. & CABRAL, J. (1987) — The neotectonic regime of West-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Abstracts, EUG IV*, Strasbourg, April, 13-16, 1987. *Terra Cognita*, 7 (2-3), p. 120.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., CABRAL, J., MADEIRA, J., BRUM, A.P. & MONIZ, C. (1988) — Alpine geodynamics of the West-Iberia margin. *Proceedings of the 5th Workshop on the EGT Project: The Iberian Peninsula*, Estoril, 11-12 November 1988, Banda, E. and L.A. Mendes-Victor (Eds.), ESF, CEC, Strasbourg, pp. 91-98.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BRUM, A., MONIZ, C. & DIAS, R.P. (1989a) — Relatório do 1.º ano de Execução do Protocolo «Estudo Sismotectónico de Portugal» (GPSN-DGFCUL), Setembro de 1988 a Setembro de 1989. Pol.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BRUM, A., MONIZ, C., MOREIRA, M.C. & COUTINHO, F. (1989b) — Seismotectonic of the West Iberia margin in the Aveiro-Porto region. *Abstracts, Symposium on the Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebien Region*, Madrid, 12-14 Abril 1989, Instituto Geográfico Nacional, Universidad Complutense de Madrid, Pol.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990) — A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, pp. 357-366.
- RIBEIRO, A., MATEUS, A., MOREIRA, M.C. & COUTINHO, M.F. (1991) — The fractal geometry of an active fault (Vilariga strike-slip fault, NE Portugal) and its implications on earthquake generation. In: *Fractal in the Fundamental and Applied Sciences*, H.-O. Peitgen, J.M. Henriques and L.F. Penedo (Eds.), Elsevier Science Publishers B.V (North-Holland), pp. 367-377.
- RIBEIRO, O. (1935) — A Arrábida. Esboço Geográfico. *Rev. Fac. Letras*, 3, Lisboa, 94 pp.
- (1940) — Remarques sur la morphologie de la région de Sintra et Cascais. *Rev. Geol. Pyr. Sud-Ouest*, L XI, fasc. 3-4, Toulouse, pp. 203-218.
- (1942) — Notas sobre a evolução morfológica da orla meridional da Cordilheira Central entre Sobreira Formosa e a fronteira. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. I, fasc. III, pp. 123-145.
- (1943a) — Evolução da falha do Ponsul. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXIV, pp. 109-123.
- (1943b) — Novas observações geológicas e geomorfológicas nos arredores de Vila Velha de Rodão. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 2.º S., 32, pp. 15-30.
- (1949a) — Le Portugal Central (Livret-Guide de l'Excursion C). *XVI Congrès International de Géographie*, Lisbonne, 1949 (1982, Réimpression de la première édition), 180 p.
- (1949b) — A Cova da Beira. Controvérsia de geomorfologia. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 30, pp. 23-41.
- (1951) — Três notas de geomorfologia da Beira-Baixa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 32, pp. 271-294.
- (1968a) — Excursão à Arrábida. *Finisterra*, v. III, n. 6, pp. 257-273.
- (1968b) — Excursão à Estremadura e Portugal central. *Finisterra*, v. III, n. 6, pp. 274-299.
- RIBEIRO, O. & FEO, M. (1950) — Les dépôts de type «raña» au Portugal. *C.R. Cong. Int. Geogr.*, Lisbonne, 1949, t. II, sect. II, pp. 152-159.
- RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C. & FERREIRA, C.R. (1967) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 24-D (Castelo Branco). *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 24 pp.
- RIBEIRO, O., LAUTENSACH, H. & DAVEAU, S. (1987) — Geografia de Portugal. Volume I: A Posição Geográfica e o Território. *Edições João Sá da Costa*, Lisboa, 334 pp.
- RODRIGUES, A., DIAS, J.M.A. & RIBEIRO, A. (1992) — First appraisal of active faults in the North Portuguese continental shelf. *Gaia, Revista de Geociências do MNHN*, n. 4, pp. 25-30.
- ROMÃO, J.M.C., RIBEIRO, A., DIAS, R.P. & CABRAL, J. (1991) — Estruturas de reactivação alpina do soço varisco na Beira Baixa. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*, Coimbra, Outubro 1991, p. 74, pol.
- RUGGERI, G. & SPROVIERI, R. (1977) — A revision of Italian Pleistocene stratigraphy. *Geologica Rom.*, 16, pp. 131-139.
- SABARÍS, L. SOLÉ (1958) — Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora. *Breviaria Geol. Astúria*, Año 2, 1(2), pp. 3-8.
- SALA, M. (1984) — The Iberian Massif. In: *Geomorphology of Europe*, C. Embleton (Ed.), Verlag Chemie, pp. 294-322.
- SCHERMERHORN, L.J.G., PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H., DURMEN, E.A.T.H. VER & VERSCHURE, R.H. (1978) — Age and origin of the Messegueira dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean. *J. Geol.*, v. 86, pp. 299-309.
- SCHERMERHORN, L.J.G., ZBYSEWSKI, G. & FERREIRA, O. VEIGA (1987) — Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50 000, Notícia Explicativa da Folha 42-D (Aljustrel). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 55 p.
- SCHOLZ, C.H. (1990) — *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, New York, 439 pp.
- SCHROEDER-LANZ, H. (1971) — Die ersten <sup>14</sup>C-datierten Mittelwürmbildungen von der südlichen Alentejo Küste (Portugal). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 22, pp. 35-42.
- SENOS, M.L. Conde (1989) — Sismicidade na zona do oceano Atlântico compreendida entre Portugal continental e o arquipélago dos Açores. *Comunicações, Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa, 6 e 7 de Novembro de 1989, SPES, LNEC, pp. 73-81.

- SHACKLETON, N.J. (1975) — The stratigraphic record of deep-sea cores and its implications for the assessment of glacial, interglacial, stadial and interstadial in the Mid-Pleistocene. In: *After the Australopithecines*, K.W. Butzer & G.L. Isaac (Eds.), The Hague, pp. 1-24.
- SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. (1973) — Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research*, 3, pp. 39-55.
- SHACKLETON, N.J., BACKMAN, J., ZIMMERMAN, H., KENT, D.V., HALL, M.A., ROBERTS, D.G., SCHUITKER, D., BALDAUF, J.G., DESPRAIRES, A., HOMRIGHAUSEN, R., HUDDLESTON, P., KEENE, J.B., KALTENBACK, A.J., KRUMSIEK, K.A.O., MORTON, A.C., MURRAY, J.W. & WESTBERG-SMITH, J. (1984) — Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, v. 307, pp. 620-623.
- SIBSON, R.H. (1989) — Earthquake faulting as a structural process. *J. Struct. Geol.*, v. 11, n. 1/2, pp. 1-14.
- SLEMMONS, D.B. (1977) — Faults and Earthquake Magnitude. State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States. *Miscellaneous Paper S-73-1, Report 6. U.S. Army Waterways Experiment Station, Soils and Pavements Laboratory*, Vicksburg, Mississippi, 129 pp.
- SLEMMONS, D.B. (1982) — Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. *Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference*, June 28-July 1, 1982, v. 1/3, Seattle, pp. 119-130.
- SLEMMONS, D.B. & MCKINNEY, R. (1977) — Definition of «Active Faults». *Miscellaneous Paper S-77-8. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station*, Vicksburg, Mississippi, 22 pp.
- SOARES, A. FERREIRA, REIS, R.P.B. PENNA DOS & DAVEAU, S. (1983) — Tentativa de correlação das unidades litoestratigráficas da região do Baixo Mondego com as das bacias de Lousã e Arganil. *Mem. Not., publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, n. 96, pp. 3-19.
- SOUSA, M.L., MARTINS, A. & OLIVEIRA, C.S. (1992) — Compilação de Catálogos Sísmicos da Região Ibérica. *Relatório 36/92 — NDA*, Departamento de Estruturas, Núcleo de Dinâmica Aplicada, Proc. 036/11/92/95, LNEC, Lisboa.
- SRIVASTAVA, S.P., ROEST, W.R., KOVACS, L.C., OAKLEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J. & MACNAB, R. (1990) — Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, pp. 229-260.
- SUC, J.P. (1989) — Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. V, n. 3, pp. 541-550.
- SUC, J.P. & ZAGWIJN, W.H. (1983) — Plio-Pleistocene correlations between the Northwest Mediterranean region and Northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12, pp. 153-166.
- SYKES, L.R. & SNAR, M.L. (1984) — Focal mechanism solutions of intraplate earthquakes and stress in the lithosphere. In: *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, L. Kitjanson (Ed.), D. Reidel, Norwell, Mass., pp. 207-224.
- TABORDA, R. & DIAS, J. Alveirinho (1989) — Recent sea level rise in Portugal (based on tide-gauge data). *Gaia, Revista de Geociências do MNHN*, n. 1, pp. 11-12 e 27.
- TALWANI, P. (1988) — Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: *Proceedings of the NATO workshop on causes and effects of earthquakes at passive margins and in areas of postglacial rebound on both sides of the Atlantic*. P. Basham and S. Gregersen (Eds.), Vordingborg, Denmark, May 1988.
- TAPPONNIER, P. (1977) — Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n. 3, pp. 437-460.
- TEIXEIRA, C. (1944) — Tectónica plio-pleistocénica do Noroeste peninsular. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, v. IV, pp. 19-42.
- (1948) — A depressão de Chaves (gênesis e evolução). *Bol. Mus. Min. Geol. Univ. Lisboa*, ns. 15-16, 5.ª série, pp. 35-53.
- (1950) — Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Lisboa*, 17, pp. 33-48.
- (1972) — Carta Geológica de Portugal, Escala 1:500 000, 4.ª Edição. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- (1979) — Plio-Pleistocénico de Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t. 65, pp. 35-46.
- (1984) — Étude de la flore fossile de la diatomite d'Óbidos. Quelques considérations stratigraphiques et paléogéographiques sur le Pliocène portugais. In: *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, 1.º vol., Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, pp. 203-209.
- TEIXEIRA, C. & BERTHOIS, L. (1952) — Les sables et les galets de Casais de Santa Teresa. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. X, pp. 13-22.
- TEIXEIRA, C. & ZBYSEWSKI, G. (1954) — Contribution à l'étude du littoral pliocène au Portugal. *C.R. 16<sup>ème</sup> Congr. Geol. Int.*, Alger, 13, pp. 257-284.
- TEIXEIRA, C., FERNANDES, A.P. & PERES, A. (1967) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 10-C (Peso da Régua). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 60 pp.
- TEIXEIRA, C., ASSUNÇÃO, C.T. & COELHO, A.V.P. (1974) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 6-B (Chaves). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 35 pp.
- TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. (1980) — Introdução à Geologia de Portugal. *Inst. Nac. Inv. Cient.*, Lisboa, 475 pp.
- THOMAS, M.F. (1974) — Tropical Geomorphology. *MacMillan*, Londres, 322 pp.
- TRINCÃO, P., REIS, R.P.B. PENNA DOS & CUNHA, P.M.R. PROENÇA (1989) — Palinomorfos e alen-cenomanianos do «Grês do Buçaco» (Lousã, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 10, pp. 51-64.
- UDIÁS, A. (1980) — Seismic stress in the region Azores-Spain-Western Mediterranean. *Rock Mechanics*, Suppl. 9, pp. 75-84.
- UDIÁS, A., LÓPEZ-ARROYO, A. & MEZCUA, J. (1976) — Seismotectónica de the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31, pp. 259-289.

- UDÍAS, A., ESPINOSA, A.F., MEZCUA, J., BUFORN, E., VEGAS, R., NISHENKO, S.P., MARTÍNEZ-SOLARES, J.M. & LÓPEZ-ARROYO, A. (1986) — Sísmicidad y Tectónica en el Límite de Placas África del Norte-Eurásia (Azores-Iberia-Tunez). Comité Conjunto Hispano-Norteamericano para la Cooperación Científica e Tecnológica. *U.S.G.S. Open-File Report*, 86-626, Denver, CO.
- UNITED STATES NUCLEAR REGULATORY COMMISSION — U.S.N.R.C. (1978) — Reactor Site Criteria. Rules and Regulations, Title 10, Chapter 1, *Code of Federal Regulations-Energy, Part 100*, pp. 100.1-100.7.
- VANNEY, J.-R. & MOUGENOT, D. (1981) — La Plate-Forme Continentale du Portugal et les Provinces Adjacentes: Analyse Géomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 28, 86 pp.
- VICTOR, L.A. Mendes, HIRN, A. & VEINANTE, J.L. (1980) — A seismic section across the Tagus valley, Portugal: possible evolution of the crust. *Ann. Géophys.*, t. 36, fasc. 4, pp. 469-476.
- VIDAL, J., RODRÍGUEZ & HOLMO, F. Díaz del (1989) — Sierra Morena. In: *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1 000 000, Memoria*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, pp. 201-208.
- VITA-FINZI, C. (1986) — Recent Earth Movements. An Introduction to Neotectonics. *Academic Press*, London, 226 pp.
- WERNICKE, B. (1981) — Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291, pp. 645-648.
- (1985) — Uniform-sense normal simple shear of continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 1, pp. 108-125.
- WHITMARSH, R.B., MILES, P.R. & MAUFFRET, A. (1990) — The ocean-continent boundary of the western continental margin of Iberia — I. Crustal structure at 40°30'N. *Geophys. J. Int.*, 103, pp. 509-531.
- WIENS, D.A. & STEIN, S. (1983) — Age dependence of oceanic intraplate seismicity and implications for lithospheric evolution. *J. Geophys. Res.*, v. 88, n. B8, pp. 6455-6468.
- WILSON, R.C.L., HISCOTT, R.N., WILLIS, M.G. & GRADSTEIN, F.M. (1989) — The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic, and subsidence history. In: *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 46, pp. 341-361.
- WINDLEY, B.F. (1984) — The Evolving Continents. 2nd Edition, *John Wiley and Sons*, 399 pp.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. (1986) — Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, v. 8, n. 7, pp. 725-735.
- WOODWARD-CLYDE CONSULTANTS (1983) — Critères Parassismiques Préliminaires. Massif Minier de Neves-Corvo. Relatório preparado para a Sociedade Mineira de Neves-Corvo S.A.R.L., Woodward-Clyde Consultants, Février 1983, S2C077, Lausanne, 21 pp., pol.
- ZAGWIJN, W.H. (1974) — The Pliocene-Pleistocene boundary in Western and Southern Europe. *Boreas*, 3, pp. 75-97.
- (1975) — A model-theory for the Pliocene/Pleistocene boundary determination, based on past climatic changes. *Late Neogene Epoch boundaries*, October 1975, pp. 71-74.
- ZBYSZEWSKI, G. (1939) — Essai sur l'hydrogéologie du Bassin du Sado (Portugal). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, v. XII, fasc. 3, pp. 405-427.
- (1943a) — La Classification du Paléolithique Ancien et la Chronologie du Quaternaire de Portugal en 1942. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, v. II, fasc. 2-3, 113 pp.
- (1943b) — Eléments pour servir à l'étude du Pliocène marin du Sud du Tage: la faune des couches supérieures d'Alfeite. *Commun. Serv. Geol. Portugal*, v. 24, pp. 125-156.
- (1948) — Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène. *Las Ciencias*, Madrid, Año XIII, n. 1.
- (1949) — Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. XXX, pp. 59-78.
- (1953) — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 31-A (Santarém), *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 16 pp.
- (1957) — Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, v. XIII, fasc. I-II, 227 pp.
- (1959) — Étude Structurale de la Vallée Typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, n. 3 (N.S.), 184 pp.
- (1971) — Carta Geológica do Quaternário de Portugal na escala 1/1 000 000. Notícia Explicativa. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 39 pp.
- ZBYSZEWSKI, G. & ALMEIDA, F. Moitinho de (1960) — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 26-D (Caldas da Rainha). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 56 pp.
- (1961) — Carta Geológica dos Arredores de Lisboa na escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha I (Sintra). *Serv. Geológicos de Portugal*, Lisboa, 59 pp.
- ZBYSZEWSKI, G. & FERREIRA, O. da Veiga (1968a) — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 35-C (Santo Isidro de Pegões). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 23 pp.
- (1968b) — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 31-C (Coruche). *Serv. Geológicos de Portugal*, Lisboa, 43 pp.
- ZBYSZEWSKI, G. & CARVALHOSA, A.B. (1984) — Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 31-D (Montargil). *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 56 pp.
- ZOBACK, M.L., et al. (1989) — Global patterns of tectonic stress. *Nature*, v. 341, pp. 291-298.

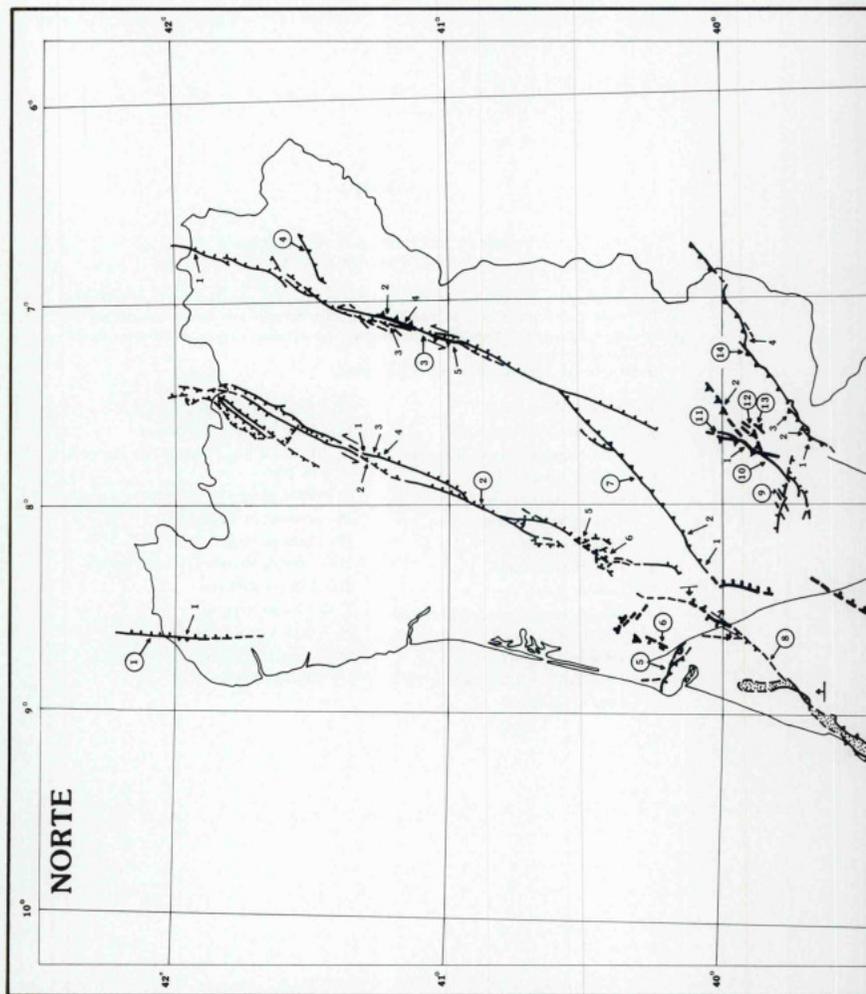
## ANEXO 1

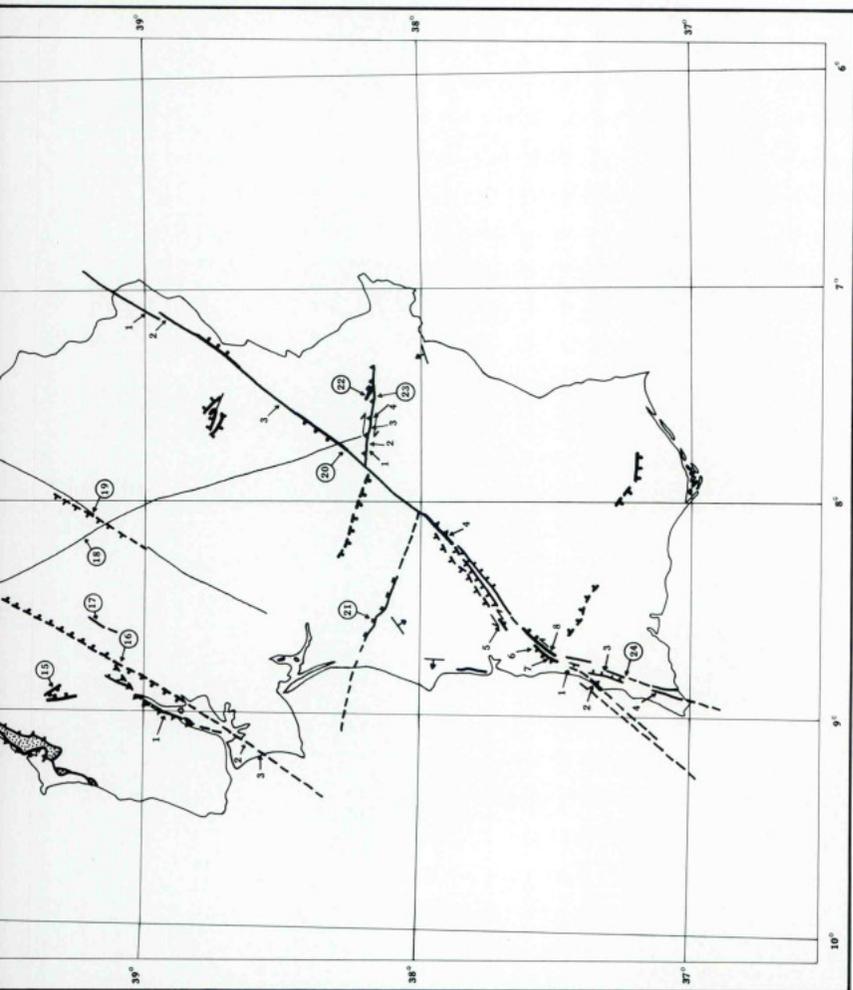
### MAPA DE ESTAÇÕES E ACTUALIZAÇÃO DA CARTA NEOTECTÓNICA

Mapa das estruturas neotectónicas abordadas ao longo do texto, dispostas segundo a Carta Neotectónica de Portugal Continental (CABRAL & RIBEIRO, 1988), onde se indica a localização das estações de investigação geológica no terreno referenciadas intratexto e se assinalam algumas actualizações àquela carta (a traço espesso).

Identificação das estruturas neotectónicas enumeradas:

- |  |  |
|--|--|
| 1 — Falha de Monte Chão;                           | 14 — Falha do Ponsul;                                      |
| 2 — Falha Penacova-Régua-Verin;                    | 15 — Falha do Cidral (Rio Maior);                          |
| 3 — Falha Manteigas-Vilaríça-Bragança;             | 16 — Falha (ou lineamento) do vale inferior do Tejo;       |
| 4 — Falha de Morais;                               | 17 — Falha da serra de Almeirim;                           |
| 5 — Falha de Quiaios;                              | 18 — Lineamento Tomar-Évora;                               |
| 6 — Falha de Vale Saramago;                        | 19 — Falha do rio Sôr;                                     |
| 7 — Falha Seia-Lousã;                              | 20 — Falha da Messejana (Odemira-Ávila);                   |
| 8 — Falha Nazaré-Pombal;                           | 21 — Falha de Grândola;                                    |
| 9 — Falha da Sertã;                                | 22 — Falha do Alqueva;                                     |
| 10 — Falha Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo; | 23 — Falha Vidigueira-Moura;                               |
| 11 — Falha de Almededa;                            | 24 — Alinamento de fracturas S. Teotónio-Aljezur-Sinceira. |
| 12 — Falha Galdins-Rapoula-Chão da Vã;             |  |
| 13 — Falha de Mendares;                            |  |





## ANEXO 2

Dados geométricos e cinemáticos (estrias) obtidos em falhas activas, ou provavelmente activas, no território continental português, correspondentes a registos recolhidos em diversos afloramentos dos acidentes neotectónicos (estações de investigação, assinaladas no Anexo 1). Os afloramentos são identificados assinalando primeiro o número da estrutura tectónica a que dizem respeito, seguido do número de ordem da estação correspondente.

A informação respeitante às superfícies de falha e estrias aí identificadas é apresentada em projecção estereográfica numa rede de Schmidt (projecção no hemisfério inferior). Quando se desconhece o sentido da movimentação, a estria é assinalada por um pequeno círculo centrado na sua projecção estereográfica. Se além da direcção de movimentação (evidenciada pela estria) se reconheceu o seu sentido, este é referenciado por uma seta, cujo ponto de aplicação coincide com a projecção estereográfica da estria, indicando o deslocamento relativo do lábio superior da falha correspondente (setas apontando para o centro do círculo de projecção indicam componente de movimentação inversa, setas orientadas para a periferia do círculo de projecção indicam componente de movimentação normal) além da sua componente de desligamento assinalada pelo binário representado.

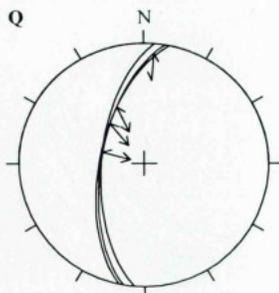
Uma vez que, ao estudarem-se os acidentes tectónicos activos, se identificaram estrias em espelhos de falha desenvolvidos sobre rochas de idades muito diversas — frequentemente mais antigas que o período neotectónico — ao apresentarem-se as estrias observadas restringe-se a idade do movimento que as originou com base na idade das rochas que afectam, individualizando-se os seguintes grupos:

- estrias de idade indiferenciada, desenvolvidas sobre rochas do soco varisco (S);
- estrias correlativas de movimentos sin- ou pós-cretácicos (C);
- estrias sin- ou pós-Paleogénico e Miocénico indiferenciados (PgM);
- estrias sin- ou pós-miocénicas (M);
- estrias sin- ou pós-pliocénicas (P);
- estrias correlativas de movimentos seguramente quaternários (Q).

No que respeita às estrias identificadas em zonas de falha evidenciando reactivação neotectónica mas que se encontram desenvolvidas em espelhos de falha afectando apenas rochas paleozóicas, seleccionaram-se aquelas obedecendo a um ou mais dos seguintes critérios:

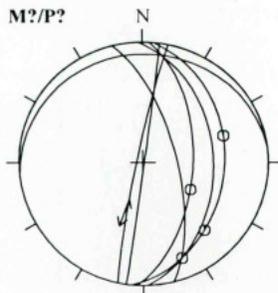
- mostraram-se mais compatíveis com o estilo tectónico da reactivação, inferido a partir de dados provenientes de outras áreas ou por outros critérios geológicos;
- localizam-se sobre espelhos de falha desenvolvidos em rochas de falha evidenciando deformação frágil, superficial (brecha de falha ou *fault-gouge*);
- evidenciaram-se como as mais recentes, por critérios de hierarquização baseados em relações de interacção entre diferentes estrias, pelo seu estado de conservação e/ou pelas suas características.

F. S. Pedro da Torre



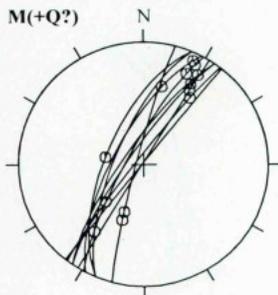
1/1

F. Régua - P. Petisqueira



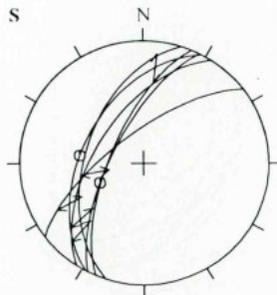
2/1

F. Régua - Rib. Marinheira



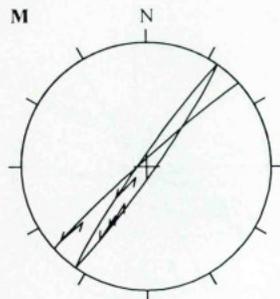
2/2

F. Régua - Parada de Cunhos



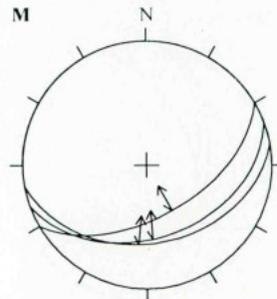
2/3

F. Régua - Tourigo



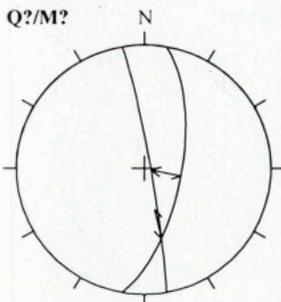
2/5

F. Régua - Mortágua/Gandra



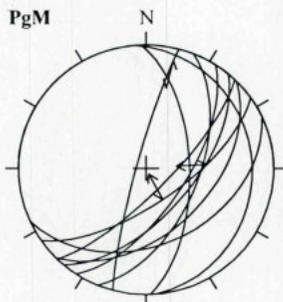
2/6

F. Vilarça - Portelo



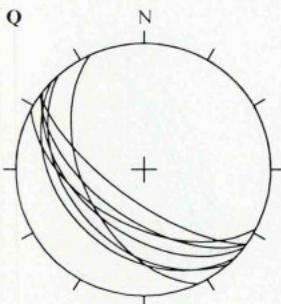
3/1

F. Vilarça - Terrincha



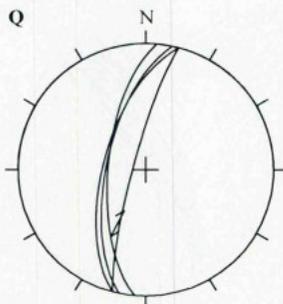
3/2

F. Vilarça - Carvalho (microfalhas)



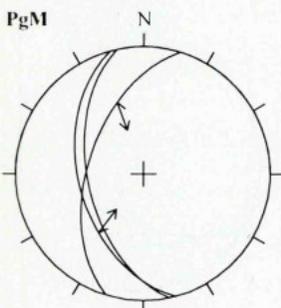
3/3

F. Vilarça - Vale Meão



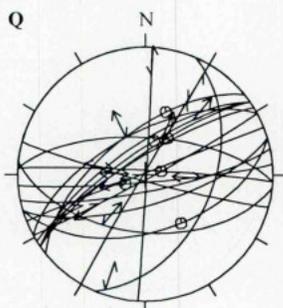
3/4

F. Vilarça - Longroiva



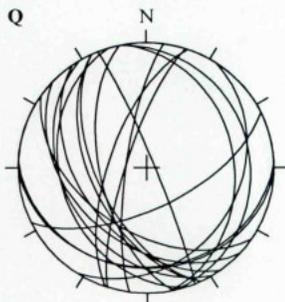
3/5

F. Quiaios - slickensides



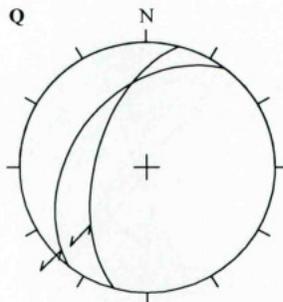
5/1a

F. Quiaios - microfalhas



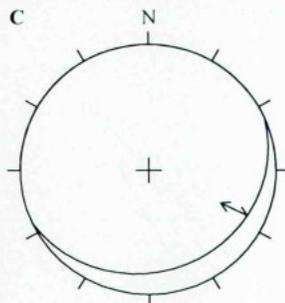
5/1b

F. Vale Saramago



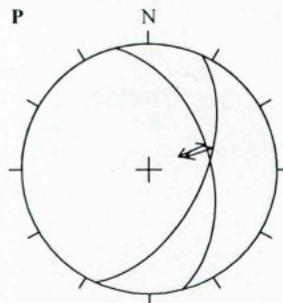
6

F. Seia-Lousã - Cerjeiras



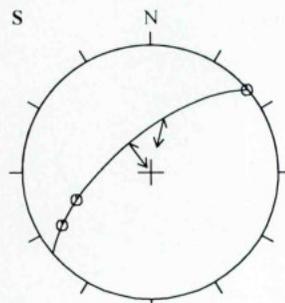
7/1

F. Seia-Lousã - Portela



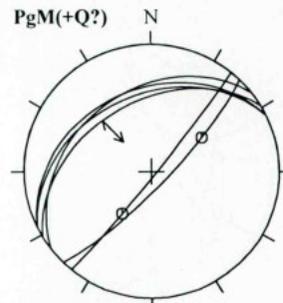
7/2

F. Grade - Fojos



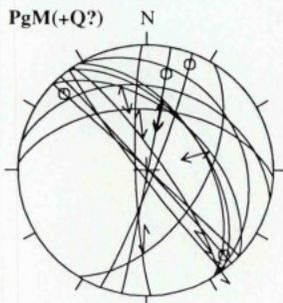
10/2

F. Ponsul - V. V. Ródão



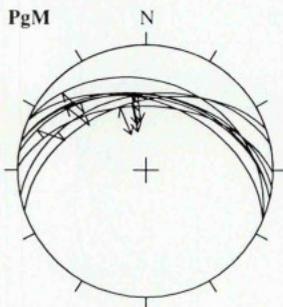
14/1

F. Ponsul - Coxerro



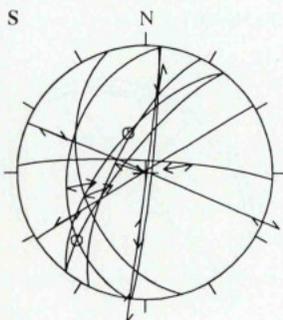
14/2

F. Ponsul - Alfrívada



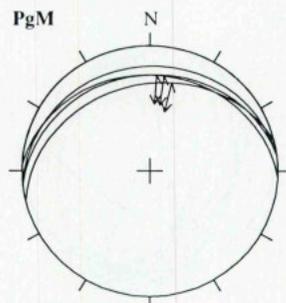
14/3

F. Messejana - Perdígão



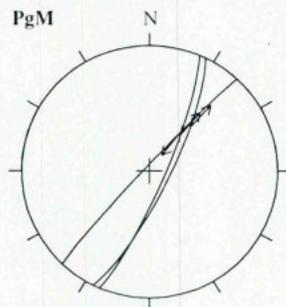
20/2

F. Ponsul - Idanha-a-Nova



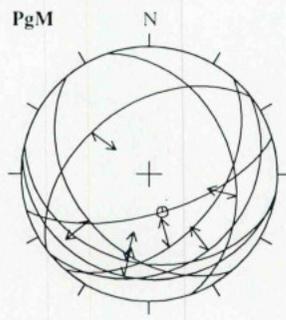
14/4

F. Messejana - H. Caia



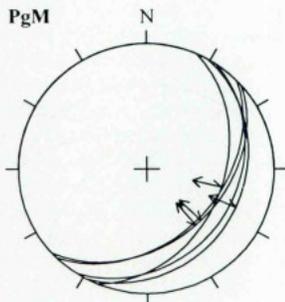
20/1

F. Messejana - Falcoeiras



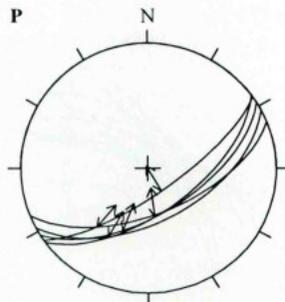
20/3

F. Messejana - C. Vicente Anes



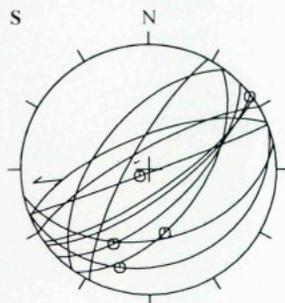
20/4

F. Monte da Estrada



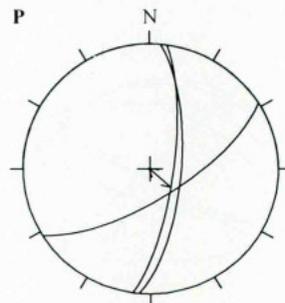
25/5

F. Messejana - B. V. Pinheiros



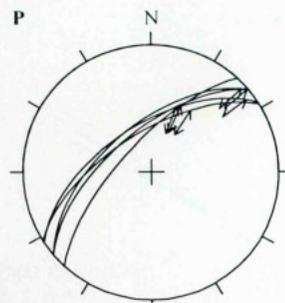
20/6

S. Teotónio - Salema



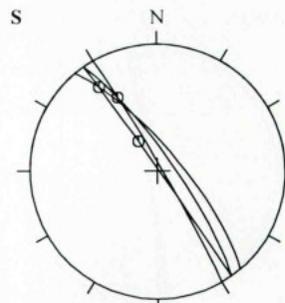
20/7

S. Teotónio - Derroca



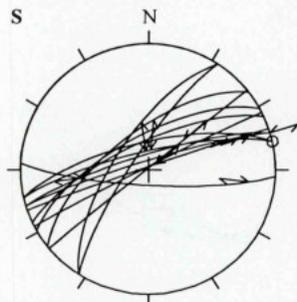
20/8

F. Grândola



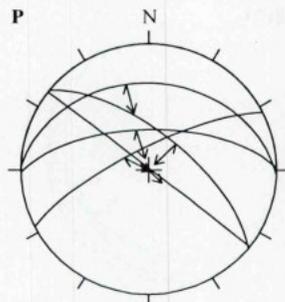
21/1

F. Vidigueira - Alcaria



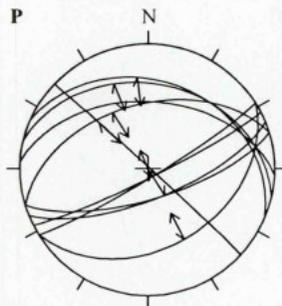
23/1

F. Vidigueira - Vale da Serra



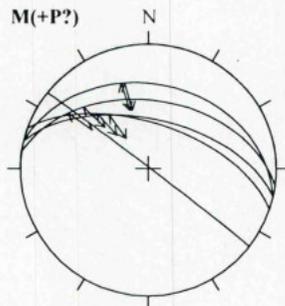
23/2

F. Vidigueira - Pinel



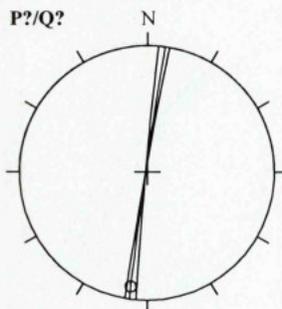
23/3

F. Vidigueira - Malhada



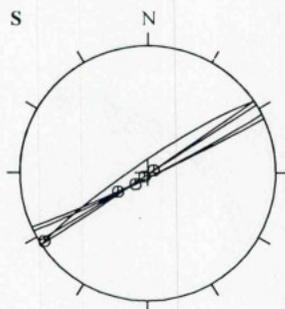
23/4

F. Gralheiras - S. Miguel/Odesseixe



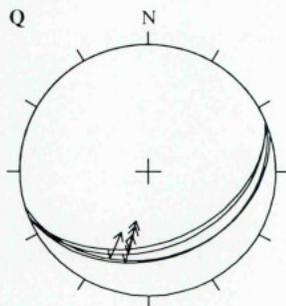
24/1

F. Amoreira



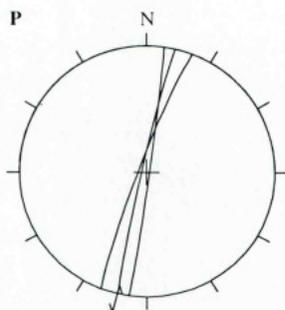
24/2a

F. Malhão - Aljezur



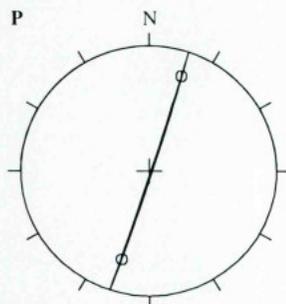
24/2b

F. Aljezur



24/3

F. Sincera



24/4

## ESTAMPAS

## ESTAMPA I

- Foto 1 - Panorama da bacia de Sarzedas (Beira Baixa; sentido de observação de oriente para ocidente), distinguindo-se dois relevos desenvolvidos em depósitos de *raia* — a lomba de Sarzedas (1), onde aqueles sedimentos formam os 15 a 20 m superiores da elevação, e a serra de Magarefa (3), quase integralmente constituída por eles — consistindo em «montes-testemunho» (relevos residuais de posição) individualizados pela intensa glip-togênese regional finipliocénica e quaternária. Ao fundo na paisagem (a sudoeste) distingue-se uma crista quartzítica (2), com a sua forma alongada típica (serra das Talhadas), observando-se à direita (a norte) um degrau topográfico correspondente à escarpa de falha de Grade (ver cap. IX.2.1.2.2.a.). Note-se a localização das *raias* de Magarefa imediatamente no sopé daquela escarpa de falha, bem como o perfil trapezoidal da lomba de Sarzedas, com o seu cume perfeitamente aplanado (culminando a 447 m) testemunhando provavelmente a superfície terminal, de aterro, das *raias*.
- Foto 2 - Relevo de *raia* com um perfil trapezoidal típico, localizado no bordo meridional da bacia do Sado (Alentejo), imediatamente a noroeste da falha Odemira-Ávila (ou da Messejana; ver cap. IX.5.1.) cuja expressão morfológica se distingue na paisagem, à esquerda (a sul), sob a forma de um pequeno degrau topográfico correspondente a uma escarpa de falha (F).
- Foto 3 - Corte em depósitos de *raia* constituintes da colina de Carvalho, localizado junto a Portela de Carvalho (Anexo 1, loc. 7/2), na vertente norte da serra da Lousã (Cordilheira Central). Trata-se de típicas *raias* de sopé, geradas na dependência da falha Seia-Lousã (ver cap. IX.2.1.2.1.), muito heterométricas, com grandes blocos de quartzito alimentados a partir dos afloramentos quartzíticos da serra do Penedo, situados a sul.
- Foto 4 - Corte em depósitos de *raia*, que se apresentam afectados por uma microfalha, em Trás-os-Montes Oriental, no talude da estrada de Macedo de Cavaleiros para Morais, a SSE de Vale da Porca (Alto da Carrasqueira).
- Foto 5 - Aspecto da Meseta Setentrional no Nordeste Transmontano, acima da qual se destacam, à esquerda, os relevos quartzíticos da serra do Reboredo (1) e do cabeço da Mua (2). Note-se, em primeiro plano, a abundância de calhaus (predominantemente de quartzo e quartzito) dispersos à superfície do solo, associados a uma cobertura pelicular de depósitos de *raia* de planície.
- Foto 6 - Panorama que se observa do topo do relevo de *raias* da serra da Murracha (região de Monfortinho, Beira Baixa) para norte, distinguindo-se, em plano inferior, a Meseta Sul no seu sector mais setentrional em território português (constituindo a Superfície de Castelo Branco), acima da qual se elevam os *inselberge* graníticos de Monsanto (1) e Moreirinha (2), identificando-se ainda na linha do horizonte, à esquerda (a noroeste), os relevos da Cordilheira Central (serra da Estrela, 3).

## ESTAMPA I



## ESTAMPA II

- Foto 7 - Vista que se observa do bordo meridional da praia do Guincho (região de Cascais) para norte, destacando-se o relevo da serra de Sintra, ao fundo, e distinguindo-se no seu sopé testemunhos evidentes de três níveis de aplainação escalonados (1, 2 e 3), sendo o inferior (nível 3) seguramente de origem marinha, limitado interiormente por uma arribas fóssil bem conservada (A) e preservando ainda alguns vestígios de depósitos litorais correlativos.
- Foto 8 - Panorama que se observa da Ponta da Atalaia (Algarve Ocidental) para sul, destacando-se a morfologia aplanada, a cotas elevadas (frequentemente da ordem de 100 m), característica da faixa litoral do Sudoeste Alentejano e Algarve Ocidental (ver cap. VII.5.), acentuadamente entalhada por algumas linhas de água muito encaixadas, e abruptamente interrompida por arribas vivas de elevado comando. Distingue-se também claramente um nível de aplainação (correspondendo provavelmente a uma plataforma de abrasão marinha levantada; n) embutido na superfície planáltica culminante.
- Foto 9 - Panorama que se observa da serra do Bouro (bordo ocidental do diapiro de Caldas da Rainha) para leste, distinguindo-se sucessivamente, no sentido do horizonte, o fundo da depressão correspondente ao «vale tifónico» de Caldas da Rainha (em plano inferior), a vertente que estabelece o seu bordo oriental (escarpa de falha), a morfologia aplanada no topo dessa vertente, correspondendo à «plataforma de Aljubarrota», e, ao longe, o perfil alongado da serra dos Candeeiros.
- Foto 10 - Cascalheira heterométrica de elementos bem rolados, predominantemente siliciosos (quartzo e quartzito?) sendo alguns de calcário, geralmente de achatamento acentuado, com abundantes pequenos calhaus em forma de amêndoa («bichouros»). Este depósito, localizado na vertente ocidental da serra dos Candeeiros junto a Vale da Malhada (Penedos Negros), no local da «casa do caçador», a uma cota de cerca de 300 m, passa lateralmente a areias de grão médio a grosseiro, lavadas, com laminação sub-horizontal, constituindo um conjunto de afloramentos de sedimentos de praia suspensos na vertente da serra, assentando sobre calcários jurássicos lapiasados.
- Foto 11 - Aspecto do contacto por falha inversa (a tracejado; falha Seia-Lousã) entre rochas do soco varisco (Complexo Xisto-Grauváquico) constituintes da Cordilheira Central, à direita (a sul), e depósitos de *raia* (constituintes do relevo de Carvalhal), à esquerda (a norte), em Portela de Carvalhal (Góis; Anexo 1, loc. 7/2, Anexo 2, diagrama 7/2).
- Foto 12 - Aspecto de um contacto por falha inversa (a tracejado; falha Sobreira Formosa-Grade-Sobral do Campo) entre rochas do soco varisco (Complexo Xisto-Grauváquico) constituintes da Cordilheira Central, à esquerda (a norte), e um sedimento arenítico heterométrico, com calhaus de quartzo, pertencente ao enchimento sedimentar cenozóico da bacia de Sarzedas (Unidade Conglomerático-Argilosa de Sarzedas, de idade miocénica superior a pliocénica inferior), à direita (a sul), cerca de 750 m a SSW de Grade, no talude da estrada para vale de Maria Dona (Anexo 1, loc. 10/1).

## ESTAMPA II



7



8



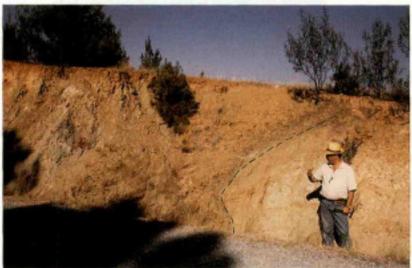
9



10



11

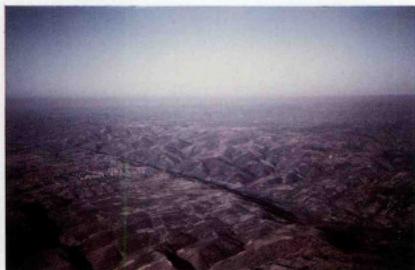


12

#### ESTAMPA IV

- Foto 19 - Vista aérea da Beira Transmontana imediatamente a sul do rio Douro (Pocinho), olhando para SW, destacando-se na paisagem a falha Manteigas-Vilariaça-Bragança sob a forma de um lineamento nítido, correspondente ao vale de linha de falha do rio do Vale da Vila, de traçado acentuadamente rectilíneo, orientado NNE-SSW. Nesta região o acidente tectónico estabelece o «rebordo ocidental da Meseta», separando esta superfície dos planaltos centrais da Beira, mais elevados, situados à direita (a ocidente) do lineamento na imagem apresentada. A povoação que se observa à esquerda é Vila Nova de Foz Côa.
- Foto 20 - Aspecto do «rebordo ocidental da Meseta» observado da povoação de Chãs para NNW, distinguindo-se ao fundo, à direita (a NNE), o nível de erosão, muito regular, de Vila Nova de Foz Côa (a 400-425 m; 1), correspondente a uma superfície ligeiramente embutida na Meseta, de origem fluvial, gerada numa primeira etapa de encaixe do rio Douro (CABRAL, 1985). Ao centro, na linha do horizonte, destaca-se o planalto de Lousa, muito elevado (a 825-850 m; 2), e imediatamente à direita (a oriente), sobressaindo na paisagem acima do nível de Vila Nova de Foz Côa, observa-se o segmento superior da escarpa de falha ocidental da bacia tectónica da Vilariaça, cuja depressão se encontra oculta por se situar a cotas inferiores ao nível da topografia abarcada pela imagem.
- Foto 21 - Vista (olhando para SE) sobre a escarpa de falha oriental da bacia tectónica da Vilariaça no seu sector meridional, constituindo um importante lineamento morfológico orientado SSW (à direita) — NNE (à esquerda), interrompendo abruptamente, por um desnível de cerca de 400 m, a superfície da Meseta, talhada em granitos a cerca de 540 m de altitude (1). Ao fundo, na linha do horizonte, destaca-se acima da Meseta o perfil alongado do relevo residual quartzítico da serra do Reboredo (2). (Foto de A. BRUM).
- Foto 22 - Espelho de falha em cataclasto granítico, aflorando em Quinta da Terrincha, no sopé da escarpa de falha que estabelece o bordo oriental da bacia tectónica da Vilariaça (Anexo 1, loc. 3/2; ver fig. 22), orientado (N15°E, 85°W), com estrias nítidas sub-horizontais (*pitch* de cerca de 10°NE) associadas a movimentação de desligamento esquerdo no acidente tectónico.
- Foto 23 - Aspecto da rocha granítica, intruída por abundantes filonetes de quartzo, aflorando em Quinta da Terrincha imediatamente a oeste do espelho de falha representado na Foto 22, apresentando-se fortemente deformada, recortada por superfícies C e S(?) numa disposição evidenciando uma componente de movimentação cavalgante para ocidente (à direita na imagem) na zona de falha (ver fig. 22).
- Foto 24 - Aspecto do contacto por falha entre granitos, a ocidente (à direita), e sedimentos de terraço fluvial do rio Douro, de idade provável pliocénica média a superior (localizados 30 a 40 m acima do leito do rio), a oriente (à esquerda), associado ao acidente tectónico Manteigas-Vilariaça-Bragança em Quinta do Vale do Meio (junto ao Pocinho, a sul da depressão da Vilariaça; Anexo 1, loc. 3/3; Anexo 2, diagrama 3/3), notando-se a sua tendência cavalgante.

## ESTAMPA IV



19



20



21



22



23



24

## ESTAMPA V

- Foto 25 - Pormenor do contacto tectónico representado na Foto 24, entre granitos, a oeste (à direita), e depósitos de terraço fluvial do rio Douro, a leste (à esquerda), estabelecido pela falha Manteigas-Vilariga-Bragança em Quinta do Vale do Meio (Pocinho).
- Foto 26 - Aspecto parcial do corte no talude de um caminho em Ribeiro da Marinheira (Vila Real, Anexo 1, loc. 2/2), evidenciando um contacto por falha (a tracejado) entre rochas do soco varisco (xisto metamórfico e granito), à direita (a oeste), e sedimentos grosseiros de matriz arcóica, muito heterométricos, de idade provável miocénica, à esquerda (a leste) (ver fig. 26 e Anexo 2, diagrama 2/2). Sobre aquelas formações assenta em discordância um depósito de terraço fluvial muito grosseiro e heterométrico, observando-se nitidamente um ressalto de cerca de 15 cm na base deste sedimento, com descida relativa do lado ocidental, coincidente com a localização da falha afectando as formações subjacentes.
- Foto 27 - Pormenor do corte representado na Foto 26, evidenciando o ressalto na base da cascalheira de terraço fluvial coincidindo com o contacto por falha que se observa nas formações subjacentes, entre as rochas do soco varisco, à direita (a oeste), e o sedimento terciário (miocénico?) grosseiro, de matriz arcóica, à esquerda (a leste). Note-se que não é evidente o prolongamento da zona de falha para o topo, através do depósito fluvial, concluindo-se que, a terem ocorrido movimentações no acidente tectónico posteriormente à instalação deste sedimento, responsáveis pelo ressalto que se observa na sua base, a deformação terá sido acomodada de modo essencialmente dúctil no interior do depósito, que se apresentava inconsolidado.
- Foto 28 - Afloramento no talude de uma sanja em Vale Saramago (a NE de Figueira da Foz, SSW de Arazedo; Anexo 1, f. 6), expondo um contacto por falha (a tracejado), orientado NNE-SSW, entre areias com pequenos calhaus rolados («bichouros»), de origem marinha («Areias de Arazedo», segundo BARBOSA *et al.*, 1988), de idade provável pliocénica inferior, localizadas à esquerda (a ocidente), e arenitos do Cretácio inferior, localizados à direita (a oriente). A formação cretácica apresenta-se recortada por faixas de argila muito cisalhada, que foi injectada ao longo de zonas de concentração de movimento, inclinadas 40° a 50° para oeste. A geometria do acidente tectónico, aliada a uma descida relativa do lábio ocidental, onde se encontram os depósitos quaternários, evidencia a ocorrência de uma componente vertical de deslocamento de tipo normal na zona de falha (Anexo 2, diagrama 6).
- Foto 29 - Afloramento no talude da estrada de Relíquias para Monte da Estrada, no local de Barreiras (Sudoeste Alentejano; Anexo 1, loc. 20/5), expondo uma importante zona de falha estabelecendo o contacto entre sedimentos grosseiros heterométricos, de cor avermelhada, de tipo *raña*, à esquerda (a noroeste), e xistos do soco paleozóico, à direita (a sueste). Note-se a estratificação incipiente nos depósitos de *raña*, deformada em dobra de arraste pelo acidente tectónico, e a importante caixa de falha (com cerca de 2 m de largura) desenvolvida nas rochas do soco, intensamente esmagadas, bem como a ausência de expressão morfológica da falha no local, verificando-se mesmo uma ligeira inversão do relevo relativamente à componente vertical de deslocamento produzida pela estrutura.
- Foto 30 - Detalhe da zona de falha representada na Foto 29, observando-se superfícies de deslizamento com estrias nítidas, de *pitch* reduzido para sudoeste (Anexo 2, diagrama 20/5), no contacto da caixa de falha com os sedimentos de *raña*, evidenciando a ocorrência de movimentação no acidente tectónico com uma importante componente de deslizamento, de sentido sinistrogiro, de modo a produzir um abatimento relativo do lábio a noroeste (à esquerda), onde se localizam os depósitos.

## ESTAMPA V



25



26



27



28



29



30

## ESTAMPA VI

- Foto 31 - Afloramento num talude junto à estrada de Odemira para S. Teotónio (E.N. 120), ao quilómetro 114 (a SW do v.g. Derroca; Anexo 1, loc. 20/8), mostrando um contacto por falha entre xistos do soco paleozóico, muito esmagados numa faixa de cerca de 1 m, à direita (a noroeste), e um sedimento arenoso fino, de cor alaranjada, de idade provável pliocénica superior, à esquerda (a sueste). Note-se a componente cavalgante do acidente tectónico, associada a movimentação oblíqua esquerda-inversa evidenciada por diversas estrias observadas em *slickensides* desenvolvidos em *fault-gouge* junto ao contacto (Anexo 2, diagrama 20/6).
- Foto 32 - Corte numa trincheira localizada cerca de 1 km a sul de João Frio (WNW de S. Teotónio; Anexo 1, loc. 20/7) expondo um contacto por falha entre xistos do soco varisco, muito esmagados numa faixa de cerca de 4 m de largura, à esquerda (a sueste); 2, e um sedimento de cor avermelhada com pequenos calhaus rolados, de idade provável pliocénica superior, à direita (a noroeste); 1. A zona de falha encontra-se coberta por um depósito coluvial provavelmente de idade recente (3). Os xistos apresentam-se intruídos por um filão muito fracturado e alterado, com cerca de 5 m de largura, constituindo a metade sul-oriental da caixa de falha (imediatamente à esquerda da imagem). Note-se a vergência nítida para NW das estruturas planares que se identificam na caixa de falha, bem como a tendência cavalgante do contacto tectónico.
- Foto 33 - Afloramento no talude de um caminho de acesso da E.N. 120 ao sítio de Gralheiras (a norte de Odesseix; Anexo 1, loc. 24/1), expondo um contacto por falha entre xistos do soco varisco, à esquerda (a oeste), e um sedimento arenoso de cor avermelhada, que PEREIRA (1990) integra na unidade sedimentar do «arenito de Bugalheira», de idade provável pliocénica, à direita (a leste). Note-se o esmagamento dos xistos paleozóicos na zona de falha, bem como o arraste tectónico que apresentam, contrário ao que seria de esperar atendendo à localização dos sedimentos no lábio oriental (evidenciando uma separação vertical com descida relativa a leste), sugerindo a ocorrência de movimentação predominantemente de deslizamento.
- Foto 34 - Afloramento no talude do caminho de acesso da E.N. 120 ao campo de futebol de Aljezur, no extremo meridional desta localidade (Anexo 1, loc. 24/3), expondo um contacto por falha, de geometria irregular (a tracejado), entre xistos do soco varisco, muito esmagados constituindo uma caixa de falha com *fault-gouge* e brecha com cerca de 1,5 m de largura (1), à esquerda (a oeste), e um depósito conglomerático heterométrico, correspondendo provavelmente ao «depósito de calhaus mal rolados» de FEIO (1951a), de idade provável pliocénica inferior, à direita (a leste). (Atitudes indicadas no texto e no Anexo 2, diagrama 24/3).
- Foto 35 - Afloramento no talude da estrada de acesso de Aljezur à praia da Amoreira (Rib.<sup>a</sup> de Aljezur; Anexo 1, loc. 24/2), expondo um filão dolerítico (1), à direita (a sueste), contactando com xisto termometamórfico (cornearna) de cor escura (2), o qual contacta à esquerda (a noroeste), por uma zona de falha onde se individualizam várias superfícies de deslizamento estriadas (F), com xisto (3), na secção inferior do talude, e com um material de natureza incerta, constituindo provavelmente um «prisma» de acumulação sedimentar coluvial (pliocénico?, 4), na parte superior do corte. (Atitudes no Anexo 2, diagrama 24/2a).
- Foto 36 - Corte no talude da estrada de acesso de Aljezur à praia da Amoreira, no lugar de Malhão (Rib.<sup>a</sup> de Aljezur; Anexo 1, loc. 24/2), expondo um contacto anómalo correspondendo provavelmente a uma falha inversa, entre xistos do soco paleozóico, à direita (a sueste), e um depósito grosseiro heterométrico, de idade provável quaternária, à esquerda (a noroeste). (Atitudes no Anexo 2, diagrama 24/2b).

## ESTAMPA VI



31



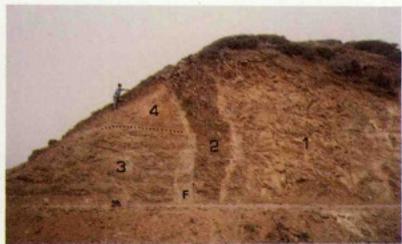
32



33



34



35



36

Execução Gráfica  
ANTÓNIO COELHO DIAS, S.A.,  
LISBOA  
Depósito Legal n.º 90 897/95  
1500 ex.