

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



**FORTE SÍSMICA EM PORTUGAL – ALGUMAS
IMPLICAÇÕES NA GEODINÂMICA DA
REGIÃO AÇORES-GIBRALTAR**

José Fernando Borges

**Dissertação apresentada à Universidade de Évora para
a obtenção do grau de Doutor em Física**

Évora - 2003

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



**FONTE SÍSMICA EM PORTUGAL – ALGUMAS
IMPLICAÇÕES NA GEODINÂMICA DA
REGIÃO AÇORES-GIBRALTAR**

José Fernando Borges

Orientador

Professor Doutor Augusto José dos Santos Fitas



143 802

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para
a obtenção do grau de Doutor em Física

Évora - 2003

À memória do meu pai

Agradecimentos

O trabalho apresentado contou com a colaboração de inúmeras pessoas e instituições. Sem menosprezar todas as outras contribuições, queria referir as que considero mais substanciais:

Em primeiro lugar agradeço ao Professor Augusto Fitas a quem devo a orientação geral dos trabalhos. Quero agradecer-lhe também pelo constante empenho pessoal manifestado e pelo encorajamento e apoio dado ao longo da realização deste trabalho. As suas numerosas sugestões melhoraram, não só o trabalho em si, mas também a escrita desta tese.

O Professor Mourad Bezzeghoud acompanhou de perto a realização deste trabalho. A ele devo o facto de ter disponibilizado toda sua ampla experiência no domínio da fonte sísmica, traduzida em profícuas e estimulantes discussões que contribuíram largamente para o enriquecimento deste trabalho.

Quero expressar a minha gratidão ao amigo e colega, Dr. Bento Caldeira, pela sua constante disponibilidade para discutir muitos dos temas fundamentais desta tese. Devo ao seu apurado sentido físico o aprofundamento e interiorização de diversos conceitos teóricos do âmbito da fonte sísmica.

Agradeço à Professora Elisa Buforn o seu apoio a este trabalho, em particular no que se refere ao tratamento dos dados dos sismos dos Açores; a disponibilização de alguns programas utilizados (programas de Kikuchi e Kanamori) e a partilha da sua experiência foram determinantes na obtenção de alguns resultados. Agradeço também o seu convite para dois períodos de estágio, no departamento de Geofísica da Universidade Complutense de Madrid. Agradeço também ao Professor Udias, deste mesmo departamento, as valiosas sugestões e correcções ao artigo baseado numa das partes deste trabalho.

Na pessoa do professor Rui Namorado Rosa, desejo expressar o meu reconhecimento ao Centro de Geofísica de Évora pelas facilidades e meios postos à minha disposição e pelo apoio financeiro disponibilizado.

Ao departamento de Física da Universidade de Évora, na pessoa do seu presidente Pro-

fessor António Correia, desejo agradecer a cedência de meios e o valioso apoio prestado pelos seus funcionários e técnicos.

Na pessoa da Dra. Maria Luisa Senos desejo expressar o meu agradecimento ao Instituto de Meteorologia pela cedência de uma parte significativa dos dados empregues na realização desta tese.

Agradeço a todos amigos e colegas do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, em particular, à Professora Paula Teves Costa e o Professor Luís Matias, pelos valiosos comentários e sugestões.

Quero agradecer o apoio e interesse manifestado por todos os colegas do Departamento de Física da Universidade de Évora.

A todos aqueles que, directa ou indirectamente, contribuíram para a realização desta tese desejo expressar o meu sincero reconhecimento.

Finalmente quero agradecer à minha família: à Paula pelo paciente e meticoloso trabalho de correcção deste texto e pela seu constante apoio; os meus filhos André e Luís pelas minhas ausências dedicadas à realização desta tese.

O presente trabalho foi parcialmente financiado por três projectos da fundação da Ciência e tecnologia (projectos PBICPTCTA/2115/95, PBIC/C/CTA/2107/95 e Ciência Viva, PIII – 433). Durante a realização de uma parte deste trabalho beneficieei duma bolsa do programa PRODEP/doutoramentos.

Índice

1	Introdução	3
2	Redes sísmicas	9
2.1	Redes Sísmicas	9
2.2	Características instrumentais	15
2.2.1	Resposta instrumental	15
2.2.2	Problemas inerentes à digitalização - Os filtros IFR	24
3	Sismotectónica da região Açores-Gibraltar	29
3.1	Introdução	29
3.2	Características sismo-tectónicas principais	31
3.2.1	Sector ocidental	33
3.2.2	Sector central	44
3.2.3	Sector oriental	46
3.3	Mecanismos focais	49
3.4	Conclusões	61
4	Teoria e Métodos	63
4.1	Introdução	63
4.2	Teoria da Fonte Sísmica	65
4.2.1	Evolução histórica do conceito de fonte sísmica	65
4.2.2	Representação de fontes sísmicas	69
4.2.3	O tensor momento sísmico	73
4.2.4	Fonte pontual - cálculo do deslocamento	77
4.2.5	Fonte extensa	83
4.3	Métodos	94
4.3.1	Mecanismo focal - Programa MECSTA	95
4.3.2	Obtenção dos mecanismos a partir da forma da onda	99
4.3.3	Análise espectral	107
4.3.4	Funções Empíricas de Green	110
4.4	Conclusões	119

5	Fonte sísmica em Portugal	121
5.1	Mecanismos focais em Portugal Continental	123
5.2	Microsismicidade em Portugal Continental: A Região de Évora e do Algarve	127
5.2.1	O sismo de Évora de 31 de Julho de 1998	127
5.2.2	O sismo de Montemor de 20 de Março de 2002	134
5.2.3	Região do Algarve	138
5.3	O sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909	143
5.4	Fonte sísmica na Região dos Açores	146
5.4.1	O sismo de 1 de Janeiro de 1980	148
5.4.2	O sismo de 27 de Junho de 1997	158
5.4.3	O sismo de 9 Julho de 1998	166
5.5	Conclusões	174
6	Interpretação	179
6.1	Introdução	179
6.2	Zona dos Açores	183
6.2.1	Mecanismo focal	184
6.2.2	Tensão e deformação sísmica	189
6.3	Zona Central	194
6.4	Zona Oriental	195
6.5	Conclusões	203
7	Conclusões	217
8	Bibliografia	225
A	Parâmetros do mecanismo focal	239
B	Espectros dos sismos de 1 de Janeiro de 1980, 27 de Junho de 1997, de 9 de Julho de 1998 e de 20 de Março de 2002	245
B.1	O sismo de 1 de Janeiro de 1980	246
B.2	O sismo de 27 de Junho de 1997	248
B.3	O sismo de 9 de Julho de 1998	251
B.4	Espectros do sismo de 20 de Março de 2002	254
C	Eventos sísmicos mais importantes da fronteira Açores-Gibraltar.	257
C.1	O sismo de 26 de Janeiro de 1531	257
C.2	O sismo de 1755	259
C.3	O sismo de S. Jorge de 9 de Julho de 1757	264
C.4	O sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 (Mw=6.0)	265
C.5	O sismo de 28 de Fevereiro de 1969	267
C.6	O sismo de 1 de Janeiro de 1980	268

C.7	O sismo de 9 de Julho de 1998	270
D	Intensidades máximas no território nacional	275
E	O Sismómetro	279
E.1	Resposta instrumental	281
E.2	A função de transferência do sismómetro	283
E.3	O processo de digitalização	283
F	O programa FEG_INV	287
G	Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area	291

Capítulo 1

Introdução

O estudo das fontes sísmicas faz-se através da caracterização dos processos físicos que tem lugar no foco e baseia-se, fundamentalmente, na movimentação do solo registada em estações sísmicas distribuídas em redor da fonte¹. Este estudo pode seguir duas vias: o ponto de vista cinemático, baseado nos deslocamentos ocorridos na região focal, e o ponto de vista dinâmico, cuja base de partida são as tensões acumuladas nesta região.

Um dos principais objectivos do estudo da fonte sísmica, historicamente o primeiro a prender a atenção dos sismólogos, é a caracterização da geometria das falhas geológicas e a orientação do deslizamento que sobre elas ocorre recorrendo aos dados registados em estações sismográficas. Trata-se, portanto, de calcular o mecanismo de geração do sismo ou *mecanismo focal*. Outro objectivo prende-se com o cálculo do movimento elástico gerado

¹ Actualmente este estudo pode ser feito a partir de dados de geodesia de alta precisão e a partir de interferometria baseada em dados recolhidos por satélite.

pelo sismo, traduzido em ondas sísmicas que se propagam no interior e à superfície da Terra. O estudo da fonte permite, ainda, determinar a movimentação inelástica que ocorre na região focal, a qual se encontra directamente relacionada com os parâmetros quantificadores da grandeza do sismo - *momento sísmico escalar e magnitude*. O conhecimento dessas grandezas permite a quantificação à escala local, regional e global, da tensão e taxa de deformação associada às regiões sismogénicas.

O objectivo deste trabalho é o estudo da fonte sísmica nas diferentes perspectivas inuniciadas no parágrafo anterior. Este estudo incide sobre a região Açores-Gibraltar, a qual corresponde, sob o ponto de vista de tectónica de placas, à parte ocidental da fronteira Açores-Tunísia. Trata-se de uma área significativamente vasta que engloba sectores com comportamentos tectónico e geodinâmico diversos. Alguns destes sectores apresentam elevada complexidade e a sua compreensão reveste-se, ainda hoje, de grandes incertezas e alimenta vivas discussões. Visando contribuir para o esclarecimento de alguns aspectos dessas questões - fonte sísmica e implicações sob o ponto de vista da tectónica e geodinâmica desta região - recorreremos a todos os dados disponíveis e rodeámo-nos dos meios e técnicas ao nosso alcance. Assim, o desenvolvimento deste trabalho, subordinado a estes objectivos e aos dados e meios disponíveis, deu-se de acordo com as fases que a seguir se enumera:

1. Cálculo, a partir da leitura do sentido do primeiro movimento efectuada em registos analógicos, do mecanismo focal de sismos ocorridos período entre 1980 e 1998 no território de Portugal Continental. Foram ainda calculados, a partir de registos digitalizados, os parâmetros de fonte do sismo de Benavente de 1909.
2. A região de Évora apresenta uma sismicidade significativa no contexto nacional, contudo, o cálculo dos seus focais é fortemente condicionado pela deficiente cobertura azimutal das estações da Rede Nacional, e pelo reduzido número de estações com informação de primeiros movimentos. Pretendendo ultrapassar estas dificuldades foi instalada nesta região, e mantida em funcionamento pelo período de um ano, uma rede

sismográfica digital de curto período; os dados por ela fornecidos permitiram o estudo dos mecanismo focal e parâmetros da fonte de um sismo com epicentro nesta região: o evento de 31 de Junho de 1998 ($M_b=4$).

3. Nos últimos anos, em virtude do desenvolvimento das redes sísmicas internacionais, foi possível, a partir da aproximação de fonte extensa e através da utilização da forma das ondas volúmicas, modelar a fonte dos três sismos de maior magnitude ocorridos na região dos Açores nas últimos duas décadas - foram os primeiros sismos desta área modelados a partir de registos efectuados em estações digitais.
4. A conjugação da informação relativa à fonte sísmica, obtida neste trabalho e em trabalhos prévios, permitiu quantificar e clarificar alguns aspectos da sismotectónica e geodinâmica da região em estudo (mecanismo tipo, orientação do campo da tensão e taxa de deformação).
5. Ao longo deste trabalho foi desenvolvido um esforço com vista a tornar operacionais um conjunto de rotinas de cálculo e manuseamento de dados, tendo sido, em particular no âmbito da modelação da fonte sísmica, adaptados e desenvolvidos alguns programas.

No que respeita à organização desta tese, é nosso objectivo construir nos capítulos que se seguem uma imagem tanto clara quanto nos seja possível da problemática da fonte sísmica na região Açores-Gibraltar. Para tal mostraremos a informação disponível, os métodos ao nosso alcance e a sua fundamentação teórica. Os resultados obtidos serão discutidos e serão extraídas algumas conclusões que se deseja contribuam para uma melhor compreensão da região em estudo. Assim, a exposição que se segue organizar-se-á de acordo com o seguinte esquema:

No capítulo 2 será feita uma abordagem do problema das redes sísmicas, com destaque para a rede de Évora instalada com o objectivo principal de estudar os mecanismos focais dos sismos desta região. Serão estudadas as respostas instrumentais dos diferentes instrumentos empregues e serão analisadas as principais características dos registos sísmicos e

os problemas inerentes à digitalização, particularmente aqueles que resultam do emprego de filtragem digital nos processos de sobre-amostragem.

No capítulo 3 será feito um estudo detalhado da sismicidade e sismotectónica da região Açores-Gibraltar, dando ênfase às principais contribuições sobre o conhecimento da sismicidade e da fonte sísmica nesta região.

O 4º capítulo será dividido em duas partes: a primeira onde é desenvolvida a teoria fundamental para a compreensão das técnicas empregues neste trabalho; a segunda, onde são apresentados os diferentes métodos e programas empregues no cálculo de parâmetros e grandezas fundamentais na caracterização da fonte sísmica - mecanismo focal, modelação da fonte a partir das onda volúmicas, cálculo, a partir da análise espectral, do momento sísmico escalar, dimensão da fonte e queda de tensão e estudo da função temporal da fonte. No sentido de testar e ilustrar as técnicas empregues, a apresentação dos diferentes métodos será acompanhada de exemplos e aplicações. Será dada especial ênfase aos programas desenvolvidos neste trabalho - programa de modelação directa da fonte sísmica e programa para o cálculo da função temporal da fonte a partir da utilização das funções empíricas de Green.

No capítulo 5, tendo em vista obtenção dos mecanismos focais e outros parâmetros característicos da fonte sísmica, apresentar-se-ão os resultados decorrentes da aplicação dos métodos explanados no capítulo anterior. A apresentação destes resultados será feita de acordo com o seguinte esquema: cálculo dos mecanismos focais de alguns dos eventos ocorridos entre 1980 e 1997 em Portugal continental e região Atlântica adjacente utilizando polaridades; estudo do sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 com vista à obtenção do momento sísmico escalar e outros parâmetros espectrais desta fonte; cálculo de mecanismos focais e parâmetros espectrais da fonte de sismos com epicentro na região de Évora e do Algarve; estudo dos sismos com epicentro na região dos Açores a partir a partir de registos efectuados em estações da rede mundial - sismos de 1 de Janeiro de 1980, de 27

de Junho de 1987 e do sismo de 9 de Julho de 1998.

O 6º capítulo será dedicado à interpretação conjunta dos resultados obtidos no capítulo anterior e dos que foram obtidos por outros autores. Desta conjugação resultará uma interpretação sobre toda a fronteira Açores-Gibraltar nas perspectivas do mecanismo focal, orientação das tensões e taxas de deformação associadas a esta região.

No capítulo 7 serão apresentadas as principais conclusões obtidas no desenrolar do trabalho e serão perspectivadas algumas linhas para a sua continuação.

No final, para além da lista bibliográfica, serão apresentadas alguns anexos que concorrerão por uma melhor esclarecimento e fundamentação dos temas abordados ao longo desta dissertação.

Capítulo 2

Redes sísmicas

2.1 Redes Sísmicas

O campo do deslocamento sísmico à superfície da terra representa, na perspectiva do conhecimento do seu interior, uma imagem bidimensional das estruturas tridimensionais que a constituem quando estas são iluminadas pelas radiações sísmicas produzidas nas fontes. Esta imagem é tanto mais nítida quanto maior for a riqueza espectral do sinal sísmico e mais diversificadas forem as trajectórias definidas no percurso foco sísmico-estação.

Na óptica da fonte sísmica, o que é importante é o conhecimento da radiação produzida na fonte expugnada dos efeitos sofridos no seu percurso. Para tal é necessário que o registo sismográfico permita a caracterização rigorosa do movimento do solo. Por essa razão, as redes sismográficas deverão obedecer a um conjunto de exigências que se prendem com o

número de estações e sua distribuição geográfica, a largura espectral e a banda dinâmica dos respectivos instrumentos. Assim, a geometria da rede deverá ser tal que permita uma boa cobertura azimutal da fonte e uma boa amostragem espacial do campo do deslocamento. Por outro lado, como se verá na secção (4.2.5), o momento sísmico é proporcional à amplitude espectral nas baixas frequências e a dimensão da fonte é definida pela configuração do espectro em altas frequências; daqui resulta que, para uma caracterização conveniente da fonte sísmica, seja necessário um registo sismográfico numa gama espectral o mais alargada possível. Acresce ainda o facto de que, para que seja possível o registo de todo o tipo de sismicidade (local, regional e mundial) com a conseqüente variabilidade de amplitudes que daí decorre, seja necessário que as estações sismográficas possuam um elevada gama dinâmica de registo.

Em face destas exigências a rede, designada genericamente por *Rede Global*, tem sido alvo nos últimos 40 anos de um contínuo desenvolvimento em diferentes domínios tecnológicos, do qual apresentar-se-à seguidamente uma breve síntese:

1. Desenvolvimento de instrumentos de banda-larga (BL)², ou *banda-muito-larga (BML)*, utilizando técnicas de realimentação que permitem reproduzir o movimento do solo com uma resposta plana numa gama espectral alargada.
2. Desenvolvimento de sistemas de aquisição contínua de dados, armazenamento e processamento; aquisição do sinal tempo através da rede global de posicionamento (GPS).
3. Desenvolvimento e aplicação de sistemas de comunicação, baseados em telemetria, telefone, satélite e Internet, que possibilite uma fácil consulta e parametrização das estações; a elevada taxa de transmissão de dados permite, em alguns casos, a transmissão em tempo real para os centros de difusão ou processamento, ou até a transmissão de pacotes de dados relacionados com eventos específicos³.
4. Estabelecimentos de centros de recolha, organização, uniformização e armazenamento

² em inglês *Broad Band (BB)* ou *Very Broad Band (VBB)*

³ SPYDER, WILBERT, etc.

de dados, a partir dos quais é feita a difusão para a comunidade científica sismológica.

A primeira rede sismológica global surge em meados dos anos 60 como resposta à necessidade de controlar as experiências nucleares. Denominada *World Wide Standardized Seismograph Network* (WWSSN), esta rede era composta por 150 estações homogeneamente espalhadas pelo globo. Cada estação era constituída por dois instrumentos, um de curto e outro de longo período; o registo era feito em formato analógico e em suporte de película fotográfica. O elevado ganho para a época, aliado à excelente qualidade dos dados fornecidos e à padronização dos seus instrumentos, foram factores determinantes no extraordinário sucesso desta rede. A utilização destes dados foi fundamental para o estabelecimento e confirmação da teoria da tectónica das placas e contribuiu para o aprofundar do conhecimento da estrutura interna do globo e da cinemática e dinâmica das fontes sísmicas. Em Portugal foram instaladas 2 estações sismográficas da rede WWSSN: uma em Coimbra e outra em Ponta Delgada.

Com o decorrer do tempo, em virtude aos progressos da sismologia, esta rede foi-se confrontando, progressivamente, com algumas limitações:

1. a forma de registo - em formato analógico - destas estações passou a constituir um importante inconveniente dado que os métodos numéricos de análise e interpretação de dados, que progressivamente se foram desenvolvendo, exigiam a digitalização do sinal sísmico, operação dispendiosa e geradora de ruído de digitalização;
2. as estações WWSN apresentam uma largura de banda limitada que resulta do emprego de dois tipos de instrumentos: um de curto período, com um período próximo de 1 Hz e outro de longo período centrado no período de 20 s. A necessidade de utilizar o registo em duas bandas, resultante do facto das ondas do mar influenciarem de forma intensa o espectro sísmico numa banda de períodos compreendida entre os 2 s e 10 s, levou a que uma parte significativa da informação particularmente útil no estudo das fontes sísmicas e da estrutura do interior da Terra ficasse irremediavelmente perdida.

O primeiro passo dado no sentido do estabelecimento do registo em banda larga surgiu em consequência dos desenvolvimentos introduzidos por E. Wiellandt e pelo fabricante suíço Strickeisen na construção do sensor de banda larga STS-1. A combinação deste sensor com um sistema de aquisição digital de elevada dinâmica, permitiu construir uma estação que regista, simultaneamente, sinais de longo e curto período, produzidos por eventos locais, regionais e mundiais. Por outro lado, o registo em formato digital possibilitou a utilização directa destes dados no processamento do sinal, evitando os já mencionados inconvenientes da digitalização. Estas transformações tecnológicas estão na base da revolução sofrida, no início dos anos 80, pela sismologia.

A primeira rede a dispor das referidas facilidades tecnológicas foi instalada na Alemanha, em 1980. Éra constituída por *array* do tipo *banda-larga*, denominado *Grafenberg Array* (GRF), totalmente digitalizada e equipada com sistemas de aquisição de 16 bits de resolução (132 dB de dinâmica).

A rede francesa GEOSCOPE, tendo em vista monitorização à escala global, constituiu um dos primeiros esforços de aproveitamento dos últimos desenvolvimentos tecnológicos na aquisição e na utilização de instrumentos de banda larga. Este desenvolvimento resultou de um programa que foi lançado em 1982 (Romanowics et al., 1984) pelo Institut National des Sciences de l'Univers, departamento do CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) e teve como objectivo a instalação de 20 estações digitais de banda larga com a configuração standard de 24 bit VBB e com registo contínuo de 20 amostras por segundo - norma da FDSN (Federation of Digital Seismic Networks). A cooperação entre IRIS e GEOSCOPE permitiu uma melhor acessibilidade aos dados das estações. Presentemente esta rede é composta por 28 estações localizadas em vários pontos do Globo. Em Portugal, mais concretamente em Évora, encontra-se instalada desde Fevereiro de 1996, embora com períodos de funcionamento irregulares, uma estação sísmica VBB da rede

GEOSCOPE⁴. Desde 1997 que em Portugal se encontram a funcionar duas estações BL: uma em S. Miguel - Açores (CMLA), pertencente ao consórcio IRIS, e outra em Manteigas (MTE) pertencente a GEOFON.

O terceiro impulso foi dado com o desenvolvimento dos sensores STS-2 e o Guralp CMG, este último acoplado a um sistema de aquisição de 24 bits veio a equipar a rede GEOFON.

As novas estações sísmicas, devido ao facto de funcionarem em contínuo, fornecem um elevado volume de dados que deverão ser centralizados, armazenados, e posteriormente distribuídos por toda a comunidade científica. Para cumprir essa finalidade constituíram-se algumas organizações internacionais e regionais, das quais se destacam:

FDSN - Federation of digital Broadband Seismograph Networks;

GEOSCOPE - Centrada em França (figura 2.2);

IRIS - Incorporated Research Institutions for Seismology (EUA) (figura 2.1);

ORFEUS - Observatories and Research Facilities for European Seismology (figura 2.3 e 2.4);

MEDNET - Com estações instalada na região mediterrânica pela Itália;

POSEIDON - Instalada pelo Japão;

A nível regional e nacional, quase todos os países instalaram redes utilizadas na localização e cálculo de magnitudes. Essas redes têm sido progressivamente sujeitas a modernização em três vertentes: substituição dos antigos registadores analógicos por sistemas de aquisição digital de elevada dinâmica; possibilidade de acesso remoto e transmissão de

⁴ Esta estação pertencente ao Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa e foi mantida pelo Centro de Geofísica e departamento de Física de Física da Universidade de Évora.

dados em tempo real; substituição dos instrumentos de curto período por instrumentos de banda larga.

Em Portugal, a instalação de estações sismográficas teve início em 1902, nos Açores, com a instalação de duas estações: uma em Ponta Delgada e outra na Horta. Seguiu-se Coimbra, em 1903, e Lisboa, em 1910. Em 1929 foi instalada uma estação no Porto e em 1932 uma em Angra do Heroísmo. O país ficou, deste modo, equipado com seis estações sismográficas, sendo três localizadas nos Açores e três no território continental, o que permitiu a cobertura mínima necessária ao cálculo de epicentros com recurso exclusivo à Rede Sismográfica Nacional.

Os sismos de 28 de Fevereiro de 1969, e mais tarde o sismo de 1 de Janeiro de 1980, constituíram dois acontecimentos impulsionadores do desenvolvimento da Rede Sismográfica Nacional. No final dos anos 80 encontravam-se a operar em Portugal duas redes analógicas: uma no continente, constituída por nove estações distribuídas de norte a sul; uma nos Açores, constituída onze estações distribuídas pelas diferentes ilhas do arquipélago. Para completar esta rede existia uma estação instalada na ilha da Madeira.

Nas últimas décadas, motivado pelo desenvolvimento tecnológico já referido e pela necessidade de uma cobertura mais eficaz e maiores facilidades no acesso aos dados sísmológicos, estas redes sofreram um substancial incremento, quer em número de estações, quer na sua qualidade, facto que conduziu a uma melhor precisão nas determinações dos parâmetros hipocentrais e na sensibilidade da própria rede.

Presentemente a rede nacional, da responsabilidade do Instituto de Meteorologia, conta com 30 estações (figura 2.5), das quais sete são ainda de registo analógico e as restantes estão equipadas com sistemas de aquisição e registo em formato digital. Nos Açores a rede é coordenada por um organismo, denominado SIVISA, da responsabilidade da Universidade dos Açores e do Instituto de Meteorologia, que tem a seu cargo 25 estações (figura 2.6).

Como complemento à Rede Nacional, têm vindo a ser instaladas algumas redes locais, geralmente a funcionar em regime temporário. Delas destacam-se: a rede Transfrontier

instalada no Algarve, a funcionar desde 1996 (actualmente integra a rede sismográfica nacional) e a rede de S. Teotónio, instalada em redor do observatório do mesmo nome, cuja finalidade é o estudo da sismicidade da falha da Messejana (figura 2.5); Na região em redor de Évora, em 1998, foi instalada uma rede sismográfica constituída por 4 estações sísmicas digitais REFTEK (figura 2.7). Três delas possuem sistemas de aquisição de 24 bits e uma delas está equipada com um sistema de aquisição de 16 bits. Os sensores utilizados são sensores de velocidade MARK de três componentes, com período natural de 1 Hz. A alimentação é assegurada por painéis solares ligados a acumuladores de chumbo, e a recolha de dados, efectuada com a periodicidade de duas semanas, é feita através da transferência de dados para um disco auxiliar. Alguns dos resultados deste trabalho foram obtidos a partir dos dados desta rede.

2.2 Características instrumentais

No presente trabalho foram utilizados instrumentos de diversas origens. Os mecanismos focais foram calculados a partir das leituras de polaridade, em grande parte obtidas a partir de registos, em formato de papel, efectuados em estações analógicas de curto período. Neste tipo de estudos não é importante o conhecimento das características instrumentais: neste caso somente se utiliza o sentido do primeiro movimento registado na componente vertical, o qual é independente da resposta do instrumento.

2.2.1 Resposta instrumental

Nos estudos baseados na forma de onda - onde se incluem os estudos de modelação da fonte a partir das ondas volúmicas -, é necessário conhecer a resposta dos instrumentos, ou

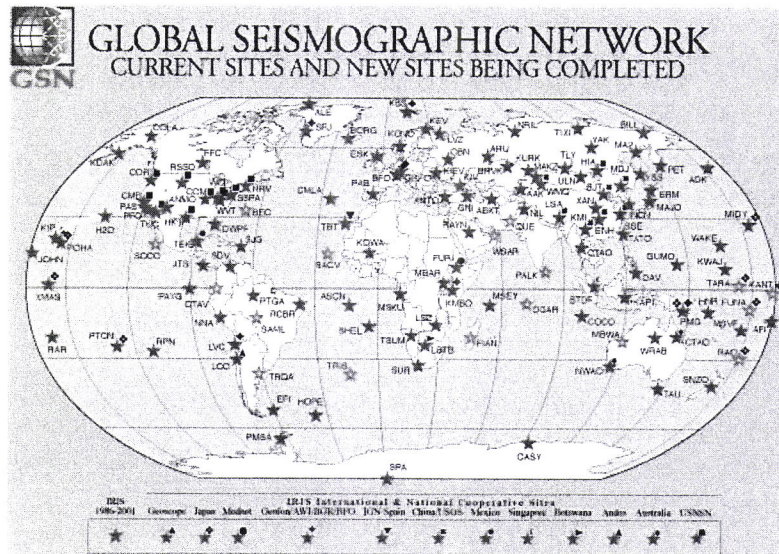


Figura 2.1- Estações sismográfica pertencente à federação IRIS.

GEOSCOPE STATIONS as of October 2000

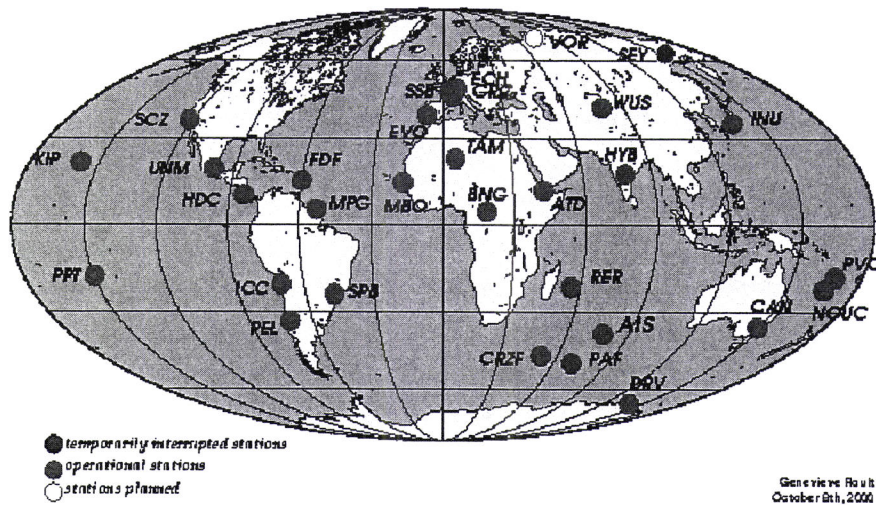


Figura 2.2- Rede Mundial GEOSCOPE

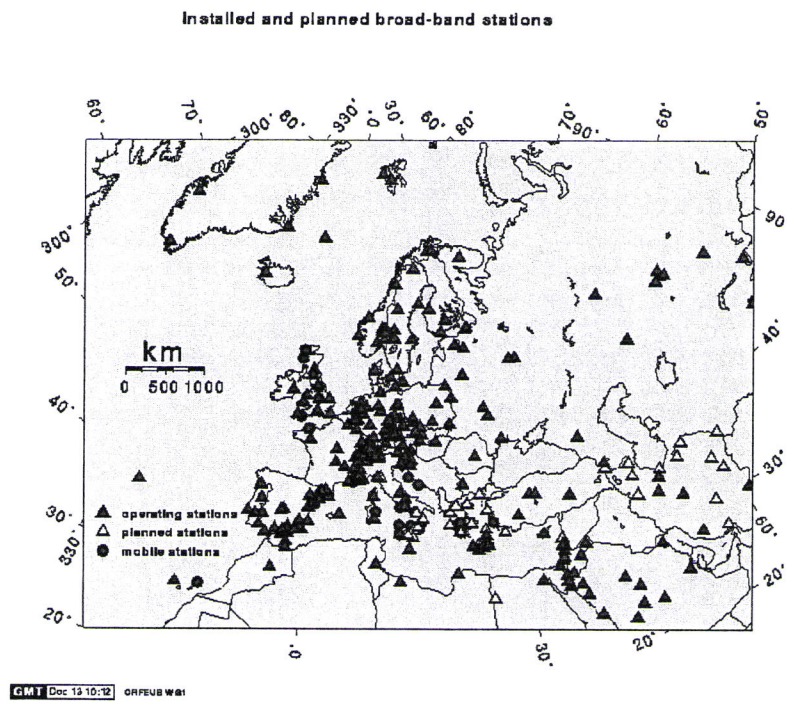


Figura 2.3- Estações ORFEUS

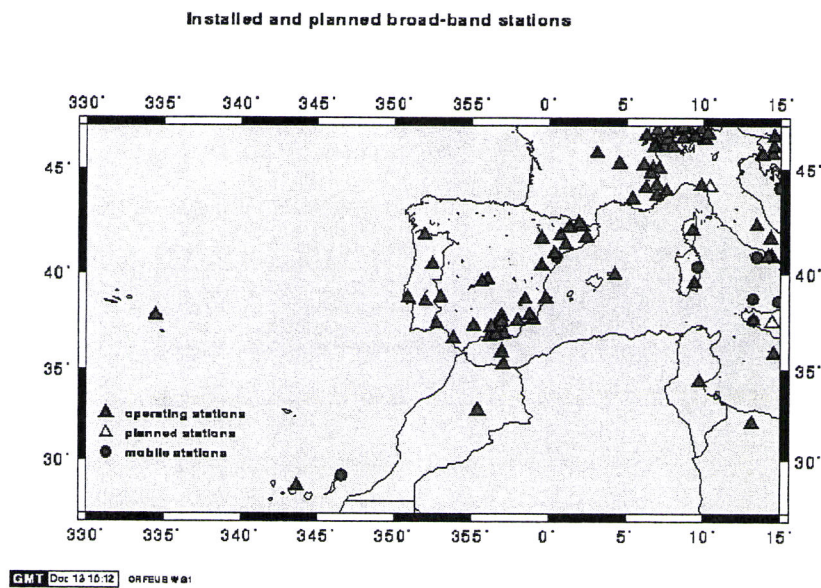


Figura 2.4- Estações ORFEUS da Europa Ocidental e Mediterrâneo

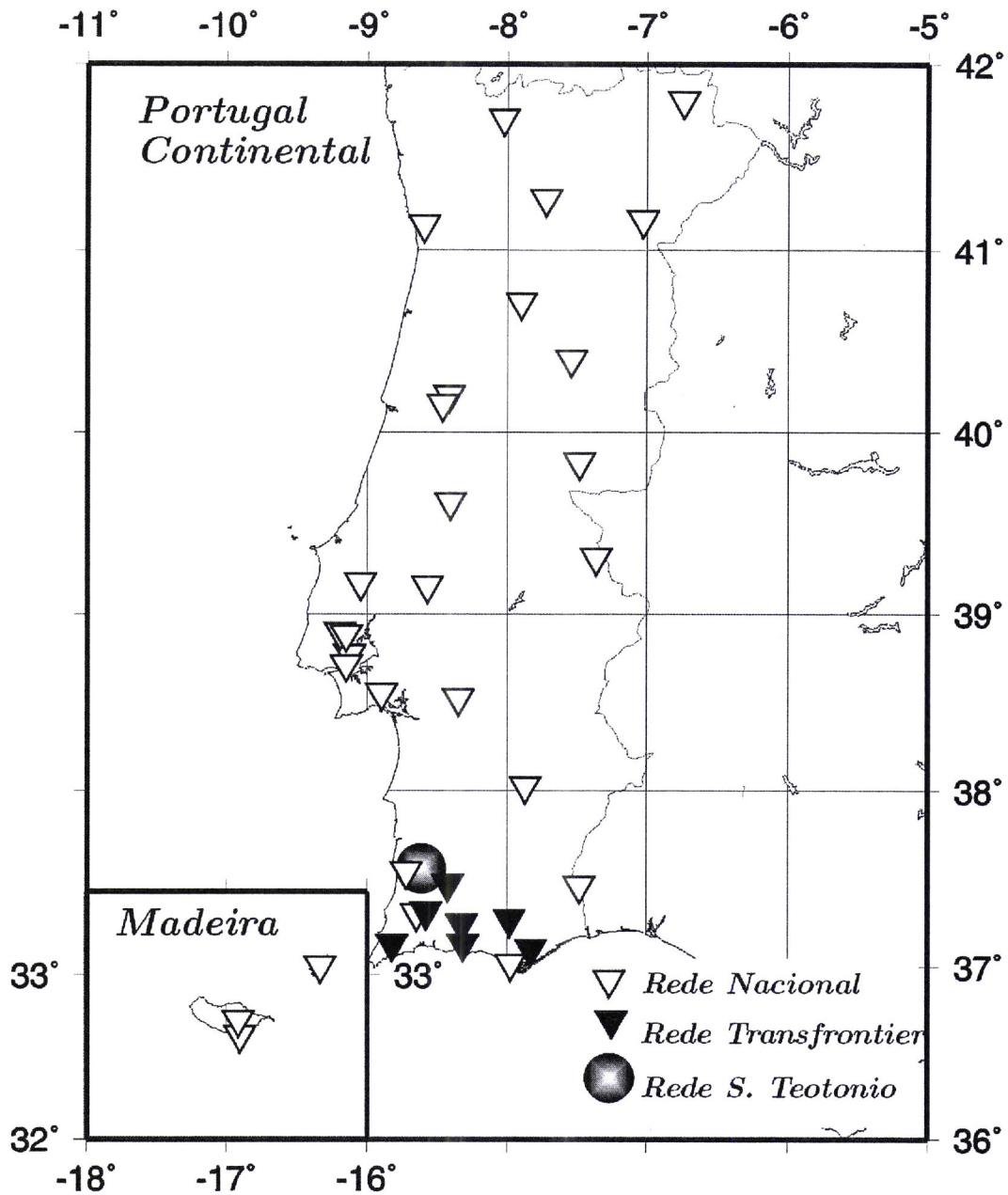


Figura 2.5- Rede actual do Instituto de Meteorologia instalada em Portugal Continental e arquipélago da Madeira. Os triângulos pretos representam a rede Transfrontier (actualmente integrada na rede nacional) e o círculo preto representa a rede de estações de S. Teotónio composta por 6 estações curto período equipadas com registador analógico).

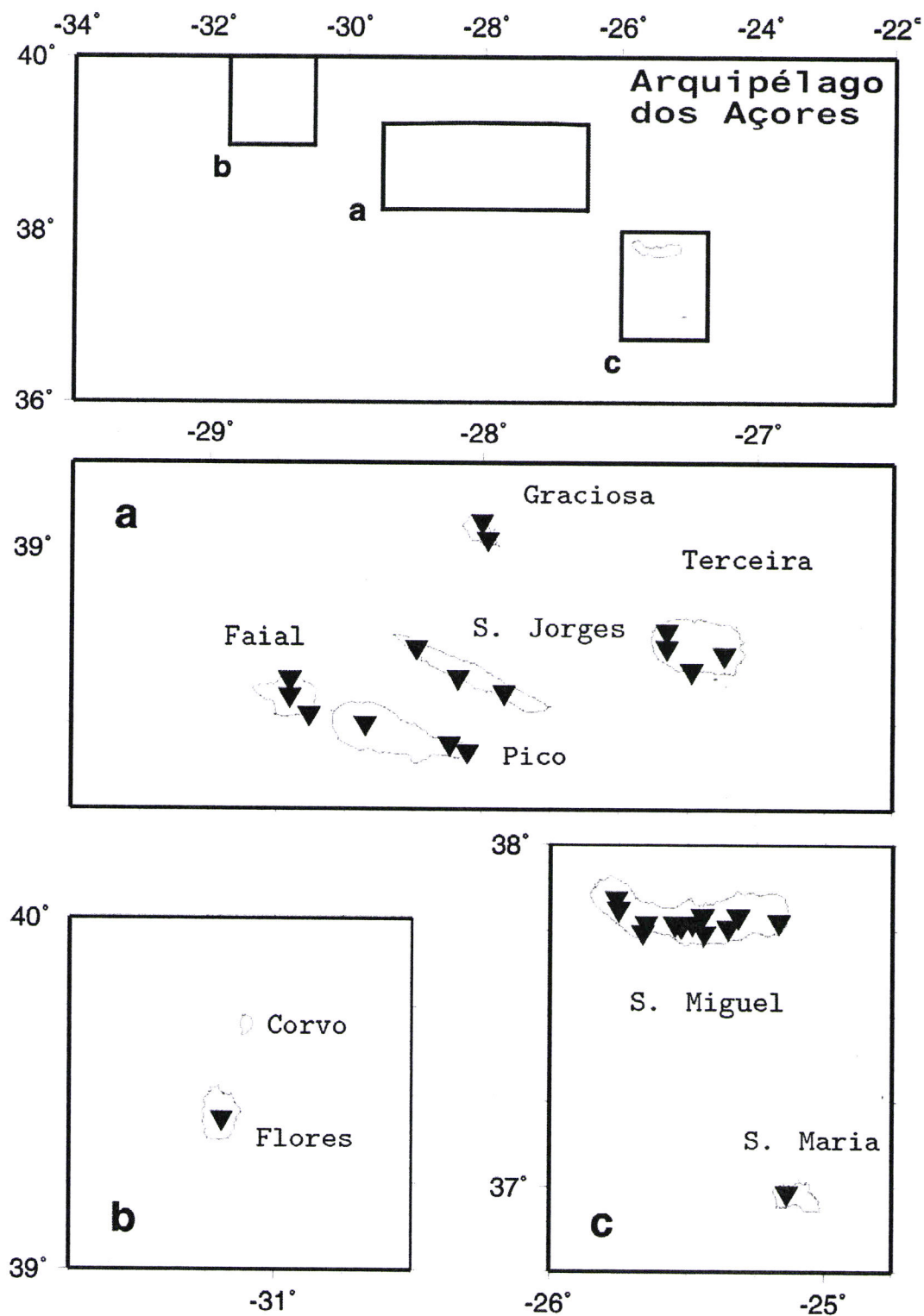


Figura 2.6- Rede sismográfica actual dos Açores.

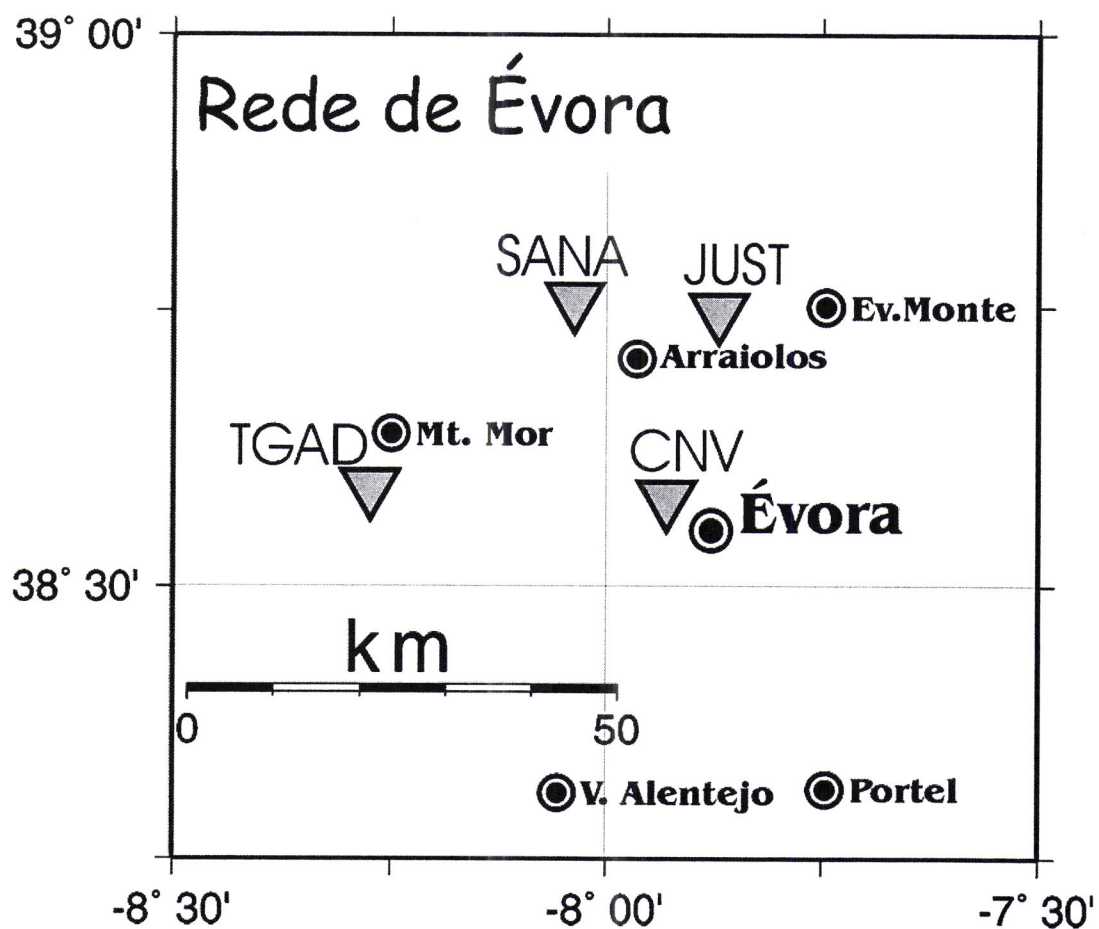


Figura 2.7- Rede Sismográfica de Évora, constituída por quatro estações sismográficas REFTEK, três delas com sistemas de aquisição de 24 bits, uma de 16 bits e equipadas com sensores MARK de 1 Hz.

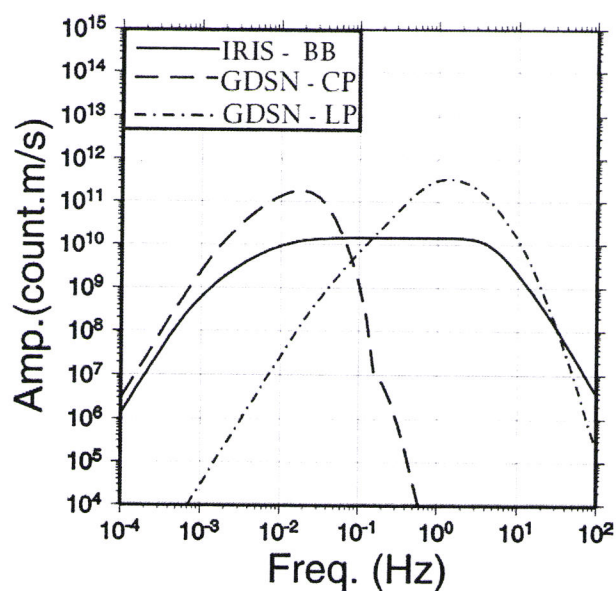


Figura 2.8- Algumas exemplos de respostas instrumentais de estações pertencentes à rede IRIS (estação banda larga IRIS-BB) e à rede GDSN (componentes de curto período GDSN-CP e longo período GDSN-LP).

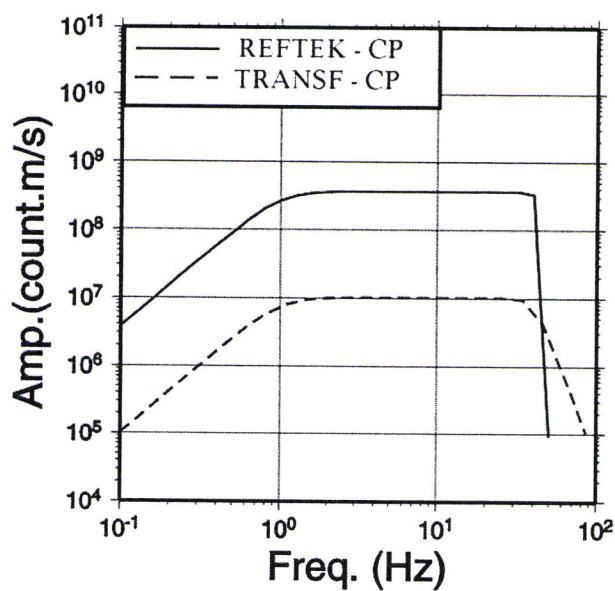


Figura 2.9- Respostas instrumentais de estações das redes locais de curto período do Algarve (TRANSF) e de Évora (REFTEK).

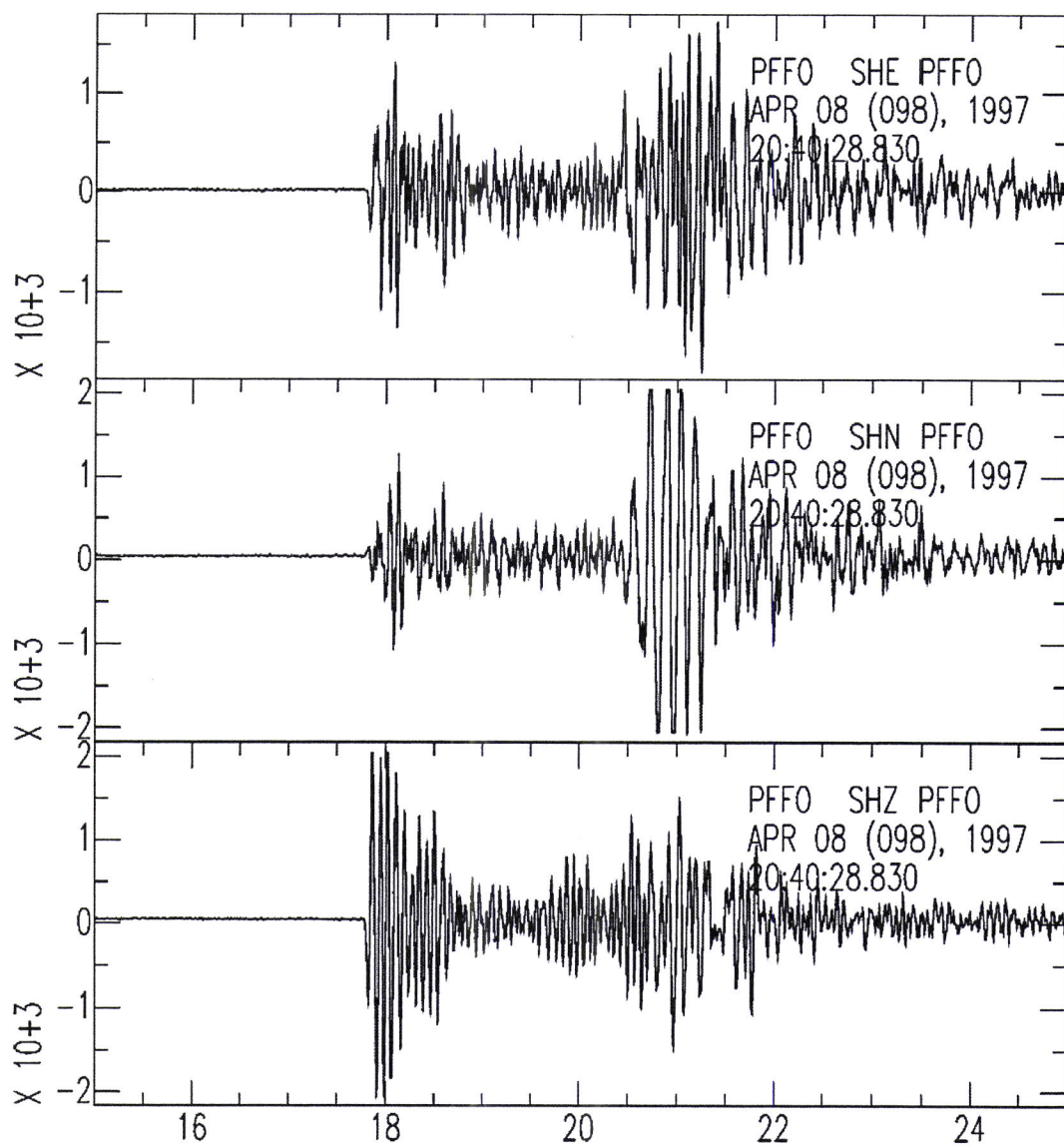


Figura 2.10- Exemplo de um registo sísmico efectuado pela estação PFFO da rede TRANFRONTIER.

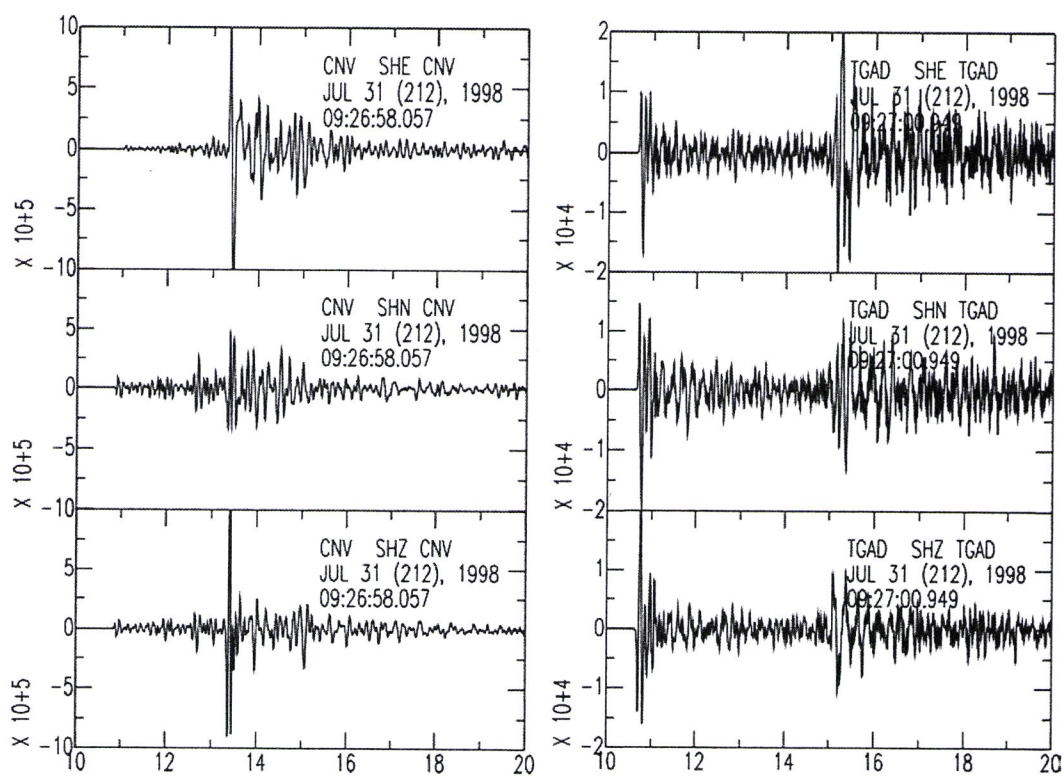


Figura 2.11- Exemplo de registo efectuado por duas estações (CNV e TGAD) da rede de Évora. O evento que o originou ocorreu no dia 31 de Julho de 1998, tem epicentro nas proximidades de Arraiolos e apresenta uma magnitude igual a 4.

seja, a sua função de transferência. Esta resposta pode ser dada pelos pólos e zeros dos instrumentos (no anexo e faz-se uma análise das funções de transferência de um sismómetro electromagnético). Em geral os pólos e zeros podem obter-se de forma precisa a partir de um sinal de calibração introduzido no sismómetro. Nas figuras (2.8) e (2.9) representam-se algumas curvas de resposta em frequência de estações utilizadas no presente trabalho.

A resposta instrumental pode ser representada por uma função de transferência definida a partir de variáveis complexas que correspondem às diferentes etapas de aquisição que, como foi referido no anexo E, incluem o sensor, a amplificação analógica, a filtragem analógica, o conversor analógico/digital e a filtragem digital. A função de transferência pode ser globalmente representada por

$$I(\omega) = S_d \cdot A_0 \frac{\prod_{n=1}^N (i\omega - z_n)}{\prod_{m=1}^M (i\omega - p_m)} \quad (2.1)$$

em que ω é a frequência angular, N, M são o número de zeros e pólos da função de transferência, z_n e p_m são os zeros e pólos da função instrumental, A_0 é o factor de normalização, S_d é o factor de escala ou sensibilidade do instrumento. O número de pólos e zeros, bem como os valores das constantes S_d e A_0 dependem do tipo de instrumento (deslocamento, velocidade ou aceleração).

2.2.2 Problemas inerentes à digitalização - Os filtros IFR

Um dos efeitos mais comuns observado na digitalização é o surgimento de sinais premonitórios artificiais, que resultam do emprego do filtro IFR⁵ utilizado no processo de digitalização. Estes filtros, por serem *não causais*, geram sinais percursos artificiais, com os *sinais espúrios* ilustrados na figura 2.13. Estes sinais poderão mascarar a primeira

⁵ Filtros não causais (consultar ANEXO) passa baixo empregues nos sistemas de aquisição onde se utiliza a técnica de sobre-amostragem - como por exemplo os das estações REFTEK da rede de Évora.

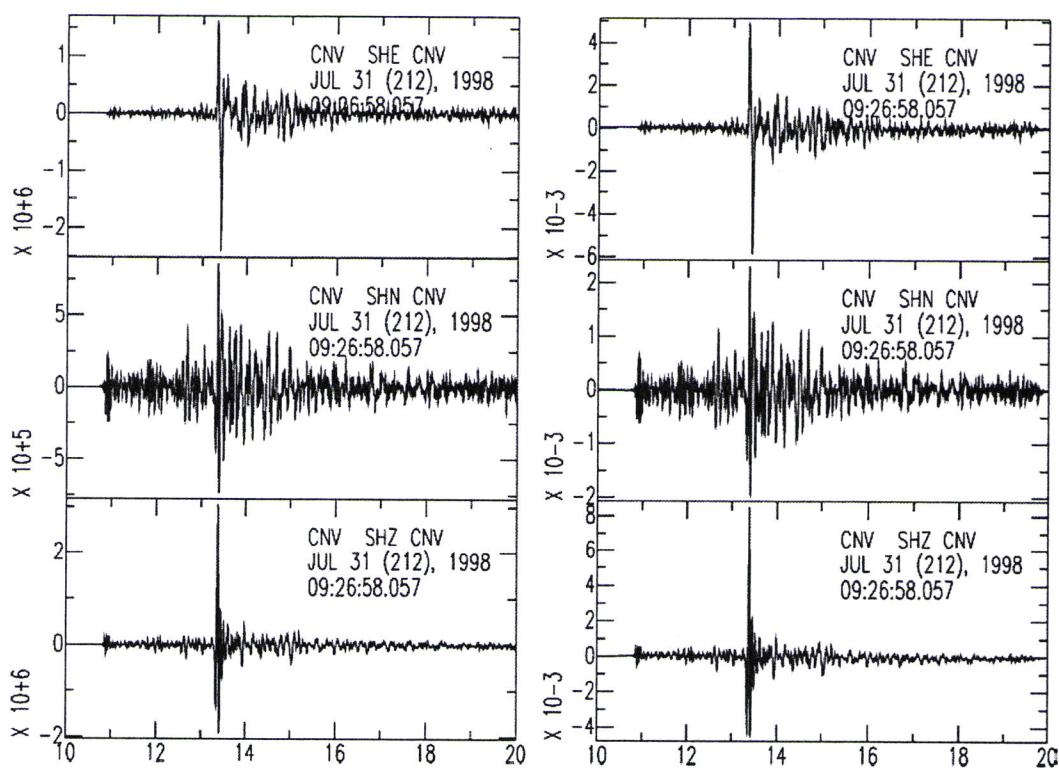


Figura 2.12- Comparação entre o registo efectuado na estação CNV e o registo desconvolvido pela aplicação da resposta instrumental adequada.

chegada causando algumas dificuldades na identificação exacta do instante de chegada, contudo, este efeito só se verifica quando esta chegada é acentuadamente impulsiva, como é o caso do exemplo ilustrado na referida figura.

Scherbaum (1996) propõe uma técnica para eliminar os sinais precursores. Considere-se a resposta impulsiva de um filtro IFR escrito no domínio da transformada Z

$$X(z) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x[n]z^n.$$

Considere-se agora o caso das estações REFTEK da rede de Évora. Na figura 2.14a encontram-se representados os coeficientes do filtro FIR de uma estação REFTEK e na figura 2.14b podem ver-se distribuídas as raízes do polinómio associado ao filtro. As raízes que se encontram dentro do círculo unitário desenhado na figura, correspondem às componentes de fase mínima, enquanto que as raízes externas ao círculo corresponde às componentes de fase máxima do filtro FIR.

Baseada na posição das raízes pode-se decompor o filtro FIR num filtro de fase mínima $F_{\min}(z)$ e um filtro de fase máxima $F_{\max}(z)$.

Uma forma suprimir este efeito do filtro não recursivo (FIR) é a aplicação deste filtro de fase mínima (Scherbaum, 1996)⁶ ao sinal de saída da estação sísmográfica.

Em todos os casos do presente trabalho, nos quais se observou a existência deste efeito, foi conseguida a sua eliminação através da aplicação de um filtro passa-baixo de 25 Hz (na figura 2.13 constata-se que o traço sísmico 2, obtido após a aplicação do filtro passa-baixo ao traço 1, se apresenta livre do referido efeito). No entanto, esta filtragem introduz uma incontornável redução na largura espectral do sinal registado e produz uma distorção

⁶ consiste na aplicação, à saída do sistema de aquisição, de um filtro construído a partir da inversa dos pólos exteriores ao círculo unitário ($F_{\max}(1/z)$). Contudo, esta técnica apresenta o inconveniente de provocar uma distorção no espectro de fase, razão pela qual se desaconselha a sua aplicação nos casos em que se utiliza a forma da onda.

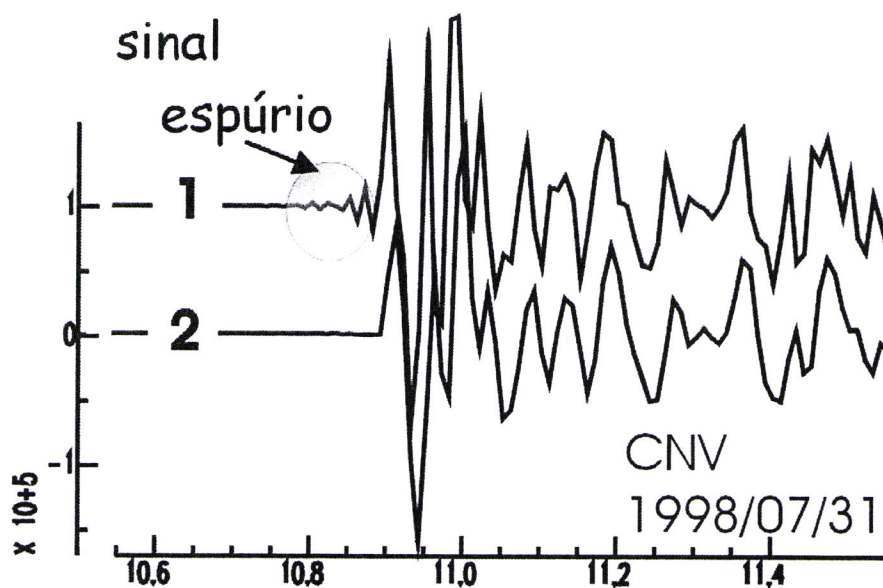


Figura 2.13- Sinais espúrios observados num registo efectuado na estação CNV (sismograma 1); comparação com o mesmo registo obtido após a aplicação de um filtro passa-baixo de 25 Hz (sismograma 2).

RESPOSTA IMPULSIVA FIR-REFTEK 72A-07 100Hz

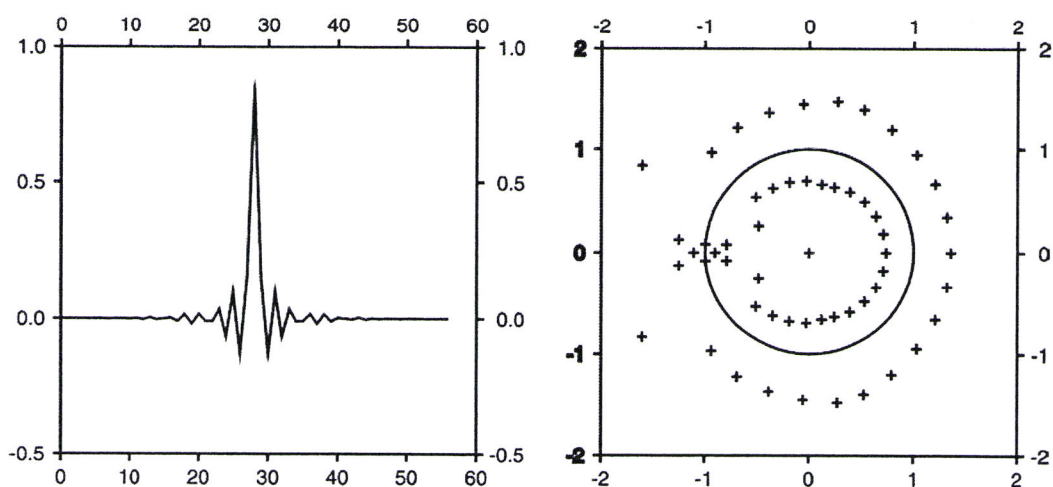


Figura 2.14- a) Resposta impulsiva do sistema de aquisição REFTEK 72A-07 para uma taxa de aquisição de 100 Hz. b) Distribuição das raízes do respectivo filtro em torno do círculo unitário.

na fase do mesmo. No caso dos sismos tratados neste trabalho, a aplicação da filtragem dos registos que apresentavam sinais espúrios, tal como se pode constatar pelo exemplo ilustrado na figura 2.13, não constitui um inconveniente.

Capítulo 3

Sismotectónica da região Açores-Gibraltar

3.1 Introdução

Portugal Continental insere-se numa região denominada região Açores-Gibraltar. Esta região apresenta uma actividade sísmica que resulta da sua proximidade à fronteira entre duas placas tectónicas: a Placa Euro-Asiática (*EA*) e a Placa Africana (*Af*). Embora não se trate de uma fractura bem delineada, esta zona é correntemente designada por Fractura Açores-Gibraltar e é fortemente influenciada pela interacção entre os referidos blocos tectónicos (Figura 3.1).

No prolongamento para Ocidente desta linha atinge-se a Crista Média Atlântica (*CMA*) que faz fronteira, a norte e a sul do arquipélago dos Açores, respectivamente, entre as placas Norte-Americana (*Am*) e *EA* e entre as placas *Am* e a *Af* (Figura 3.1). Os três ramos constituintes do limite destas placas litosféricas confluem a noroeste do Arquipélago dos Açores num ponto denominado *Junção Tripla dos Açores (JTA)*. A interação associada aos referidos limites de placas confere a esta região uma significativa actividade sísmica no contexto nacional.

De acordo com as cartas de intensidades máximas (consultar o anexo C) pode dizer-se que no território continental português as zonas de maior intensidades ($I_0 \geq IX$) são a região do vale do Tejo, toda a orla costeira do sudoeste Português e a orla Algarvia; quase todas as Ilhas (exceptuando a Ilha Graciosa que apresenta intensidades máximas de VII e as Ilhas das Flores o Corvo onde os sismos não são sentidos) apresentam intensidades máximas IX.

Toda esta zona, devido ao potencial e efectivo risco sísmico que comporta, testemunhado pelos eventos sísmicos recentes e pelos grandes terremotos historicamente documentados, é alvo de um elevado esforço multi-disciplinar em domínios tais como: sismicidade, fonte sísmica e mecanismos focais, geomagnetismo e gravimetria, cinemática de placas, geodesia e análise estrutural). Todavia, relativamente à mesma zona, em domínios como a fonte sísmica e os mecanismos focais, existem poucos trabalhos publicados (Grimson e Chen 1988; Buforn e al., 1988a, 1988b; Borges, 1991; Moreira, 1991; Ribeiro et al., 1996; Teves Costa et al., 1999; Borges et al., 2001; Carrilho et al., 2004; Buforn et al., 2004). A razão fundamental, para este reduzido número de estudos, é a insuficiência da rede sismográfica em Portugal, o tipo de sismicidade (fraca a moderada magnitude) e a localização geográfica do território (proximidade do mar) que não permite a obtenção de mecanismos focais com um razoável grau de confiança.

Neste capítulo pretende-se fazer o ponto do conhecimento da região em estudo. A base nele apresentada constituirá, conjuntamente com os resultados que constam do capítulo

Fonte sísmica em Portugal (capítulo 5), o ponto de partida para as interpretações apresentadas no capítulo *Interpretação* (capítulo 6). Nesse sentido será feita uma análise das características sísmo-tectónicas e do mecanismo focal da região, subordinado à divisão da mesma em três zonas (*Zona Ocidental, Zona Central e Zona Oriental*, tal como se encontra ilustrada na figura 3.1).

3.2 Características sísmo-tectónicas principais

O estudo da sismicidade da região Açores-Gibraltar (figura 3.1) baseia-se nos dados instrumentais recolhidos pelas redes locais e regionais e, para sísmos com epicentros mais afastados relativamente aquelas redes ou possuidores de magnitudes mais elevadas, nos dados das redes globais. A localização dos eventos sísmicos e o cálculo da respectiva magnitude fornece-nos uma imagem, ainda que incompleta, da actividade associada aos principais acidentes tectónicos activos - fronteiras de placas e zonas de fractura.

A informação histórica, como complemento da informação instrumental, reveste-se de fundamental importância na caracterização da actividade sísmica. O recurso a este tipo de informação justifica-se pelo dilatado período de recorrência de sísmos de elevada magnitude, que é, frequentemente, superior ao intervalo de tempo sobre o qual se dispõe de informação de natureza instrumental. A informação histórica disponível, baseada na descrição dos efeitos destrutivos provocados pelos sísmos, apresenta lacunas espaciais e temporais que se devem, em grande parte, às características da distribuição geográfica dos aglomerados populacionais. Assim, enquanto que para o território continental português existem referências a sísmos que remontam ao ano 33 aC, para a região dos Açores somente nos chegam dados relativos ao período posterior a 1500 (época em que teve início o povoamento das ilhas). Por outro lado, toda a região oceânica compreendida entre as ilhas e o continente apresenta uma lacuna de informação histórica que não é possível colmatar.

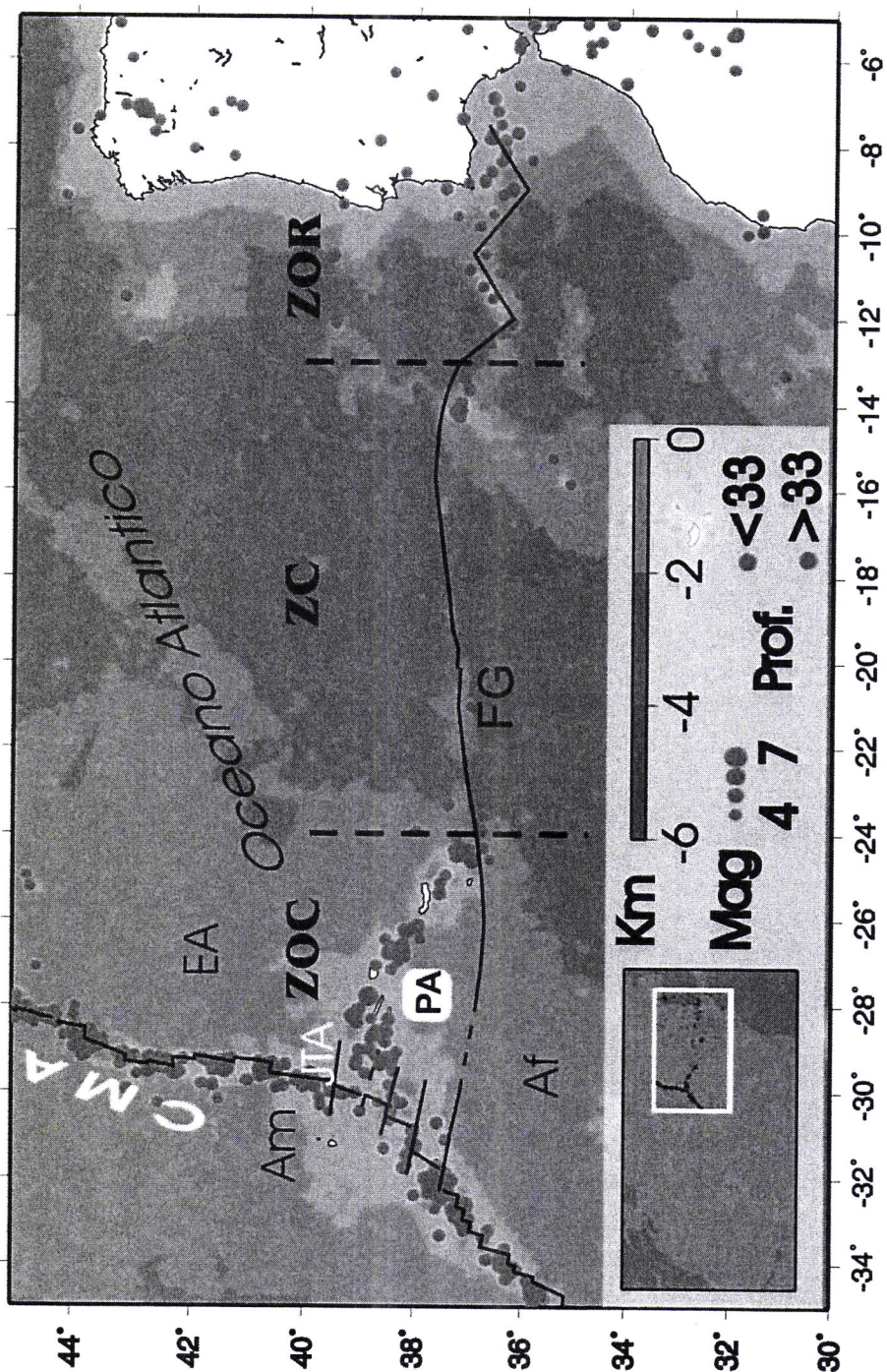


Figura 3.1- Localização geográfica, enquadramento tectónico, estruturas tectónicas dominantes e sismicidade da região Açores-Gibraltar (Dados da base de dados mundial USGS, relativos ao período 1975-2002, eventos com magnitude $M \geq 4$). Na figura identificam-se as três placas: placa Norte-Americana (*Am*), placa Euro-asiática (*EA*), placa Africana (*Af*); *JTA* designa a Junção tripla dos Açores, *PA* designa a plataforma dos Açores, *CMA* a Crista média Atlântica, *FG* a Falha da Glória. As Zonas Ocidental, Central e Oriental são designadas por *ZOR*, *ZC* e *ZOC*, respectivamente.

Numa primeira análise do mapa de epicentros (figura 3.1) verifica-se que os três ramos da junção tripla dos Açores se apresentam bem definidos até à longitude de 24°W , a partir da qual se observa uma ausência de sismicidade (*gap sísmico*) que se prolonga até à longitude de 18°W . Para leste deste meridiano os epicentros apresentam-se dispersos por uma vasta região, definindo uma faixa de intensa sismicidade até à região de Gibraltar.

Assim, toda esta vasta região é tradicionalmente subdividida em três troços (Buforn et al., 1988): o segmento mais ocidental, designado por *Sector Ocidental*, corresponde à zona de implantação da Plataforma dos Açores e estende-se desde a Crista Média Atlântica até à latitude de 24°W ; o *Sector Central* inicia-se na Falha da Glória (*FG*) e prolonga-se até à latitude de 13°W ; segue-se o *Sector Oriental* que se estende desde a Crista Tore-Madeira (aproximadamente a 13°W) até Gibraltar.

Passemos de seguida à análise detalhada dos três sectores.

3.2.1 Sector ocidental

Este sector corresponde à zona de implantação da Plataforma dos Açores (*PA*). Morfológicamente apresenta-se como uma plataforma triangular de área aproximada de 400.000 km^2 , delimitada, grosso modo, pela linha batimétrica dos 2000 m (figura 3.2). A *PA* destaca-se claramente da planície abissal cujas profundidades podem ultrapassar os 3500 m e apresenta uma topografia acentuadamente irregular constituída por picos e cristas vulcânicos os quais, ocasionalmente, atingem a superfície constituindo sete das nove ilhas dos Açores (as Ilhas Flores e Corvo encontram-se já no interior da placa *Am*).

Os limites da plataforma dos Açores são constituídos, a Oeste, pela Crista Média Atlântica (*CMA*), a Sul, pela Zona de Fractura Este Açores (*ZFEA*) e a Norte, pela Zona de Fractura Norte Açores (*ZFNA*) e por um complexo alinhamento que constitui a denominada Crista da Terceira (com orientação WNW-ESE e alongando-se para leste até atingir a

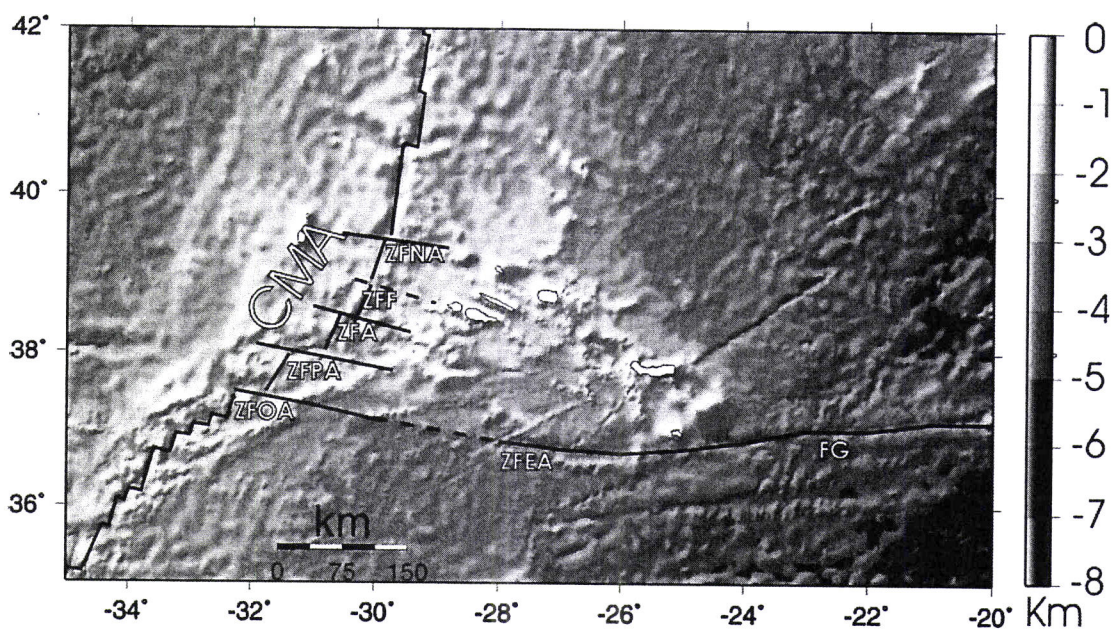


Figura 3.2- Mapa topográfico da região dos Açores onde se incluem as principais estruturas tectónicas (Fa=Faial, Pc=Pico, SJ=São Jorge, Gr=Graciosa, Ter=Terceira, SM=São Miguel, StM=Santa Maria, ZFOA, ZFEA, ZFPA, ZFA, ZFF, ZFNA são as Zonas de Fractura Oeste Açores, Este Açores, Princesa Alice, Açor, Faial, e Norte Açores respectivamente; FG é a Falha da Glória).

Falha da Glória (*FG*).

O acidente tectónico dominante nesta região é a *CMA* que se localiza aproximadamente a meia distância entre as ilhas das Flores e Graciosa e apresenta uma orientação que varia de N10°E para N20°E à medida que se caminha para sul (figura 3.2). Ao longo deste percurso a crista sofre alterações nas suas características: (a) torna-se menos rugosa (o vale mediano que caracteriza a *CMA* em outras latitudes deixa praticamente de existir (Lourenço et al., 1998)); (b) a sua espessura sofre uma redução acentuada (Luis, 1996); (c) o vale mediano, que a caracteriza noutras latitudes, é aqui praticamente inexistente devido à influência de uma pluma do manto que actua sob a plataforma, denominada *ponto quente dos Açores* (Silveira et al., 1998; Silveira e Stutzman, 2002).

A *CMA* é fracturada por cinco estruturas com orientação aproximada E-W, que são, de norte para sul, as seguintes (figura 3.2): Zona de Fractura Norte Açores (*ZFNA*), Zona de Fracturado Faial (*ZFF*), Zona de Fractura Banco Açor (*ZFA*), Zona de Fractura banco Princesa Alice (*ZFPA*) e, no extremo sul, a Zona de Fractura Oeste dos Açores (*ZFOA*), também designada por Fractura dos Açores (esta zona poderá ser considerada, devido à topografia a ela associada, como um prolongamento da Zona de Fractura Este Açores (*ZFEA*), tal como é indicado no prolongamento a tracejado na figura 3.2). A esta fractura, definidora do limite Sul da *PA*, não lhe está associado qualquer evento sísmico significativo, contudo apresenta uma expressão topográfica bastante evidente no fundo submarino que se prolonga para Leste até atingir a *FG*.

Os modelos cinemáticos globais prevêm velocidades de expansão para *CMA* que variam de norte para sul da forma seguinte: (a) de acordo com o modelo Nuvel-1 (DeMets et al., 1990), a Norte da plataforma a velocidade prevista é de cerca de 1.7 cm/ano, sendo o valor médio a Sul de 1,2 cm/ano (ambas com direcção paralela às falhas transformantes); (b) modelo proposto por Luis et al. (1994), a taxa de expansão da *CMA* na região dos Açores diminuiu sistematicamente de 4 cm/ano para 1,4 cm/ano, no intervalo de 10 a 3,85

MA, aumentando depois até valores de 2,5 cm/ano segundo o azimute N100°. Os mesmos modelos (DeMets et al., 1990 e Luis et al., 1994) consideram que o terceiro braço da JTA apresenta, nas proximidades desta junção, uma movimentação relativa entre a placa Ea e a Af do tipo deslizamento direito em *trans-tensão* com componente extensional de velocidade é 3 mm/ano. Trata-se de uma taxa de expansão consideravelmente baixa, o que confere a esta fronteira características de expansão *ultra-lenta* (< 10 mm/ano).

Enquanto que a origem e natureza dos dois primeiros braços da junção tripla não oferecem dúvidas (crista oceânica com divergência na direcção EW), o mesmo não se pode dizer em relação ao terceiro braço desta junção, cujo modelo de funcionamento suscita ainda alguma controvérsia. Alguns autores (Krause et al., 1970; Udias, 1980; Udias, et al., 1976; Buforn et al., 1988) consideram-no um centro de expansão normal, enquanto outros (McKenzie, 1972 e Searle, 1980) o tomam como centro de expansão oblíqua. Madeira e Ribeiro (1990) propõem outro modelo em que o terceiro ramo funcionaria como transformante *leaky* (transformante com uma componente de abertura). Recentemente, Lourenço et al. (1998), baseados em dados batimétricos, propõem um modelo de fronteira difusa, actuando simultaneamente com centro de expansão oblíqua, ultra-lenta e como transformante que acomoda o movimento relativo entre as placas EA e Af. Ainda segundo os defensores deste modelo, esta região poderá considerar-se como um caso particular de uma crista ultra-lenta na qual o regime transtensional e a herança tectónica subjacente desempenham um papel preponderante na ascensão magmática que ocorre em duas direcções preferenciais NE120° e NE150°, condicionada pelas pequenas alterações do campo regional da tensão (N-S a NW-SE, à medida que nos afastamos da crista).

3.2.1.1 Sismicidade

Devido à sua proximidade à CMA, o arquipélago dos Açores encontra-se sujeito a uma actividade sísmica intensa, essencialmente caracterizada por eventos de magnitude reduzida ($M \leq 5$) a moderada ($5 \leq M \leq 6$), embora existam registos instrumentais de dois eventos de

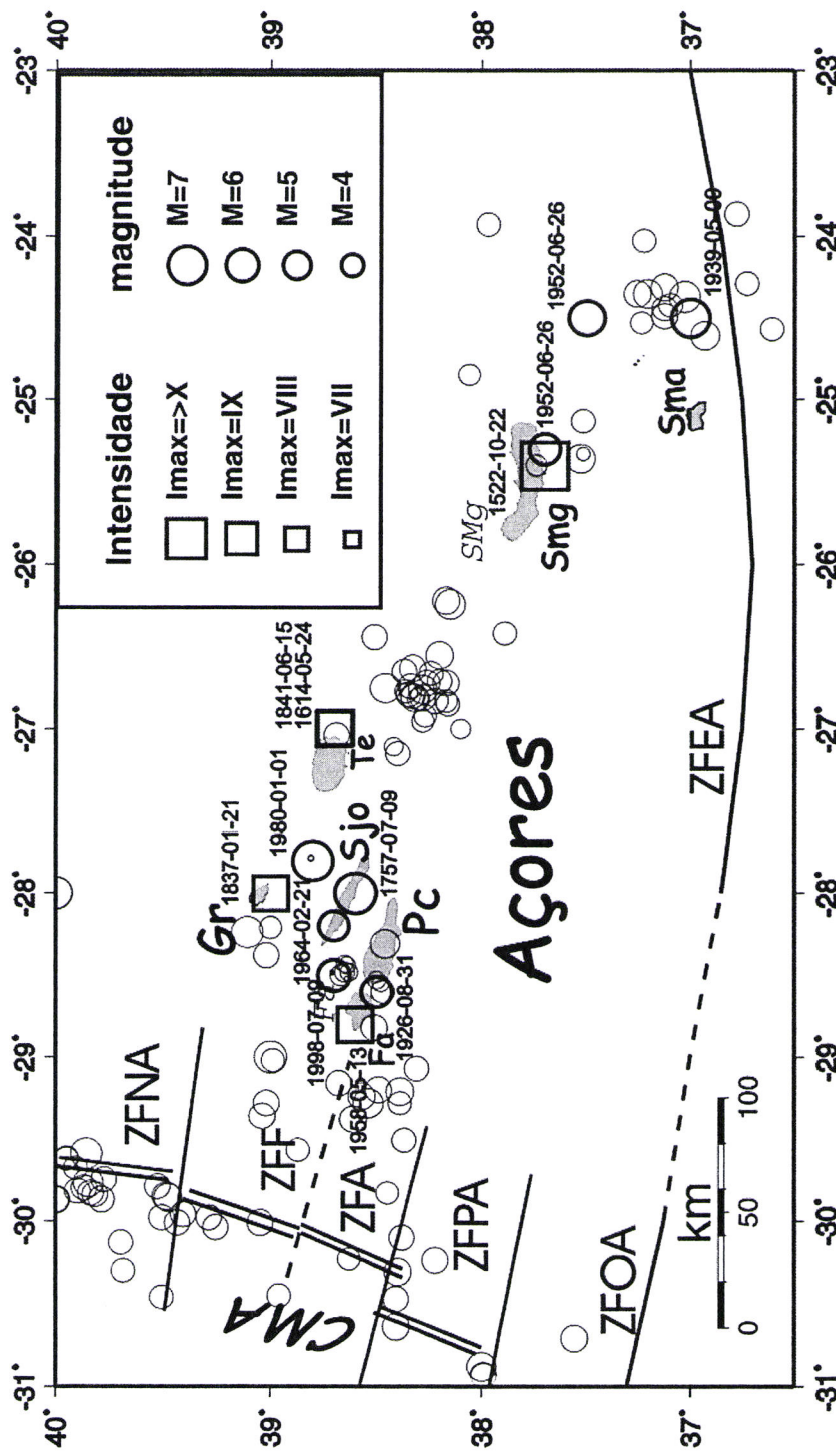


Figura 3.3- Sísmica instrumental e histórica no Arquipélago dos Açores. Em destaque, e com respectiva data, encontram-se representados os sismos mais importantes que afectaram o arquipélago. Os rectângulos representam os eventos para os quais só se dispõe de informação da intensidade (a dimensão do rectângulo é proporcional à intensidade máxima registada) e os círculos com traço mais fino representam a sísmica instrumental já representada na figura (3.1).

magnitude $M_s \geq 7$, um a 8 de Maio de 1939 com epicentro a este da ilha St^a Maria (evento possivelmente ligado à falha da Glória por razões que posteriormente serão apresentadas), e outro, a 1 de Janeiro de 1980 localizado entre as ilhas Terceira e Graciosa (figura 3.3 e anexo C).

Se analisarmos agora a sismicidade histórica desta região - dados compilados por (Nunes e Ribeiro, 2001) desde o início do povoamento -, concluímos que os Açores foram afectados por 32 sismos de intensidade superior ou igual a VII, tendo provocado cerca de 6000 vítimas mortais e a destruição generalizada de algumas Ilhas do Arquipélago. Na tabela 3.1 apresentam-se os sismos históricos e instrumentais que, pela sua energia libertada e pelos seus efeitos sentidos, são considerados os mais significativos da região; os seus epicentros encontram-se representados na figura 3.3. A Informação de sismicidade histórica sobre esta região, apesar de ser limitada pelos motivos já apontados, revela-nos uma distribuição epicentral de eventos mais significativos (aqueles que de maior intensidade máxima observada) semelhante à que é obtida a partir dos dados de natureza instrumental (figura 3.3). De acordo com esta informação pode dizer-se que entre a segunda metade do século XV e o fim do século XIX foram sentidos no arquipélago dos Açores 14 sismos com intensidade $I_o \geq VII$ (Nunes e Ribeiro, 2001). No Anexo C serão abordados com algum detalhe os principais sismos que afectaram esta região.

A análise da sismicidade de magnitude superior a 4.0 fornecida pela rede mundial (figura 3.3) permite-nos afirmar que os epicentros dos sismos desta região distribuem-se por uma estreita faixa coincidente, grosso modo, com o eixo de distribuição das ilhas. Esta faixa parte da Crista Média Atlântica (39° N, 30° W) com uma orientação aproximada ENE-WSW, deflectindo para NW-SE a partir do meridiano 27° W e extingue-se a 24° W (meridiano que marca o início da Falha da Glória).

Apesar de desde o início do século XX se dispor de informação sísmica instrumental sobre a região dos Açores, somente a partir dos anos 80, após o sismo de 1 de Janeiro de

Data	Ilha	Epicentro	Int. max	Mag	Nº Mortos
1522/10/22	S. Miguel	37,7°N/25,4°W	X		4000 - 5000
1614/05/24	Terceira	Este P. Vitória	IX		> 200
1757/07/09	S. Jorge	38,6°N/28,0°W	XI		1046
1837/01/21	Graciosa	?	IX ?		3
1841/06/15	Terceira	Este P. Vitória	IX		0
31-08-1926	Faial	38,5°N/28,6°W	X		9
08-05-1939	S. Maria	37,0°N/24,5°W	VII	7,0-7,1	0
26-06-1952	S. Miguel	37,7°N/25,3°W	VII		0
26-06-1952	S. Miguel	38,7°N/28,2°W	VIII	5,5 Mb	0
13-05-1958	Faial	38,6°N/28,8°W	VIII/IX		0
21-02-1964	S. Jorge	38,7°N/28,2°W	VIII	5,5 Mb	0
01-01-1980	Terceira	38,8°N/27,8°W	VIII/IX	7,2 Ms	71
09-07-1998	Faial	38,7°N/28,5°W	VIII/IX	6,2 Mw	8

Tabela 3.1- Sismos históricos mais importante da região Açores (Nunes e Ribeiro, 2001).

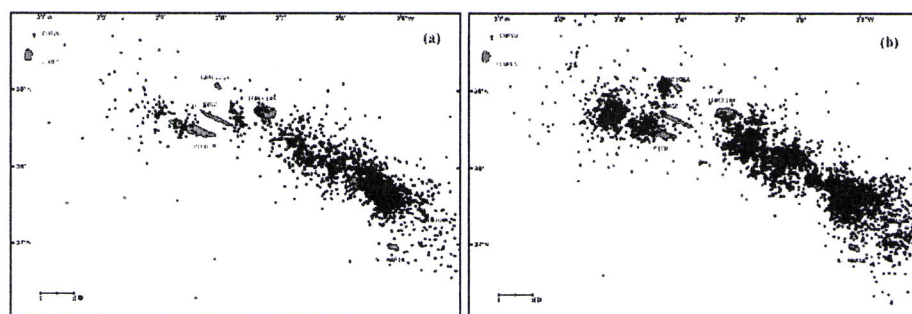


Figura 3.4- Epicentros dos sismos ocorridos nos Açores referentes aos períodos 1980-1988 (a) e 1989-98 (b). As localizações foram feitas com base nas estações sísmográficas da rede regional. Nesta figura não constam o sismo 9 de Julho de 1980 e as respectivas réplicas (Nunes, 1999).

1980, a rede regional foi incrementada quer em número de estações, quer na sua qualidade, permitindo uma melhoria considerável na precisão das determinações dos parâmetros epicentrais e hipocentrais e na sensibilidade da própria rede (figura 2.6). Persistem contudo dificuldades na determinação precisa de epicentros dos sismos localizados excentricamente em relação à rede regional. Este obstáculo só poderá ser ultrapassado com a instalação de estações sismográficas submarinas (OBS's), permanentes (Senos et al., 2000), ou temporárias (Miranda etval., 1998).

Apesar destas dificuldades, é possível construir, com base na rede regional, a distribuição epicentral na região dos Açores. Na figura (3.4) podem ver-se representadas as cartas epicentrais para esta região, respeitantes aos períodos 1980-1988a) e 1989-1998b) donde se podem retirar as seguintes considerações:

1. apesar de se referirem a períodos distintos de observação, em relação aos quais a rede sofreu importantes beneficiações, o padrão de distribuição espacial de eventos mantém-se praticamente o mesmo, à excepção de uma ligeira intensificação da actividade sísmica a oeste da Ilha do Faial (figura 3.4);
2. a distribuição de epicentros segue aproximadamente as observações baseadas em catálogos da rede mundial (figura 3.3).

Estas duas constatações reforçam a ideia de que a distribuição linear da sismicidade é praticamente coincidente com o eixo de distribuição das ilhas; não é, pois, uma consequência da posição das estações da rede regional, mas corresponde a um facto consistente.

É possível extrair, ainda, da distribuição detalhada da sismicidade e microsismicidade fornecida pela rede regional, outras conclusões:

1. a actividade sísmica concentra-se principalmente no alinhamento do Rifte da Terceira (Transformante *Leaky* de S. Jorge (Madeira e Ribeiro, 1990)), com uma orientação aproximada N120°E;

2. a oeste do Faial existe uma intensa actividade possivelmente associada à zona de fractura Faial Pico, acidente que é considerado por alguns autores como o prolongamento da ZFF (Luis et. al., 1994; Nunes, 1999).
3. a NW de S Jorge verifica-se uma elevada concentração de epicentros coincidente com a Bacia Oeste da Graciosa, considerada também como a extremidade ocidental do Rifte da Terceira;
4. o sismo do Faial de 9 de Julho de 1998 caracterizou-se por uma forte concentração de epicentros na zona do Canal Faial-Pico, facto que será objecto de análise posterior neste capítulo.

Em 1992 realizou-se, na plataforma dos Açores, uma campanha de 27 dias que consistiu na recolha de dados de sismicidade natural utilizando-se uma rede de estações sísmicas submarinas (figura 3.5a). A distribuição dos epicentros dos eventos registadas nesta rede permitiu confirmar que a sismicidade na região se concentra essencialmente na zona do eixo da Terceira (figura 3.5b). Uma análise mais detalhada da distribuição dos epicentros permitiu observar alinhamentos com azimutes coincidentes com a orientação da falha do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (Miranda et al., 1998). Verifica-se também que a profundidade hipocentral não ultrapassa os 11 km - profundidade média da MOHO para a generalidade dos modelos de velocidade aceites para esta região (ex: Vales et al., 2001 e Hirn et al., 1980).

Com a finalidade de estudar as réplicas do sismo de 1 de Janeiro de 1980, foi instalada nas ilhas Terceira, S. Jorge, Graciosa e Pico, uma rede telemétrica de estações sismográficas. A distribuição dos epicentros de eventos registados por esta rede definiu, claramente, um alinhamento na direcção N150°E (figura 3.6) que coincide com um dos planos do mecanismo focal do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (Bufoin et al., 1988; Grimison e Chen, 1988).

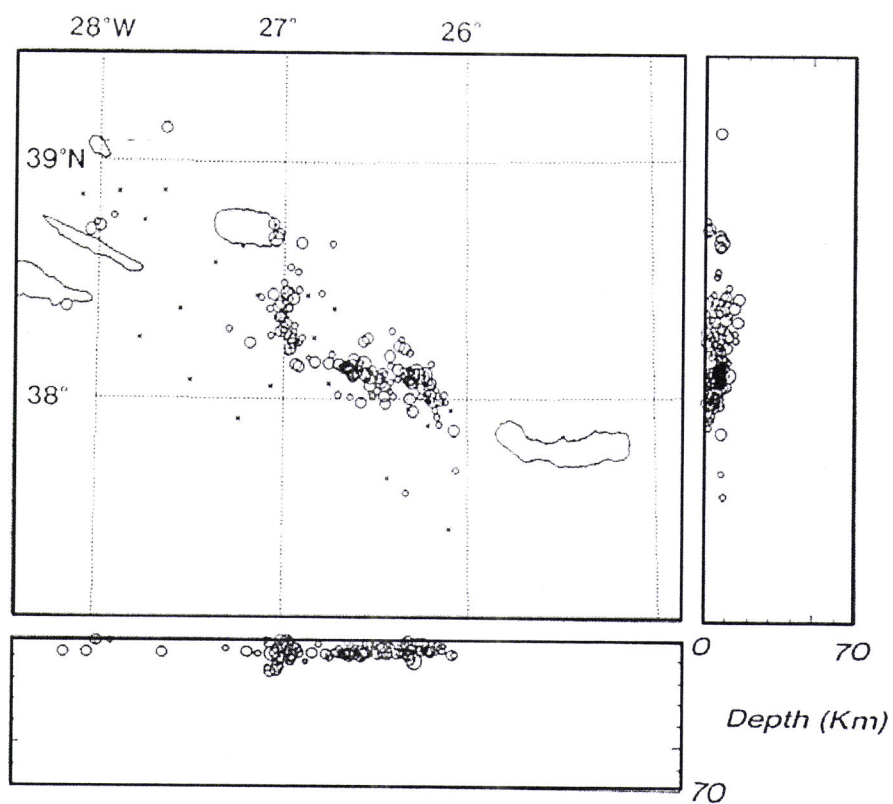


Figura 3.5- Campanha de Obs's realizada nos Açores. a) Estações da rede submarina de OBS's; b) distribuição dos epicentros dos eventos registados pelas estações OBS (Miranda et al., 1998).

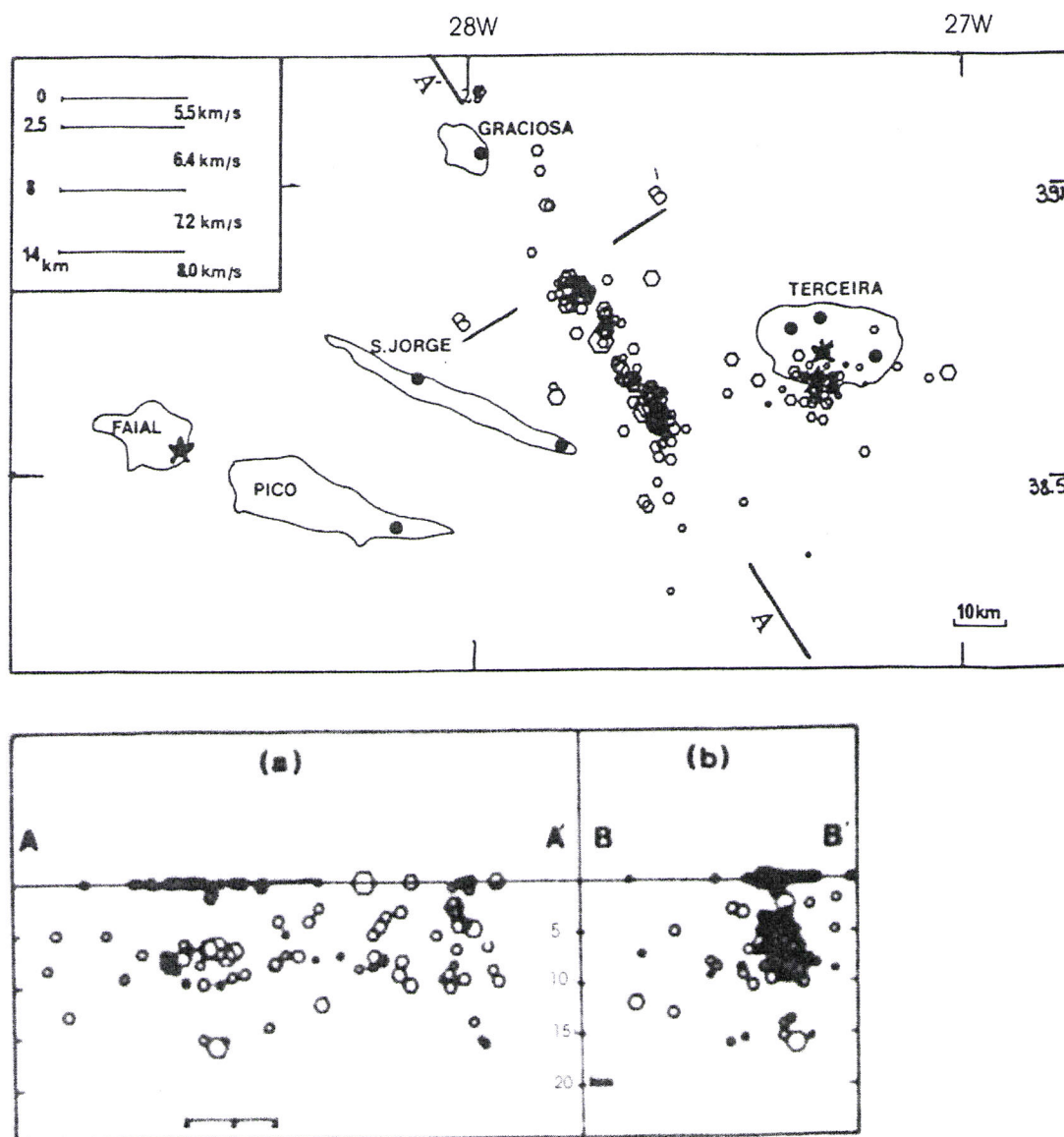


Figura 3.6- Em cima é representada a rede sísmográfica temporária instalada nos Açores após o sismo de 1 de Janeiro de 1980 e distribuição das réplicas deste sismo; em baixo é representada a secção vertical A - A' (adaptado de (Hirn et al., 1980)).

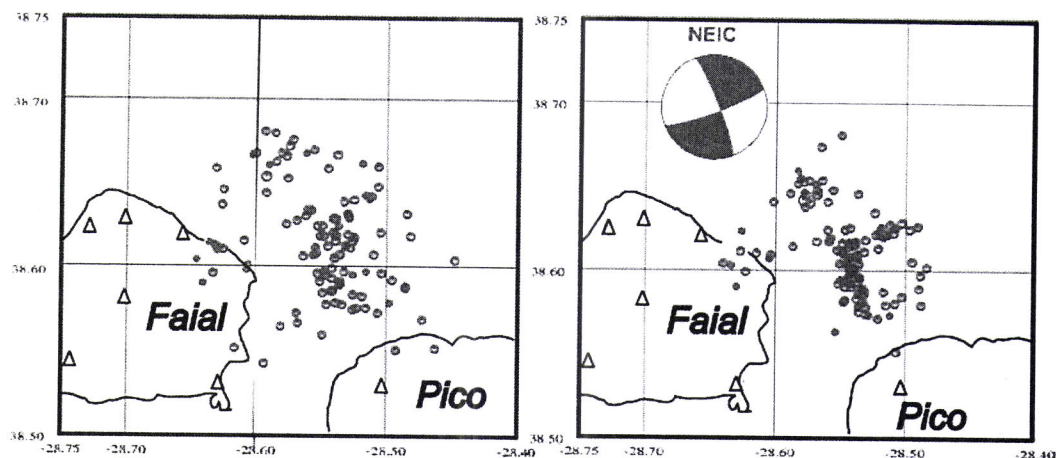


Figura 3.7- Localização das 112 melhores réplicas do sismo de 9 de Julho de 1998 (Vales, et al., 2001).

Recentemente, após a ocorrência do sismo do Faial de 9 de Julho de 1998, foi instalada nas ilhas Faial, Pico e S. Jorge uma rede sismográfica temporária com o objectivo de completar a rede fixa; esta rede funcionou durante as 3 semanas que se seguiram ao sismo principal possibilitando o registo de 1200 réplicas. O trabalho de realocização destes eventos (Vales, et al., 2001), conduziu a um refinamento dos anteriores modelos de velocidades e contribuiu para a clarificação dos alinhamentos definidos pelos epicentros das réplicas, que são (figura 3.7): NNW-SSE e E-W a WSW-ENE.

3.2.2 Sector central

O sector central, compreendido entre as longitudes 24° W e 13° W, inicia-se com a falha da Glória (*FG*), frequentemente tomada como o prolongamento da *ZFEA* (figura 3.1). Este acidente, cuja orientação é aproximadamente E-W, encontra-se marcado de forma bem nítida na topografia do fundo oceânico, até à longitude de 18° W (Laugton e Whitmarsh, 1974). A partir desta longitude surge uma zona de batimetria complexa, dominada por grandes montanhas submarinas e extensas planícies abissais, onde não é possível reconhecer de uma forma clara o seu percurso. Ao longo desta fractura identificam-se

vários ramos paralelos cujos perfis N-S revelam importantes escarpas com aspecto recente (Searle, 1980).

A falha da Glória é uma transformante com deslocamento direito - Buform et al., (1988) determinaram velocidades de 3,39 cm/ano para o deslocamento relativo entre as placas *EA* e *Af*. Esta falha não apresenta sismicidade recente (figura 3.1); este facto poderá dever-se, não à imobilidade da falha, mas ao elevado período de retorno dos sismos de magnitude elevada, que deverá ser superior a 80 anos, período sobre o qual se dispõe de dados instrumentais (Argus et al., 1989). Esta interpretação é reforçada pela ocorrência de diversos sismos sentidos na Ilha de Santa Maria (que evidenciam uma importante actividade sísmica a leste desta ilha), dos quais se destaca, pela sua elevada magnitude o sismo de 8 de Maio de 1939 de ($M_s=7.9$) com epicentro na extremidade oriental da FG. - sentido em Santa Maria com intensidade máxima VII (Nunes e Ribeiro, 2001). Ainda, a corroborar esta interpretação, refira-se a existência de um sismo ocorrido a 25 de Novembro e 1941, com magnitude $M_s=8.4$, cujo epicentro se localiza na extremidade oriental da mesma falha; a elevada magnitude deste sismo e a consequente deformação sísmica a ele associada, poderá estar na origem da relativa quietude da referida falha. Outra hipótese para este comportamento, embora menos provável, consiste em considerar que a deformação resulta dum deslizamento assísmico ou é acumulada por diversos eventos de reduzida magnitude (não detectáveis pela rede mundial ou regional).

Progredindo para leste, a partir da latitude de $18^\circ W$, é possível identificar dois alinhamentos de sismos: o primeiro, orientado na direcção E-W, encontra-se no prolongamento da falha da Glória e deverá corresponder à fronteira de placas; o segundo, com orientação NW-SE, deverá corresponder a uma fractura que se inicia nas proximidades da falha da Glória e atingindo a costa Marroquina em Agadir. Estes dois alinhamentos, conjugados com a sismicidade associada à cordilheira do Atlas, deverão definir os limites de uma sub-placa triangular (Buform et al., 1988).

3.2.3 Sector oriental

Esta sector, que inclui a região compreendida entre os 13°W e 5°W, é caracterizada por uma batimetria complexa (figura 3.8) constituída por grandes montanhas submarinas alinhadas nas direcções NE-SW, onde se situa a crista Tore-Madeira, e E-W a ENE-WSW, onde se destacam as montanhas submarinas da Ferradura (*PF*), o banco de Goringe (*BG*) e o Banco Ampère (*BA*). Estas montanhas encontram-se circundadas por planícies abissais muito profundas, como é o caso da Planície do Tejo (*PT*) e da Planície da Ferradura (*PF*). Assinale-se ainda na região entre o *BG* e a costa oeste Portuguesa a existência de uma estrutura de grandes dimensões em forma de cavalgamento, designada por Cavalgamento Marquês de Pomba (*MP*), que se estende para norte desde a latitude de 36,5° (figura 3.9). A sua descoberta foi feita recentemente com base em perfis de reflexão sísmica realizados na margem portuguesa, no entanto não se conhecem ainda, com rigor, os seus limites geográficos (Zitellini et al., 2001).

Neste sector a sismicidade encontra-se dispersa por uma vasta área, sendo por isso mais difícil estabelecer o limites das placas (figura 3.9). Por este motivo Grimison e Chen (1988) consideram que toda esta região constitui uma zona de sismicidade difusa e apoiam-se nas seguintes constatações: os sismos apresentam epicentros distribuídos por uma vasta região de batimetria acidentada. Contrariamente à posição anterior, Buforn et al. (1988) consideram que é possível esboçar o limite das placas através dos alinhamentos dos epicentros, atribuindo o carácter disperso dos epicentros a duas causas: à deficiente localização devido à desfavorável posição das estações da rede sísmica; a sismicidade estaria associada a prolongamentos submarinos prováveis, de algumas fracturas terrestres, as quais seriam responsáveis pela significativa sismicidade intra-placas que caracteriza a região sudoeste da Península Ibérica - a falha da Nazaré (*FN*), do Vale Inferior do Tejo (*VIT*), da Messenjana (*FM*), e, já próximo de Gibraltar, as falhas de Guadalquivir (*FGq*) e de Cádiz Alicante (*FCA*) (figuras 3.9 e 3.8). Apesar do carácter disperso da sismicidade, Argus et al. (1989) e

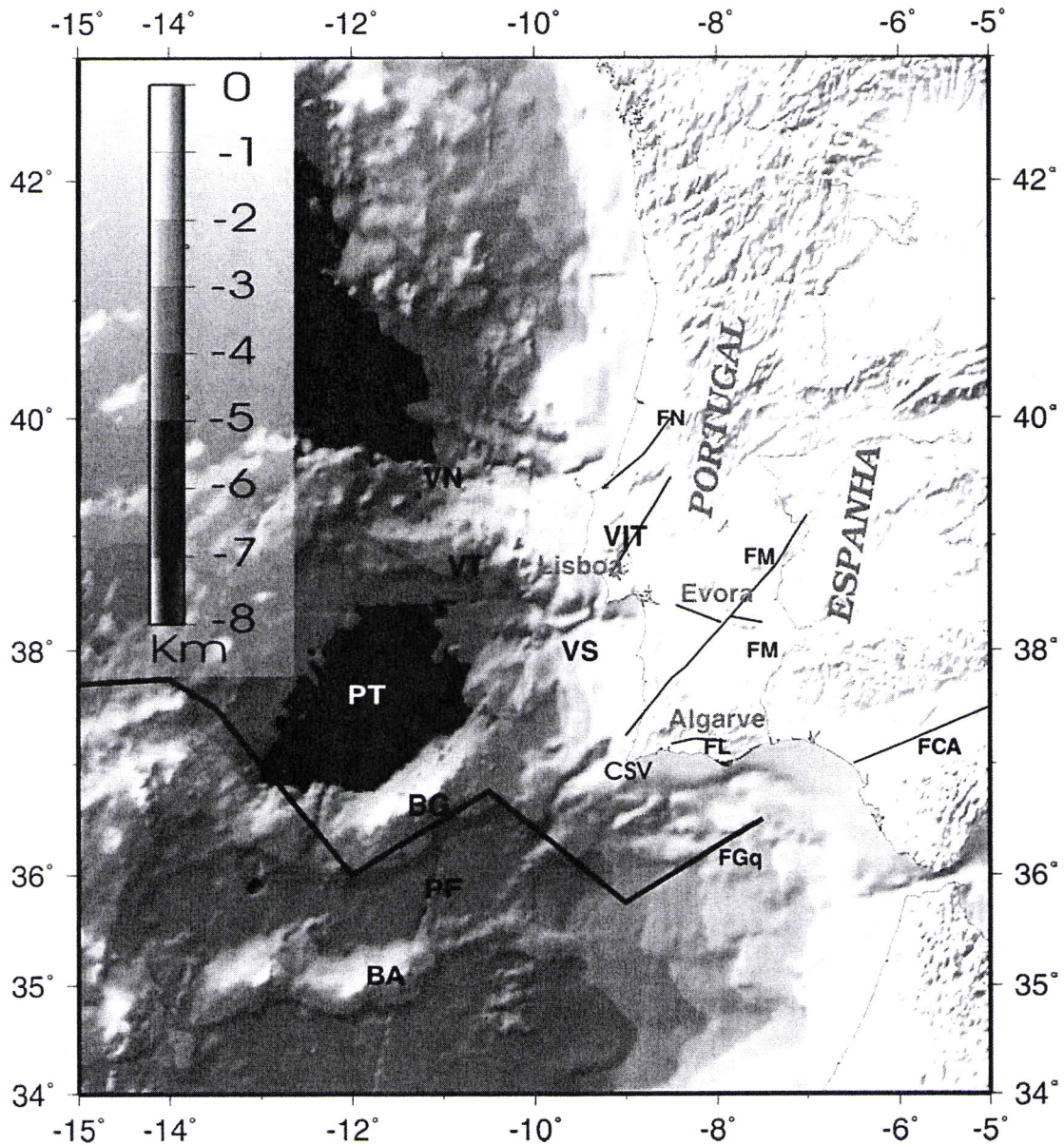


Figura 3.8- Mapa topográfico de Portugal Continental e área atlântica adjacente, onde se incluem as principais estruturas tectónicas (FN=Falha da Nazaré, VIT=Região do Vale inferior do Tejo, FM= Falha da Messejana, FL= Falha de Loulé, PT= Planície do Tejo, PF= Planície da Ferradura BA=Banco de Ampère, BG=Banco de Gorringe, FGq=falha de Gauadalquivir, FCA=falha de Cádiz-Alicante).

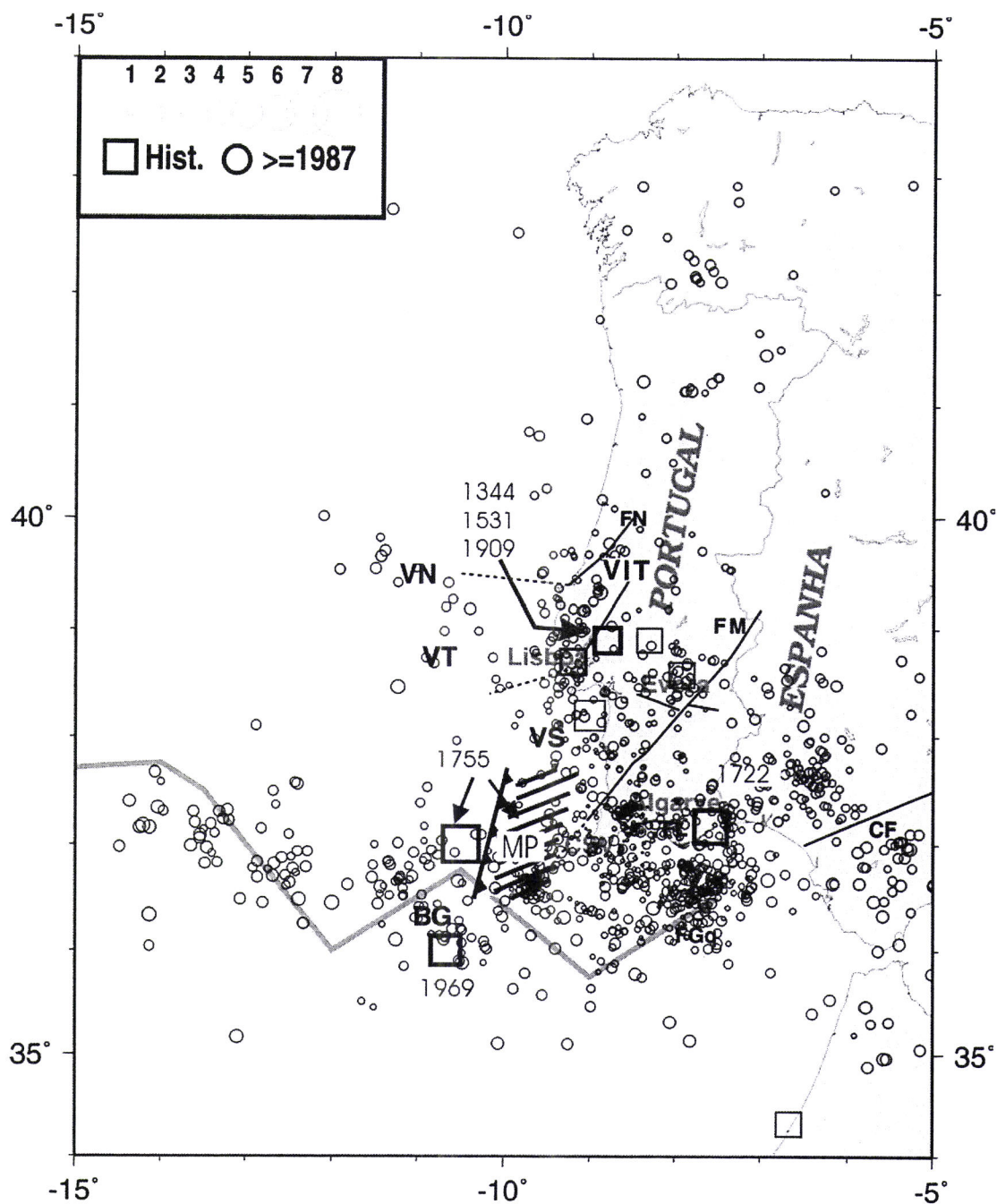


Figura 3.9- Sismicidade Histórica entre 1344 e 1997 (rectângulos) e intrumental (círculos) para o período entre 1988 e 1997). A dimensão dos Símbolos é proporcional à magnitude dos eventos. O sismo de 1755 apresenta duas localizações: a representada quadrado, que corresponde à localização anteriormente aceite e a localização associada à zona do cavalgamento Marquês de Pombal (MP).

Pierce et al.(1991), baseando-se no alinhamento dos sismos, colocam a fronteira das placas cruzando a crista Tore-Madeira a 35°N de latitude, passando a Norte do Banco Submarino de Josefina e prolongando-se para este em direcção à planície abissal da Ferradura.

3.3 Mecanismos focais

A região Açores-Gibraltar foi abordada por diversos autores no âmbito do tema da fonte sísmica. Sem pretender fazer um levantamento exaustivo das diversas contribuições, importa destacar alguns trabalhos que, quer no que respeita ao cálculo do mecanismo focal, quer sob o ponto de vista interpretativo, contribuíram, com relevo, para a compreensão do funcionamento da tectónica e geodinâmica desta região.

Os primeiros trabalhos no âmbito do mecanismo focal desta área foram feitos por McKenzie (1972) e Udias et al. (1976) (figuras 3.10 A) e B), respectivamente). Com base na sismicidade e nos mecanismos focais, estes autores estabeleceram os primeiros modelos interpretativos para a região.

Os trabalhos desenvolvidos por Grimison e Chen (1988) através da modelação das formas de ondas - componentes P e SH obtidas das componentes de longo período registadas em estações WWSSN a distâncias telesísmicas -, permitiram obter o mecanismo focal de quatro eventos da fronteira Açores-Gibraltar: os sismo de 27 de Fevereiro de 1969, de 1 de Janeiro de 1980, de 24 de Janeiro de 1983 e de 17 de Outubro de 1983 (figura 3.11). Os mecanismos foram calculados a partir de inversão, utilizando o programa de Nablek (Nablek), e os resultados evidenciaram, para os sismos de 27 de fevereiro de 1969 e o sismo de 1 de Janeiro de 1980, elevada complexidade no processo de ruptura.

Posteriormente, Buforn et al. (1988) fizeram um estudo dos mecanismos focais da região - incluindo aqueles já estudados pelos autores já referidos⁷, o qual incluiu a mde-

⁷ um estudo similar, embora não tão completo, foi realizado por Moreira (1985), neste caso utilizando

lação da fonte, utilizando as formas de onda registada em estações WWSSN (figura 3.11), e cálculo dos respectivos parâmetros de fonte - momento sísmico escalar, queda de tensão e as dimensões das falhas - a partir da análise espectral. Partindo dos momentos sísmicos escalares, das magnitudes M_s e dos mecanismos focais, estes autores estimaram a taxas de deformação sísmica nas diferentes zonas da região: na Zona Ocidental de 0,76 cm/ano; na Zona Central de 3,39 cm/ano e na Zona Oriental 1,14 cm/ano.

A necessidade de uma caracterização detalhada de aspectos como o mecanismo característico dos sismos e sua relação com as falhas geológicas conhecidas e o campo da tensão regional e local, impôs que se efectuassem estudos de mecanismo focal de eventos de magnitude reduzida a moderada no território continental português; nesse âmbito destacam-se as contribuições dadas por Moreira et al (1985), Borges (1991), Borges et al. (1996), Moreira (1991) e Fonseca e Long (1991) (figura 3.12). Com base nestes mecanismos e outros indicadores de tensão de natureza geofísica e geológica foi possível caracterizar, com maior detalhe, o campo da tensão em Portugal Continental (Ribeiro et al. 1996) (figura 3.15). Recentemente Borges et al. (2001) fazem uma análise mais detalhada dos mecanismos focais da região, introduzem novos mecanismos, e, com base nesta informação identificam os padrões de mecanismo focal e da tensão sobre o território continental português e região atlântica adjacente.

A introdução de redes locais de carácter temporário ou permanente (rede Transfrontier e rede de Évora (capítulo 2.1) e a consequente redução do limiar de detectibilidade e aumento da precisão de cálculo dos parâmetros epicentrais, permitiu a construção de uma imagem mais detalhada da sismicidade nas regiões onde se inserem, favorecendo, deste modo, a identificação das principais fracturas activas e o cálculo dos parâmetros da fonte (momento sísmico, magnitude, queda de tensões na região focal e dimensões da fonte).

Particularmente, no que se refere ao mecanismo focal, a utilização destas redes permite

somente as polaridades

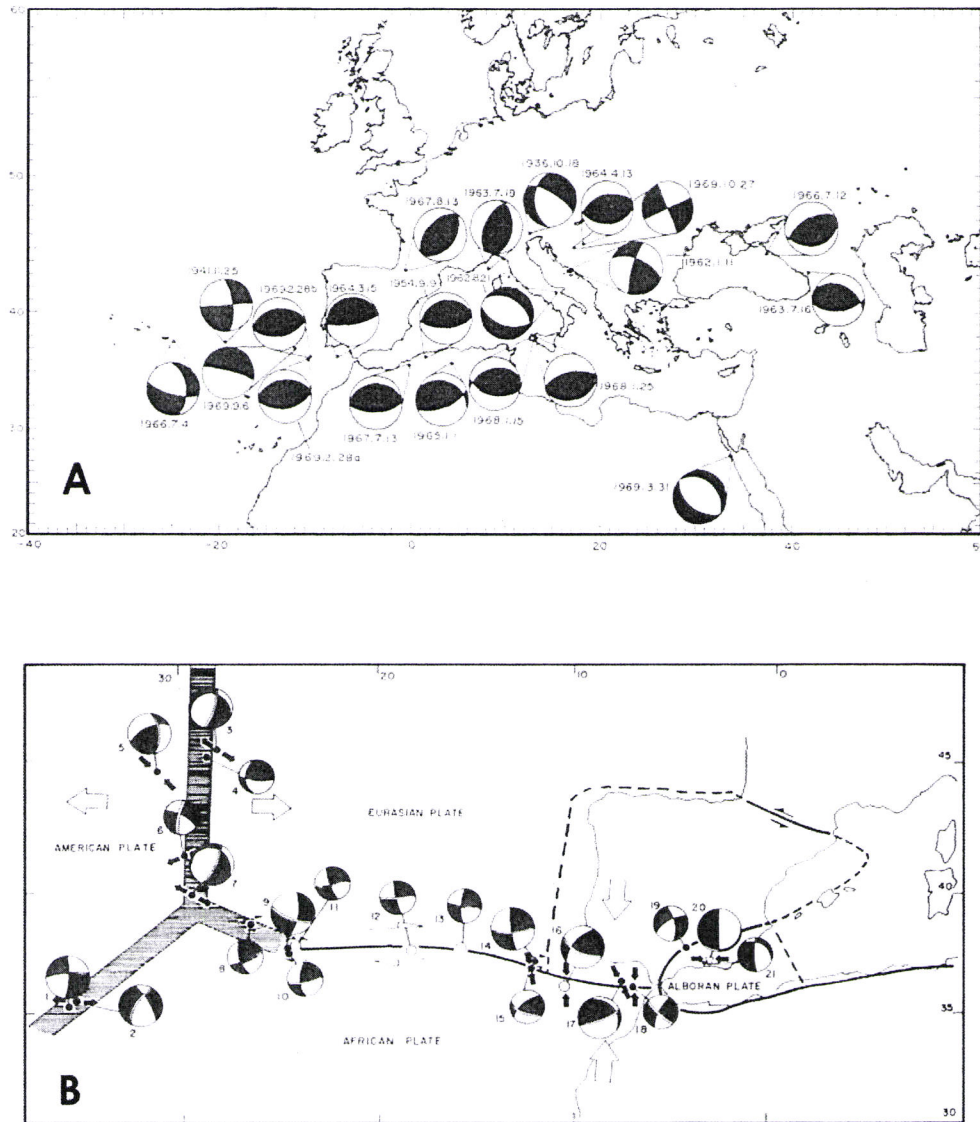


Figura 3.10- Na figura superior (A) mecanismos focais calculados por Mckenzie et al. (1972). Na figura inferior (B) mecanismos calculados por Udias et al. (1976).

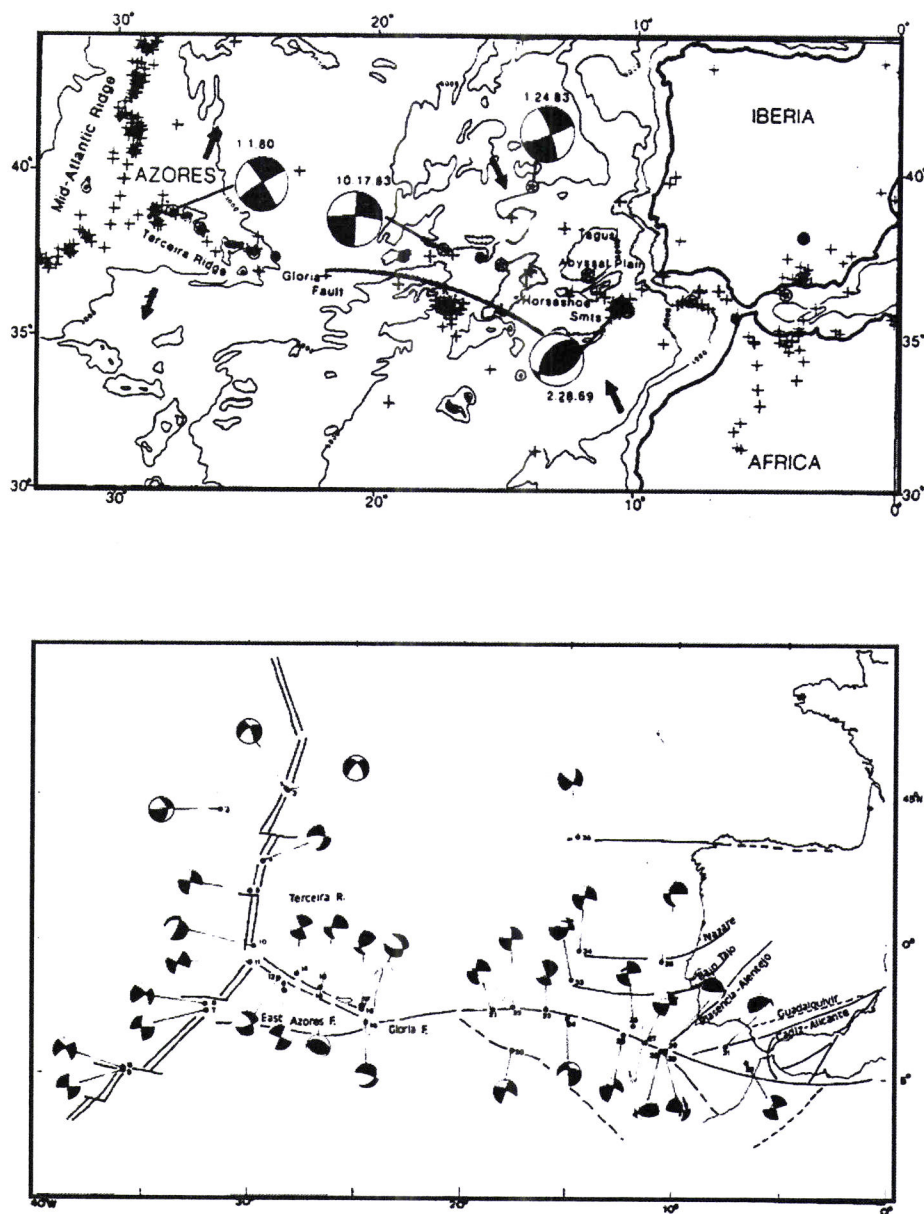


Figura 3.11- Na figura superior - mecanismos focais calculados por Grimson e Chen (1988); na figura inferior - mecanismos calculados por Buforn et al. (1988).

baixar o limiar da magnitude a partir da qual é possível calcular o mecanismo focal já que a sua utilização, em complemento à rede sismográfica nacional, resulta num acréscimo do número de dados de primeiros movimentos e no melhorando da cobertura azimutal. Apesar da magnitude dos sismos detectados e localizados por esta rede, ser reduzida, e não obstante os frequentemente elevados erros associados a estes mecanismos, o seu emprego pode constituir um importante contributo na caracterização do mecanismo focal da região e do respectivo campo da tensão, sendo esta informação particularmente relevante quando se verifica uma elevada homogeneidade nos mecanismos focais (Zobach et al., 1992 e Borges et al. (2001). São exemplos de emprego deste tipo de dados os trabalhos desenvolvidos por Bezzeghoud et al. (2000) e Carrilho et al. (2003) a partir de dados da rede Transfrontier (figura 3.14) e por Borges et al. (1999) a partir de dados da rede de Évora (este último incere-se no âmbito desta tese e por isso será desenvolvido em pormenor no capítulo 5). Em 1992 foi instalada nos Açores uma rede de OBS (Miranda et al., 1998); os dados dessa rede permitiram o cálculo do mecanismo focal de dois sismos com epicentros na região próxima do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (figura 3.13); a solução de mecanismo focal obtida para estes dois sismos é do tipo *deslizamento-horizonta*, com planos nodais similares aos do sismo de 1 de Janeiro de 1980.

Os mais recentes sismos da região dos Açores (o sismo de 1 de Janeiro de 1980 e o sismo de 9 de Julho de 1998) motivaram a instalação de redes temporárias, tendo já sido as mesmas objecto de análise no capítulo 2.1. Segue-se uma síntese dos principais resultados decorrentes da instalação dessas redes:

O SISMO 1 DE JANEIRO DE 1980 - A rede permitiu a localização das réplicas que se seguiram este sismo. Os epicentros destas réplicas definiram um alinhamento claramente coincidente com o plano WNW (correspondente à movimentação no sentido *sinistral*) o que conduziu à escolha inequívoca deste plano como verdadeiro plano de falha sobre a qual se deu a ruptura (Hirn et al., 1980) (anexo C). O mecanismo composto, construído

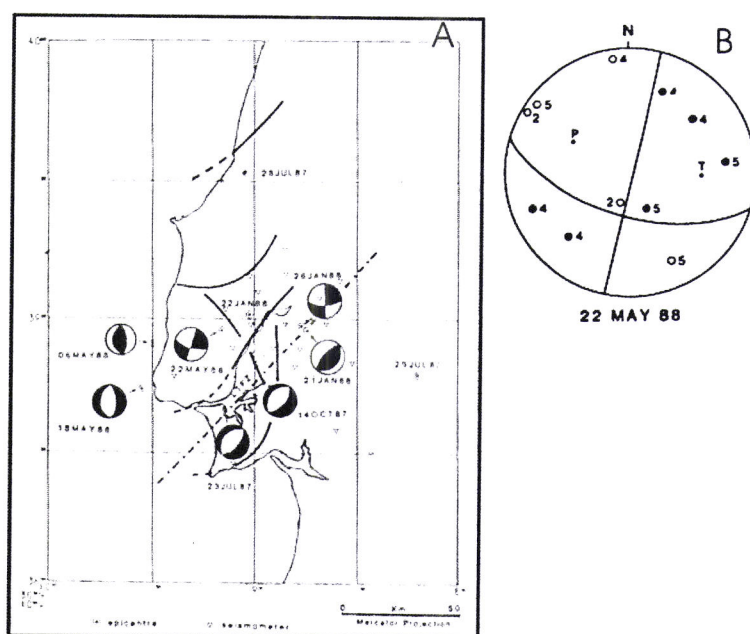
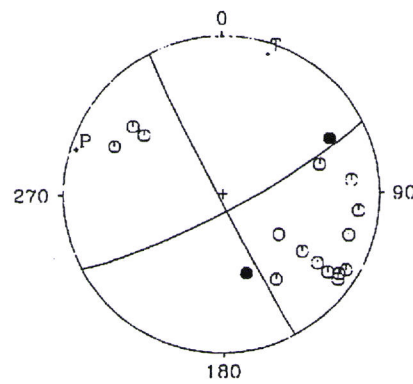


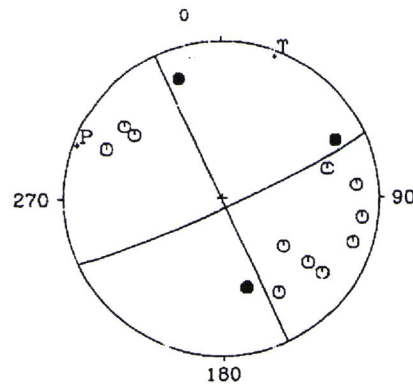
Figura 3.12- Mecanismos calculados por (Fonseca e Long, 1991)

92/07/22 21:09:45.4 38.15245 -26.64487 Mag=3.2



TREND	COPLUNGE	OBSERVATIONS:	18/ 18
T 18	82		
P 287	85		
STRIKE	DIP	SLIP	SCORE: 1.0000
A 62	81	177	
B 152	87	8	

92/07/22 21:14:53.6 38.14809 -26.65174 Mag=3.4



TREND	COPLUNGE	OBSERVATIONS:	14/ 14
T 20	86		
P 290	86		
STRIKE	DIP	SLIP	SCORE: 1.0000
A 85	84	179	
B 155	88	5	

Figura 3.13- Mecanismos focais dos sismos 920722A e 920722B obtidos a partir de dados da rede OBS instalada nos Açores (Miranda et al., 1998).

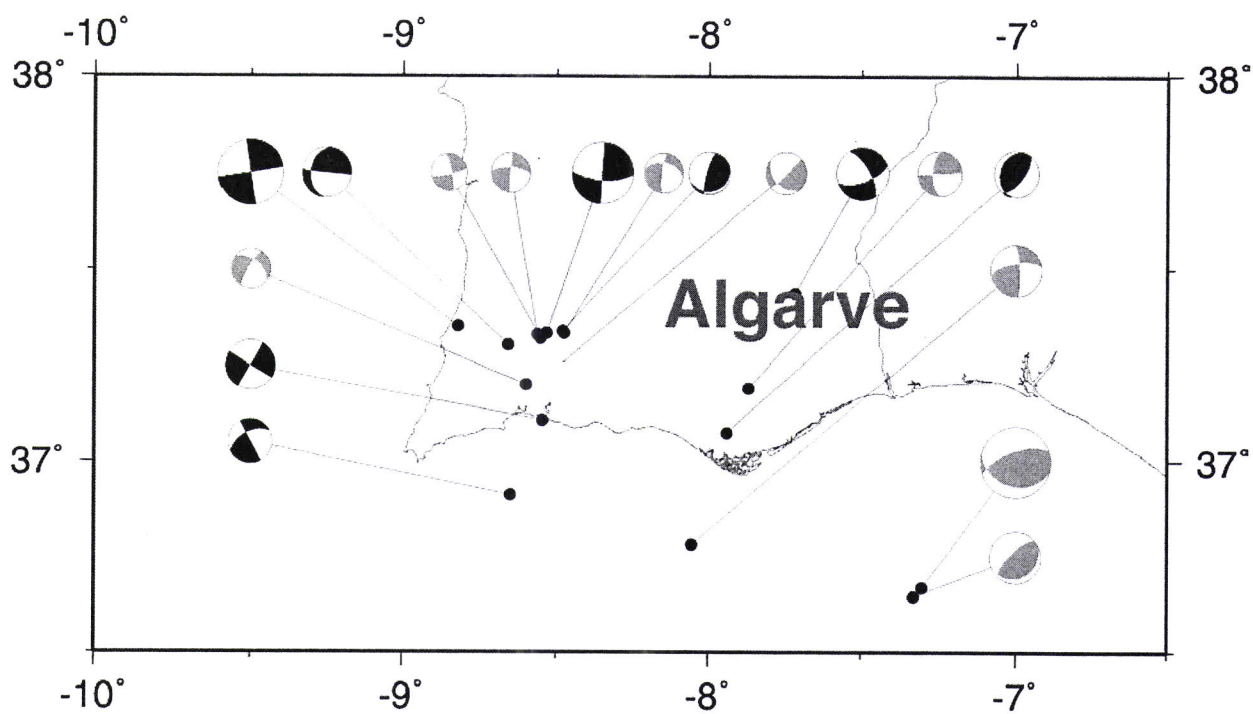


Figura 3.14- mecanismos focais dos sismos da região Algarvia, de magnitude $3,7 \geq M_I \geq 1,9$, calculados a partir dos dados da rede Transfrontier. A preto encontram-se representados os resultados obtidos por Bezzeghoud et al. (2000), a cinzento, e os resultados obtidos por Carrilho et al. (2003), a negro.

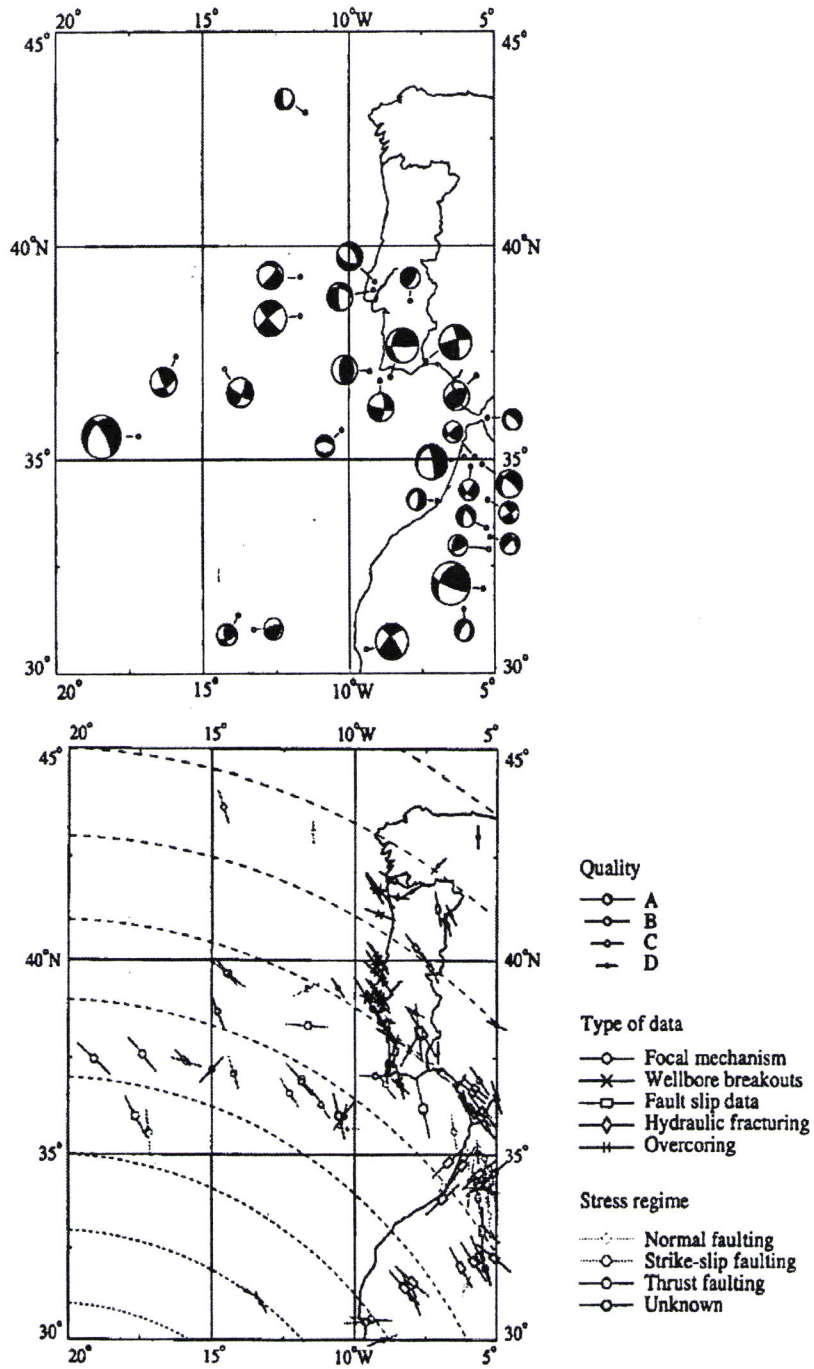


Figura 3.15- Trajetórias da tensão máxima horizontal a partir obtidas a partir dos indicadores de tensão de natureza geofísica e geológica.

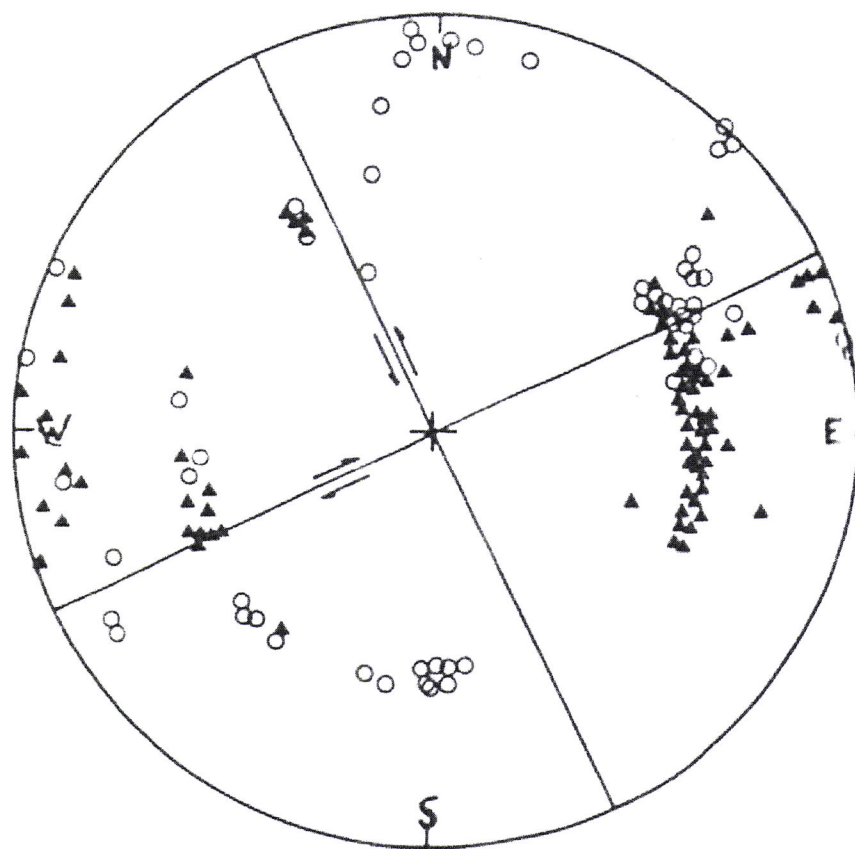


Figura 3.16- Mecanismo compósito obtido a partir dos dados das réplicas do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (Hirn et al., 1980).

a partir dos dados das réplicas que se seguiram ao sismo, apresenta elevada similaridade com o mecanismo do sismo principal (figura 3.16).

SISMO DE 9 DE JULHO DE 1998 - Na sequência deste sismo (anexo C.7) e figura 3.17) foi instalada na ilhas do Faial, Pico e S Jorge uma rede sismográfica constituída por 7 estações de curto período. A boa cobertura azimutal propiciada por estas estações, aliada à elevada dinâmica das mesmas, permitiu localizar com elevada precisão as réplicas deste sismo. Ao contrário do que sucedeu ao sismo do dia 1 de Janeiro de 1980, neste caso os alinhamentos definidos pelas réplicas dão-se segundo duas direcções preferenciais, com azimutes aproximadamente coincidentes com os dos planos nodais do mecanismo do evento principal, não sendo, assim, possível identificar o verdadeiro plano de falha (Vales, et al., 2001). Por outro lado, os mecanismos compósitos são dos tipos *deslizamento-horizontal* e *normal*, sendo os primeiros coincidentes com o mecanismo do sismo principal (*ibid.*). A inexistência de uma rede local digital, constituída por sismómetros ou acelerómetros que permitissem o registo em campo próximo, impossibilitou a determinação, através de directividade ou modelação do deslizamento sobre o plano de falha, da orientação do verdadeiro plano, já que a magnitude do sismo ($M_w=6.2$) é insuficiente para a permitir o emprego destas técnicas baseadas exclusivamente em dados de estações telesísmicas. Esta indeterminação persistiu apesar de ter sido feita a modelação da deformação cosísmica baseada em dados geodésicos (dados GPS obtidos nas ilhas do Faial, Pico e S. Jorge) recolhidos em campanhas realizadas antes e após o sismo (Fernandes et al., 2002).

Uma importante contribuição dada no sentido da caracterização do mecanismo focal para esta região deve-se ao cálculo do mecanismo do centroide, que desde 1977 é feito pelo grupo de Harvard (Dziewonski et al., 1981) e mais recentemente pelas instituições USGS e ERI. Actualmente o limite inferior de magnitude para o cálculo do mecanismo focal pelo método do centroide é $M_w \geq 5,5$, embora, através do emprego do método RCMT e utilizando estações regionais e telesísmicas, se possa descer até à magnitude 4,5 (Arvidsson

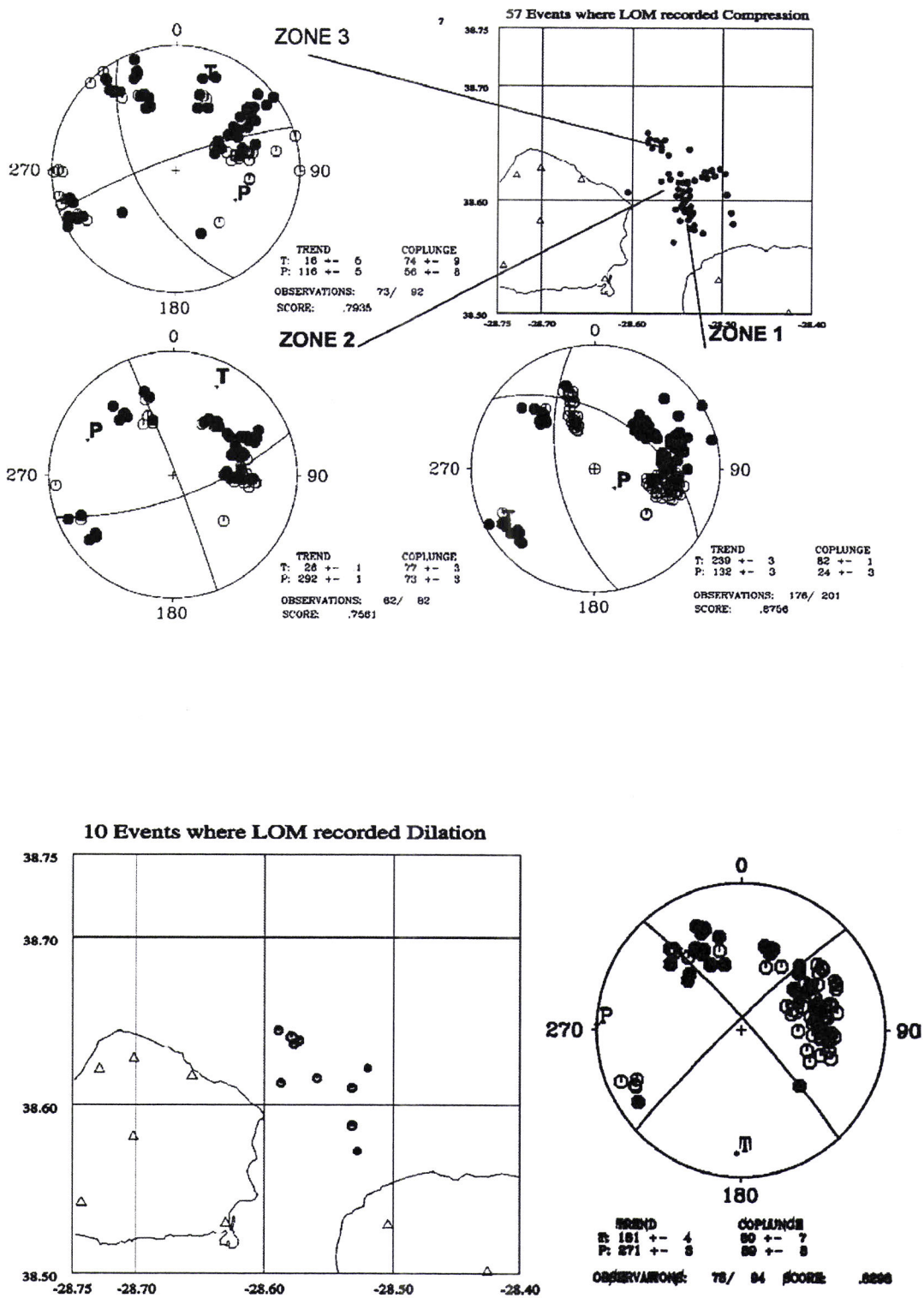


Figura 3.17- Mecanismos focais compostos das réplicas do sismo de 9 de Julho de 1998 (Vales, et al., 2001).

e Ekstrom, 1998).

3.4 Conclusões

Em Portugal podem considerar-se, genericamente, duas zonas sísmicamente activas capazes de gerar eventos de magnitude moderada a elevada ($M \geq 6$) e causadores de impactos humanos e materiais significativos ($I_0 \geq VIII$): a região Sul de Portugal - em especial a zona do vale do Tejo e toda a orla costeira a sul do Tejo e Algarve - e a Região dos Açores - exceptuando as Ilhas de Flores e Corvo. Esta actividade sísmica é justificada pela proximidade destas regiões às fronteiras de placas:

a) No caso do território continental, para além da sismicidade próxima da zona da fronteira de placas (Sudoeste do Cabo de S. Vicente e Margem Algarvia), existe uma actividade sísmica intra-placa possivelmente associada a algumas falhas activas que atravessam o território e apresentam prolongamento submarino (FM, FN, falha VIT - figura 3.9).

b) Os Açores (figura 3.3) encontram-se na proximidade da zona de confluência de três placas litosféricas (Junção Tripla dos Açores (*JTA*)) as quais estão sujeitas a taxas de expansão máximas de 0,7cm/ano. Embora estes valores de expansão sejam reduzidos, eles são responsáveis por alguns eventos sísmicos capazes de produzir elevados danos materiais e humanos. A sismicidade nesta região concentra-se numa estreita faixa coincidente com a distribuição das ilhas e estende-se desde a *CMA* até à *FG*.

Desde 1972 tem vindo a ser realizados diversos estudos de fonte sísmica na região Açores-Gibraltar baseados nas polaridades e na modelação a partir das ondas volúmicas. Estes estudos visam a caracterização da sismotectónica e geodinâmica desta região. A instalação de redes locais, complementadas pela Rede Nacional, permitiram a realização de estudos de microsismicidade e de mecanismo focal (para eventos com magnitude $M \leq 4$) conduzindo, assim, à construção de uma imagem mais detalhada da sismicidade e sismo-

tectónica das regiões. Por outro lado, a instalação de redes temporárias dedicadas ao estudo das réplicas dos sismos mais importantes ocorridas nas duas últimas décadas (o sismo de 1 de Janeiro de 1980 e o sismo de 9 de Julho de 1998) levaram ao cálculo do mecanismo composto destes sismos e à determinação dos planos de ruptura.

Capítulo 4

Teoria e Métodos

4.1 Introdução

O conteúdo do presente capítulo pode resumir-se, de uma forma genérica, a duas questões básicas: como calcular a movimentação sísmica em qualquer ponto da Terra em consequência dos deslocamentos produzidos na fonte sísmica? Como obter a partir dos dados observados informações quantitativas acerca dos parâmetros característicos dos diferentes modelos de fonte? A resposta a estas questões está na base dos métodos utilizados para a caracterização da fonte sísmica.

O estudo das fontes sísmicas faz-se recorrendo à informação contida nos sismogramas

registados em estações distribuídas pelo globo⁸. Estes dados são comparados com os sismogramas teóricos construídos à custa da sobreposição do deslocamento gerado na região focal com o efeito da propagação na Terra. O conteúdo informativo a retirar do sinal sísmico é diverso: poderá ser a forma das ondas volúmicas, ou superficiais; os modos próprios de vibração da Terra, ou, simplesmente, as polaridades das ondas P e S, as respectivas amplitudes, ou a razão entre elas⁹. Neste trabalho aplicaremos métodos baseados nas polaridades e na forma das ondas volúmicas.

Apesar da diversidade dos dados de partida, todos os processos envolvidos no estudo da fonte sísmica passam por diferentes etapas que genericamente se enumera:

1. modelação directa da fonte através da sua representação como uma fractura física caracterizada por um conjunto de parâmetros - geometria da fonte, descontinuidade no deslocamento e parâmetros elásticos na região focal;
2. modelação da propagação, conhecidos os parâmetros elásticos que caracterizam o meio onde se propagam as ondas sísmicas - traçado de raios sísmicos ou geração de sismogramas sintéticos;
3. Separação dos dois efeitos através de métodos de inversão.

O cumprimento dos primeiros dois objectivos obriga à modelação dos fenómenos da fonte e da propagação, através do emprego da teoria da elastodinâmica, o que é conseguido, genericamente, através do teorema da representação que adiante se enunciará. O terceiro objectivo é atingido através da comparação dos resultados da modelação directa (obtidos em 1) e 2)), com os dados observados; desta comparação resulta uma estimativa do valor numérico dos parâmetros característicos dos modelos de fonte.

Traçados os objectivos gerais do problema do estudo da fonte sísmica, passa-se a apre-

⁸ Neste capítulo o sinal sísmico será sempre tomado como o resultado da desconvolução a partir da resposta instrumental de cada estação, tal como foi descrito na secção (2.1).

⁹ Nem sempre se pode adoptar este princípio de sobreposição, designadamente quando o sinal sísmico apresenta elevadas amplitudes, o que ocorre em campo próximo e para sismos de elevada magnitude.

sentar o presente capítulo, o qual se subdivide em duas partes: uma primeira, onde será abordada a teoria subjacente aos métodos empregues no estudo da fonte sísmica, e uma segunda parte, onde serão apresentados os diferentes métodos aplicados neste trabalho.

4.2 Teoria da Fonte Sísmica

Nesta secção serão introduzidos e desenvolvidos alguns conceitos teóricos cuja apresentação obedecerá aos seguintes tópicos:

1. abordagem da evolução histórica do conceito de fonte sísmica;
2. cálculo do deslocamento elástico produzido por uma fractura (descontinuidade no deslocamento) e teorema da representação de Betti;
3. definição do tensor momento sísmico com elemento básico caracterizador duma fonte pontual, representativo de um conjunto de forças aplicadas no foco sísmico, ou, em alternativa, de uma descontinuidade no deslocamento;
4. caracterização do deslocamento elástico num meio homogéneo e isotrópico, actuado por uma fonte sísmica pontual do tipo *duplo par de forças*, o que conduzirá aos conceitos de padrão de radiação e esfera focal;
5. abordagem aos modelos de fonte extensa, onde serão apresentados os principais modelos cinemáticos analíticos úteis para o cálculo das grandezas momento sísmico, queda de tensões, e dimensões da fonte.
6. cálculo do deslocamento produzido por fontes extensas, de mecanismo arbitrário, feito a partir da sobreposição do deslocamento provocado por um conjunto de fontes pontuais distribuídas sobre o plano de falha;

4.2.1 Evolução histórica do conceito de fonte sísmica

Os primeiros passos, no sentido do estabelecimento de uma teoria física para a explicação

de fenómeno sísmico, foram dados por (Reid, 1911). As suas conclusões basearam-se em observações de carácter geodésico, geológico e geofísico, realizadas antes e após o sismo da Califórnia de 1906. Estas observações conduziram à formulação da *Teoria do Ressalto Elástico*, cujo enunciado pode ser resumido da seguinte forma:

As rochas que compõe a região focal estão sujeitas a uma lenta e contínua deformação elástica. Quando é atingido o limite de resistência dos materiais dá-se a ruptura, ressaltando os bordos da falha para uma nova posição de equilíbrio, daí resultando a anulação das deformação elásticas precedentes. O deslocamento relativo (deformação co-sísmica) está confinado a uma região na vizinhança da falha, para além da qual somente ocorre o efeito da vibração elástica dos materiais. A ruptura não se deve desencadear simultaneamente em todos os pontos da falha: inicia-se numa região limitada da mesma e depois propaga-se por toda a falha, nunca excedendo a velocidade das ondas transversais.

À época em que Reid desenvolveu os seus trabalhos vigorava a teoria clássica da fractura mecânica, segundo a qual a resistência à deformação é constante e depende unicamente da natureza dos materiais que constituem as rochas. Actualmente sabe-se que esta depende também das imperfeições dos materiais constituintes da crosta, das suas heterogeneidades, do grau de fissuração e granularidade, e da presença ou não, de fluidos nos seus poros. Por outro lado, a ruptura poderá ocorrer não só em consequência do aumento da tensão, mas também devido à sua variação no tempo; a libertação da tensão acumulada pode ser parcial ou total. Kostrov (1988) apresenta uma definição de sismo de origem tectónica, quase completamente equivalente à formulação de Reid; este facto, em si mesmo, atesta a actualidade e o carácter excepcional da teoria do ressalto elástico.

Dez anos após a apresentação da teoria de Reid, os sismologistas japoneses observaram uma regularidade na distribuição do sentido do primeiro movimento (polaridade da onda P) nas estações que rodeiam o sismo: esta regularidade consistia numa distribuição de polaridades por quatro quadrantes, alternadamente positivos e negativos; a separação destas

polaridades poderia ser feita por dois planos ortogonais entre si. Surge então, introduzido por Nakano (1923), o conceito de *plano nodal*.

Destas observações resulta o problema de encontrar um sistema de forças, designadas por *forças volúmicas equivalentes*, que justifiquem a distribuição das polaridades dos primeiros movimentos registados nas estações sísmográficas. Existem dois tipos de fontes elementares que produzem este padrão radiação das ondas P: uma constituída por um simples par de forças (PF); a outra por um duplo par de forças orientadas em direcções ortogonais entre si (DPF). A procura da representação mais adequada gerou grande controvérsia, já que ambas as representações são compatíveis com o padrão de radiação observado nas ondas P, contudo, a persistência do mesmo tipo padrão nas ondas transversais conduziu definitivamente à adopção do modelo de DPF. A polémica foi assim encerrada nos anos 60, cinquenta anos após a formulação do modelo elastodinâmico de Reid. A informação da polaridade das ondas P é ainda hoje utilizada de forma generalizada, constituindo um dos métodos mais poderoso empregue no cálculo dos mecanismos focais.

Seguiu-se a formulação de modelos cinemáticos de Haskell (1964), Maruyama (1963) e Knopoff (1964), segundo os quais se pode calcular o deslocamento em qualquer ponto com base no deslocamento inelástico produzido sobre o plano de falha, ou simplesmente através da descontinuidade do deslocamento sobre este mesmo plano. Nestes modelos, decalcados da teoria dos deslocamentos, o vector deslizamento numa falha sísmica não é mais do que o *vector de Burgers* da teoria dos cristais, mas com uma complexidade adicional: o vector de Burgers é constante devido à regularidade própria de uma rede cristalina, enquanto que nas fontes sísmica o vector deslizamento nem sempre pode seguir esta aproximação. Com efeito, mais recentemente, utilizando métodos de modelação da fonte extensa a partir da forma de onda, verificou-se que, para a generalidade dos modelos, este parâmetro varia significativamente no decurso do processo de ruptura (Hartzel e Heaton, 1983).

AO cálculo das ondas sísmicas através da utilização de modelos cinemáticos resolve

somente uma parte do problema da caracterização dos processos da fonte; com efeito, para uma formulação mais geral do problema, é necessário o envolvimento das tensões e respectivos deslocamentos ocorridos na região focal. O primeiro passo nesse sentido foi dado por Keilis-Borok (1954), com o estabelecimento, sob o ponto de vista dinâmico, da relação entre o deslizamento médio e a queda de tensão na região focal.

Uma descrição alternativa dos fenómenos que ocorrem na fonte sísmica é feita com base na distribuição das tensões na superfície da fractura e nas leis que governam a propagação da mesma; só então se podem conhecer os deslocamentos sobre a superfície da falha e, a partir da teoria dos deslocamentos, caracterizar o campo de deslocamento elástico em todo o espaço. Trata-se, portanto, de uma abordagem de natureza *dinâmica*, mais poderosa que a anterior, pois, para um dado meio, permite relacionar as descontinuidades do deslocamento sobre a superfície da falha com o processo de nucleação e propagação da fractura.

Kostrov (1964, 1966, 1975) lançou as bases formais para os modelos de fractura mecânica que explicam a ruptura como o resultado de uma instabilidade gerada pelas tensões na região focal. Esta ruptura, assim desencadeada, decorrerá até que a tensão se reduza a um valor mínimo depende do atrito cinético entre as paredes da falha. Nesta linha, Brune (1970) e Madariaga (1976) constróem modelos de ruptura que dão resposta, de uma forma geral, ao espectro observado nos registos das estações sismográficas.

Contudo, verificou-se que estes modelos não respondem satisfatoriamente à complexidade dos sismogramas observados, a qual resulta da não uniformidade na propagação e das heterogeneidades inerentes ao processo de ruptura. Esta constatação conduz à formulação do modelo de barreiras feita por Das e Aki (1977a,b) e, posteriormente, do *modelo de asperezas* proposto por Kanamori (1978). Madariaga (1979,1983) conclui que, através da análise das ondas sísmicas, não é possível distinguir entre estes dois modelos complementares.

O problema da caracterização dos processos de ruptura a partir das ondas registadas em estações sísmicas, tema central e actual, é complexo e exige um estudo em diferentes escalas espaciais e temporais: processos, em escala reduzida, na modelação da frente de ruptura e processos, a uma escala superior, na modelação de heterogeneidades. Alguns exemplos da abordagem desta problemática foram efectuadas por Dietrich (1972, 1978), através de experiências laboratoriais e por Kostrov (1988), Vireux e Madariaga (1982), Koller (1992), Madariaga e Cochard (1993), utilizando métodos numéricos. Olsen (1998) consegue pela primeira vez, partindo de uma distribuição inicial de tensão e de uma lei de atrito, utilizando dados do sismo de Landers de 1992, modelar a distribuição do deslizamento (*slip*), ao longo do plano de falha e ao longo do tempo. O sucesso deste resultado deve-se ao elevado número de estações próximas da região focal e à excelente qualidade dos dados e respectiva largura espectral, conjugação de factores que raramente ocorre.

4.2.2 Representação de fontes sísmicas

Nesta secção introduz-se o teorema da representação Betti como ponto de partida para a obtenção das relações matemáticas empregues no cálculo dos parâmetros característicos dos modelos de fonte. Neste contexto, a aproximação *fonte pontual* e o deslocamento por ela produzido num meio homogéneo e isotrópico, tem implicações directas no cálculo do mecanismo focal (secção 4.2.4). Por outro lado, a abordagem ao conceito de fontes extensas e a introdução de modelos analíticos simplificados - modelo de Haskell e de Brune (secções 4.2.5.1 e 4.2.5.2)-, permitir-nos-á estimar alguns parâmetros básicos característicos da fonte - momento sísmico escalar, dimensão da fonte e queda de tensões na região focal.

Relativamente às fontes extensas, será apresentado o programa KIKDIREC, de modelação directa de uma ruptura extensa, desenvolvido neste trabalho (secção 4.2.5), o qual se baseia no algoritmo proposto por Kikuchi e Kanamori (1991). Este programa será testado através da modelação de uma ruptura que se propaga a velocidade constante segundo uma

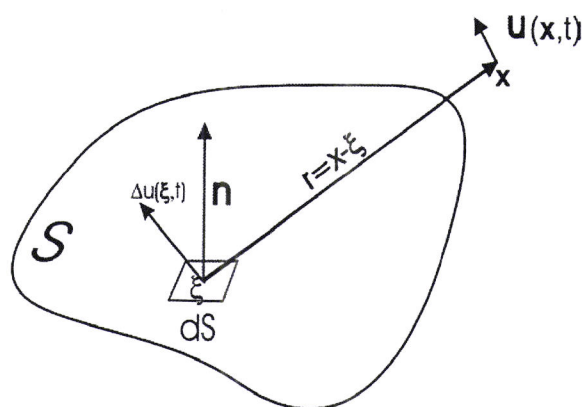


Figura 4.1- Campo do deslocamento \mathbf{u} , a uma distância r da fonte, produzido por ruptura $\Delta\mathbf{u}$ que ocorre na direcção \mathbf{l} , sobre a superfície S falha; dS é o elemento de área \mathbf{n} a sua normal.

linha; os resultados obtidos evidenciam o efeito da directividade característico das fontes extensas.

O tensor momento sísmico é a forma mais geral de representar uma fonte sísmica pontual. Por ser um elemento abrangente e de aplicação transversal nas diversas áreas aqui tratadas, permitindo até a caracterização sismotectónica e geodinâmica de uma dada região sísmica (secção 6.2.2), será analisado em promenor, dando especial relevo aos aspectos relativos à sua decomposição em tensores afectos a fontes mais simples.

Começemos por abordar, ainda que simplifcadamente, alguns dos fundamentos fisico-matemáticos que estão na base do problema da representação das fontes sísmicas em meio elástico. Para tal acompanharemos de perto os desenvolvimentos propostos por Aki e Richards (1980) e por Udias (1999).

Para cálculo das ondas elásticas produzidas por um sismo partiremos do teorema da representação de Betti (Aki80 and Richards, 1980). Seja $\Delta\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, t)$ uma descontinuidade no deslocamento, igual ao vector deslizamento entre as duas faces opostas da superfície de falha S (figura 4.1; o deslocamento, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$, em qualquer ponto do espaço \mathbf{x} , no instante t ,

vem dado por

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int d\tau \int_S C_{lmjk} \Delta u_l(\boldsymbol{\xi}, t - \tau) n_m(\boldsymbol{\xi}) G_{ij,k}(\mathbf{x}, \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) dS, \quad (4.1)$$

em que $\boldsymbol{\xi}$ e \mathbf{n} são, respectivamente, as coordenadas de um ponto sobre a falha e a normal à superfície da falha S nesse ponto. A função $G_{ij,k}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, t_o)$ é a função de Green do meio, representa o deslocamento na direcção i , no instante t e no ponto de observação \mathbf{x} , resultante da actuação de uma força pontual, impulsiva, actuando na direcção j , no ponto $\boldsymbol{\xi}$ e no instante t_o , cujas derivadas espaciais destas funções, representadas na expressão anterior por $G_{ij,k}$, correspondem à resposta do meio a uma distribuição superficial em S de dipolos duplos de forças impulsivas. Finalmente C_{lmjk} dá-nos as constantes elásticas do meio.

Designemos por $m_{jk}(\boldsymbol{\xi}, t_o)$ o *tensor densidade de momento sísmico*, definido por

$$m_{jk}(\boldsymbol{\xi}, t_o) = C_{lmjk} \Delta u_l(\boldsymbol{\xi}, t_o) n_m; \quad (4.2)$$

assim, a equação 4.1 pode rescrever-se, a partir do tensor densidade de momento sísmico, da seguinte forma

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int_S G_{ij,k}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, t_o) * m_{jk}(\boldsymbol{\xi}, t_o) dS, \quad (4.3)$$

em que $*$ representa a convolução temporal. Conclui-se que o deslocamento observado em qualquer ponto do espaço resulta da contribuição de dois termos: (1) o tensor densidade de momento sísmico m_{jk} , intimamente ligado à descontinuidade do deslocamento ocorrido na região focal e com as características elásticas do meio que rodeia a fonte; (2) as funções de Green do meio que representam o contributo da propagação no percurso entre a fonte e a estação.

Uma das aproximações frequentemente utilizadas no estudo da fonte sísmica consiste em considerá-la localizada num ponto sem dimensões apreciáveis (*modelo de fonte pontual*). Esta aproximação é válida quando as funções de Green do meio não variam significativamente sobre o plano de falha, o que acontese sempre que as distâncias epicentrais,

ou a gama de comprimentos de onda utilizados, são muito superiores à dimensão linear da fonte¹⁰. Na aproximação de fonte pontual a expressão do deslocamento simplifica-se desta forma (Aki80 and Richards, 1980):

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{ij,k} * M_{jk}(t); \quad (4.4)$$

em que M_{jk} são as componentes do tensor momento sísmico calculado a partir do tensor densidade de momento sísmico pela relação

$$M_{jk} = \int_S m_{jk}(\mathbf{x}, t) dS. \quad (4.5)$$

A análise da variação temporal das componentes do tensor momento sísmico, obtido a partir da inversão da fonte, revela que frequentemente estas componentes apresentam uma variação temporal comum. Um TMS com estas características designa-se por tensor momento sísmico *síncrono* e exprime-se matematicamente por

$$M_{ij}(t) = M_{ij} \cdot S(t), \quad (4.6)$$

onde $S(t)$ se designa por *função temporal da fonte (FTF)* e representa a evolução temporal dos processos ocorridos na fonte. Nesta condições o deslocamento vem dado por

$$u_i(\mathbf{x}, t) = M_{jk} G_{ij,k} * S(t), \quad (4.7)$$

em que M_{ij} é designado por *tensor momento sísmico estático*, ou simplesmente *tensor momento sísmico*.

Atendendo ao facto da fonte sísmica constituir o objectivo central deste trabalho e sendo o tensor momento sísmico a forma mais geral de a representar, dedicaremos a nossa atenção ao seu estudo, dando particular realce à sua representação nos referenciais mais favorável e decompondo-o em tensores afectos a fontes com mecanismos que conduzem a uma interpretação simples dos processos físicos ocorridos na fonte.

¹⁰ Na prática esta aproximação pode ser empregue para distâncias telesísmicas quando o espectro das altas frequências se encontra bastante atenuado, ou para os sismos de pequena magnitude cujas dimensões da fonte são reduzidas face aos comprimentos de onda contidos nos registos.

4.2.3 O tensor momento sísmico

Considere-se um meio homogéneo e isotrópico onde ocorre uma fractura plana no seu interior (situação mais comum num sismo de origem tectónica). O tensor momento sísmico (TMS) associado a esta fractura exprime-se em função dos parâmetros que caracterizam a descontinuidade no deslocamento ocorrida sobre a fractura. Seja D o deslocamento médio através da superfície de uma falha de área A , \mathbf{n} a normal unitária a S e \mathbf{l} o vector unitário *deslizamento* que representa a direcção e sentido do deslizamento; nestas condições e de acordo com (4.2) e (4.5), o tensor momento sísmico vem dado por

$$M_{ij} = \lambda \delta_{ij} l_k n_k D A + (n_j l_i + n_i l_j) \mu D A. \quad (4.8)$$

Em geral, nos sismos de origem tectónica, o deslocamento dá-se numa direcção paralela ao plano de falha (fractura de corte), logo o produto interno $\mathbf{l} \cdot \mathbf{n} = 0$, o que conduz a uma simplificação da expressão anterior:

$$M_{ij} = M_o (l_j e_i + l_i e_j), \quad (4.9)$$

onde M_o é designado por *momento sísmico escalar*, ou, simplesmente *momento sísmico* dado por

$$M_o = \mu D A. \quad (4.10)$$

Este parâmetro, proposto por Aki (1966), por se tratar de uma grandeza definida à custa de parâmetros fundamentais de definição da falha, tem sido largamente empregue na quantificação da grandeza dos sismos. A relação entre o momento sísmico escalar e a magnitude foi estabelecida por Hanks e Kanamori (1979); estes autores introduziram uma nova escala de magnitude, denominada *magnitude momento* M_w , definida à custa do momento sísmico escalar M_o (em unidades Nm) através de uma expressão empírica dada por:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 6.0. \quad (4.11)$$

A utilização desta escala de magnitudes permite evitar os inconvenientes de saturação que ocorre em outras escalas de magnitude para sismos de magnitude elevada.

O modelo de fonte, cujo TMS se exprime por (4.9), é frequentemente designado por *modelo de duplo par de forças (DPF)*; esta designação justifica-se pelo facto do tensor momento sísmico se representar por dois pares de forças, de momento total nulo, orientadas segundo os versores \mathbf{l} e \mathbf{n} .

O tensor momento, obtido através de inversão das ondas volúmicas nem sempre é um *DPF* puro, como em (4.9). Na sua forma mais geral este tensor pode representar uma fonte em que a relação entre as suas componentes difere do modelo DPF. Neste caso, a sua interpretação física, em termos de forças e deslocamentos ocorridos na região focal, nem sempre é fácil. Torna-se necessária a decomposição do TMS em tensores associados a fontes mais simples. Esta separação faz-se através da análise dos valores próprios e vectores próprios deste tensor. Neste processo o TMS é rodado de um sistema de coordenadas geográficas, onde habitualmente se exprime, para um sistema de eixos principais. Sejam $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ os valores próprios obtidos através da referida análise; este tensor, escrito no seu sistema próprio à custa dos valores próprios σ_j , pode ser decomposto numa componente *isotrópica* (ilustrada na figura 4.2a) dada por

$$M_{ij}^O = \delta_{ij} \frac{1}{3} (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) = \delta_{ij} \sigma_o$$

em que $\sigma_o = \frac{1}{3} (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$, e numa parte *não isotrópica*, ou *desviadora*

$$M'_{ij} = M_{ij} - \delta_{ij} \sigma_o,$$

onde se verifica que $tr(M'_{ij}) = 0$.

A decomposição da parte desviadora do TMS pode efectuar-se de diversas formas, entre as quais se destacam as seguintes:

1. Separação em dois tensores representando fontes do tipo *DPF* um *major* \mathbf{M}^{MJ} , e outro *minor* \mathbf{M}^{MN} , de tal modo que

$$\mathbf{M}' = \mathbf{M}^{MJ} + \mathbf{M}^{MN},$$

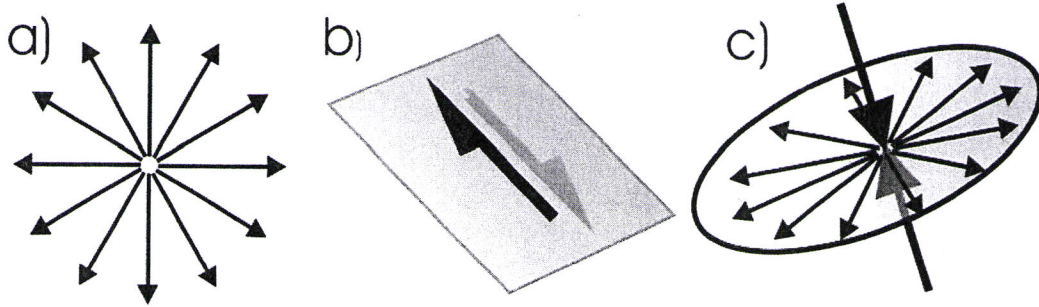


Figura 4.2- Decomposição do tensor momento sísmico em três tipos de fontes: a) isotrópico; b) duplo par de forças (DPF); c) par de forças linearmente compensado (PFLC).

onde,

$$\mathbf{M}^{MJ} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & -\sigma_1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad \mathbf{M}^{MN} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -\sigma_3 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}; \quad (4.12)$$

2. Separação numa parte correspondente a uma fonte do tipo DPF (figura 4.2b) com máximo momento, \mathbf{M}^{DPF} e uma fonte que corresponde a um par de forças linearmente compensado (PFLC)¹¹, \mathbf{M}^{PFLC} (figura 4.2c) (decomposição proposta por Knopof e Randal (1970), frequentemente usada por Harvard e USGS). Pode, assim, escrever-se:

$$\mathbf{M}^{DPF} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \end{bmatrix}, \quad \mathbf{M}^{PFLC} = \begin{bmatrix} -\sigma_2/2 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & -\sigma_2/2 \end{bmatrix}.$$

O desvio da fonte ao modelo DPF pode ser avaliado pelo parâmetro

$$\epsilon = \frac{\sigma_2}{\sigma_3} \times 100\%.$$

Este parâmetro assume valores $\epsilon = 0\%$ para uma fonte do tipo DPF puro e $\epsilon = \pm 50\%$ para uma fonte PFLC¹² puro.

3. Outra forma de decompor o TMS, usada neste trabalho, é exprimi-lo como uma soma pesada de um conjunto de seis tensores elementares $\mathbf{M}_1 \dots \mathbf{M}_6$, ilustrados na figura (4.3), dos quais, os cinco primeiros representam fontes do tipo DPF e o sexto encontra-se associado a uma fonte isotrópica (Kikuchi e Kanamori, 1991). Demonstra-se que

¹¹ Este tensor representa uma fonte onde ocorre um deslocamento de convergência (ou divergência) sobre o plano de falha, em resposta a uma força distensiva (ou compressiva) na direcção normal a este plano

¹² Em inglês, *compensated linear vector dipole* (CLVD).

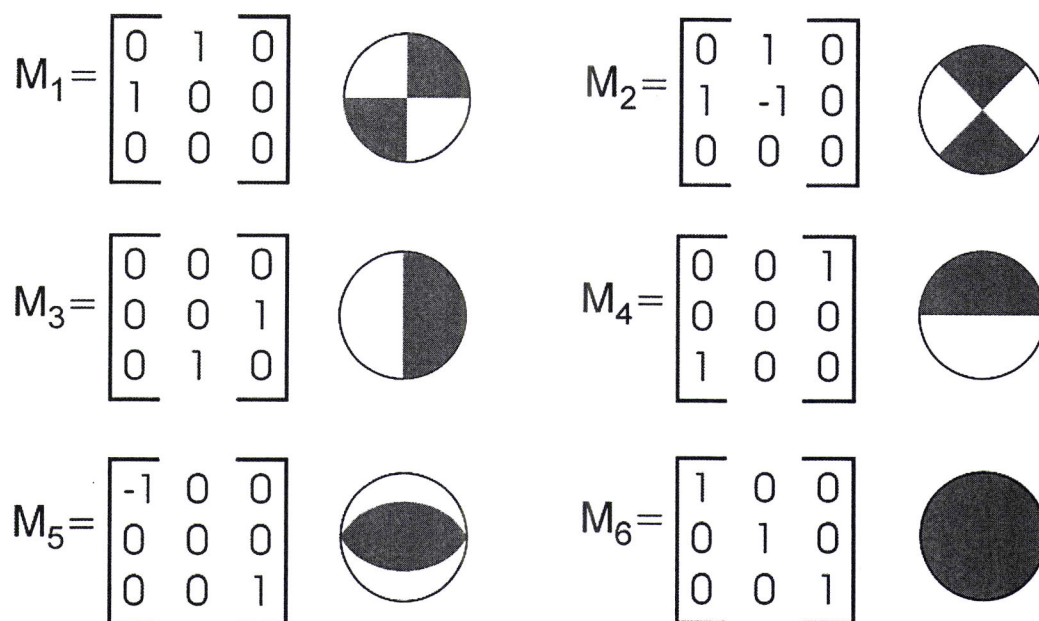


Figura 4.3- Tensores momento sísmico e respectivos mecanismos focais correspondentes às fontes elementares (projecção do hemisfério inferior).

qualquer tensor momento sísmico se pode exprimir através da combinação linear dos tensores elementares M_n por

$$M = \sum_{n=1}^6 a_n M_n. \quad (4.13)$$

Em particular, podem formar-se sub-grupos destes tensores, cujos mecanismos característicos são:

- | | | |
|----|---------------------------------|---|
| 1: | $M_1 \dots M_6$ | tensor momento sísmico de fonte geral |
| 2: | $M_1 \dots M_5$ | tensor momento sísmico <i>desviador</i> |
| 3: | $M_1 \dots M_5$ e $\det(M) = 0$ | fonte do tipo <i>DPF</i> |
| 4: | $M_1 \dots M_4$ e $\det(M) = 0$ | tipo <i>duplo par de forças</i> com planos nodais verticais |
| 5: | $M_1 \dots M_2$ | <i>deslizamento-horizontal</i> puro |
- (4.14)

O TMS geral exprime-se em função dos coeficientes da combinação linear a_n através de

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix}. \quad (4.15)$$

Reciprocamente, os coeficientes a_1, \dots, a_6 obtêm-se a partir das componentes do tensor momento sísmico por

$$\begin{cases} a_1 = M_{12} \\ a_2 = \frac{1}{3}(M_{22} - M_{11} - M_{33}) \\ a_3 = M_{23} \\ a_4 = M_{24} \\ a_5 = \frac{1}{3}(2M_{33} - M_{11} - M_{22}) \\ a_6 = \frac{1}{3}(M_{11} + M_{22} + M_{33}) \end{cases} \quad (4.16)$$

O tensor momento sísmico de uma fonte DPF pode escrever-se à custa de três parâmetros que quantificam a orientação da falha: o azimute da falha (designado pela letra ϕ^{13}), o mergulho (designado pela letra δ^{14}) e o deslizamento (designado pela letra λ^{15}). No anexo (A) apresentam-se as definições desses parâmetros (figura A.1) bem como as expressões das componentes do TMS escritas em função dos mesmos (expressões A.2).

4.2.4 Fonte pontual - cálculo do deslocamento

O cálculo do sismograma numérico num ponto qualquer da superfície da Terra, frequentemente designado por *sismograma sintético*, é um problema de crescente importância em vários domínios da sismologia fundamental e aplicada. Este cálculo é um processo complexo que envolve a aplicação das equações da elastodinâmica tendo por base modelos de propagação (modelos que envolvem a caracterização do meio em termos de parâmetros elásticos densidade, atenuação, etc.). Excede o âmbito deste trabalho uma análise pormenorizada dos fundamentos teóricos e dos métodos numéricos empregues neste cálculo, contudo, e indispensável explicitar algumas aproximações introduzidas nos modelos de

¹³ em inglês designa-se por *strike*

¹⁴ em inglês designa-se por *dip*

¹⁵ em inglês designa-se por *rake*

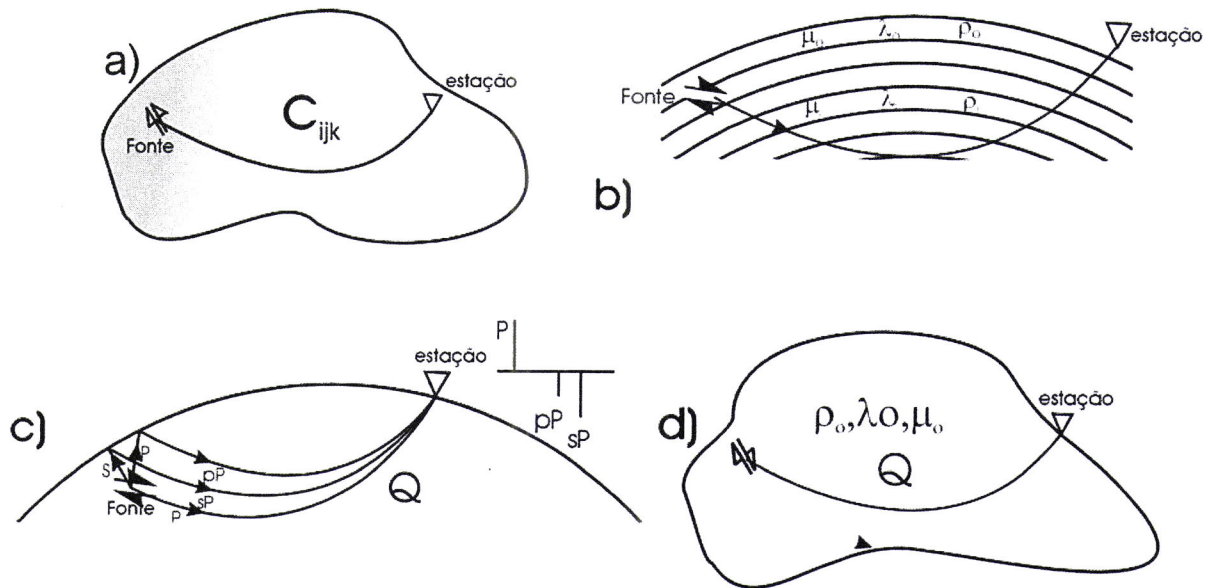


Figura 4.4- Diferentes modelos de propagação: a) modelo geral descrito pelo tensor de rigidez C_{ijkl} ; modelo horizontalmente estratificado; c) meio semi-infinito; d) meio homogêneo e isotrópico.

propagação.

Um meio elástico heterogêneo pode ser descrito, genericamente, por um escalar densidade ρ e pelo tensor rigidez C_{ijkl} . Se o meio não for perfeitamente elástico ocorre dissipação de energia no percurso fonte/estação; então, para responder de uma forma geral ao fenômeno de atenuação, é necessário que as componentes do tensor rigidez sejam complexas (figura 4.4a). A formulação do problema do cálculo do deslocamento nos termos gerais atrás definidos é pouco útil sob o ponto de vista prático, já que o seu emprego implica uma descrição ponto a ponto de um número muito elevado de parâmetros. Existem, contudo, simplificações que introduzem uma grande redução do número destes parâmetros:

1. a primeira aproximação consiste em introduzir propriedades de simetria no modelo elástico, o que conduz a uma drástica redução para dois no número de parâmetros do tensor rigidez (parâmetros de Lamé λ e μ , ou, alternativamente, a velocidade das ondas P e S, que se relacionam com λ e μ através de $\alpha = (\lambda/\rho)^{1/2}$ e $\beta = ((\lambda + 2\mu)/\rho)^{1/2}$,

respectivamente);

2. outra simplificação, frequentemente adoptada, consiste na redução das heterogeneidades do meio a um número limitado de elementos; nesse sentido, o modelo de camadas paralelas é o mais realista dada a sua similaridade com os modelos estratificados típicos do interior do Globo (figura 4.4b);
3. ainda dentro desta classe de modelos, inclui-se o modelo do semi-espaço infinito no qual o número de camadas se reduz a uma só - a superfície livre - (figura 4.4c);
4. finalmente, a simplificação mais radical que conduz à solução analítica de 4.4, consiste em considerar o meio como homogéneo e isotrópico, o que reduz o número de parâmetros do modelo de propagação a 3 (ou quatro, considerando os efeitos dissipativos - figura 4.4d). Na prática esta aproximação só é válida quando se tem por objectivo o cálculo do deslocamento em zonas muito próximas da região focal, ou quando o conteúdo informativo que se pretende extrair do sismograma é muito limitada, como seja o padrão de radiação, o momento sísmico escalar, a magnitude, etc.

Passemos de seguida ao cálculo do deslocamento produzido por uma fonte pontual num meio homogéneo e isotrópico.

4.2.4.1 Meio homogéneo e isotrópico

Considere-se um meio elástico homogéneo e isotrópico onde ocorre um deslizamento instantâneo de corte $\Delta \mathbf{u}(t)$ sobre a superfície de uma falha localizada em ξ . Considerando válida a aproximação de fonte pontual e aplicando estas condições à equação (4.7), obtém-se uma expressão que traduz o deslocamento num ponto de coordenadas \mathbf{x} . Nessa expressão (Udias, 1999; Aki e Richards, 1980) identificam-se dois termos que correspondem a dois tipos distintos de movimentos: o primeiro, designado por *campo próximo*, prevalece para distâncias epicentrais reduzidas e, dada a sua dependência com $1/r^3$, atenua-se rapi-

damente para distâncias superiores¹⁶; um segundo termo, denominado *campo longínquo*, cuja atenuação varia com inverso da distância epicentral r e por isso prevalece para distâncias superiores

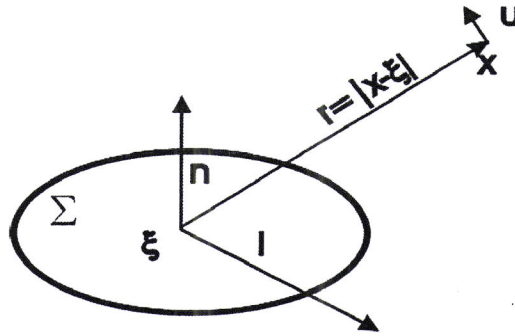


Figura 4.5- Ruptura tangencial num meio homogêneo e isotrópico.

Analisemos em pormenor a aproximação do campo longínquo - esta é a aproximação dominante para a ordem de grandeza das distâncias epicentrais típicas deste trabalho. Seja r a distância epicentral dada por $r = |\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi}|$, e γ_i os cossenos directores de \mathbf{x} relativamente a $\boldsymbol{\xi}$ (figura 4.5); uma fonte sísmica, nas condições previamente apresentadas, produz num ponto à distância r dois tipos de movimento: um deslocamento longitudinal, correspondente às ondas P, que se propaga à velocidade α e se exprime por

$$u_k^P(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} F^P \Delta \dot{\mathbf{u}} \left(1 - \frac{r}{\alpha}\right), \quad (4.17)$$

e movimento transversal, correspondentes às ondas S, propagando-se a uma velocidade β e dado por

$$u_k^S(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} F^S \Delta \dot{\mathbf{u}} \left(1 - \frac{r}{\beta}\right), \quad (4.18)$$

A função $F^{P,S}$ é designada por padrão de radiação da fonte sísmica e é, respectivamente,

¹⁶ O seu contributo não será considerado neste trabalho, já que para a ordem de grandeza das distâncias fonte/estação, este efeito é negligenciável.

para as ondas P e S dado por

$$F^P = (n_k l_i + n_i l_k) \gamma_i \gamma_k \gamma_j \quad (4.19)$$

e

$$F^S = (n_k l_i + n_i l_k) (\delta_{ij} - \gamma_i \gamma_j),$$

em que \mathbf{n} representa a normal unitária à superfície da falha e \mathbf{l} representa o versor segundo a direcção e sentido do deslizamento.

Seja M_o o momento sísmico escalar definido em (4.10) e S a *função temporal da fonte* (FTF) que se relaciona com a taxa de deslizamento $\Delta \dot{\mathbf{u}}$ e o deslizamento médio $\Delta \mathbf{u}$ através de

$$S \left(1 - \frac{r}{\beta} \right) = \frac{\Delta \dot{\mathbf{u}} \left(1 - \frac{r}{\beta} \right)}{\Delta \mathbf{u}}.$$

Então as expressões (4.17) para o deslocamento vem

$$u_k^P(\mathbf{x}, t) = \frac{M_o}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} F^P S \left(1 - \frac{r}{\alpha} \right), \quad (4.20)$$

e

$$u_k^S(\mathbf{x}, t) = \frac{M_o}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} F^S S \left(1 - \frac{r}{\beta} \right). \quad (4.21)$$

A Terra não é um meio isotrópico e como tal não é possível aplicar directamente as expressões aqui apresentadas; contudo, as posições ocupadas pelas estações sobre a superfície da Terra podem ser reduzidas, através do traçado de raios sísmicos, a pontos de coordenadas (ϕ, i_h) sobre uma esfera unitária - *a esfera focal*. Sobre esta conceptual, constituída de material homogéneo, é possível obter o padrão de radiação $F(n_j e_j \gamma_j)$ pela aplicação das expressões (4.19). Do anexo A) constam algumas definições e expressões empregues no cálculo do padrão de radiação a partir dos parâmetros fundamentais da falha, designadamente: a descrição da esfera focal (figura A.2) e o sistema de coordenadas a ela ligada; as expressões do padrão de radiação decomposto nas suas componentes P, SV e SH, calculadas, em qualquer ponto da esfera focal, à custa das componentes do tensor momento sísmico (expressões A.4) ou dos parâmetros do mecanismo focal ϕ, δ, λ (expressões A.5).

Como posteriormente se verá na secção 4.3.1, estas expressões são fulcrais no o cálculo do mecanismo focal.

4.2.4.2 Meio de características gerais

O cálculo do deslocamento produzido por uma fonte pontual num meio heterogéneo pode ser feito recorrendo a (4.4) conhecido o tensor momento sísmico e as funções de Green do meio. Contudo, o uso directo desta fórmula nem sempre é possível dado a forma como os programas de cálculo de sismogramas sintéticos estão preparados. De um modo geral, estes permitem o cálculo do sismograma, em qualquer ponto da Terra, a partir de uma fonte pontual com um determinado mecanismo focal, ou tensor momento sísmico; (Dornboos, 1988; Kennett, 1983; Muller; Bezzeghoud, 1987, etc). Optaremos então pelo cálculo do deslocamento, tal como é feito por Kikuchi e Kanamori (1991), a partir dos sismogramas sintéticos, tendo como base o conjunto de mecanismos apresentados em (4.2.3).

Seja $G_{jn}(t; \mathbf{p})$ as funções de Green para a estação j , produzidas pelas fontes cujos TMS M_n , são definidos na figura (4.3), \mathbf{p} representa, genericamente, a localização espaço-temporal do evento. Dado que o tensor momento sísmico se pode escrever a partir de (4.13) como uma combinação linear de tensores elementares M_n e considerando linear a relação entre $u_j(t)$ e M_n , então, o deslocamento $u_j(t)$ pode exprimir-se através de uma combinação linear das funções de Green associadas aos tensores momento sísmico M_1, \dots, M_6 através de

$$u_j(t) = \sum_{n=1}^6 a_n G_{ijn}(t; p_i), \quad (4.22)$$

em que a_1, \dots, a_n são os coeficientes desta combinação, dados por (4.16).

Esta será a descrição utilizada no programa de modelação directa KIKDIREC desenvolvido neste trabalho¹⁷ (secção 4.2.5) e no programa de inversão de Kikuchi e Kanamori

¹⁷ Da comparação entre o sismograma real e o sismograma sintético obtém-se \mathbf{p} e os parâmetros a_1, \dots, a_6 que se relacionam com as componentes do TMS a partir da expressão 4.16.

(1991) empregue na inversão¹⁸ (secção 4.3.2).

4.2.5 Fonte extensa

Toda a apresentação anterior foi feita tendo por base o modelo de fonte pontual, o qual, como se referiu, é válido para uma limitada gama de magnitudes e distâncias epicentrais. Para magnitudes elevadas e/ou distâncias epicentrais próximas da fonte esta aproximação não é aceitável, e portanto, é necessário considerar-se uma fonte com dimensões na qual o deslizamento se estende-se sobre toda a superfície. Nestas condições o cálculo do deslocamento pode ser efectuado através do integral (ou somatório) de uma distribuição contínua (ou descontínua) de fontes pontuais sobre a superfície da falha.

Na presente exposição não se pretende abordar de forma exaustiva e sistemática todos os modelos de fonte extensa, mas tão somente fazer uma apresentação de alguns modelos, analíticos e numéricos, que estão na base das aplicações usadas no âmbito deste trabalho.

4.2.5.1 Modelos Analíticos

Analisemos então o caso particular de uma modelo de fonte sísmica constituído por uma superfície Σ onde ocorre fractura de corte. Sobre esta superfície propaga-se, numa dada direcção, a velocidade constante, um deslizamento $\Delta u(\xi, t)$, desde o ponto $\xi = 0$ até atingir um ponto de paragem localizado a uma distância L da origem (figura 4.6)¹⁹.

Nestas condições, o deslocamento em qualquer ponto de coordenada \mathbf{x} , a uma distância $r_o = |\mathbf{x}|$, pode obter-se pela integração de (4.17) para toda a superfície de falha Σ e vem dado por

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{r_o} F(n_j e_j \gamma_j) \mu \int_{\Sigma} \Delta \dot{u} \left(\xi_i, t - \frac{r}{c} \right) dS. \quad (4.23)$$

¹⁸ O sismograma sintético calcula-se a partir de \mathbf{p} e os parâmetros a_1, \dots, a_6 que se relacionam com as componentes do TMS a partir de 4.16.

¹⁹ Não foi feita qualquer hipótese acerca da geometria da fonte.

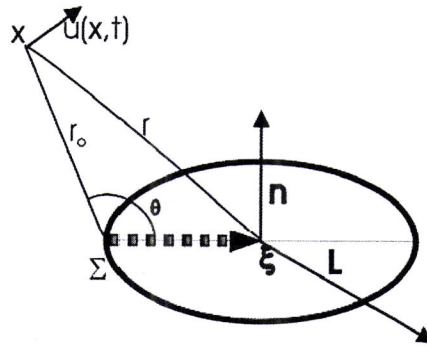


Figura 4.6- Modelo de fratura com deslizamento $\Delta u(\xi, t)$ sobre a superfície e deslocamento elástico $u(\mathbf{x}, t)$ no ponto \mathbf{x} . L é o comprimento da falha e n é a normal à sua superfície no ponto ξ .

Tomando agora o primeiro termo do desenvolvimento em série de Taylor de r em torno de r_0 , pode escrever-se

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \Psi_o \mu \int_{\Sigma} \Delta \dot{\mathbf{u}} \left(\xi_i, t - \frac{r_0 + \xi_i \gamma_i}{c} \right) dS, \quad (4.24)$$

em que $r = r_0 + \xi_i \gamma_i$, com $\gamma_i = \partial r / \partial \xi_i$ e

$$\Psi_o(\rho, c, \mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{r_0} F(\mathbf{n}, \mathbf{e}, \gamma). \quad (4.25)$$

este termo contém o padrão de radiação e atenuação devido à dispersão geométrica.

Aplicando a transformada de Fourier de $u_k(\mathbf{x}, t)$ obtém-se o deslocamento no domínio da frequência $U_k(\mathbf{x}, \omega)$ dado por

$$U_k(\mathbf{x}, \omega) = \Psi_o \mu \exp(i\omega r_0/c) \int_{\Sigma} i\omega \Delta \mathbf{U}(\xi_i, \omega) \exp(i\omega \xi_i \gamma_i/c) dS, \quad (4.26)$$

em que $\Delta \mathbf{U}(\xi_i, \omega)$ é a transformada de Fourier de $\Delta \mathbf{u}(\xi_i, t)$.

Considere-se agora que o deslizamento tem uma dependência temporal do tipo Heviside dada por $\Delta u(\xi, t) = \Delta u(\xi) H(t)$. A sua transformada de Fourier é $\Delta u(\xi)/i\omega$; substituindo na expressão anterior obtemos

$$U_k(\mathbf{x}, \omega) = \Psi_o \mu \exp(i\omega r_0/c) \int_{\Sigma} \Delta \mathbf{u}(\xi_i) \exp(i\omega \xi_i \gamma_i/c) dS. \quad (4.27)$$

Calculando agora o limite de $U_k(\mathbf{x}, \omega)$ quando ω tende para 0 - o limite para as baixas frequências - e considerando que o integral $\int_{\Sigma} \Delta \mathbf{u}(\xi_i) dS = \overline{\Delta \mathbf{u}} A$, em que $\overline{\Delta \mathbf{u}}$ é o deslocamento médio e A a área da falha, obtêm-se

$$U_k(\mathbf{x}, 0) = \Psi_o \mu \overline{\Delta \mathbf{u}} A. \quad (4.28)$$

Introduzindo agora a definição de momento de momento sísmico escalar dada por (4.10), a expressão anterior vem dada por

$$U_k(\mathbf{x}, 0) = \Psi_o M_o, \quad (4.29)$$

ou seja, nas frequências baixas a amplitude espectral é proporcional ao momento sísmico escalar M_o . Este resultado é significativamente importante pois, ao contrário do método baseado na relação (4.10) que emprega grandezas medidas directamente sobre a falha²⁰, é possível estimar, indirectamente, o momento sísmico escalar M_o - e a magnitude momento M_w através relação empírica 4.11 - a partir do espectro de um ou mais registos efectuados em estações sismográficas colocadas a qualquer distância do foco sísmico.

4.2.5.1.1 Modelo de Haskell

Considere-se, agora, um modelo geometricamente simples constituído por uma falha rectangular de comprimento L e de altura W , sobre a qual ocorre uma ruptura de corte cujo deslocamento se propaga a uma velocidade v_r , constante, ao longo da direcção de L . Seja ξ a coordenada segundo a direcção de L e $\Delta \mathbf{u}$ o deslocamento na mesma direcção (figura 4.7). Neste modelo, designado por modelo de Ascell (1964), o deslocamento no domínio do tempo vem dado, de acordo com Udias (1999), por

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \Psi_o \mu W \int_{\Sigma} \Delta \dot{\mathbf{u}} \left[t - \frac{r_0}{c} - \frac{\xi_i}{c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right) \right] dS. \quad (4.30)$$

²⁰ Segundo o qual o momento sísmico escalar é calculado a partir do deslizamento médio e a área da falha calculado a partir de medições directas sobre o plano de falha, ou a partir da distribuição de réplicas - dados nem sempre fáceis de obter.

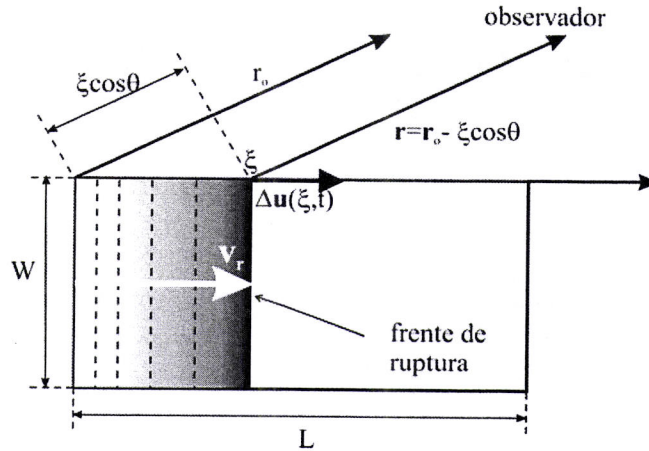


Figura 4.7- Modelo de fractura rectangular plana de Haskell (1964).

No domínio da frequência esta expressão pode escrever-se

$$U(\mathbf{x}, \omega) = \Psi_o \mu W L \Delta U(\omega) \frac{\text{sen} X}{X} \exp(i\omega r_o/c) \int_{\Sigma} \exp \left[-i \left(\frac{\omega r_o}{c} - X - \frac{\pi}{2} \right) \right] \quad (4.31)$$

em que

$$X = -\frac{\omega l}{2c} \left(\frac{c}{v_r} - \cos \theta \right).$$

Conclui-se da análise desta equação que no domínio espectral a amplitude depende de $\Delta U(\omega)$ e do termo $\frac{\text{sen} X}{X}$; uma análise deste segundo termo indica-nos que ele tende para a unidade quando ω tende para zero e decai nas altas frequências com $1/X$. Se $\Delta u(\xi_i)$ for uma função degrau ($\Delta u(\xi, t) = \Delta u(\xi) H(t)$ em que $H(t)$ é a função de degrau unitária) (figura 4.8a), então a sua transformada de Fourier é $\Delta u(\xi_i)/(\omega i)$, o que conduz, tal como se obteve para o modelo anterior, a uma amplitude espectral para as baixas frequências dado por

$$U_k(\mathbf{x}, 0) = \Psi_o \mu W L \Delta u = \Psi_o M_0, \quad (4.32)$$

Conclui-se, tal como em (4.29), que a amplitude espectral para as baixas frequências é proporcional ao momento sísmico escalar.

Considere-se agora uma forma mais realista de $\Delta u(\xi, t)$, em que o deslizamento cresce

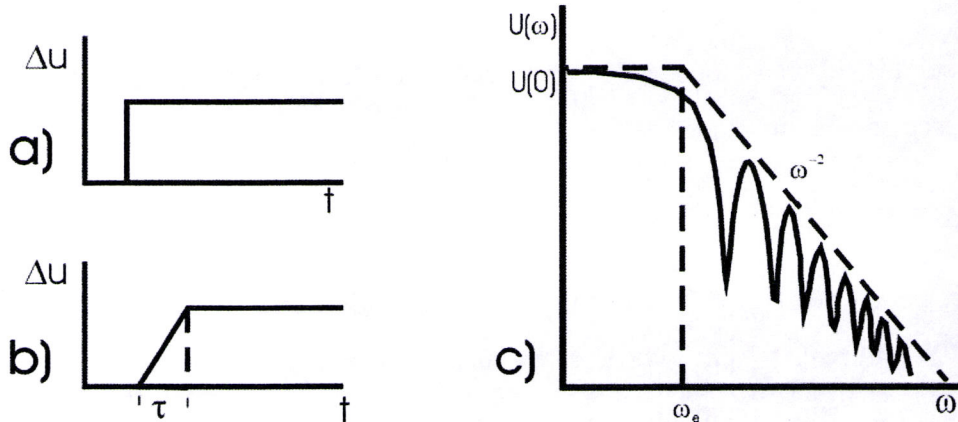


Figura 4.8- Modelos de fontes extensas: a) deslocamento instantâneo; b) deslocamento em rampa, c) espectro de uma fonte do tipo.

uniformemente até atingir Δu , tal como é ilustrado na figura (4.8b), o que se exprime matematicamente por

$$\Delta u(t) = \begin{cases} \Delta u t / \tau & 0 < t < \tau \\ \Delta u & t \geq \tau \end{cases} \quad (4.33)$$

Aplicando a transformada de Fourier a esta função obtém-se

$$\Delta U(\omega) = \frac{\Delta u [1 - \exp(-i\omega\tau)]}{\omega^2 \tau} \quad (4.34)$$

Conclui-se, de acordo com esta expressão, que nas altas frequências a amplitude espectral decai com ω^{-2} , facto que se verifica na generalidade dos espectros de sismos de origem tectónica. Na representação bi-logarítmica do espectro obtido a partir deste modelo identifica-se duas partes (figura 4.8c): uma, na zona das baixas frequências, definindo uma recta paralela às abscissas, cujo valor é proporcional a M_0 e outra, na região das altas frequências, cuja envolvente define uma recta com declive -2 . O ponto de interacção das duas rectas define uma frequência ω_c , denominada *frequência esquina*. Considerando agora o caso particular de $\theta = \pi/2$, obtemos, de acordo com Udias (1999)

$$\omega_c = 2v_r/L,$$

ou seja, a frequência de esquina é inversamente proporcional ao comprimento da falha.

Os resultados apresentados são frequentemente utilizados para determinar o momento sísmico escalar e as dimensões da falha.

4.2.5.2.1 Modelo de Brune

Considere-se agora um modelo constituído por uma falha circular, plana e com raio finito (figura 4.9). Sobre esta e em toda a sua extensão, é aplicada uma tensão de corte, instantânea, $\Delta\sigma(x, t)$ - que corresponde, sobre o plano de falha à *queda de tensão total*²¹ -, com uma dependência temporal dada por

$$\Delta\sigma(x, t) = \Delta\sigma H\left(t - \frac{x}{\beta}\right),$$

em que x é a distância ao plano de falha, medida na direcção normal ao mesmo - *modelo de Brune* (1970). A queda de tensões ($\Delta\sigma = \sigma_o - \sigma_f$, sendo neste modelo $\sigma_f = 0$) representa a diferença entre a tensão tectónica σ_o e a tensão final σ_f . Considerando que $\sigma = \mu\partial u/\partial x$; então, o deslocamento $\Delta u(t)$, no ponto $x = 0$, vem dada por

$$\Delta u(t) = H(t) \frac{\Delta\sigma}{\mu} \beta t.$$

Aplicando à anterior expressão a relação (4.24) obtém-se o deslocamento para as ondas S no campo afastado a uma distância r da fonte

$$u(t) = u_0 \frac{\Delta\sigma\beta}{\mu} \left(t - \frac{r}{\beta}\right) \exp\left[-b\left(t - \frac{r}{\beta}\right)\right]; \quad (4.35)$$

aplicando a transformada de Fourier, chega-se a

$$U(\omega) = \frac{\Delta\sigma\beta}{\mu} \frac{1}{\omega^2 + b^2} \text{ com } b = 2,33\beta/a,$$

onde a é o raio da falha circular, que se relaciona com ω_e por

$$\omega_e = \frac{2,33\beta}{a}. \quad (4.36)$$

²¹ em inglês é designada por *stress drop*

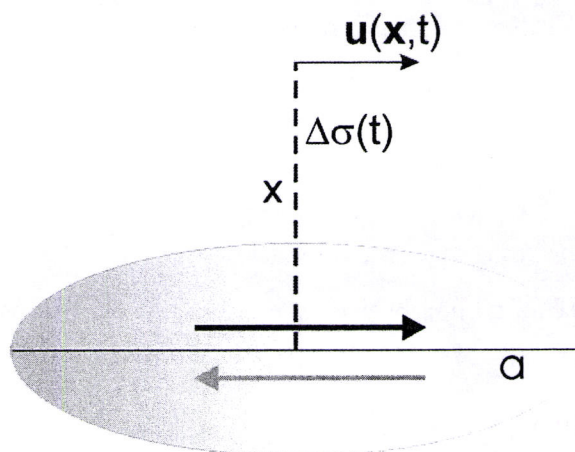


Figura 4.9- Modelo de falha circular de Brune.

Conclui-se, da análise de (4.35), que o espectro do deslocamento no modelo de Brune é constituído, tal como no modelo de Haskell, por uma parte plana na região das baixas frequências e uma parte que decai com ω^{-2} na região das altas frequências. O parâmetro ω_c , devido à configuração do espectro, é denominado *frequência esquina* e relaciona-se com o raio da falha circular através de

$$a = \frac{2,33\beta}{\omega_c}. \quad (4.37)$$

Assim, tal como no modelo de Haskell, é possível, com base no espectro do deslocamento, calcular o momento sísmico e a dimensão da falha que lhe dá origem. *Brune* (1970, 1971) estabeleceu que, no caso da tensão ser completamente libertada no decurso de um sismo, a queda de tensões vem dada por

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{a^3}. \quad (4.38)$$

O modelo de Brune pode ser empregue sem limitações para sismos de pequena a moderada magnitude ($M \leq 6$), já que o diâmetro da falha circular de Brune não excede a espessura da camada sísmogénica (tipicamente 30 km para a crosta continental e 10 km para a crosta oceânica). No caso da magnitude ser superior ao referido valor, ou se se verificar

a condição $L/W > 1$, o modelo de falha mais adequado é o modelo de falha rectangular de Haskell apresentado na secção anterior.

4.2.5.3.1 Directividade

Uma das consequências mais evidentes do carácter extenso de uma falha sísmica é o efeito da directividade. Este fenómeno observa-se nos registos sismográficos como uma variação do tempo de ruptura - medido no sismograma - em função do azimute sismo/estação θ , ou uma variação da diferença de tempo τ entre dois pulsos bem identificados num registo sismográfico.

Sejam τ_0 o intervalo de tempo entre dois pulsos bem identificados no sismograma numa estação onde não se verifique a directividade, v_{rH} a componente horizontal da velocidade de ruptura e p o parâmetro do raio sísmico e R_T o raio da terra; a diferença de tempos τ entre duas fases medida no sismograma vem dada por Caldeira et al. (2003)

$$\tau(\theta, p) = \tau_0 \left[1 - v_{rH} \left(\frac{p}{R_T} \right) \cos \theta \right]. \quad (4.39)$$

No caso de τ_0 corresponder à diferença de tempos entre a fase de início e de fim da ruptura, considerando que a ruptura é unidireccional e uniforme de comprimento L de tal forma que se tem $L = v_r \tau_0$, então a expressão anterior vem

$$\tau(\theta, p) = L \left[\frac{1}{v_{rH}} - \left(\frac{p}{R_T} \right) \cos \theta \right]. \quad (4.40)$$

De acordo com esta equação, dado o compromisso entre as duas grandezas que determinam o efeito da directividade - comprimento da fonte e distância de observação -, fica assim demonstrado que: para falhas de pequenas dimensões só pode ser notada a directividade a pequenas distâncias de observação (p elevado); para distâncias epicentrais elevadas (p reduzido), o efeito da directividade só poderá ser notado se a fonte for de dimensões elevadas.

Em todos os modelos de fonte extensa previamente expostos foram introduzidas condições simplificadoras (velocidade de ruptura constante, propagação unilateral, falha plana rec-

tangular ou circular) que conduzem a soluções analíticas simples e, conseqüentemente, a resultados igualmente simples. A modelação de rupturas complexas em meios heterogéneos - heterogeneidades no deslizamento e/ou complexidade geométricas na falha - obriga à integração numérica sobre toda a superfície de falha recorrendo à equação (4.23) que representa a contribuição das fontes elementares distribuídas arbitrariamente sobre a superfície da falha. Na próxima secção será apresentado um modelo numérico de fonte extensa no qual se baseiam os programas de modelação directa e de inversão empregues neste trabalho.

4.2.5.2 Modelo numérico de fonte extensa - O Programa KIKDIREC

Com esta aplicação, baseada no programa KIKDIREC de modelação directa, desenvolvido no âmbito do presente trabalho, pretende-se demonstrar, numericamente, que uma fonte com dimensões pode ser modelada por uma distribuição espaço-temporal de fontes pontuais.

O modelo fonte extensa desenvolvido neste trabalho baseia-se no algoritmo proposto por Kikuchi e Kanamori (1991), no qual o cálculo do deslocamento é feito a partir da soma de um conjunto de fontes pontuais (sub-eventos) com mecanismos variáveis e arbitrariamente distribuídas sobre a superfície de um plano de falha. Sobre esse plano é definida uma malha e a cada nó desta malha está associado um conjunto de parâmetros $(x_i, y_i, t_i, a_{ij}, M_i)$ que correspondem às posições espaço-temporais sobre o plano (x_i, y_i, t_i) de falha, ao momento sísmico escalar M_i associado a cada sub-eventos E_i , e um conjunto de coeficientes a_{ij} relacionados com o tensor momento sísmico de cada fonte pontual através da relação (4.16). O deslocamento total para cada estação, calculado a partir da expressão (4.22), vem dado por

$$u_j(t) = \sum_{i=1}^{N_e} \sum_{n=1}^6 a_{in} G_{ijn}(t; p_i). \quad (4.41)$$

em que N_e é o número de sub-eventos.

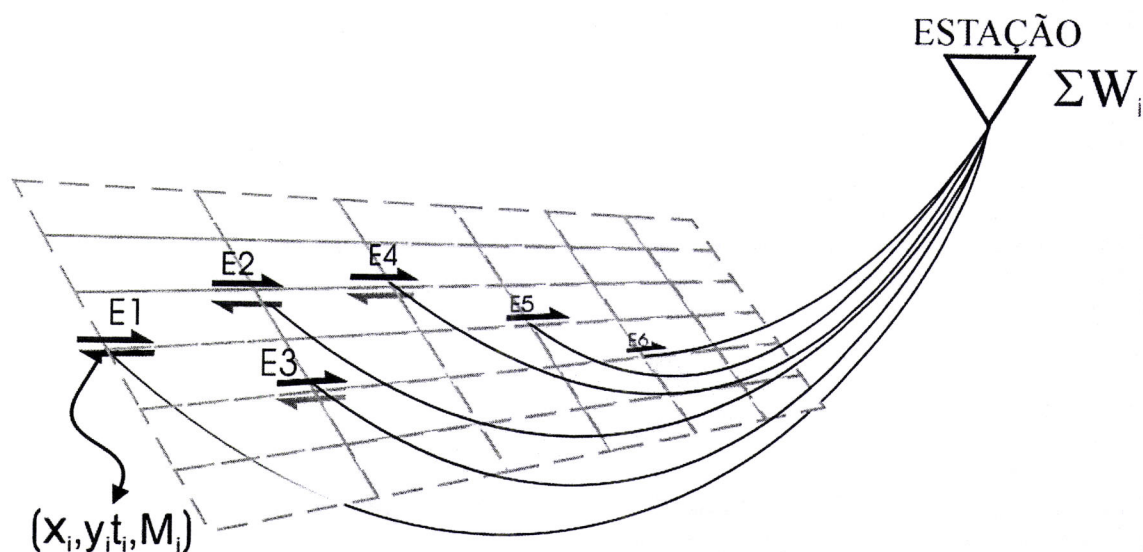


Figura 4.10- Ilustração do modelo de ruptura para uma fonte extensa.

Com vista a ilustrar o processo de construção da resposta para uma fonte complexa e extensa, seleccionou-se, como se pode observar na figura (4.10), um conjunto de raios sísmicos correspondente a igual número de fontes elementares E_i . Dado a distribuição de fontes elementares e fixada a geometria da falha, podem gerar-se por modelação directa, empregando (4.41), os sismogramas sintéticos para cada estação. Na figura (4.11) encontram-se ilustrados os sismogramas sintéticos calculados para cada estação a uma distância epicentral de 43° e azimutalmente separadas por 7.5° . Com esta distribuição de sub-eventos pretende-se representar uma fonte extensa correspondente a uma ruptura unidireccional que se propaga a uma velocidade constante de 2,5 km/s, na direcção/sentido $N7.5^\circ$ e numa extensão de 50 km. Neste exemplo foram empregues fontes elementares triangulares com um tempo de crescimento de 0,5 s e amplitude constante, à excepção das fontes dos instante 0,5 s e 9,5 s, cujas amplitudes são o triplo das restantes²². A análise dos sismogramas sintéticos gerados por este modelo em estações azimutalmente distribuídas entre 0° e 195° , permite-nos concluir que o intervalo de tempo, $t_2 - t_1$, entre os dois

²² A utilização destas duas fontes com amplitude que se destaca das restantes permite a identificação do intervalo de tempo entre estes dois picos de amplitude no sismograma sintético.

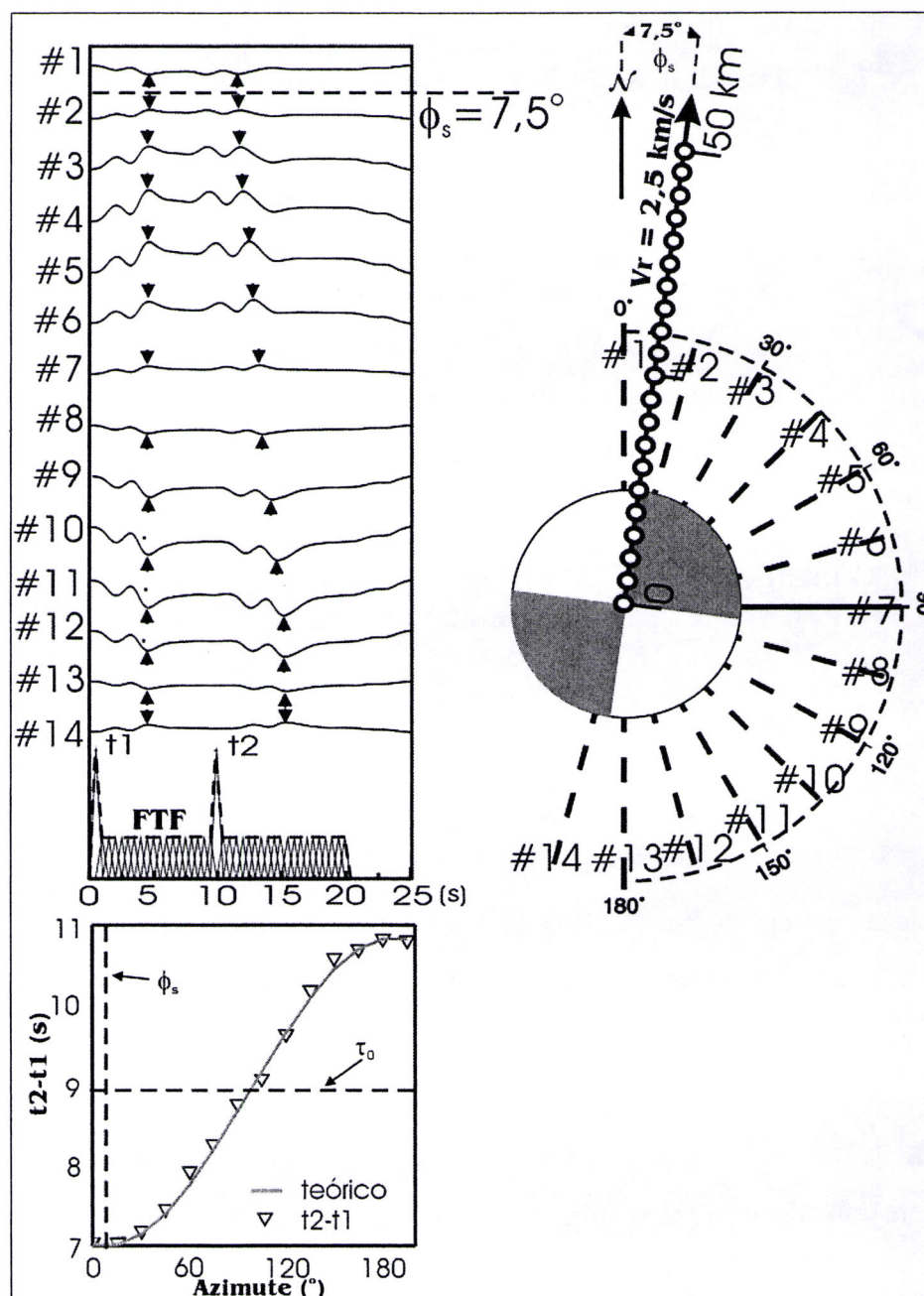


Figura 4.11- Sismogramas sintéticos produzidos por uma ruptura linear e unidirecional, que se propaga na direcção e sentido N7,5°E a uma velocidade constante de 2,5 km/s. O mecanismo focal é do tipo *deslizamento-horizontal*, puro, com um dos planos nodais orientado segundo a direcção da ruptura; o espaçamento entre as fontes elementares é de 2,5 km e estas apresentam uma forma triangular com tempo de crescimento de 0,5 s. Na figura da esquerda apresentam-se os sismogramas sintéticos produzidos pela fonte previamente definida, para 15 estações com azimutes uniformemente distribuídos entre 0° e 195°. Nesses sismogramas identificam-se, claramente, os picos da FTF t_1 e t_2 . A variação azimutal do intervalo de tempo entre estes picos é representado num gráfico (gráfico inferior) e apresenta uma variação coincidente com a que seria de prever através da curva teórica da directividade.

picos de amplitude identificados nos sismogramas sintéticos varia entre um mínimo de 7 s, nas estações cuja posição define com a direcção de ruptura um pequeno ângulo, e 11 s, nos casos em que esta diferença azimutal é máxima. Este comportamento, ilustrado no gráfico inferior da figura (4.11), corresponde ao efeito da directividade, que é confirmado pelo ajuste entre os pontos observados e a curva teórica da directividade obtida através da expressão (4.39).

Conclui-se que uma fonte extensa pode ser modelada por um conjunto de sub-eventos distribuídos sobre o plano de falha.

4.3 Métodos

Com vista a estimar os parâmetros das fontes sísmicas, foram desenvolvidos e aplicados os seguintes programas:

1. mecanismo focal, utilizando o programa FOCMEC baseado no algoritmo de (Brillinger et al., 1890);
2. modelação directa da fonte, utilizando o programa KIKDIREC desenvolvido neste trabalho e inversão utilizando o programa de (Kikuchi e Kanamori, 1991);
3. cálculo, utilizando os modelos de Brune e de Haskell e aplicando a análise espectral aos registos sísmicos, do momento sísmico escalar, dimensões da fonte e queda de tensões;
4. cálculo da função temporal da fonte utilizando o programa FEG_INV, desenvolvido no presente trabalho, cujo princípio se baseia no emprego das funções empíricas de Green.

Segue-se a análise de cada um dos métodos, cada qual acompanhado de exemplos que ilustram a sua aplicação. Algumas destas aplicações serviram de teste aos programas desenvolvidos no presente trabalho.

4.3.1 Mecanismo focal - Programa MECSTA

O mecanismo focal de um sismo, tal como é referido na secção (4.2.4) e anexo (A), pode ser descrito à custa dos três parâmetros gerais que caracterizam a falha (*azimute, mergulho e ângulo de deslizamento* (ϕ, δ, λ)). O cálculo do mecanismo focal consiste na procura de um conjunto de parâmetros do modelo (parâmetros ϕ, δ, λ) que melhor aproxima o padrão de radiação teórico - gerado a partir desses parâmetros e das coordenadas (ϕ_e, i_h) das estações sobre a esfera focal utilizando as expressões (A.4) - com os dados observados.

Devido às incertezas inerentes ao cálculo das amplitudes das ondas sísmicas, resultantes da complexidade dos fenómenos de propagação a que está sujeito o raio sísmico na sua trajectória fonte/estação, frequentemente opta-se pela uso das polaridades (sentido do primeiro movimento). A vantagem do emprego deste tipo de informação reside na simplicidade de leitura, em geral feita a partir da componente vertical de um registo sísmico analógico ou digital, e do facto desta informação não ser afectado pelas características do instrumento. O cálculo do mecanismo focal feito a partir das polaridades é ainda hoje muito utilizado e, para certas regiões do globo, designadamente em zonas de sismicidade reduzida a moderada, constitui o único método disponível para a obtenção dos mecanismos focais. Dada a sismicidade típica de Portugal Continental, este método constitui uma ferramenta fundamental na caracterização do mecanismo focal da região.

O cálculo da solução de mecanismo focal a partir das leituras de polaridades consiste, basicamente, na procura de dois planos ortogonais (caracterizados pelos parâmetros ϕ, δ, λ), designados por *planos nodais*, os quais permitem a separação da esfera focal em quatro quadrantes alternadamente *dilatacionais* e *compressivos*. A representação dos dados de polaridade na esfera focal é feito a partir de uma projecção estereográfica no plano horizontal (projecção do hemisfério inferior ou superior)²³. No caso presente, utilizou-se

²³ Em virtude da simetria do padrão de radiação qualquer coordenada (i_h, ϕ_e) pertencente ao hemisfério superior converte-se em coordenadas no hemisfério inferior ($180^\circ - i_h, \phi_e + 180^\circ$).

a projecção do hemisfério inferior da esfera focal, utilizando a rede de *Schmidt*. Assim, as coordenadas (i_h, ϕ_e) , referentes a um ponto sobre a esfera focal, são transformadas de coordenadas polares em coordenadas (R, ϕ_e) através da fórmula

$$\begin{aligned} R &= \sqrt{2} \sin(i_h/2) \\ \phi &= \phi_e, \end{aligned} \quad (4.42)$$

onde R varia entre 0 e 1.

A separação das polaridades positivas e negativas pode ser feita por ajuste manual dos planos nodais, contudo, actualmente existem métodos mais precisos e objectivos de procura da solução, mediante os quais se recorre às técnicas de inversão. Na óptica do problema inverso a solução do mecanismo focal consiste na procura dos parâmetros do modelo (ϕ, δ, λ) que melhor aproximam os dados observados dos dados previstos pelo modelo teórico. A formulação do problema nestes termos permite, não só eliminar a subjectividade inerente ao processo manual, mas também, contribuir para uma melhor estimativa da solução e dos respectivos erros. Nesta óptica destacam-se os métodos de Homma (1941), utilizando no ajuste de mínimos quadrados, de Knopoff (1961) utilizando um formalismo probabilístico mais tarde aplicado Kasahara (1963) - passando a ser aplicado como rotina no Dominion Observatory no Canadá - e o método de Dillinguer et al. (1972) desenvolvendo as funções de Knopoff (1961) e dando-lhes maior rigor estatístico.

Utilizando simultaneamente as polaridades e polarizações das ondas S, Brillinger et al. (1980) desenvolveu um método (método da *máxima verosimilhança*) a partir do qual foi possível estender o conceito probabilístico para a determinação de mecanismos compostos. Este método foi implementado num programa de cálculo denominado MECSTA (Udias e Buforn, 1988), o qual foi empregue neste trabalho.

Neste método, Brillinger define uma função densidade de probabilidade (*fdp*) $P(d^p|m)$ para a polaridade das ondas P que representa a probabilidade de ocorrência de um conjunto

de observações de polaridades \mathbf{d}^p dado um modelo \mathbf{m} . Esta *fdp* é dada por

$$P(d_p|m) = k \prod_{i=1}^{N_p} \frac{1}{2} [1 + \Psi(F_i^P, \gamma_i \rho_i)]$$

em que função Ψ é dada por

$$\Psi(F_i^P, \gamma_i \rho_i) = (1 - 2\gamma_i) \operatorname{erf} |\rho_i F_i^P|, \quad (4.43)$$

N_p é o número de polaridades p_i lidas nas estações, F_i^P é a amplitude teórica das ondas P para a estação i , $\operatorname{erf}()$ é a função erro, ρ_i e γ_i são parâmetros que controlam a distribuição de probabilidades. Estes dois últimos parâmetros relacionam-se com os erros na determinação de i_h e ϕ_s e com os erros associados às leituras dos dados; a forma como estes parâmetros condicionam a *fdp* é a seguinte:

1. o parâmetro γ_i pode ter valores no intervalo $\gamma_0 < \gamma_i < 1/2$, em que γ_0 apresenta um valor muito próximo de zero; valor $\gamma_i = 1/2$ corresponde a um desconhecimento total acerca da polaridade, enquanto que $\gamma_i = \gamma_0$ corresponde à certeza absoluta sobre as polaridades lidas;
2. o parâmetro ρ_i representa o peso da polaridade lida e depende da distância aos planos nodais, de tal forma que, quanto menor for a distância aos planos, menor será a amplitude das ondas P e, conseqüentemente, menor deverá ser o peso a atribuir a essa observação; assim, para valores de $\rho_i < 1$ as polaridades próximas dos planos nodais não afectam significativamente a *fdp*, ao passo que, para valores elevados de ρ_i , a *fdp* é fortemente afectada pelas polaridades próximas dos planos nodais.

Na Figura (4.12) pode ver-se um exemplo de aplicação da função densidade de probabilidade (4.43) à réplica do sismo de 28 de Fevereiro de 1969 (consultar anexo C.5), na qual se podem identificar um par de máximos da FDP (representados na figura pelas letras A e B) que correspondem aos dois planos nodais - plano principal e plano auxiliar - do

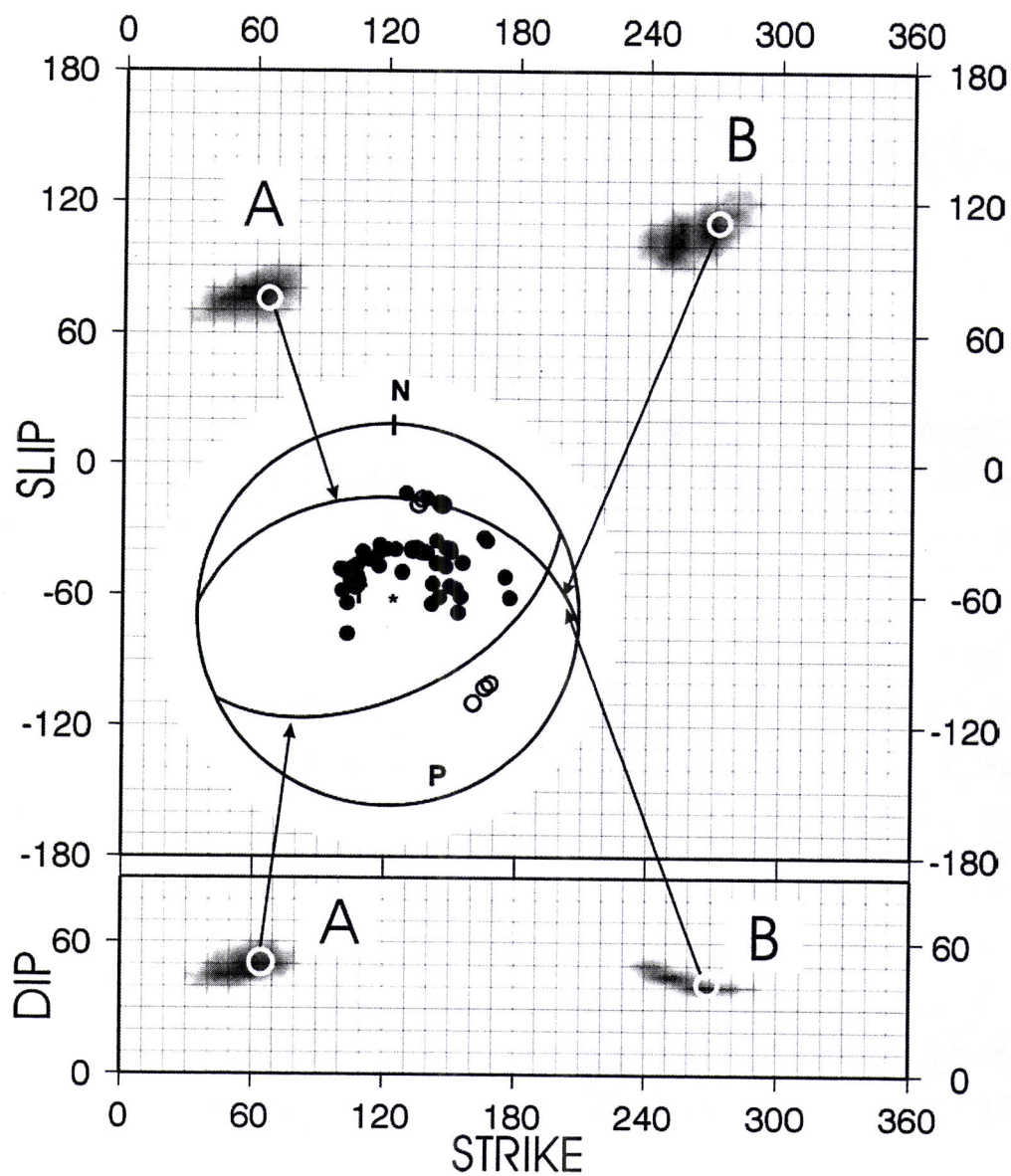


Figura 4.12- Exemplo de aplicação da função densidade de probabilidade à réplica do sismo de 28 de Fevereiro de 1969 (4h 23m do mesmo dia); réplica de magnitude 5.6 mb, com epicentro na mesma zona do sismo principal.

mecanismo focal.

Existem outros métodos para o cálculo dos mecanismos focais baseados na utilização das polaridades das ondas SH, das amplitudes das ondas P e das ondas S e das razões de amplitudes; contudo, neste trabalho apenas são utilizados os dados de polaridades por não se dispor de outro tipo de informação, ou simplesmente, porque o número de polaridades disponível é suficiente para que se possa dispensar a introdução doutro tipo de informação.

4.3.2 Obtenção dos mecanismos a partir da forma da onda

A utilização da forma da onda na obtenção dos parâmetros da fonte sísmica tem vindo a torna-se uma prática generalizada, inicialmente para telesismos de magnitude moderada a elevada - a distâncias epicentrais entre 30 e 90° - e só recentemente para sismos regionais e locais. Para este desenvolvimento contribuíram os melhoramentos qualitativos e quantitativos sofridos pelas redes regionais e locais, já referidos no capítulo (2.1). O sucesso destes métodos reside no facto da informação relativa à fonte contida no sismograma, ser significativamente superior à que é obtida pelos métodos tradicionais, atrás referidos, designadamente pelo método das polaridades. As vantagens resumem-se aos seguintes pontos:

1. permite determinar com maior rigor a profundidade hipocentral ou a profundidade média focal²⁴;
2. reduz o número de estações necessárias para a obtenção duma boa solução de mecanismo focal - teoricamente é possível obter o mecanismo focal recorrendo a uma única estação, com três componentes (Ekstrom, Dziwonski et al., 1986; Jeminez, et al., 1989);
3. permite a obtenção do tensor momento sísmico que, como foi referido em 4.2.3, constitui a descrição mais geral dos processos ocorridos na fonte sísmica;
4. proporciona o conhecimento da função temporal da fonte - importante na caracterização da história do processo de ruptura - e constitui um método alternativo no cálculo do

²⁴ Geralmente não coincide com a profundidade calculada através dos tempos de chegada das ondas P e S já que estes tempos estão relacionados com o início da ruptura

momento sísmico escalar;

5. os modelos simplificados de fonte pontual, pelas razões referidas em 4.2.5, nem sempre respondem satisfatoriamente ao deslocamento registado nas estações²⁵; a modelação da fonte considerada como uma distribuição de subeventos sobre o plano de falha - método empregue neste trabalho e descrito em 4.2.5 -, ou como uma distribuição do deslizamento sobre a sua superfície (Spudich, 1984, Fukuyama, 1986, 1991, Wald, 1993, etc.), permitem uma caracterização mais detalhada dos processos presentes na fonte, possibilitando, deste modo, uma avaliação mais precisa do movimento do solo, com importantes consequências ao nível da avaliação da perigosidade sísmica (Hanks e Kanamori, 1979; Frankel, 1996).

Todavia, pelas razões aduzidas em (4.2.4), as dificuldades inerentes ao cálculo, com o necessário rigor, das funções de Green do meio, condicionam fortemente o emprego desta técnica. Para distâncias epicentrais compreendidas entre 30° e 90° este problema é irrelevante, já que, dentro desta gama de distâncias o cálculo do sismograma sintético pode ser feito recorrendo a modelos simplificados (figura 4.4)²⁶ - no presente trabalho foram empregues modelos 1D estratificados e limitamo-nos a utilizar estações a distâncias compreendidas entre 30° e 90° para as quais estão ausentes as triplicações ocorridas no manto superior e as fases provenientes do núcleo). Nas escalas regional e local o problema pode

²⁵ Este desajuste é particularmente relevante em sismos de elevada magnitude registados por estações de banda larga ou em estações acelerométricas a reduzidas distâncias epicentrais (designados por registos *strong motion*)

²⁶ O cálculo da função de Green é feito com base num modelo geológico. O modelo deve ser o mais detalhado e, se possível, deve incluir as heterogeneidades laterais. A estrutura na região da fonte e sob o receptor é por vezes determinante para a síntese da forma da onda, devido à influência das múltiplas reflexões, conversões de fase e efeito da superfície livre; o manto é, por seu lado, praticamente transparente à propagação sísmica, (para além da atenuação inelástica descrita pelo factor de qualidade Q) pelo menos, numa gama de frequências compreendida entre 1Hz e 0.01Hz. Aproveitando estas características da propagação, Virieux (1993) propôs uma metodologia para o cálculo da função de Green para telesismos, no qual o meio fonte/estação é separado em três partes: região próxima da fonte, manto e região próxima do receptor. A função de Green total resulta, segundo esta técnica, da composição das três funções parciais respeitantes às diferentes propagações. Para sismos regionais ou locais, a função de Green deverá ser calculada recorrendo a um modelo detalhado, baseado em perfis de reflexão, refração ou tomografia sísmica.

ser parcialmente contornado através de uma filtragem passa-baixo, que tem como efeito a eliminação frequências mais afectadas pelos detalhes do modelo de propagação; porém, esta solução apresenta alguns custos, designadamente nos aspectos que se prendem com resolução espacial e temporal da solução obtida. Assim, a escolha da gama de frequências a empregar deve ter em conta a magnitude dos sismos, a respectiva distância epicentral e conteúdo em frequência nos registos. Em síntese: esta escolha deve obedecer a um compromisso entre o grau de conhecimento do modelo de propagação e a resolução desejado na modelação da fonte sísmica.

Como se mostrou, existe uma relação linear entre o deslocamento registado numa estação e o tensor momento sísmico (4.4), o que garante, à partida, que a inversão do tensor momento sísmico seja um problema de inversão linear, com todas as vantagens que daí resultam. Assim, no domínio da frequência pode escrever-se

$$U(\omega) = G(\omega) \cdot M(\omega) \quad (4.44)$$

em que $U(\omega)$, $G(\omega)$, e $M(\omega)$ representam as transformadas de Fourier de $u(t)$, $G(t)$, e $M(t)$, respectivamente. A inversão do problema pode ser realizada no domínio do tempo, recorrendo a (4.4), ou no domínio da frequência através de (4.44) - Neste trabalho optamos pela inversão no domínio do tempo.

O processo de inversão resume-se aos seguintes passos:

1. a recolha dos dados deve ser condicionada pela necessidade de se obter a melhor cobertura azimutal possível;
2. O cálculo da função de Green é feito com base num modelo geológico, tendo em conta os condicionalismos já mencionados; no cálculo da função de Green podem empregar-se diversos métodos tais como as reflectividades, traçado de raios sísmicos e soma de modos normais.



3. A inversão do tensor momento sísmico pode ser efectuada, quer no domínio do tempo, quer no domínio da frequência; tendo em conta 4.44 trata-se de um processo de inversão linear (se o objectivo da inversão é a obtenção dos parâmetros do mecanismo focal (ϕ, δ, λ) , então, de acordo com A.2, o processo de inversão é não linear). Formulado no domínio da frequência o problema pode ser resolvido a partir de 4.44 - como exemplo Stump e Jonson (1977) utilizando as ondas volúmicase Jimeénez et al. (1989) utilizando as ondas superficiais. A solução do problema é sobre-determinada para um número de sismogramas superior a 6 (número de elementos independentes do tensor momento sísmico). No domínio do tempo, a inversão é geralmente efectuada utilizando o método dos mínimos quadrados (norma L2), ou através da norma L1, menos sensível aos grandes erros. Zhao e Helemberger (1994) sugerem que, quando se utilizam sismogramas de banda larga, os erros definidos a partir da norma L2 devem aplicar-se às componentes de longo período, enquanto que, para os curtos períodos, deverá aplicar-se a norma L1. A solução completa do tensor momento sísmico (6 componentes com uma evolução temporal independente) implicam a inversão de $6 \cdot n$ parâmetros, em que n é o comprimento da série temporal; com vista a reduzir o número de parâmetros a estimar pode considerar-se o tensor momento sísmico síncrono (4.6).

Seguidamente apresenta-se o método de inversão de Kikuchi e Kanamori (1991) - inversão domínio do tempo - aplicado, no presente trabalho, na inversão da fonte dos sismos de 1 de Janeiro de 1980, 27 de Junho de 1997 e 9 de Julho de 1998.

4.3.2.1 Inversão - o programa de Kikuchi e Kanamori

De todos os programas à nossa disposição para inversão/modelação da fonte sísmica optamos pelo programa de Kikuchi e Kanamori (1991); as razões da nossa escolha foram as seguintes: por se tratar de um programa que permite modelar, quer uma fonte pontual, quer uma fonte extensa, sendo ainda possível introduzir alguns constrangimentos, designadamente, no tipo de mecanismo (4.14), na geometria da falha (a falha poderá ser plana, como

nas aplicações aqui apresentadas, ou apresentar outra qualquer geometria), no número de sub-eventos e respectiva função temporal e na velocidade de propagação da ruptura.

Foi ainda possível utilizar, em conjugação com este programa, o programa de modelação directa KIKDIREC apresentado na secção (4.2.5), que permitiu testar soluções particulares, assim como testar a sensibilidade do método à variação dos parâmetros do modelo.

De acordo com este método, a inversão tem como objectivo a obtenção dos mecanismos dos diferentes sub-eventos, a sua localização espaço-temporal e os respectivos momentos sísmicos. Na secção 4.2.5 é feita uma descrição detalhada do modelo de base deste programa.

Seja $x_j(t)$ o sismograma observado na estação j e $u_j(t)$ o respectivo sismograma sintético, dado por (4.41); a melhor estimativa do tensor momento sísmico é obtida minimizando a função custo Δ , definida por

$$\begin{aligned}\Delta &= \sum_{j=1}^{N_s} \int [x_j(t) - u_j(t)]^2 dt = \sum_{j=1}^{N_s} \int [x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n G_{jn}(t; \mathbf{p})]^2 dt \\ &= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_b} a_n \Gamma_n + \sum_{m=1}^{N_b} \sum_{n=1}^{N_b} R_{nm} a_n a_m = \text{mínimo}\end{aligned}\quad (4.45)$$

em que N_b é o número de tensores elementares, N_s é o número de estações e R_x , $R_{nm}(p)$ e $\Gamma_n(p)$ são dados por

$$\begin{aligned}R_x &= \sum_j \int [x_j(t)]^2 dt, \\ R_{mn} &= \sum_j \int [G_{jn}(t; p) G_{jm}(t; p)] dt, \\ \Gamma_n(p) &= \sum_j \int [G_{jn} x_j(t)] dt.\end{aligned}$$

A condição de mínimo de Δ impõe a anulação das derivadas parciais desta função em ordem aos parâmetros a_n do modelo, ou seja

$$\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0; n = 1 \dots, N_b. \quad (4.46)$$

Derivando, igualando a zero e rearranjando, obtém-se o seguinte sistema de equações des-

ignadas *normais* dadas por

$$\sum_{m=1}^{Nb} R_{nm} a_m = G_n, n = 1, \dots, Nb. \quad (4.47)$$

Seja $[R_{nm}^I]$ a matriz inversa de $[R_{nm}]$; então os coeficientes a_n que minimizam Δ vem dados por:

$$a_n = \sum_m R_{nm}^I G_m \quad (4.48)$$

Se impusermos a condição da fonte ser do tipo *duplo par de forças*, então, de acordo com (4.14), o determinante do tensor momento sísmico e o respectivo traço são nulos, ou seja,

$$D = \det[M_{ij}] = \det[a_1 \mathbf{M}_1 + a_2 \mathbf{M}_2 + a_3 \mathbf{M}_3 + a_4 \mathbf{M}_4 + a_5 \mathbf{M}_5] = 0.$$

Sejam λ o multiplicador de Lagrange e Δ' uma nova função custo a minimizar, definida por

$$\Delta' = \Delta + 2\lambda D.$$

A minimização de Δ' relativamente aos parâmetros a_n e a λ conduz-nos ao sistema de equações

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial^2 a_n} = \frac{\partial^2 \Delta}{\partial^2 \lambda} \\ D = 0 \end{cases}; \quad (4.49)$$

onde a_n^0 são dados por 4.48. Este sistema de equações pode ser resolvido por forma a obter a_n e λ .

O utilização do programa de Kikuchi e Kanamri, cujo algoritmo de inversão se encontra descrito nos parágrafos anteriores, faz-se segundo as seguintes etapas:

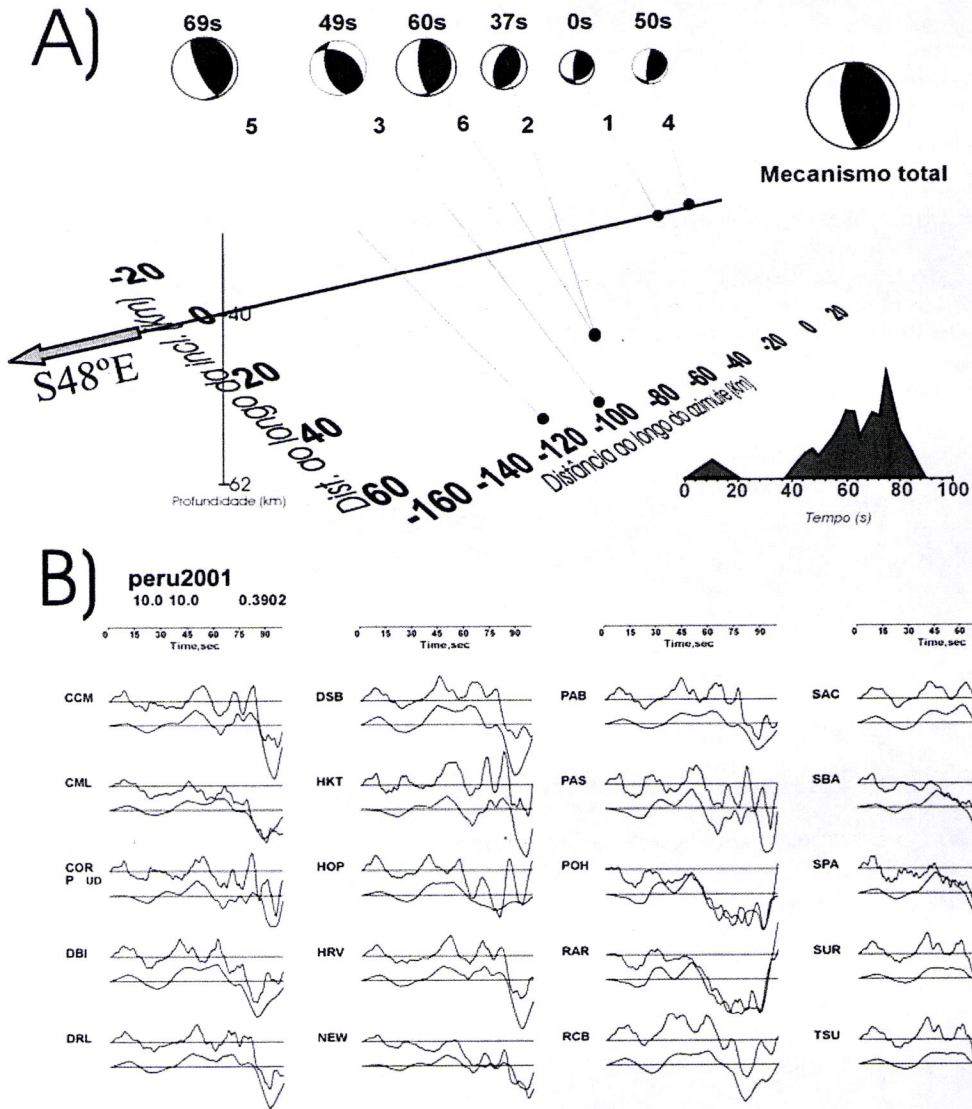


Figura 4.13- Exemplo de aplicação do programa de Kikuchi para o caso do sismo do Peru de 23 de Julho de 2001 ($M_w=8.1$). Em A) encontra-se resultado da inversão que é constituída por 6 fontes pontuais triangulares distribuídas sobre o plano de falha; em B) pode vêr-se o ajuste entre os dados reais e sintéticos (Caldeira et al., 2003).

1. construção das funções de Green G_i do meio para cada estação i . Para tal define-se a malha vertical e considera-se três modelos de velocidade de propagação: um para a região focal, outro para o percurso fonte/estação e outro para a zona da estação. Seguidamente, para cada uma das estações e para uma gama de profundidades - corresponde à malha vertical previamente definida -, gera-se um conjunto de 6 sismogramas sintéticos correspondentes a cada uma das componentes (P, SV, SH ou V, N-S, E-W), correspondentes ao número de fontes elementares necessárias (4.3). Assim, número de sismogramas gerados é de $ne \times nz \times 6$, em que ne é o número de estações-componentes, nz é o número de níveis de profundidade consideradas e 6 é o número máximo de fontes elementares, definidas de acordo com (4.14).
2. Na segunda etapa, que corresponde à inversão propriamente dita, fixa-se uma malha horizontal (de modo a que a malha vertical e horizontal constituam uma malha regular, bi-dimensional, tal como se encontra ilustrada na figura 4.10). Fixam-se a velocidade máxima de propagação da ruptura, o tipo de fonte (fonte geral, ou duplo par de forças, caracterizada por 6 parâmetros independentes), o número de sub-eventos, o tipo de fonte (triangular ou trapezoidal, tempo de subida, e de duração de cada) o afastamento temporal máximo relativamente ao instante inicial, para cada uma das fontes, bem como o respectivo peso. Após estas definições iniciais procede-se à inversão, que corresponde ao cálculo dos parâmetros do modelo tal como foi descrito na secção anterior; os parâmetros devolvidos pelo programa são o *azimute*, *deslizamento* e *mergulho* de cada sub-evento (ou as 6 componentes independentes do tensor momento sísmico), as coordenadas (x,y) sobre o plano de falha, tempo t_i que corresponde ao instante inicial de ocorrência de cada sub-evento e o respectivo momento sísmico. No caso de uma fonte do tipo *duplo par de forças*, o número de parâmetros estimados é $ne \times 7$.

Na figura (4.13) apresenta-se o exemplo de uma inversão da fonte do sismo do Perú de 23 de Julho de 2001.

4.3.3 Análise espectral

A análise do espectro de radiação das ondas produzidas num sismo de origem tectónica permite-nos concluir que existe um conjunto de características comuns que podem ser identificadas no exemplo da figura (4.14): uma parte plana que corresponde à amplitude espectral para as baixas frequências ($\Omega(\omega) \rightarrow \Omega_0$ quando $\omega \rightarrow 0$) e uma parte que corresponde à queda das altas frequências, cujo decaimento se dá seguindo o inverso do quadrado de ω . Esta tendência de comportamento do espectro pode ser delineada a partir de duas assíntotas: uma plana que define a amplitude para as baixas frequências e uma associada à queda da amplitude para as altas frequências; a intersecção das duas assíntotas define a frequência f_e designada por *frequência de esquina*.

Existem diversos modelos teóricos de ruptura, alguns deles analisados na secção 4.2.5, que prevêem este comportamento para o espectro (como exemplo temos o *modelo de Haskell* e o *modelo de Brune* abordados nas secções 4.2.5.1 e 4.2.5.2, respectivamente). Em ambos os modelos verifica-se a existência de uma parte plana para as baixas frequências e um decaimento da amplitude espectral para as altas frequências segundo ω^{-2} ; assim, de acordo com esses modelos a amplitude espectral obedece à seguinte expressão:

$$\Omega(f) = \Omega_0 \left(\frac{1}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_e}\right)^2} \right). \quad (4.50)$$

Por outro lado, de acordo com 4.17, o momento sísmico escalar M_0 relaciona-se com Ω_0 através de

$$M_0 = \frac{4\pi c^3}{A_g A C_i F(\phi, \delta, \lambda, i_h)} \Omega_0, \quad (4.51)$$

em que c é a velocidade de propagação das ondas na região focal (α , ou β , para as ondas P e S, respectivamente), A_g é a atenuação devida à dispersão geométrica, que, para pequenas

distâncias ($R \leq 100$ km), - onde se pode aplicar a aproximação tal como se viu em (4.2.4) é dada por $1/R$, para $R > 100$ km, é $1/\sqrt{100.R}$ (Herrman, 1985), e para distâncias telesísmicas é dada por $g(\Delta)/a$ (Bezeghoud et al., 1989) em que a é o raio da Terra, $g(\Delta)$ é o factor de expansão geométrica, Δ é a distância epicentral, A é a atenuação inelástica, C_i é o coeficiente de correcção do efeito da superfície livre, $F(\phi, \delta, \lambda, i_h)$ é o padrão de radiação da fonte sísmica (no caso do mecanismo focal do sismo ser desconhecido, pode atribuir-se um valor médio de 0,52 para as ondas P e 0,62 para as ondas S). A atenuação inelástica assume diferentes valores consoante se tratem de distâncias próximas ou distâncias telesísmicas. Para a primeira gama de distâncias a lei de atenuação habitualmente empregue é do tipo $Q(f) = Q_0 f^n$ (Aki80 and Richards, 1980) em que Q_0 é uma constante e n assume valores típicos no intervalo $[0,4, 1,1]$, dependendo da região, para uma gama de frequências compreendida entre 1 e 30 Hz. Para distâncias telesísmicas $Q(f) = \exp(-wt^*/2)$, onde t^* é o parâmetro de Futterman da atenuação, cujo valor é constante e aproximadamente igual a 1s e 4s, para as ondas P e S, respectivamente (Bezeghoud et al., 1989). Como exemplo pode ver-se ilustrado na figura 4.14 o espectro do sismo dos Açores de 9 de Julho de 1998, construído a partir dum registo efectuado na estação KMBO - componente BHZ -, no qual se representa, em escala bi-logarítmica - a amplitude espectral (em unidades de momento obtida a partir de 4.51) em função da frequência; nela identifica-se, claramente, a assíntota das altas frequências (com uma dependência ω^{-2}) e a parte plana do espectro com declive nulo.

Através do modelo de Brune de falha circular (secção 4.2.5.2) podemos estimar as dimensões da fonte (raio da falha circular a) da seguinte forma

$$a = \frac{2.34(\alpha, \beta)}{2\pi f_{e(\alpha\beta)}}, \quad (4.52)$$

onde $f_{e(\alpha\beta)}$ são as frequências de esquina medidas para as ondas P e S, respectivamente. No modelo de Haskell (1964), de falha rectangular, (secção 4.2.5.1) as dimensões da falha

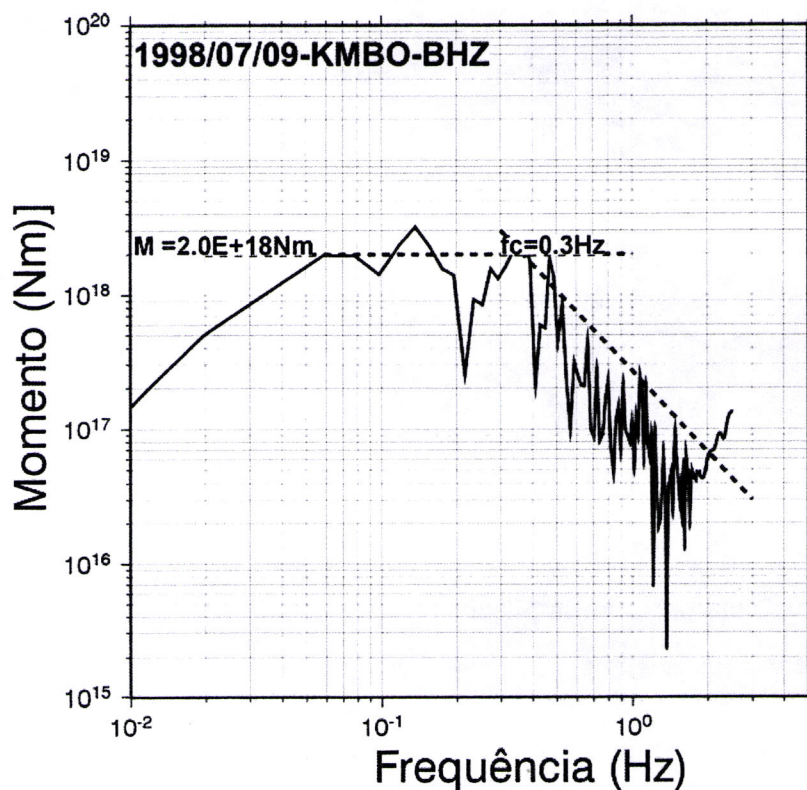


Figura 4.14- Espectro em unidades de momento da fonte do sismo dos Açores de 9 de Julho de 1998 a partir do registo de banda larga obtido da estação KMBO localizada a uma telesísmica. Nesta figura pode ver-se a assíntota das baixas frequências que determina o momento sísmico escalar M_0 , e a frequência de esquina f_c que resulta da intercepção da assíntota das baixas frequências e a assíntota das altas frequências (esta última com um declive inversamente proporcional ao quadrado da frequência, como está previsto no modelo de Brune)

podem representar-se em função da frequência de esquina por

$$(LW)^{1/2} = \frac{1.7\alpha}{2\pi f_{e\alpha}} = \frac{3.8\beta}{2\pi f_{e\beta}}, \quad (4.53)$$

em que L e W são, respectivamente, o comprimento e a altura da falha.

Em ambos os modelos as dimensões da fonte podem ser calculadas unicamente em função da frequência de esquina do espectro das ondas sísmicas registadas em campo longínquo, no entanto esta estimativa é quase sempre afectada pela elevada imprecisão na leitura de f_c , o que impõe que o seu cálculo deva ser feito, não a partir de um valor individual, mas como resultado de uma média para um conjunto de registos o mais alargado possível.

4.3.4 Funções Empíricas de Green

Uma das maiores dificuldades com que se deparam os sismologistas é a interpretação da componente de alta frequência presente nos registos sísmicos. Este problema assume uma elevada importância pois tem implicações directas na previsão de movimentos fortes do solo e, em última análise, na avaliação do risco sísmico.

Hoje é consensual a ideia de que, para sismos de magnitude moderada a elevada ($M > 6.0$), a ruptura é espacial e temporalmente heterogénea (Madariaga e Cochard, 1996); estas heterogeneidades resultam da existência de asperezas que constituem zonas de elevada libertação de momento sísmico (Scholz, 1990). A função temporal da fonte (FTF) representa a variação do deslizamento durante o evento sísmico (Lay and Wallace, 1995) e as irregularidades que nela se manifestam são consequência directa das irregularidades na libertação de momento sísmico. Daqui resulta que a compreensão do processo de ruptura e da sua complexidade e a modelação dos fenómenos que ocorrem na fonte sísmica passam, necessariamente pela caracterização detalhada da FTF.

Outra forte motivação para o estudo da FTF deriva do facto do cálculo do momento

sísmico escalar M_0 poder ser efectuado, de forma mais precisa, a partir desta função - como confirmará através da apresentação de um exemplo. A relação entre o momento sísmico escalar M_0 e a duração da ruptura fornecem-nos importantes dados acerca do mecanismo de fractura no interior da terra, em particular, permite-nos estimar a queda de tensões na região focal: para rupturas complexas só o conhecimento da FTF pode fornecer uma correcta avaliação da relação entre as grandezas M_0 e a duração da fonte τ (Singh et al., 2000).

A confirmar a importância actualmente atribuída ao cálculo da FTF, há a assinalar o facto de que, desde 1993, o cálculo desta função para os sismos de magnitude $M_w \geq 5.5$ é feito de forma sistemática pela universidade de Michigan e o resultado é divulgado algumas horas após a ocorrência do evento.

O registo sismográfico é composto pelo sinal da fonte e pelo efeito da propagação e a separação entre estas duas contribuições passa pelo cálculo das funções de Green do meio, o que nem sempre é fácil de conseguir devido às incertezas referentes ao modelo de propagação. Estas dificuldades podem ser parcialmente ultrapassadas pela utilização de modelos de propagação simplificados e limitando as estações a uma gama de distâncias epicentrais compreendidas entre 30° e 90° (pelas razões apresentadas na página 100) Contudo, a introdução desta limitação na gama de distâncias utilizáveis conduz, na prática, devido à atenuação e dispersão, à existência de um limite inferior de magnitude ($M=5.5$) para os sismos susceptíveis de serem estudados. Por outro lado as altas frequências são determinantes para uma conveniente caracterização da FTF, mas estas, devido à atenuação inelástica, são drasticamente dissipadas a distâncias epicentrais elevadas.

Para obviar a todas estas dificuldades pode recorrer-se a uma metodologia conhecida por *Desconvolução pela aplicação das Funções Empíricas de Green (FEG)*. Trata-se de um método, desenvolvido por (Hartzel, 1978, Hartzel, S., 1978), que se tornou bastante popular na avaliação da FTF de sismos de pequena, moderada e elevada magnitude e para

uma gama de distâncias epicentrais que variam desde distâncias próximas até telesísmicas (Hartzel, 1978; Vellasco et al., 1994; Zollo et al., 1995).

A técnica das *FEG* baseia-se na desconvolução do evento principal, utilizando como função de Green do meio um sismo de reduzida magnitude. Contudo, este processo apresenta algumas limitações que se prendem com a dificuldade em encontrar um sismo (geralmente uma réplica) com magnitude uma ou duas unidades abaixo da magnitude do sismo principal, com a mesma localização epicentral e profundidade hipocentral e o mesmo mecanismo focal. Se forem cumpridas as condições exigidas, esta técnica apresenta-se como uma excelente alternativa na estimativa da FTF, em particular para distâncias epicentrais à escala regional ou local, pois dispensa o cálculo das funções de Green que, como já foi referido, apresentam elevadas imprecisões devidas às incertezas ligadas aos modelos de velocidade.

Passemos seguidamente à fundamentação teórica do método das funções empíricas de Green.

4.3.4.1 Fundamentação do método das Funções Empíricas de Green

O sismograma observado $x(t)$ pode-se exprimir por uma convolução de diferentes funções, correspondentes às diferentes contribuições no percurso fonte/estação: o efeito da fonte $S(t)$ que se pretende conhecer -, o efeito da propagação $G(t)$ - inclui todos os fenómenos de propagação e é, em geral, bastante complexa, especialmente para as frequências elevadas -, atenuação $Q(t)$ (que inclui a atenuação inelástica devida aos efeitos dissipativos e a atenuação devida à dispersão geométrica - e o efeito do instrumento $I(t)$. O sismograma observado traduz-se então por

$$x(t) = S(t) * G(t) * Q(t) * I(t), \quad (4.54)$$

em que (*) representa a convolução temporal. No domínio da frequência a relação anterior

escreve-se

$$X(\omega) = S(\omega).G(\omega).Q(\omega).I(\omega), \quad (4.55)$$

em que a convolução é substituída por um simples produto.

Do conjunto dos parâmetros envolvidos em (4.54), $I(t)$ é aquele que pode ser conhecido com maior rigor, já que representa a resposta instrumental, que pode ser conhecida de forma precisa. O factor que introduz maior incerteza no cálculo do deslocamento, é a função de Green do meio $G(t)$, cujo cálculo depende do modelo de propagação, o qual, pelas razões atrás expostas, nem sempre é conhecido com o grau de precisão adequado.

Considere-se agora um evento de reduzida magnitude relativamente ao sismo principal de tal forma que possamos considerar o segundo uma FTF impulsiva, relativamente ao primeiro - a FTF é representada por uma função delta de Kroneker $\delta(t)$. Sejam $x'(t)$ e $X'(\omega)$ os sismograma da réplica nos domínios do tempo e da frequência, respectivamente. Uma vez que $G(\omega)$, $Q(\omega)$ e $I(\omega)$ são comuns aos dois eventos tem-se

$$X(\omega)/x'(\omega) = S(\omega). \quad (4.56)$$

Conclui-se que FTF do sismo principal, no domínio da frequência, obtém-se, de uma forma simples, através da divisão espectral entre os registos do sismo principal e a réplica. Embora se trate de uma operação de desconvolução simples, o processo apresenta-se frequentemente instável.

No sentido de contornar as instabilidade resultantes do processo de desconvolução no domínio da frequência, frequentemente opta-se pela inversão no domínio do tempo, recorrendo, em geral, a técnicas de mínimos quadrados.

Neste trabalho foram desenvolvidas duas técnicas de inversão no domínio do tempo: desconvolução utilizando o método dos mínimos quadrados - equivalente aquela empregue nos filtros de Wiener - e desconvolução por decomposição dos valores singulares (SVD), também conhecida por inversa generalizada (Menke, W., 1980). A realização de diversos

testes com dados reais e sintéticos levou-nos a optar, definitivamente, pela última técnica (SVD) por esta permitir um melhor controle sobre o processo de inversão - em particular, no comprimento da FTF, que no primeiro método tem obrigatoriamente o comprimento dos registos empregues, e no segundo pode conter somente o intervalo de tempo correspondente à duração dos processos da fonte.

4.3.4.2 Descrição do algoritmo

No domínio do tempo, a relação entre o sismograma principal \mathbf{x} , o sismograma que funciona como FEG \mathbf{x}' escreve-se da forma

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}' * \mathbf{s}$$

A inversão corresponde à operação que fornece os valores de \mathbf{s} à custa de \mathbf{x} e \mathbf{x}' . Esta operação pode exprimir-se, após re-arranjo dos elementos de \mathbf{x} , pelo produto matricial

$$\begin{bmatrix} G_1 & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ G_2 & G_1 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ G_3 & G_2 & G_1 & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & G_1 & \dots \\ G_n & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & G_n & \dots & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & \dots & \dots & \dots & \dots & G_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \dots \\ s_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ \dots \\ \dots \\ x_{n+m-1} \end{bmatrix}; \quad (4.57)$$

ou de uma forma mais compacta através de

$$\mathbf{G} \cdot \mathbf{s} = \mathbf{x}, \quad (4.58)$$

em que \mathbf{G} representa a matriz núcleo da transformação linear construída à custa dos elementos do vector \mathbf{x} .

Trata-se de um sistema de equações lineares e a inversão desse sistema em ordem a \mathbf{s} pode ser feita utilizando a decomposição dos valores próprios (SVD). Assim, a *matriz*

núcleo G pode ser factorizada na forma

$$G = ULV^T \quad (4.59)$$

em que L é a matriz diagonal dos valores próprios, U e V são os respectivos vectores próprios e V^T é a transposta de V . Uma solução particular do sistema 4.58 escreve-se

$$S_p = (V_p L_p^{-1} U_p^T) \quad (4.60)$$

em que L_p matriz diagonal dos os valores próprios não nulos e V_p e U_p são os respectivos vectores próprios (Menke, W., 1980).

Uma das principais vantagens deste método reside no facto de, uma vez realizada a decomposição de G e, ainda que se eliminem os vectores próprios associados a valores próprios nulos ou de reduzido valor, pode obter, através de 4.60, uma solução estável.

Com vista ao estudo da função temporal da fonte do sismo de 9 de Julho de 1998, foi desenvolvido um programa em FORTRAN denominado FEG_INV (anexo F) baseado no algoritmo já apresentado. Na próxima secção apresenta-se um teste a este programa, baseado no sismo do Mexico de 1995.

4.3.4.3 Uma aplicação - O sismo de 1995 Jalisco no México

Neste teste, comparam-se os resultados obtidos a partir da aplicação do algoritmo previamente apresentado, com as FTF resultantes da aplicação de uma metodologia diferente.

A escolha do evento empregue no teste recaiu sobre o sismo de 9 de Outubro de 1995 ($M_w=8.0$) de Jalisco no México. Trata-se de um sismo interplaca, superficial, com mecanismo inverso e com epicentro próximo da Junção tripla entre as placas Cocos, Rivera e Norte-Americana. Esta escolha justifica-se por se tratar de um evento de elevada magnitude, suficientemente recente para ter sido registado em estações de banda larga a distâncias regionais e telesísmicas, por serem conhecidas as FTF calculadas utilizando metodologias diferentes e por existirem réplicas deste evento com mecanismo focal conhecido e cuja

Data	Hora	Lat($^{\circ}N$)	Lon($^{\circ}N$)	Z(km)	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	Mo(Nm)	Mw
1995-10-09	15:36:28.8	19,34	104,80	15,0	302	09	92	$1,15 \times 10^{20}$	8,0
1995-10-12	16:53:1.7	18,81	104,07	20,0	286	27	127	$1,05 \times 10^{18}$	5,9

Tabela 4.1- Parâmetros epicentrais, mecanismo focal e momentos sísmicos do sismo de Jalisco - México (1995) - e respectiva réplica empregue como FEG.

magnitude se adequa às condições discutidas na secção anterior. Como FEG foi utilizada uma réplica ocorrida no dia 12 de Outubro de 1995 ($M_w=5,9$).

Na figura (4.15) apresenta-se a localização do epicentros do sismo principal e da réplica usada e os respectivos mecanismos focais, obtidos a partir do método do Centróide. Assinale-se a partir da análise desta figura e dos dados da tabela 4.1 que, quer os epicentros, quer os respectivos mecanismos focais, se aproximam muito dos do evento principal. Acresce ainda o facto das respectivas magnitudes serem suficientemente diferentes entre si, de modo a permitir que se possa considerar a réplica como fonte pontual face ao evento principal. Assim sendo, o par sismo principal/réplica possui características que o habilitam a ser empregue na desconvolução pel método das funções empíricas de Green.

Na desconvolução foram empregues os registos efectuados em 3 estações sismográficas localizadas a distâncias epicentrais compreendidas entre 13° e 23° , cujo registo, para ambos os eventos, apresenta boa relação sinal/ruído. Cada registo foi dizimado para um intervalo de amostragem de 1s; foram testados diferentes comprimentos para a fonte sísmica, tendo sido considerado como mais adequado o comprimento de fonte de 77 s, que corresponde a uma FTF com 77 pontos.

Aplicando o programa FEG_INV a cada registo do par sismo principal/réplica obtiveram-se as FTF ilustradas na figura (4.16). As FTF das três estações apresentam similaridade entre si nos seguintes pontos: revelam um processo de ruptura complexo constituído por três picos de energia, os momentos sísmicos apresentam pequenas diferenças que não ultrapassam o factor 2 (momentos compreendidos entre $6,2 \times 10^{20}$ e $8,2 \times 10^{20}$ Nm).

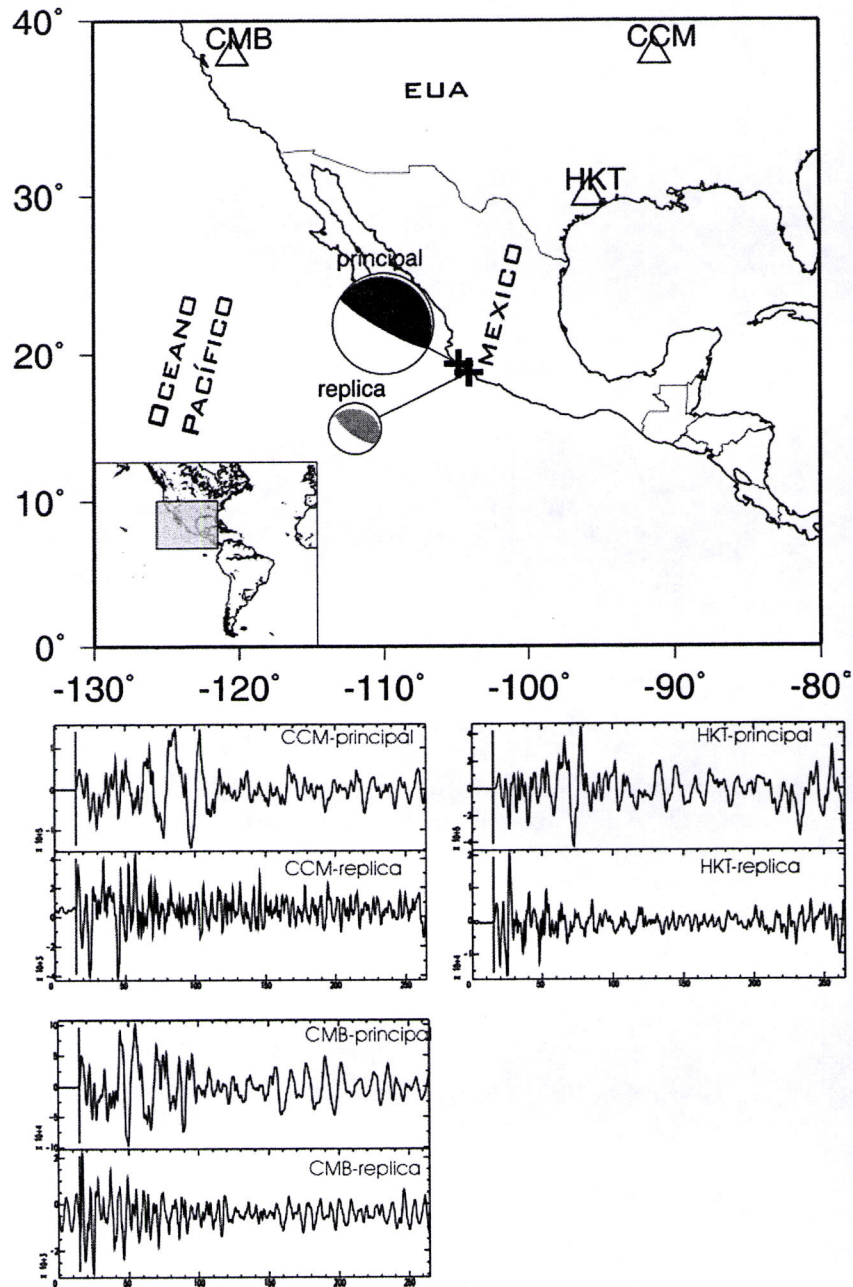


Figura 4.15- Em cima localização e mecanismo focal do sismo de Jalisco - México de 9 de Janeiro de 1995 (M_w)=7.8 e a respectiva réplica que teve lugar na mesma região focal no dia 12 de Janeiro do mesmo ano. Em baixo o registo, em componente vertical, do evento principal e respectiva réplica obtido em três estações de banda larga.

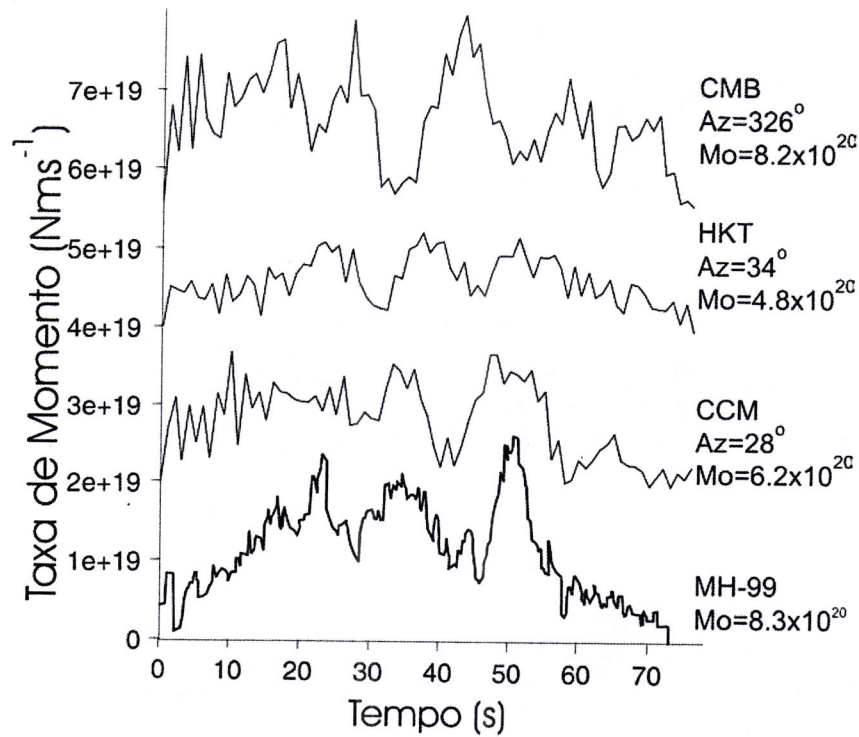


Figura 4.16- Função temporal da fonte do sismo de Jalisco - 1995, obtidos a partir dos registos apresentados na figura 4.15. A FTF referenciada como MH-99 foi obtida por Mendoza e Hartzel (1999).

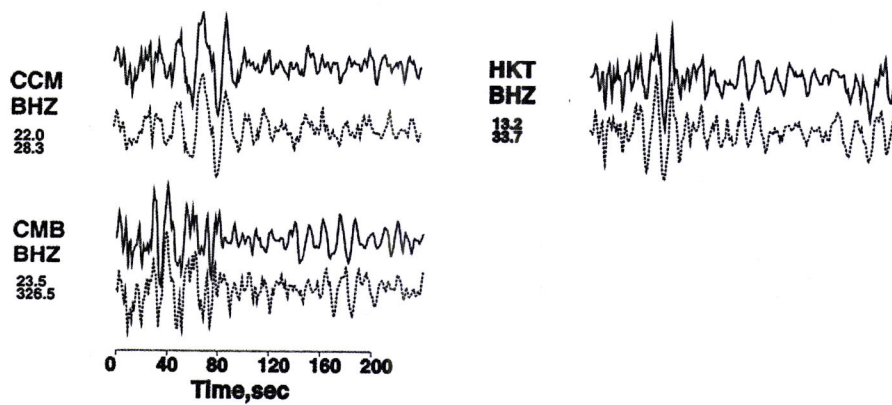


Figura 4.17- Comparação entre os sismogramas observados e aqueles que resultam da convolução das FEG representadas na figura 4.16 com as respectivas FEG.

Para comparação utilizaram-se os resultados de (Mendoza e Hatzel, 1999) obtidos pela inversão do *deslizamento* a partir de dados telesísmicos - a FTF é designada, na figura (4.16), por MH-99. Da comparação resulta que as FTF, obtidas para diferentes estações, através do programa SVD_INV, apresentam grandes semelhanças, quer na distribuição temporal de momento sísmico, quer no momento sísmico escalar - que é $8.3 \times 10^{20} \text{Nm}$ como é indicado na figura - com aquela que é obtida pelo outro autor. As diferenças mais significativas entre esta FTF residem na variação da largura dos picos, o que se fica a dever ao efeito da directividade (consultar expressão 4.40). Assim, na estação CMB as distâncias entre picos consecutivos é inferior àquela que se observa nas outras estações devido ao facto do azimute sismo/estação ser próximo da direcção de propagação da ruptura; por outro lado, as FTF das estações CCM e HKT apresentam uma distribuição de picos mais próximas da FTF MH-99 devido ao facto destas FTF não serem afectadas pelo efeito da directividade por se apresentarem com azimutes próximos de 90° em relação à direcção de propagação da ruptura.

A comparação entre os dados reais referentes ao sismo principal e os sismogramas teóricos - obtidos pela convolução das FEG com as respectivas FTF resultante da inversão - revelam bons ajustes (consultar figura 4.17), o que atesta a boa qualidade da inversão.

4.4 Conclusões

No estudo da fonte sísmica podem considerar-se duas aproximações: a aproximação de fonte pontual e a aproximação de fonte extensa. Em qualquer das duas aproximações o tensor momento sísmico desempenha um papel central na representação dos fenómenos da fonte. Nesse sentido, todos os métodos aqui desenvolvidos e empregues - modelação directa de fontes extensas, cálculo da FTF empregando as funções empíricas de Green calculo do mecanismo focal, inversão da fonte extensa pelo programa de Kikuchi, cálculo dos parâmetros a partir do espectro do deslocamento - concorrem para concretização do

objectivo. A realização de diversos testes permitiu a validação dos diferentes métodos empregues.

Capítulo 5

Fonte sísmica em Portugal

Neste capítulo serão mostrados os resultados do estudo da fonte sísmica na fronteira Açores-Gibraltar. Neste estudo, pretendendo que fosse o mais completo possível, recorreu-se a toda a informação sísmica, digital e analógica, disponível em boletins sísmicos, catálogos, publicações e bases de dados de formas de onda. Nele foi também incluída a reanálise de alguns mecanismos focais publicados pelo autor em trabalhos precedentes (Borges, 1991; Borges, 1996).

As técnicas de estudo da fonte aqui empregues, já tratadas na secção (4.3), são aplicadas segundo duas distintas perspectivas de análise:

1. modelação da fonte com base em dados no domínio do tempo - nesta perspectiva serão consideradas as aproximações de fonte pontual ou extensa e a modelação envolverá o

sentido do primeiro movimento (polaridade da onda P) ou forma completa das ondas volúmicas;

2. modelação da fonte no domínio da frequência - este tratamento envolve o cálculo do espectro do deslocamento visando a determinação do momento sísmico escalar, a dimensão da fonte e a queda de tensões na região focal.

A aplicação das técnicas conhecidas no tratamento dos dados, subordinada aos objetivos acima mencionados, é condicionado por factores essenciais, tais como: o formato dos registos (analógico ou digital), a largura de banda espectral, a dinâmica dos instrumentos utilizados, a magnitude dos eventos e respectivas distâncias epicentrais, a quantidade e qualidade dos dados disponíveis e respectiva distribuição espacial face ao hipocentro do sismo. Neste contexto, optou-se pela apresentação dos resultados obtidos na forma e sequência que seguidamente se apresenta:

a) cálculo dos mecanismos focais de alguns dos eventos ocorridos em Portugal Continental e região Atlântica adjacente no período compreendido entre 1980 e 1997. Este cálculo foi efectuado recorrendo a registos analógicos pertencentes a estações das redes Portuguesa, Marroquina e Espanhola. Foram eliminados os eventos com mecanismo focal calculado por outros autores e aqueles cujo número de polaridades e a respectiva disposição azimutal não permite a obtenção de soluções com qualidade aceitável;

b) cálculo de mecanismos focais e parâmetros espectrais da fonte de sismos com epicentro na região de Évora e do Algarve, utilizando dados de redes digitais locais - Rede de Évora, rede escolar MOISIRE e rede TRANSFRONTIER, cuja apresentação foi feita no capítulo (2.1);

c) estudo do Sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 - um exemplo de aplicação de dados históricos -, onde são calculados os parâmetros espectrais da fonte recorrendo à digitalização de registos efectuado nas estações de Upsala (UPP) e de Estrasburgo (STR);

d) estudo dos sismos com epicentro na região dos Açores efectuados a partir de registos pertencentes a estações digitais da rede mundial, localizadas a distâncias telesísmicas. Neste âmbito apresentaremos o resultado do estudo dos parâmetros da fonte sísmica e da modelação utilizando a aproximação de fonte extensa. Os dados empregues foram, respectivamente, de longo período da rede GDSN, para o caso do sismo de 1 de Janeiro de 1980 e de Banda larga, para os sismos de 27 de Junho de 1987 e 9 de Julho de 1998. No caso do sismo de 1998, serão mostrados os resultados do emprego do método das funções empíricas de Green, através da utilização dos registos da estação CMLA (Chão da Macela em S. Miguel).

5.1 Mecanismos focais em Portugal Continental

Uma das principais dificuldades no estudo dos mecanismos focais no nosso território Continental reside no desfavorável posicionamento das estações da Rede Nacional face à localização dos epicentros. Este facto contribui para uma má cobertura azimutal e, consequentemente, para os elevados erros na localização e nos parâmetros do mecanismo; este problema assume especial relevo em eventos cujos epicentros se localizam na zona oceânica adjacente ao território português. Pretendendo a obtenção de soluções com razoável grau de confiança, foram fixados dois critérios de selecção que minimizam a influência dos problemas já referidos: o critério da magnitude mínima ($M \geq 4,0$); o critério do número mínimo de polaridades ($N \geq 15$).

Da aplicação destes critérios à bases de dados (Sousa e Martins, 1992; Senos et al., 1995) e a boletins sísmicos do IM resultou a escolha de um conjunto de seis eventos. A estes juntaram-se dois que, apesar de não se encontrarem dentro dos critérios de selecção, apresentam algumas características que tornam útil o seu emprego na interpretação sismo-tectónica da zona em estudo: o sismo de 19 de Janeiro de 1997, com epicentro na zona de Évora, por apresentar uma boa cobertura azimutal (Borges et al., 1999; Borges et al.,

Ev. N ^o	data	Lat(^o N)	Lon(^o E)	Prof(km)	Mag.(Ml)
6	13-11-1980	39,3	-11,7	15	4,0
12	08-04-1989	39,3	-8,9	12	4,7
13	23-09-1989	38,3	-8,6	25	4,0
14	02-11-1988	36,8	-8,7	40	4,5
17	16-02-1993	36,6	-8,6	26	4,3
18	22-06-1993	36,4	-8,3	15	4,4
19	24-09-1994	36,7	-7,8	52	4,3
20	19-01-1997	38,7	-7,8	13	3,6

Tabela 5.1- Dados epicentrais dos sismos seleccionados em Portugal Continental e região Atlântica adjacente no período compreendido entre 1980 e 1997. Os epicentros encontram-se representados no mapa da figura 5.1.

2001) e o sismo de 13 de Novembro de 1980, porque, apesar do seu epicentro se localizar na margem ocidental do território de português, apresenta bons constrangimentos ao nível dos seus planos nodais. Na tabela 5.1 encontram-se representados os parâmetros epicentrais destes sismos.

A partir dos dados de polaridades destes sismos foram calculados os respectivos mecanismos focais através da utilização do programa MECSTA (secção 4.3.1). Na tabela (5.2) apresentam-se os parâmetros focais destes eventos (planos nodais e eixos P e T), bem como alguns parâmetros que permitem avaliar a fiabilidade das soluções, tais como, os erros associados aos planos, o número de polaridades utilizadas (N) e o *score* (S)²⁷. Na figura (5.2) apresentam-se as soluções de mecanismo focal dos sismos seleccionados onde é utilizada uma projecção do hemisfério inferior.

A análise dos mecanismos apresentadas permite-nos concluir que a generalidade das soluções é do tipo *deslizamento-horizontal*, ou *inversa* com uma componente do tipo *deslizamento-horizontal*. Exceptuam-se as soluções correspondentes aos eventos 12 e 13 cuja movimentação é do tipo *inverso* quase puro.

A fiabilidade das soluções é aferida a partir dos erros dos eixos P e T , do *score* (S) e do número de observações (N). Consideram-se como soluções de boa qualidade aquelas que

²⁷ Razão entre o número de polaridades consistentes com o mecanismo focal obtido e o número total de polaridades.

Ev. N ^o	Plano Nodal			Eixo P		Eixo T		N	S
	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$		
6	358±4	54±4	-11±6	323±4	32±5	221±6	18±4	12	1.0
12	191±3	75±6	79±6	290±8	29±4	86±13	59±5	30	1.0
13	21±2	46±8	82±4	117±10	1±6	214±7	84±5	15	0.8
14	180±40	75±20	8±43	135±32	5±36	43±22	16±37	15	0.9
17	17±12	33±21	34±26	326±25	22±28	202±52	54±3	24	1.0
18	37±13	62±19	40±16	159±21	4±13	230±54	48±10	25	1.0
19	274±8	70±10	126±11	338±14	17±15	226±16	51±8	29	1.0
20	101±8	59±9	172±11	322±13	17±7	61±14	27±7	15	1.0

Tabela 5.2- Parâmetros das soluções de mecanismo focal e respectivos erros. As soluções foram obtidas utilizando o programa FOCMEC.; ϕ , δ e λ são os parâmetros strike dip e slip, Φ e Θ são, respectivamente, os parâmetros azimute e mergulho dos eixos P e T.

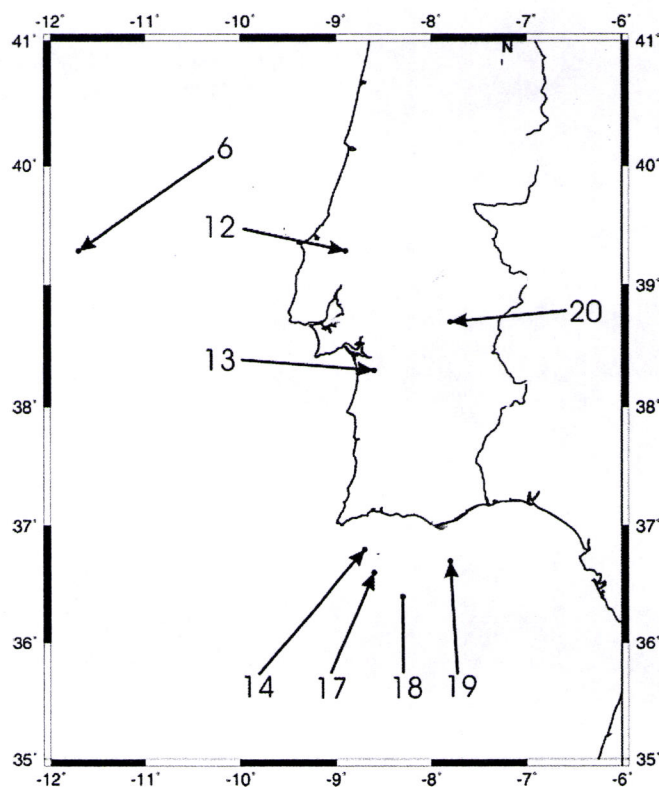


Figura 5.1- Epicentros dos sismos seleccionados, cujos parâmetros epicentrais se encontram na tabela 5.2.

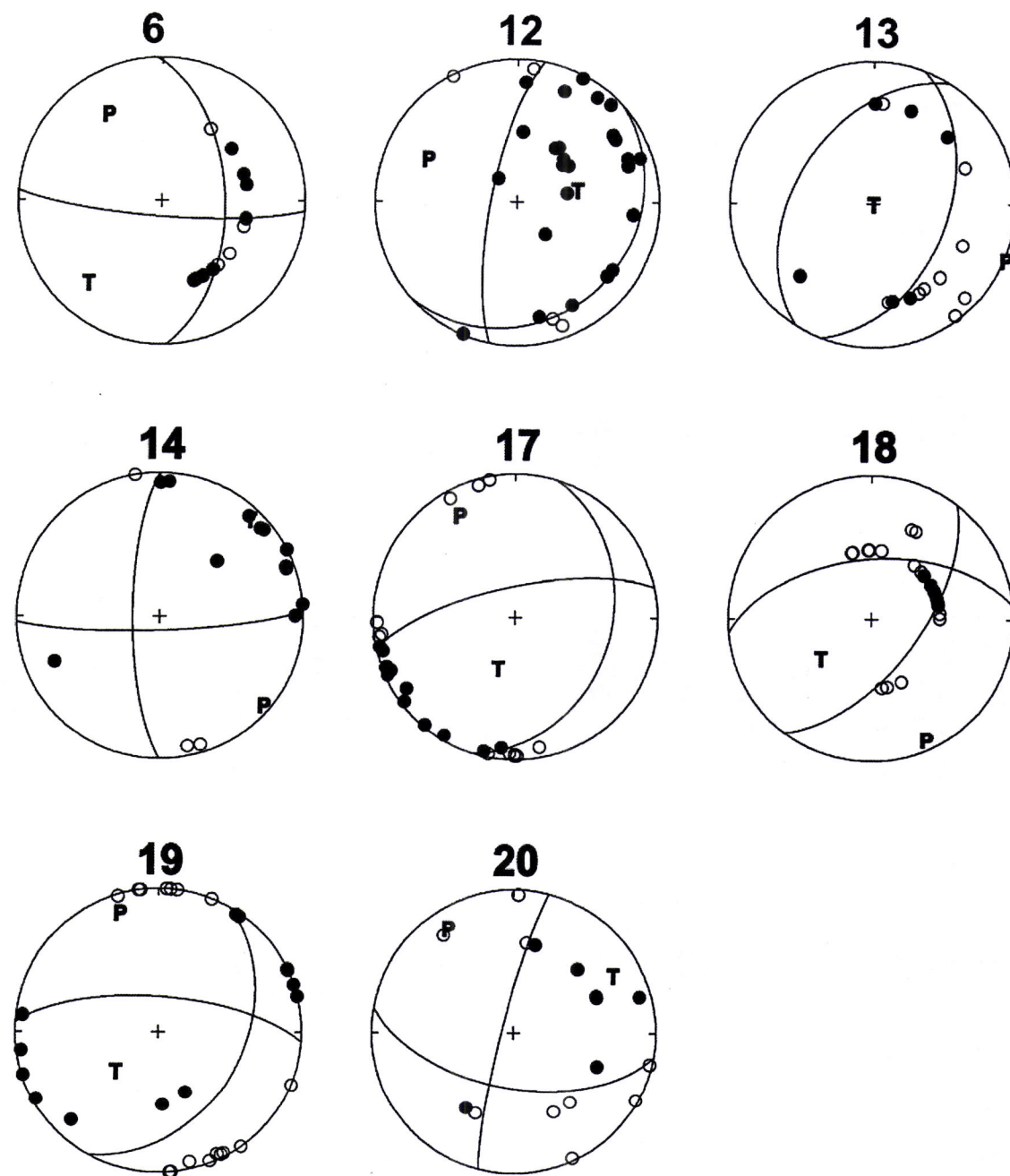


Figura 5.2- Soluções de mecanismo focal dos eventos seleccionados (projecção em igual área no hemisfério inferior); os círculos pretos e brancos correspondem, respectivamente, a compressões e dilatações.

apresentam erros dos parâmetros focais inferiores a 15° , score $S \geq 0,8$ e número de observações $N \geq 15$; os eventos 6, 12, 13, 19 e 20 cumprem estas condições, podendo pois ser considerados de boa qualidade. Os restantes eventos (14, 17 e 18) apresentam erros entre 16° e 54° que se devem à fraca cobertura azimutal. Apesar da reduzida fiabilidade do último grupo de soluções, estas serão introduzidas nas interpretações dado que a informação nelas contida, conjuntamente com a informação fornecida por outros indicadores de natureza geofísica e geológica, representam um contributo importante na caracterização da região em estudo.

5.2 Microsismicidade em Portugal Continental: A Região de Évora e do Algarve

No capítulo 2.1 foi discutida a importância das redes locais na caracterização da sismicidade e dos mecanismos de fonte, em particular para regiões de sismicidade reduzida a moderada como é o caso da região em estudo. Nesta secção serão analisados os resultados obtidos a partir de três redes locais: a rede de Évora, instalada na região de Évora entre 1997 e 1998, a rede Transfrontier, a funcionar no Algarve desde 1996 e a rede MOISIRE, a operar na região de Évora desde o início de 2002.

5.2.1 O sismo de Évora de 31 de Julho de 1998

Em 31 de Julho de 1998 ocorreu um sismo de magnitude 4 (mb) com epicentro localizado nas proximidades de Évora (figura 5.4). O sismo foi sentido em diversas localidades ao redor desta cidade, em particular em Arraiolos onde foi sentido com intensidade máxima V (segundo informação do boletim sísmico IM).

Em virtude da reduzida distância epicentral às estações da rede de Évora, foi possível estudar as réplicas deste sismos - algumas delas de magnitude $M_l=1,5$ - cuja distribuição

diária foi a seguinte: no primeiro dia registaram-se 22 réplicas, tendo este número descido para um valor médio diário de 3 nos dias seguintes. Uma análise detalhada da evolução da distribuição das réplicas nas primeiras sete horas após o sismo indicam uma evolução temporal (figura 5.3) que está de acordo com o que é previsto pela lei de Omori.

Este sismo foi registado com uma excelente razão sinal/ruído em todas as estações desta rede (consultar as figuras 2.7 e 2.11), no entanto, o registo desta estação saturou devido à reduzida distância epicentral da estação SANA e à sua baixa dinâmica (16 bits). Este evento foi também registado por um significativo número de estações da rede Portuguesa e Espanhola. Algumas das réplicas - as de maior magnitude - foram também registadas em, pelo menos, três estações desta rede, facto que permitiu a sua localização. Embora o número de réplicas tenha sido elevado, somente uma reduzida fracção destas foi localizada (figura 5.4); Este facto fica a dever-se a dois factores: a uma avaria na componente vertical da estação de JUST (estação que se encontra mais próxima do evento principal), que fez com que o número de detecções fosse inferior ao que seria de prever - dada a magnitude do sismo e proximidade epicentral à estação JUST - e devido ao grande afastamento da estação TGAD relativamente à região epicentral.

As localizações foram efectuadas com o programa HYPO (Havskov e Ottemöller, 2000), tendo por base um modelo local de velocidades obtido a partir de perfis de refração sísmica (Matias, 1996).

As réplicas localizáveis (figura 5.4) apresentam magnitudes compreendidas entre 1.5 e 1.9 (Ml) e as respectivas profundidades hipocentrais não excedem os 8 km.

5.2.1.1 Parâmetros da fonte

No cálculo dos parâmetros da fonte foram eliminados os registos das estações JUST e SANA: a primeira, devido à já mencionada deficiência da componente vertical e a segunda, por se encontrar saturada nesta mesma componente.

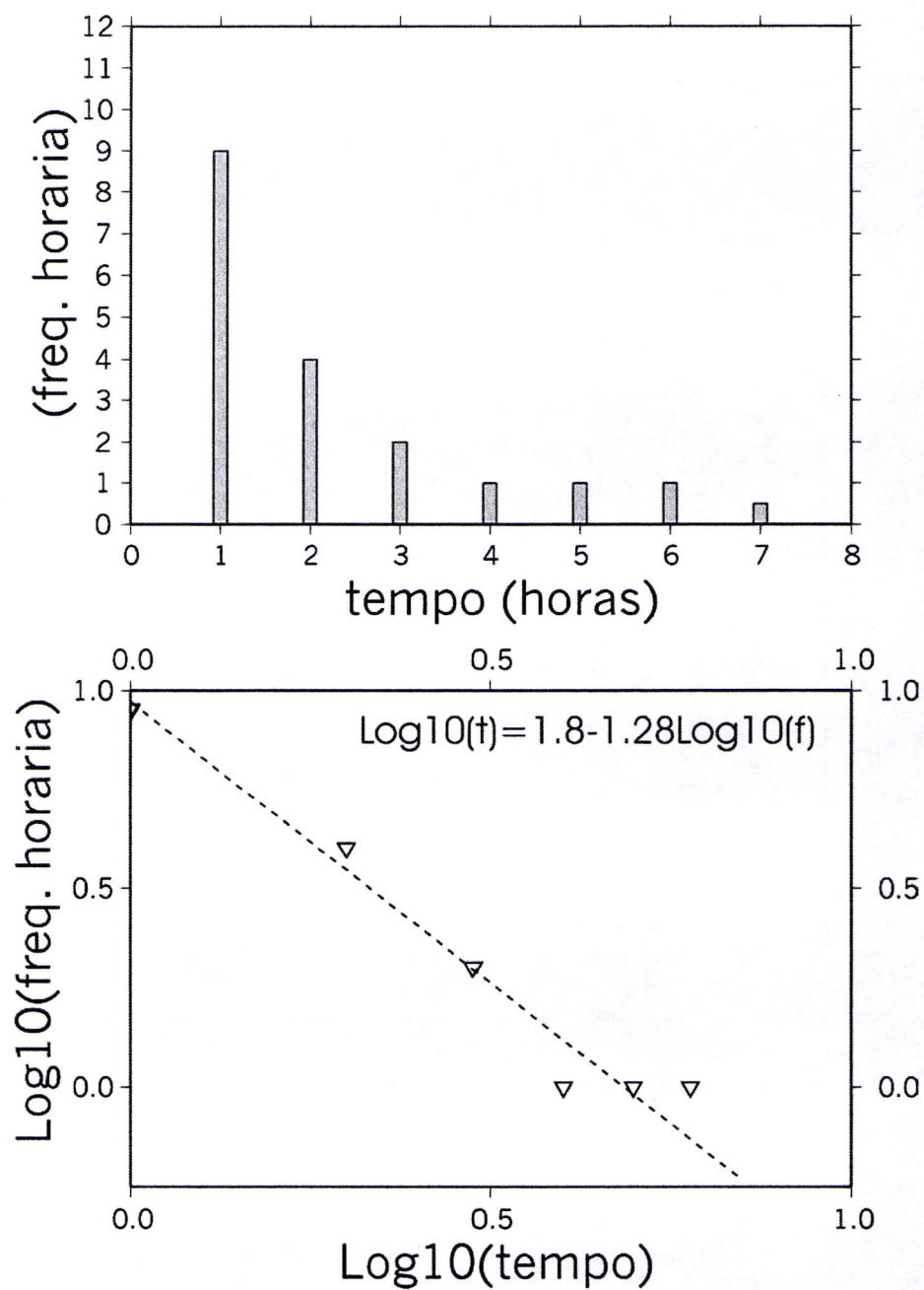


Figura 5.3- Em cima, frequência horária da réplicas do sismo de Évora de 31 de Julho de 1998. Em baixo, cálculo dos parâmetros da lei de Omori.

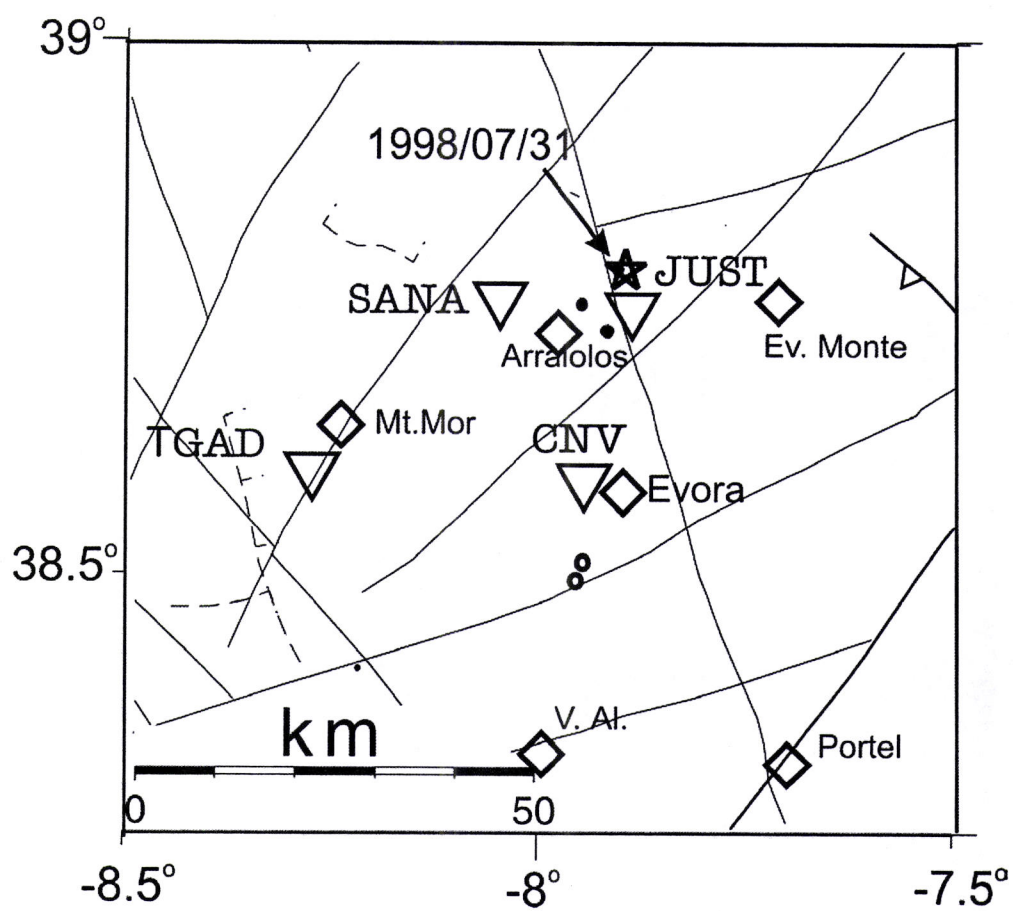


Figura 5.4- Epicentro do sismo de 31 de Julho de 1998 (estrela) e localização de algumas réplicas (círculo cheio).

Est-Comp	Dist(km)	Ω_0 (ms)	f_e (Hz)	M_0 (Nm)	Mw	r0(m)	$\Delta\sigma$ (Pa)
CNV-SHZ	38	4.0×10^{-5}	10.2	2.5×10^{15}	4.2	140	100×10^6
TGAD-SHZ	23	1.0×10^{-5}	9.8	1.0×10^{15}	4.0	180	77×10^6
MÉDIA	-	-	-	1.75×10^{15}	4.1	160	88×10^6

Tabela 5.3- Tabela com os parâmetros espectrais obtidos a partir da análise espectral dos registos obtidos nas estação CNV e TGAD (componente vertical)

Após a desconvolução do registo sísmico através da aplicação da função de transferência da estação, foi calculado o espectro do deslocamento recorrendo à transformada rápida de Fourier (FFT). Para tal foi seleccionada uma janela temporal de 2,5 segundos contados a partir do instante de chegada da onda (figura 5.5).

A partir das amplitudes das baixas frequências Ω_0 e da *frequência esquina* f_e obtida, como se ilustra na figura, pela medida directa da intersecção das assíptotas de baixa e alta frequência, foram calculados o momento sísmico M_0 utilizando a expressão (4.51), a queda de tensões estáticas $\Delta\sigma$ e a dimensão da ruptura r , recorrendo, respectivamente, às expressões (4.38) e (4.52) - baseadas no modelo de falha circular de Brune. A magnitude momento M_w foi determinada a partir do momento sísmico escalar M_0 utilizando a expressão (4.11) de (Hanks e Kanamori, 1979). Na tabela (5.3) apresentam-se os valores individuais obtidos a partir dos espectros dos registos das estações CNV e TGAD e os valores médios.

5.2.1.2 Mecanismo focal

A partir das polaridades lidas em registos efectuados nas estações das redes Nacional e de Évora, foi calculado o mecanismo focal utilizando dois métodos distintos: o primeiro, recorrendo ao programa FOCMEC integrado no pacote SEISAN (Havskov e Ottemöller, 2000), onde a inversão é obtida através de uma pesquisa sistemática de todas as soluções compatíveis com uma dada distribuição de polaridades; neste caso procuraram-se todas as soluções com um score igual a 1,0 (número de polaridades erradas para um dado modelo igual a zero) através de uma pesquisa do espaço de modelos (com um incremento

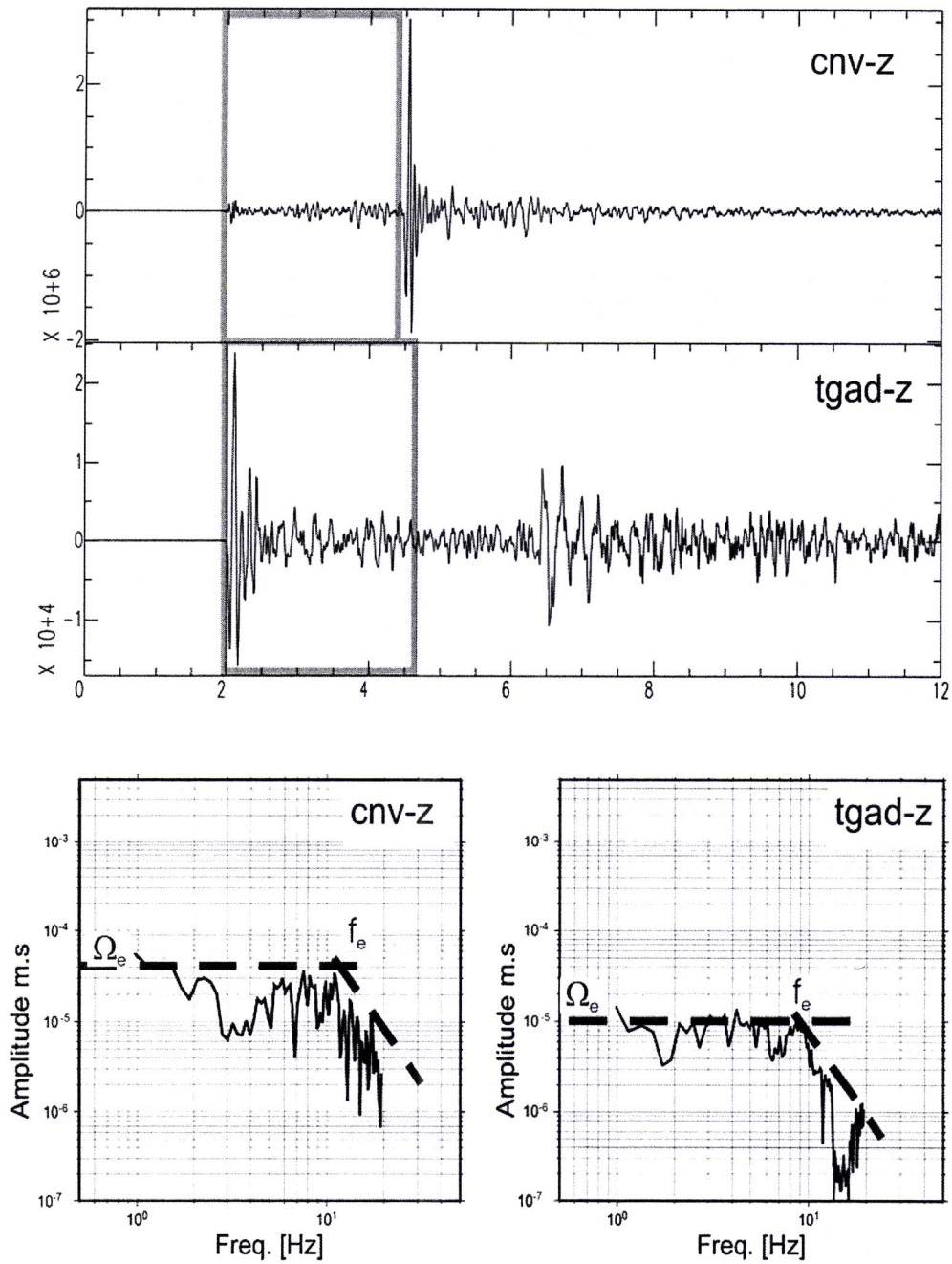
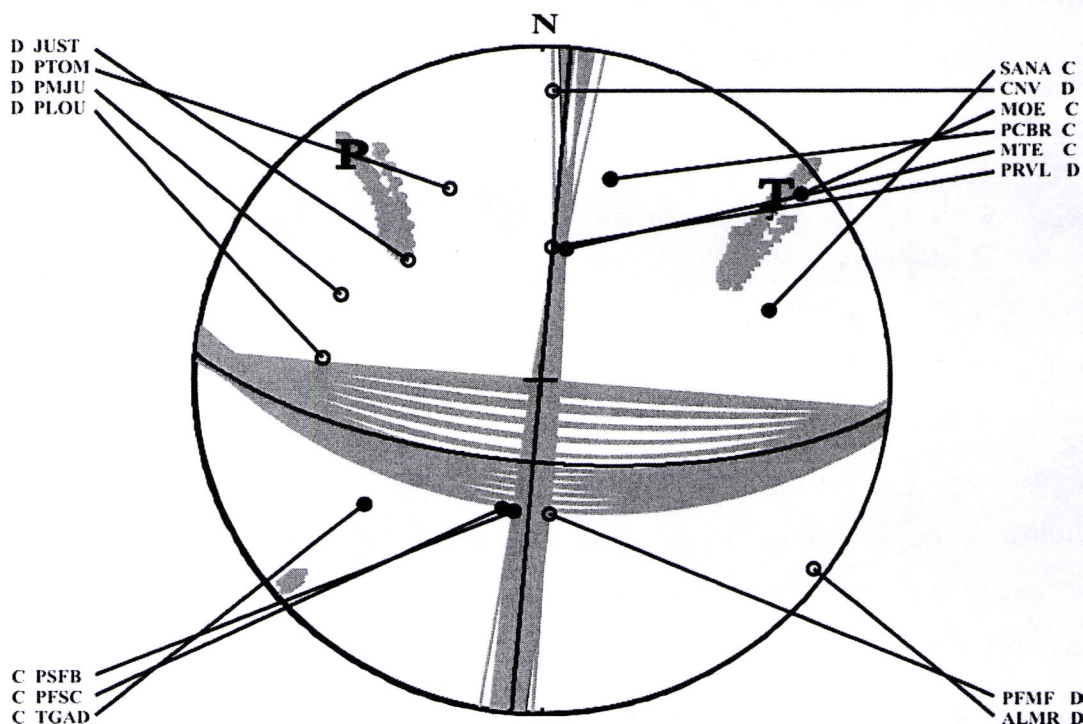


Figura 5.5- Registos verticais do sismo de 31 de Julho de 1998 (em cima) e respectivos espectros (em baixo) para as estações da rede de Évora CNV e TGAD.

Ev. N°	data	Lat($^{\circ}N$)	Lon($^{\circ}E$)	Prof(km)	Mag.(Ml)
21	31-07-1998	38,8	-7,9	5	4,0

Tabela 5.4- Dados epicentrais do sismo de 31 de Julho de 1998

Ev. N°	Plano Nodal			Eixo P		Eixo T		N	S
	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$		
21	95±2	70±5	180±3	318±8	14±1	52±9	14±2	15	1.0

Tabela 5.5- Parâmetros do mecanismo focal; ϕ , δ e λ são os parâmetros azimute, mergulho e deslizamento, Φ e Θ são os parâmetros a zimute e mergulho dos eixos P e T, respectivamente.**Figura 5.6-** Mecanismo focal do sismo de Évora de 31 de Julho de 1998. A cinzento o resultado da inversão obtido pelo programa FOMECC; as soluções obtidas são compatíveis com a distribuição de polaridades e resultam de uma exploração exaustiva do espaço de soluções com um incremento de $2,5^{\circ}$ nos parâmetros *azimute*, *mergulho* e *deslizamento*. A preto a solução obtida pelo programa MECSTA utilizando como solução inicial uma das soluções do programa FOCMECC. Nesta figura é utilizada a projecção do hemisfério inferior; os círculos pretos significam compressão e os círculos brancos dilatação.

nos parâmetros de 2,5 graus); no segundo passo, partiu-se de uma das soluções obtidas anteriormente e, utilizando o programa MECSTA, foi determinada a solução de máxima verosimilhança. O resultado destas duas etapas da inversão encontra-se ilustrado na figura (5.6) e e na tabela 5.5.

O mecanismo focal obtido é do tipo *deslizamento-horizontal*, com planos nodais orientados na direcção N-S e E-W e inclinações sub-vertical a vertical. O primeiro plano encontra-se bem constrangido em ambos os parâmetros (*azimute* e *mergulho*) devido a dois pares de polaridades quase nodais; o mesmo já não acontece com o plano de orientação E-W que possui uma elevada incerteza ao nível do parâmetro *mergulho*. Os eixos P e T apresentam-se bem constrangidos ao nível dos seus azimutes, embora apresentem erros elevados na sua inclinação.

5.2.2 O sismo de Montemor de 20 de Março de 2002

No dia 20 de Março de 2002 ocorreu um sismo de magnitude $M_I=3.8$ com epicentro a norte de Montemor, próximo da localidade de Mora (figura 5.7). Este sismo foi sentido em diversas localidades próximas da zona epicentral, em particular na vila de Arraiolos com intensidade III/IV (Informação IM). A magnitude e proximidade deste evento possibilitaram a obtenção de um conjunto registos digitais, de boa qualidade, da Rede Sismográfica Nacional. A estas estações juntaram-se os dados registados em três estações da rede escolar de Évora (rede MOISIRE).

5.2.2.1 Parâmetros da fonte

No cálculo dos parâmetros da fonte foram utilizados os dados de cinco estações da Rede Nacional: as estações PTEO, PCBR, PTOM, PBE e PLOU, cujos registos apresentavam melhor qualidade. Apesar da boa qualidade de registo, as estações da rede MOISIRE não foram empregues neste cálculo devido à sua baixa taxa de amostragem (20 Hz).

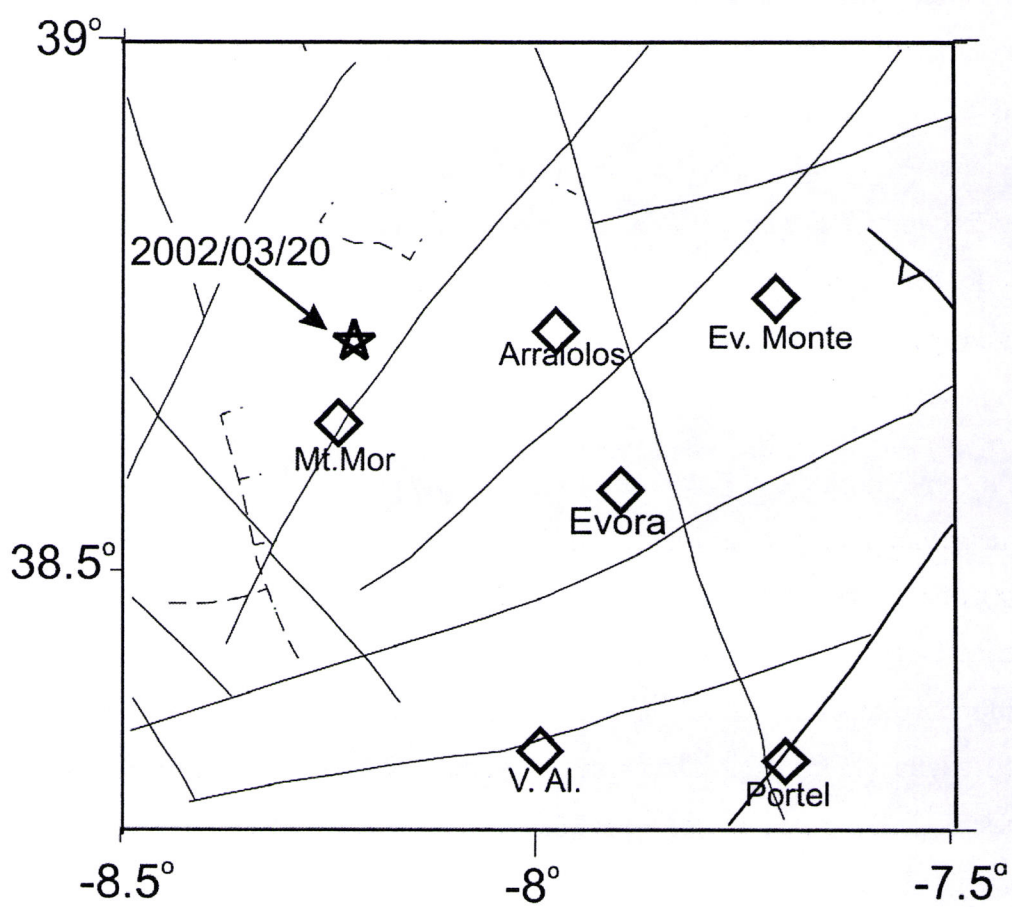


Figura 5.7- Epicentro do sismo de Montemor de 20 de Março de 2002.

Evento	$M_0(\text{Nm})$	M_w	$r_0(\text{m})$	$\Delta\sigma(\text{Pa})$
20-03-2002	$(2\pm 2)\times 10^{14}$	$3,5\pm 0,2$	280 ± 20	$(3\pm 5)\times 10^6$

Tabela 5.6- Tabela com os parâmetros espectrais obtidos a partir da análise espectral dos registos obtidos nas cinco estações da Rede Nacional (componente vertical)

Após a desconvolução dos registos horizontais e verticais, através da aplicação da função de transferência das estações, estes foram sujeitos a uma rotação para coordenadas próprias do raio sísmico de forma a possibilitar, para cada estação, a existência de duas componentes: uma vertical e outra transversal. Cada componente foi submetida a um corte com uma janela temporal de 2,5 s: no caso da componente vertical o corte foi efectuado a partir do instante de chegada das ondas P, enquanto que para a componente transversal este corte foi efectuado a partir do instante de chegada da onda SH. Para cada série, foi calculado o espectro do deslocamento, recorrendo à transformada rápida de Fourier. Na figura (5.8) podem ver-se dois exemplos deste espectro.

Tal como no caso anterior, determinou-se as amplitudes para baixas frequência Ω_0 e a frequência esquina f_e e partir destas calculou-se, recorrendo às expressões (4.51), (4.52) e (4.38), respectivamente, o momento sísmico escalar M_0 , a queda de tensões estáticas $\Delta\sigma$ e a dimensão r da fonte (raio de Brune). A magnitude momento M_w foi determinada a partir do momento sísmico escalar M_0 utilizando a expressão (4.11) de (Hanks e Kanamori, 1979). Na tabela (5.6) apresentam-se os resultados médios para o conjunto das cinco estações (do anexo B constam os espectros individuais para o conjunto de todas as estações e os respectivos cálculos). Assim, conclui-se que o momento sísmico produzido pela fonte é 2×10^{14} Nm, que corresponde a uma magnitude momento $M_w=3,5$, o raio da fonte é de 280 m e a queda de tensões na região focal é de 3×10^6 Pa.

5.2.2.2 Mecanismo focal

A partir destes registos e das suas nove polaridades bem distribuídas sobre a esfera focal, foi determinado o mecanismo focal utilizando o mesmo processo empregue para o sismo de

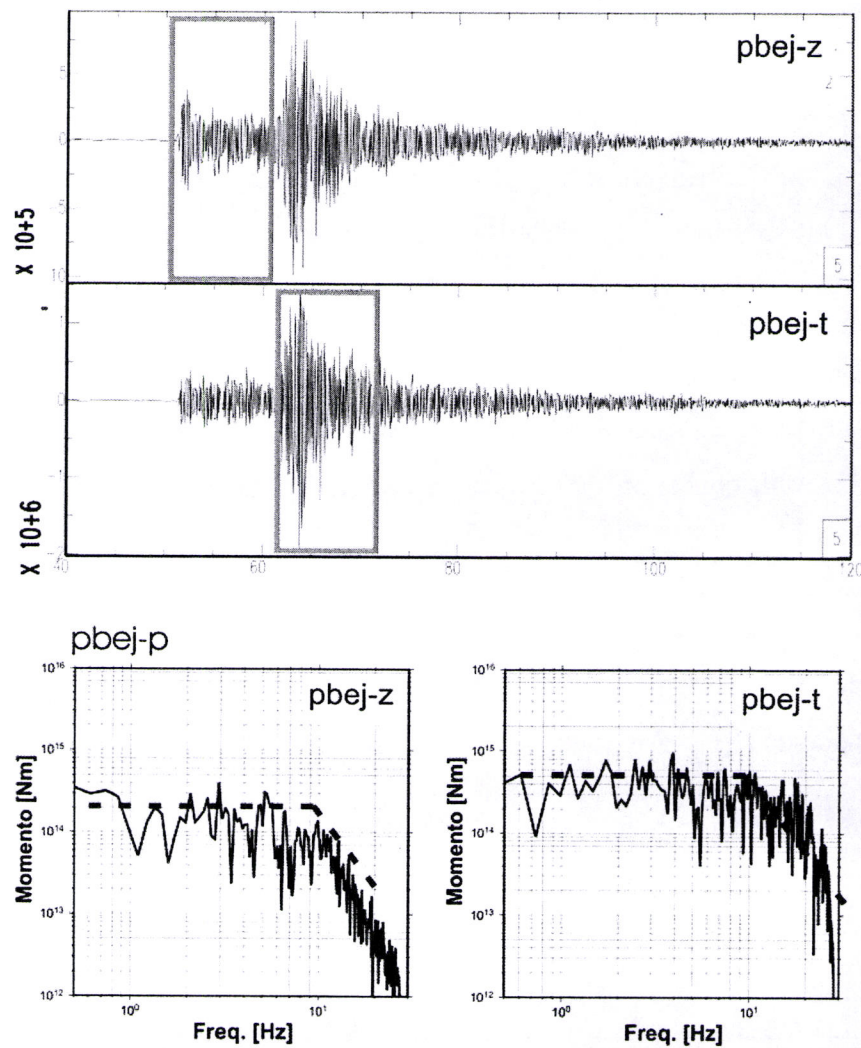


Figura 5.8- Exemplo de registo, para a estação PBEJ, das componentes vertical (z) e transversal (t) do sismo de Montemor de 20 de Março de 2002 e respectiva janela de corte utilizada. Em baixo amplitude espectral das mesmas componentes.

Ev. N ^o	data	Lat(^o N)	Lon(^o E)	Prof(km)	Magnitude(MI)
22	20-03-2002	38,71	-8,20	12,4	3,8

Tabela 5.7- Dados epicentrais do sismo de 31 de Julho de 1998

Évora de 1998. O mecanismo focal obtido, cujo resultado destas duas etapas da inversão se encontra na figura (5.9) e na tabela (5.7), é de falha *normal* com uma pequena componente do tipo *deslizamento-horizontal*. Apesar do número de polaridades ser reduzido, os planos nodais encontram-se bem constringidos e orientam-se nas direcções NS e WNW-ESE.

5.2.3 Região do Algarve

A sismicidade na região Algarvia caracteriza-se por uma distribuição, ao longo da faixa costeira continental e oceânica, de epicentros de fraca a moderada magnitude. Destaca-se ainda, pela elevada concentração de epicentros, a região do Maciço de Monchique.

A utilização da informação fornecida pela rede Transfrontier (RTF) permitiu localizar de forma mais precisa os epicentros e hipocentros dos sismos e baixou o limiar de detectibilidade rede. Deste modo, foi possível obter uma imagem mais clara e mais precisa da sismicidade da região Algarvia.

Esta rede, devido ao razoável volume de dados que fornece, contribuiu para um melhor caracterização da lei de Gutenberg-Richter (Fitas et al., 2000), para o refinamento dos modelos de propagação e da atenuação (Fitas et al., 2000 e Carrilho et al., 2003).

No estrito âmbito da fonte sísmica, a existência desta rede, a funcionar desde 1996 até à actualidade, favoreceu o aumento do número de dados disponíveis e melhorou significativamente a cobertura azimutal dos mesmos. Este facto possibilitou o cálculo, efectuado por Bezzeghoud et al., 2000 e Carrilho et al., 2003, de 17 mecanismos focais de magnitude compreendida entre 1,9 e 3,7 (figura 3.14) .

Apesar do elevado ruído apresentado pelos registos, foi também possível calcular outros

Ev. N ^o	Plano Nodal			Eixo P		Eixo T		N	S
	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$		
22	170±5	70±5	53±7	122±5	51±7	234±9	17±5	9	1,0

Tabela 5.8- Parâmetros das soluções de mecanismo focal obtidas; ϕ , δ e λ são os parâmetros azimute, mergulho e deslizamento, Φ e Θ são os parâmetros azimute e mergulho dos eixos P e T, respectivamente.

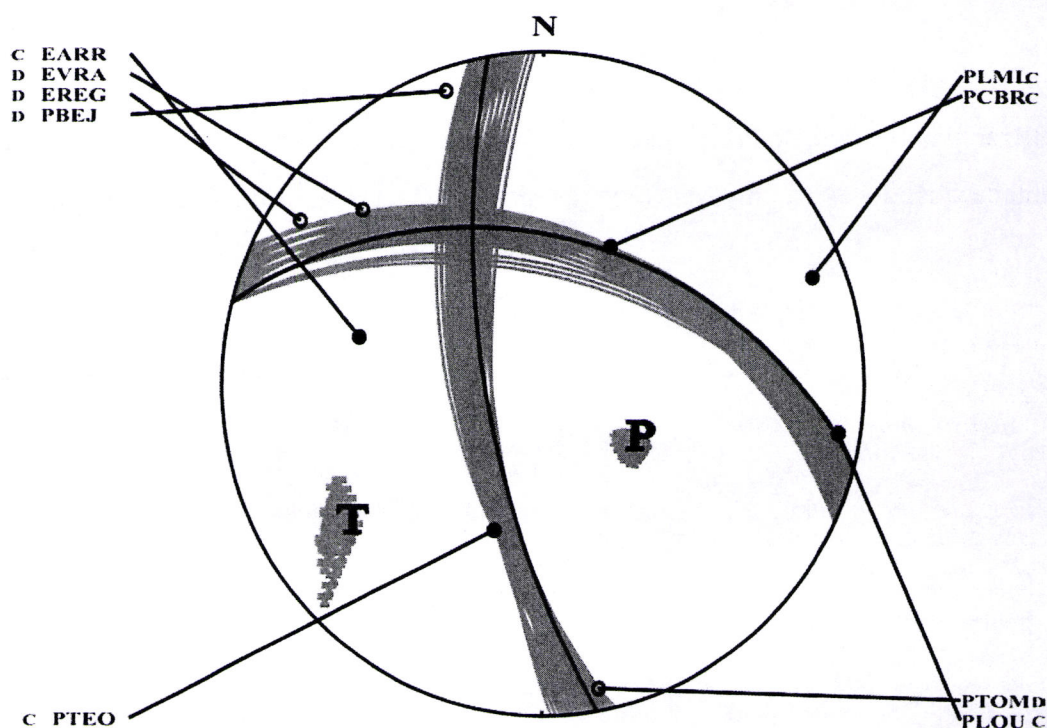


Figura 5.9- Mecanismo focal do sismo de Montemor de 20 de Março de 2002. A cinzento o resultado da inversão obtido pelo programa FOMECC; as soluções obtidas são compatíveis com a distribuição de polaridades e resultam de uma exploração exhaustiva do espaço de soluções com um incremento de 2,5° nos parâmetros *azimute*, *mergulho* e *deslizamento*. A preto a solução obtida pelo programa MECSTA utilizando como solução inicial uma das soluções do programa FOCMEC. Nesta figura é utilizada a projecção do hemisfério inferior; os círculos pretos significam compressão e os círculos brancos dilação.

parâmetros da fonte sísmica (momentos sísmicos, dimensões da fonte, queda de tensões). Em seguida serão apresentados alguns resultados do cálculo destes parâmetros de fonte.

5.2.3.1 Parâmetros espectrais da fonte sísmica.

Os registos efectuados pelas estações da rede RTF apresentam em geral uma elevada razão sinal/ruído, que se deve, em grande parte, ao tipo de transmissão de dados entre a estação e a estação central PFFO - transmissão analógica sujeita a todo o tipo de interferência do espectro Hertziano. Exceptuam-se os sismos de magnitude mais elevada embora, devido à baixa dinâmica de digitalização (dinâmica de 12 bits), possa ocorrer saturação em estações próximas do epicentro. Apesar destas limitações não serem críticas quando se pretende localizar sismos, ou calcular mecanismos focais através das polaridades, o mesmo já não acontece quando os cálculos envolvem um tratamento digital da forma da onda. Com efeito, o estudo dos parâmetros da fonte sísmica obriga ao cálculo do espectro do sinal; somente dados que disponham de boa razão sinal/ruído na gama espectral de interesse podem ser utilizados. Este factor condiciona fortemente a quantidade e qualidade de dados disponíveis no estudo da fonte.

No presente trabalho, para o cálculo dos parâmetros espectrais da fonte sísmica foram seleccionados somente os eventos possuidores de registos com boa relação sinal/ruído, com frequências de esquina bem definida e com registo na estação PFFO (estação central com registo tri-axial isenta de transmissão analógica de dados) (Bezzeghoud et al , 2000).

Na figura (5.10) pode ver-se o exemplo do espectro de uma das estações desta rede, onde se constata a existência de uma boa relação sinal/ruído e uma boa definição da *frequência esquina* (f_e). Com base nas assimptotas de baixa e alta frequência foram determinados, respectivamente, a *frequência esquina* f_e e o nível das baixas frequências Ω_0 . O mesmo cálculo foi realizado para um conjunto de eventos deste 1996-1998 (consultar tabela 5.9). A partir da metodologia exposta no terceiro capítulo, considerando os valores de veloci-

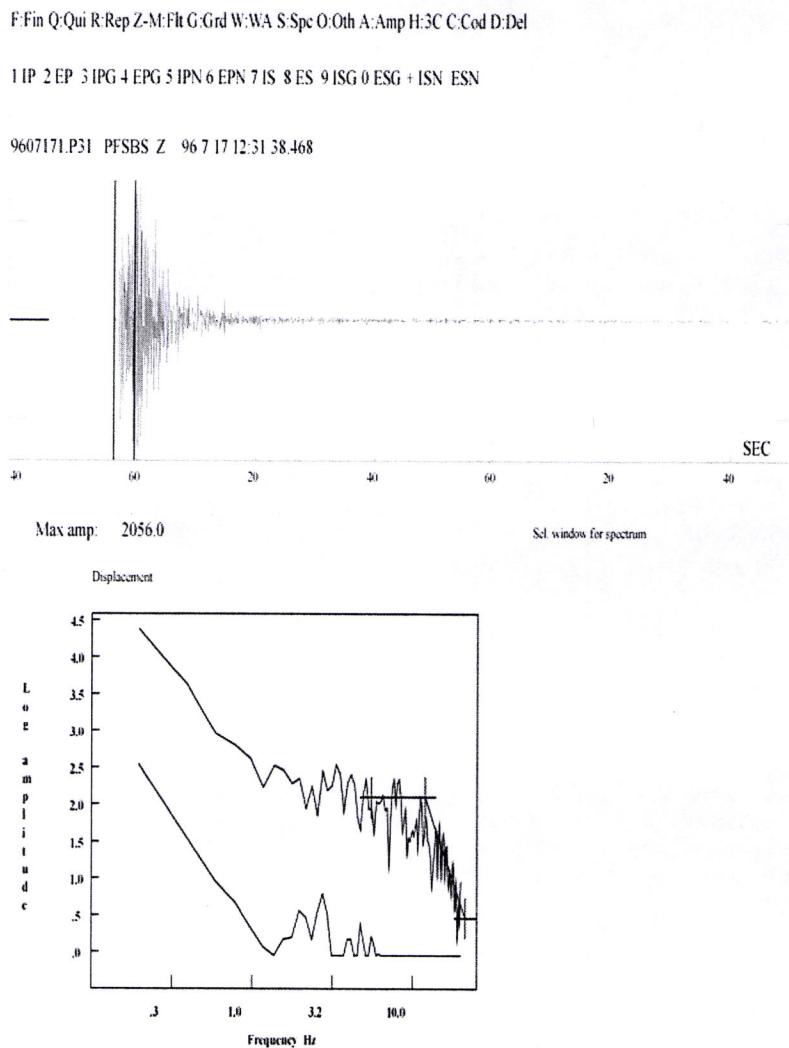


Figura 5.10- Exemplo do espectro do sismo de 17 de Julho de 1996 a partir do registo efectuado pela estação PFSB da rede TRANSFRONTIER .

DATA	f_e (Hz)	r_o (km)	M_w	$\Delta\sigma$ (MPa)	$M \times 10^{11}$ (Nm)
1996-04-23	13.0	0.13	2.25	6.9	29.5
1996-05-05	16.3	0.1	2.1	9.56	20.0
1996-05-20	11.45	0.14	2.3	8.92	22.5
1996-05-30	11.86	0.13	2.2	4.4	7.95
1996-07-09	11.85	0.135	1.9	1.5	17.7
1996-07-17	13.63	0.11	2.0	3.7	12.8
1996-08-08	13.97	0.115	2.3	9.2	88.2
1996-08-30	15.4	0.1	2.2	8.6	20
1997-06-11	11.3	0.15	2.6	19.7	100
1997-07-01	9.8	0.16	2.5	8.0	79
1997-10-02	8.0	0.2	2.8	13.7	300
1998-02-02	16.0	0.096	1.4	0.66	1.36
1998-02-08	15.2	0.1	2.01	5.13	13.59
1998-02-10	11.9	0.13	1.7	0.09	3.98
1998-02-14	14.7	0.11	1.6	1.33	2.99
1998-02-21	18.6	0.083	1.43	1.4	1.85
1998-03-04	15.2	0.11	2.56	33.28	79.43
1998-03-28	17.4	0.083	1.45	1.15	1.78
1998-04-24	13.7	0.11	2.36	11.94	41.7
1998-05-25	16.3	0.097	1.95	5.9	10.4
1998-05-29	14.1	0.11	2.15	7.17	21.13
1998-05-30	18.2	0.09	1.5	1.9	2.51
1998-06-08	14.7	0.12	2.4	16.7	50.12
1998-08-09	17.3	0.093	1.47	1.23	2.0
1998-10-01	16.5	0.097	1.4	0.87	1.59
1998-10-24	20.56	0.08	1.8	6.06	6.3
1998-11-12	16.8	0.097	2.07	10.3	15.84
1998-11-20	16.1	0.09	1.37	4.63	3.77
1998-12-09	12.5	0.137	2.53	15.9	68.12

Tabela 5.9- Parâmetros de fonte de eventos com epicentro no Algarve entre 1996 e 1998. Cálculos baseados nos dados da rede TRANSFRONTIER.

dade das ondas P para a região focal e os parâmetros de atenuação inelástica obtidos por (Fitas et al., 2000) para a região e aplicando o modelo de falha circular de Brune (expressões (4.51), (4.52) e (4.38), obteve-se um conjunto de parâmetros da fonte (momento sísmico escalar (M_0), queda de tensões $\Delta\sigma$ e dimensão da ruptura r , cujos valores médios, para cada evento, são apresentados na tabela (5.9).

5.3 O sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909

O último sismo histórico sentido com maior intensidade no território de Portugal foi o sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909. Este evento foi registado em Portugal por uma única estação: a de Coimbra (COI). Foi também registado em várias estações da rede mundial, no entanto só foi possível a obtenção de dados em condições de serem digitalizados, em duas estações: as estações Europeias de Upsala (UPP) e Estrasburgo (STR) (figura 5.11).

A estação de Upsala encontra-se a funcionar desde 1909 e possuía, à altura, um sísmómetro Winchert com duas componentes horizontais orientadas nas direcções N-S e E-W. Os dados a que tivemos acesso apresentavam-se já digitalizados com uma frequência de amostragem de 4Hz.

O sismograma da estação STR foi obtido em papel e posteriormente digitalizado com uma frequência de amostragem de 2 Hz - digitalização realizada no Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (Teves-Costa et al., 1999). Tal como em UPP, o instrumento utilizado é um Winchert, no entanto só foi possível utilizar a componente E-W, visto ser a única a apresentar qualidade satisfatória de registo.

Com vista à determinação dos parâmetros da fonte deste sismo, foi calculado o espectro dos registos numa janela temporal de 200 s de comprimento contados a partir do instante de chegada das ondas S. A utilização do espectro das ondas S, ao invés das ondas P, justifica-se

Est.-Comp.	Dist(°)	Ω_0 (ms)	f_e (Hz)	M_o (Nm)	Mw	r_0 (km)	$\Delta\sigma$ (Pa)
STR-EW	14.7	0.7×10^{-4}	0.17	1.17×10^{18}	6.1	13.9	1.9×10^5
UPP-NS	25.9	0.7×10^{-4}	0.11	1.69×10^{18}	6.2	11.8	4.6×10^5
UPP-EW	25.9	1.0×10^{-4}	0.13	4.55×10^{17}	5.8	8.9	2.8×10^5
MÉDIA	–	–	–	1.10×10^{18}	6.0	11.5	3.1×10^5

Tabela 5.10- Tabela com os parâmetros espectrais do sismo de Benavente de 1909 obtidos a partir da análise espectral dos registos obtidos nas Estação de Upsala (UPP, componente N-S e E-W) e de Estrasburgo (STR, componente E-W)

pelo facto dos registos que se dispõe serem horizontais e portanto com maiores amplitudes nesta componente. Ao espectro obtido foi aplicada uma correcção instrumental: no caso da estação UPP, a correcção foi efectuada a partir da resposta do instrumento apresentada por (Lindhholm et al., 1997) e para o registo STR, a partir das constantes baseadas nas características instrumentais fornecidas pelo observatório de Estrasburgo²⁸.

Na figura (5.11) estão representados os espectros dos três sismogramas e na tabela (5.10) podem ver-se os parâmetros espectrais para dos respectivos registos. A partir das amplitudes das baixas frequência Ω_0 e da *frequência esquina* f_e obtida a partir do espectro, seguindo a metodologia já referida, foram calculados o momento sísmico M_o através da aplicação da expressão (4.51), a queda de tensões estáticas $\Delta\sigma$ e a dimensão da ruptura r , através das expressões (4.52) e (4.38) baseadas no modelo de falha circular de Brune. A magnitude momento M_w foi determinada a partir do momento sísmico escalar M_o utilizando a expressão (4.11) de (Hanks e Kanamori, 1979, Hanks e Kanamori (1979)). Os resultados finais deste cálculo, apresentados na tabela (5.10), indicam-nos que a falha tem um comprimento médio da falha é 11,5 km e a este evento está associada uma queda de tensões de $3,1 \times 10^5$ Pa. O momento sísmico escalar médio deste evento é $1,1 \times 10^{18}$ Nm, o que corresponde, através de (4.11), a uma magnitude momento $M_w=6,0$ ²⁹.

²⁸ Período próprio $T_o=8,3$ s, amplificação= 200 e amortecimento $\epsilon = 0,76$.

²⁹ Esta magnitude é significativamente inferior ao de (Martins e M. Victor, 1990) obtido a partir da intensidade máxima sentida (MI=7.6) e muito próximo daquele calculado por (Ambraseys e Free, 1997) (Ms=5.9) ou por (Karnik, V.) (Mb=6.6).

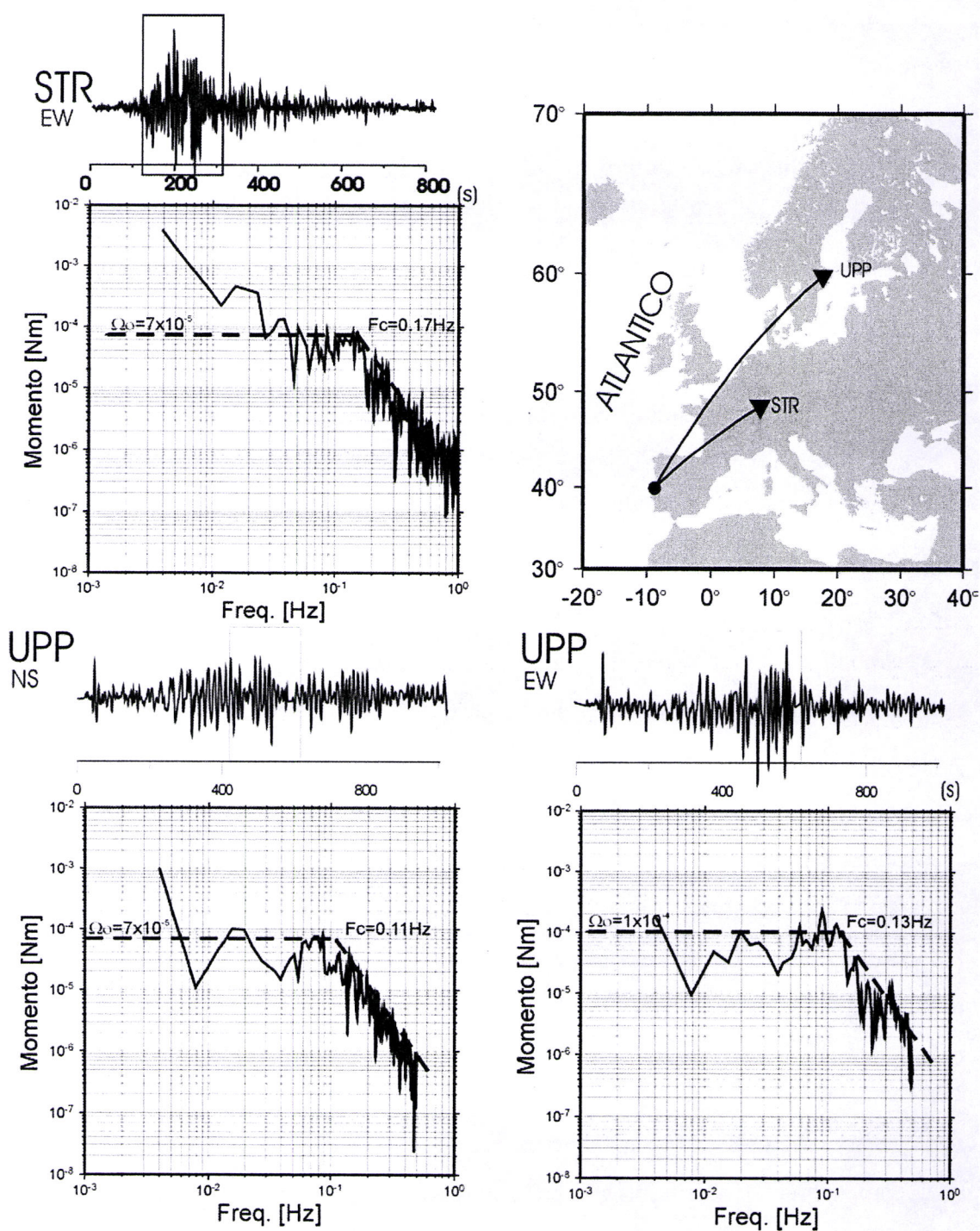


Figura 5.11- No canto superior direito encontra-se localizado o epicentro do sismo de Benavente de 23 de Abril de 1969 e das estações sísmicas utilizadas no cálculo dos parâmetros da fonte. As restantes imagens correspondem aos sismogramas utilizados (estação UPP, componentes N-S e E-W e estação STR, componente E-W) e respectivos espectros do deslocamento.

5.4 Fonte sísmica na Região dos Açores

Nos últimos 20 anos ocorreram nos Açores três eventos de magnitude superior ou igual a 6 que possibilitaram o seu registo em estações da rede mundial, situadas a distâncias telesísmicas (figura 5.12):

1. O sismo de 1 de Janeiro de 1980 de magnitude $M_s=7,1$ (informação fornecida por ISC), com epicentro entre as ilhas da Terceira e S. Jorge, cujo efeitos destruidores foram bastante acentuados (consultar anexo D). Este sismo foi registado pela rede WWSSN e os seus dados permitiram inúmeros estudos de entre os quais se destacam, pela sua importância no domínio da fonte sísmica, os trabalhos de Hirn et al., 1980; Buforn et al., 1983; Buforn et al., 1988 e Grimison e Chen, 1988). Presentemente encontram-se disponíveis os dados registados na rede digital GDSN, a partir dos quais nos baseamos para fazer o estudo da fonte deste sismo.
2. O sismo de 27 de Junho de 1997, com magnitude $M_w=5.8$ (informação USGS/NEIC) e com epicentro próximo da região do Banco D. João de Castro (figura 5.12). Este sismo produziu um conjunto significativo de bons registos em estações da rede mundial.
3. O sismo de 9 de Julho de 1998, de magnitude $M_w=6.2$ (informação USGS/NEIC) com epicentro a 8 km da Ilha do Faial (figura 5.12). Devido à sua magnitude este sismo foi registado em excelentes condições pela rede mundial.

Estes eventos apresentam a seguinte característica comum: foram os três primeiros sismos com epicentro na região dos Açores que, em virtude da sua magnitude e data de ocorrência, foram registados no formato digital, em estações da rede mundial, a distâncias telesísmicas. O sismo de 1980 aconteceu numa época em que já se encontravam em funcionamento as estações sismográficas digitais da rede *Global Digital Sismological Network* (GDSN) e os eventos de 1997 e 1998 ocorrem num período em que a rede mundial de estações *de banda larga* atinge uma cobertura global e qualidade significativas, possibilitando, através dos registos gerados pelas suas estações, a modelação da fonte de sismos

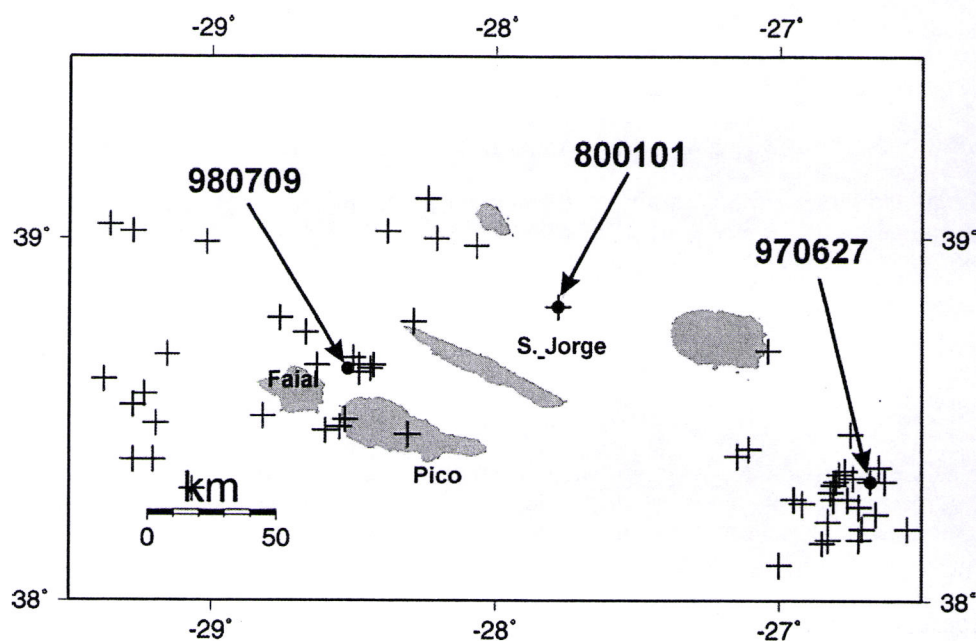


Figura 5.12- Epicentros dos sismos do Arquipélago dos Açores estudados a partir das inversões das formas de onda.

DATA	ORIGEM	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$M_o(Nm)$	M_w
1980/01/01	HARV	241	67	-171	$2,8 \times 10^{19}$	6,9
1997/06/27	HARV	301	35	-111	$7,4 \times 10^{17}$	5,9
	USGS	142	75	-76	$8,9 \times 10^{17}$	5,9
	ERI	128	39	-85	$5,0 \times 10^{17}$	5,7
	FM	119	38	-73	-	-
1998/07/09	HARV	241	78	179	$2,0 \times 10^{18}$	6,1
	USGS	152	90	13	$2,5 \times 10^{18}$	6,2
	ERI	245	69	-171	$1,4 \times 10^{18}$	6,0
	FM	139	85	11	-	-

Tabela 5.11- Mecanismos focais fornecidos pelas diferentes instituições internacionais (Harvard, USGS e ERI, bem como os parâmetros obtidos por inversão das polaridades registadas em estações tele sísmicas (E. Buforn, informação pessoal).

de magnitude moderada a elevada (consultar secção 2.1).

No capítulo 3 foram apresentados alguns resultados de estudo da fonte sísmica para os Açores, contudo, nenhum destes trabalhos se baseou em dados directamente registados no formato digital. Por outro lado, ao contrário do que acontece no presente trabalho, as anteriores abordagens subordinadas ao tema da fonte sísmica nos Açores, foram feitas tendo por base modelos de fonte pontual. No sentido de colmatar esta lacuna do conhecimento sobre a fonte sísmica nesta região do globo, foi realizado o estudo destes três sismos (indicados na figura 5.12), cujos dados epicentrais são apresentados na tabela (5.11).

5.4.1 O sismo de 1 de Janeiro de 1980

O sismo de 1 de Janeiro de 1980 é o segundo maior evento do século XX ocorrido na região dos Açores (o primeiro, de igual de magnitude, apresenta epicentro a este deste sismo, já muito próximo do início da falha da Glória (Buform et al., 1988)). A sua fonte foi já objecto de diversos estudos e os resultados obtidos são pormenorizadamente apresentados na secção 5.4 e no anexo C - o seu mecanismo focal foi estudado por Buform et al. (1983) e Buform et al. (1988), o mecanismo compósito foi feito por Hirn et al., 1980, a partir das réplicas deste evento e a sua fonte foi modelada por Grimison et al. (1988).

Neste capítulo pretende-se contribuir para uma caracterização mais detalhada da fonte, considerando-a com dimensões e modelando-a como uma distribuição de fontes pontuais distribuídas sobre um plano de falha. Na concretização deste objectivo foram utilizados os dados da rede GDSN nas suas componentes P vertical e SH.

Uma vez que se utilizam dados de longo período, devido à baixa resolução facultada por estes dados, não é possível obter uma boa discriminação e identificação de sub-eventos no processo de ruptura. No sentido de ultrapassar esta dificuldade, foram utilizados os registos verticais de curto período da rede GDSN (a única componente de curto período

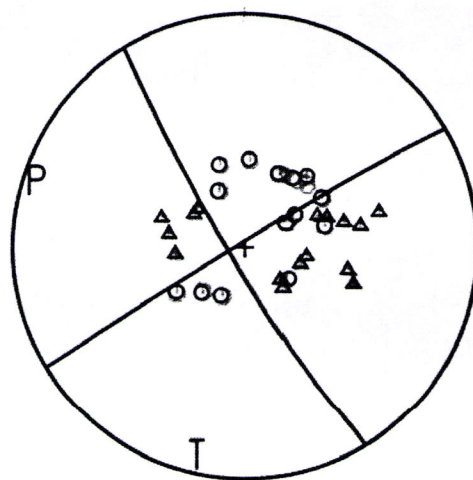


Figura 5.13- Mecanismo Focal do sismo de 1 de Janeiro de 1980 obtido pela utilização do programa MECSTAS (Bufoorn e at al., 1988).

disponível) na confirmação dos resultados obtidos por inversão.

5.4.1.1 Modelação da forma da onda

Para modelar a fonte do sismo de 1980 recorreremos à metodologia de Kikuchi e Kanamori (1991), tal como foi exposta na secção (4.3.2). O primeiro passo consiste no estabelecimento de um modelo de falha rectangular sobre a qual se define uma malha, na qual se fixaram os parâmetros indicados nas tabelas 5.13 e 5.14:

1. Considerou-se uma falha plano com um azimute de 149° e uma inclinação de 85° dado pelo mecanismo focal 5.13 (escolheu-se o plano com orientação NNW-SSE coincidente com a distribuição epicentral das réplicas (Hirn et al., 1980).
2. O comprimento da falha foi fixado em 100 km - um sismo de magnitude 6,9 pode estar associado a uma falha com este comprimento - e a largura em 10 km, garantindo que, dada a inclinação do plano de falha (85°), a projecção do seu bordo inferior não ultrapassa a profundidade de 11 km que corresponde aproximadamente à descontinuidade da Moho.
3. Sobre a falha foi fixada uma malha rectangular com um passo ao longo da largura de $dK=2,5$ km e ao longo do comprimento de $dL=5$ km. A origem do referencial foi fixada no nó (3, 10).

Foram utilizados dados de longo período de sete estações da rede GDSN com distâncias epicentrais compreendidas entre 32° (estação KONO) e 74° (estação KAAO). Os dados originalmente encontravam em unidades de contagem com 1s de intervalo de amostragem; Após a rotação das componentes horizontais obtiveram-se 6 componentes P verticais e 6 componentes SH, que foram utilizadas na inversão.

As funções de Green do meio foram geradas de acordo com a malha vertical previamente definida e tendo em conta um modelo de velocidade adequado para a região (tabela 5.12); estas funções de Green foram convoluídas com as respostas dos respectivos instru-

1980/1997		1998	
prof.(km)	V _p (kms)	prof.(km)	V _p (km/s)
2,5	4	2,5	4,1
5,0	5,9	5,0	5,9
11,0	6,1	11,0	6,2
14,0	7,3	14,0	7,3
17,0	7,5	17,0	7,5
20,0	8,2	20,0	8,3

Tabela 5.12- Tabela com os modelos de velocidade empregues na inversão dos sismos de 1980, 1997 e 1998.

mentos, por forma a torna-las compatíveis com os sismogramas reais.

Após diversos testes optou-se pela utilização de um comprimento de registo de 60 s. A escolha do número de sub-eventos e as características da FTF obedeceram, também, a diversos testes, nos quais foram empregues dois critérios: o critério da simplicidade da fonte e critério do erro quadrático mínimo. Os resultado conduziram à adopção de duas fontes pontuais com FTF triangular, com um tempo de formação de 2 s e duração de 4 s.

Os resultados finais da inversão, que constam da figura (5.14) e da tabela (5.15), consistem em dois mecanismos de deslizamento horizontal: o primeiro, de maior momento sísmico ($M_0=16.75 \times 10^{18} \text{Nm}$), encontra-se a 5 km de profundidade e corresponde a uma solução muito próximos da solução de mecanismo focal (figura 5.13); o segundo, com o mesmo tipo de mecanismo, embora com deslizamento em sentido oposto ao primeiro, tem momento sísmico inferior ao primeiro ($M_0=7.82 \times 10^{18}$) e localiza-se a uma profundidade de 7 km.

Na figura (5.15) comparam-se os sismogramas teóricos, calculados com base no modelo final (traço fino) com os sismogramas reais (traço espesso); constata-se que o ajuste entre os sismogramas reais e sintéticos é bom, quer em amplitude, quer na forma da onda.

Dado os conteúdo em frequência dos registos digitais de longo período, e apesar do momento sísmico de cada sub-evento ser elevado, a capacidade de discriminação entre os sub-eventos é reduzida. Contudo, a possibilidade da existência dos dois sub-eventos

EVENTO	nt	dt(s)	H0(km)	dk(km)	Nk	k0	Dip(°)
01-01-1980	128	1	7	2.5	5	3	85
27-06-1997	256	0,1	7	2.5	5	3	45
09-07-1998	512	0,1	5	1	5	3	83

Tabela 5.13- Tabela com os parâmetros utilizados na geração das funções de Green

EVENTO	nt	vr(m/s)	L0(km)	dL(km)	NI	Az(°)
01-01-1980	60	3,0	10	5,0	20	149
27-06-1997	256	3,0	7	2,5	3	120
09-07-1998	512	3,0	5	1,0	3	153

Tabela 5.14- Parâmetros utilizados nas inversões

EVENTO	N	t(s)	x(km)	$\Phi(^{\circ})$	z(km)	M_o	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	rms
E1	1	1	0	149	-2,5	$16,75 \times 10^{18} (Nm)$	331	90	0	
E2	2	3	-10	149	2,5	$7,82 \times 10^{18} (Nm)$	345	90	180	
TOT						$24,5 \times 10^{18} (Nm)$	320	90	0	0,58

Tabela 5.15- Resultados da inversão dos sismo de 1 de Janeiro de 1980.

Evento	$M_0(Nm)$	M_w	L(m)	$\Delta\sigma(Pa)$
01-01-1980	$(2,8\pm 0,3)\times 10^{19}$	$7,0\pm 0,1$	49 ± 9	$(5,3\pm 0,8)\times 10^5$

Tabela 5.16- Tabela com os parâmetros espectrais obtidos a partir da análise espectral dos registos obtidos nas 5 estações da Rede Nacional (componente vertical)

dada pela inversão pode ser confirmada através da análise das componentes verticais de curto período das estações GDSN³⁰. Com efeito, como se pode observar na figura (5.16), a chegada das fases P e pP de cada sub-evento é bastante clara. O cálculo da profundidade, feito a partir da diferença entre os tempos de chegada destas duas fases, coincide, grosso-modo, com os resultados da inversão.

5.4.1.2 Parâmetros espectrais da fonte

Com o objectivo de calcular os parâmetros da fonte do sismo de 1 de Janeiro de 1980 foi realizada a análise espectral dos registos de longo e curto período, a distâncias telesísmicas, nas suas componentes verticais (P vertical). Para tal foram seleccionados os melhores registos. Seguidamente, foram cortados de modo a formar uma série temporal com 512 pontos, submetidos à aplicação de um filtro suavizador do tipo *Hanning*, desconvolvidos a partir das respostas dos respectivos instrumentos e, finalmente, transformados para o domínio da frequência através da aplicação da transformada rápida de Fourier (de acordo com o procedimento apresentado no capítulo 3). A partir deste espectro construiu-se um gráfico bi-logarítmico de amplitude, para as componente de longo e curto período, respectivamente, numa gama de frequências inferiores e superiores a 0,1 Hz.

Aos valores da amplitude espectral foi aplicada a fórmula para o cálculo do momento sísmico (4.51). Na figura (5.17) pode ver-se um exemplo de espectro para a componente vertical da estação ANMO, no qual se identificam, claramente, as grandezas M_0 e f_c . Na tabela (5.16) encontram-se os valores médios do momento sísmico escalar M_0 , da magnitude momento M_w e do comprimento L da falha (considerando que a ruptura ocorre em

³⁰ As estações da rede GDSN possuem uma única componente de curto período - a componente vertical

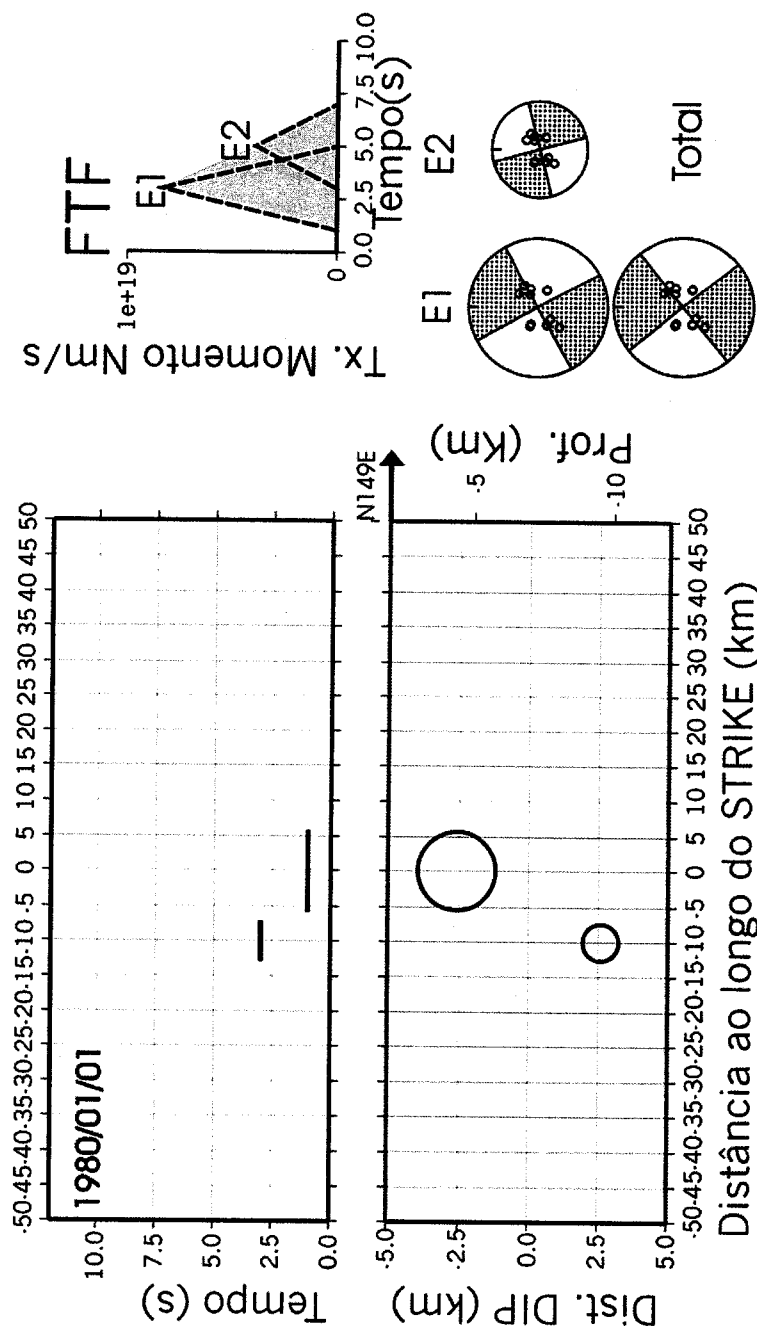


Figura 5.14- Resultados da inversão do sismo de 1 de Janeiro de 1980; distribuição espaço-temporal de sub-eventos e mecanismos focais.

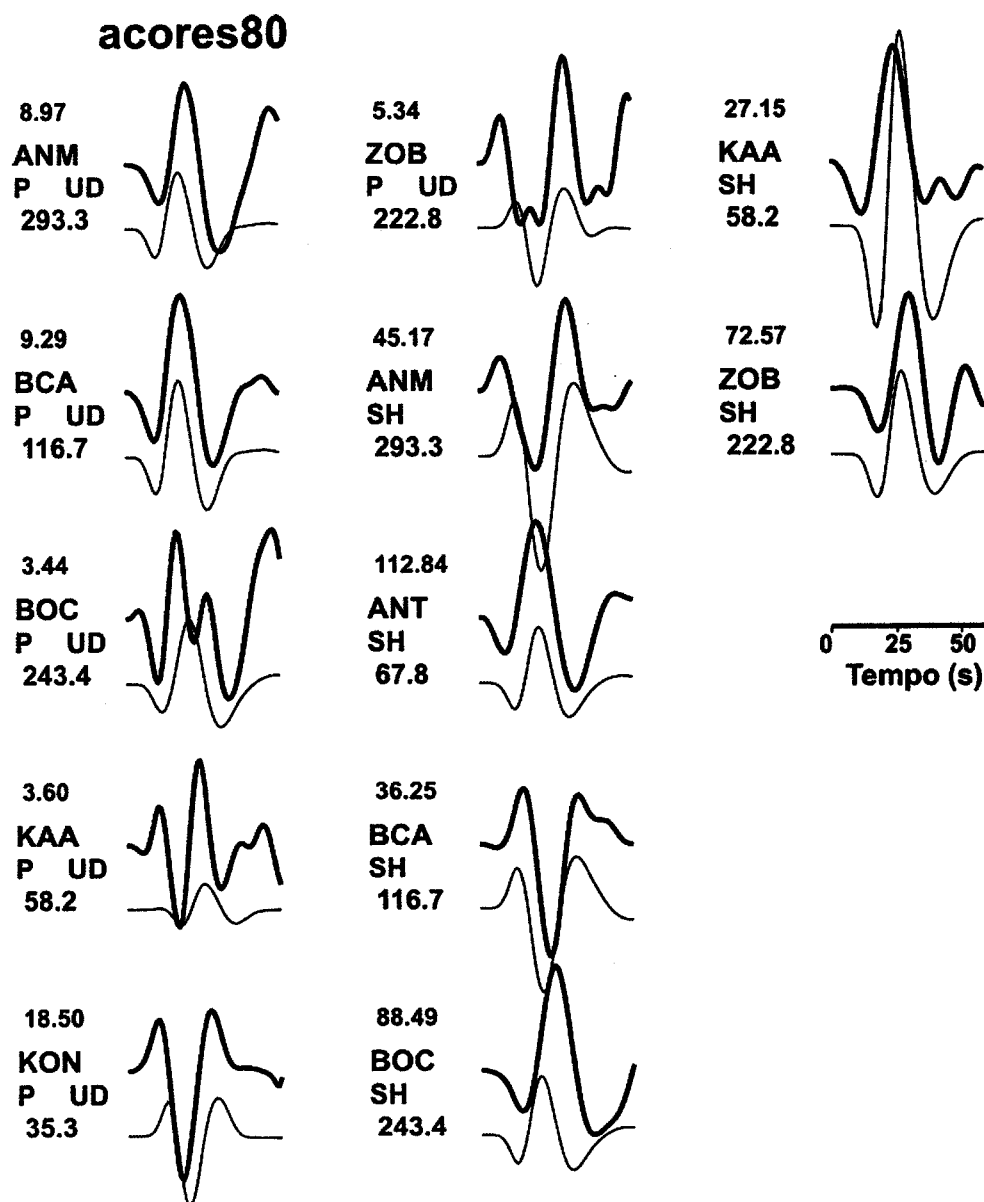


Figura 5.15- Resultado da inversão da fonte do sismo de 1 de Janeiro de 1980; comparação entre os registos observados e os sismogramas sintéticos.

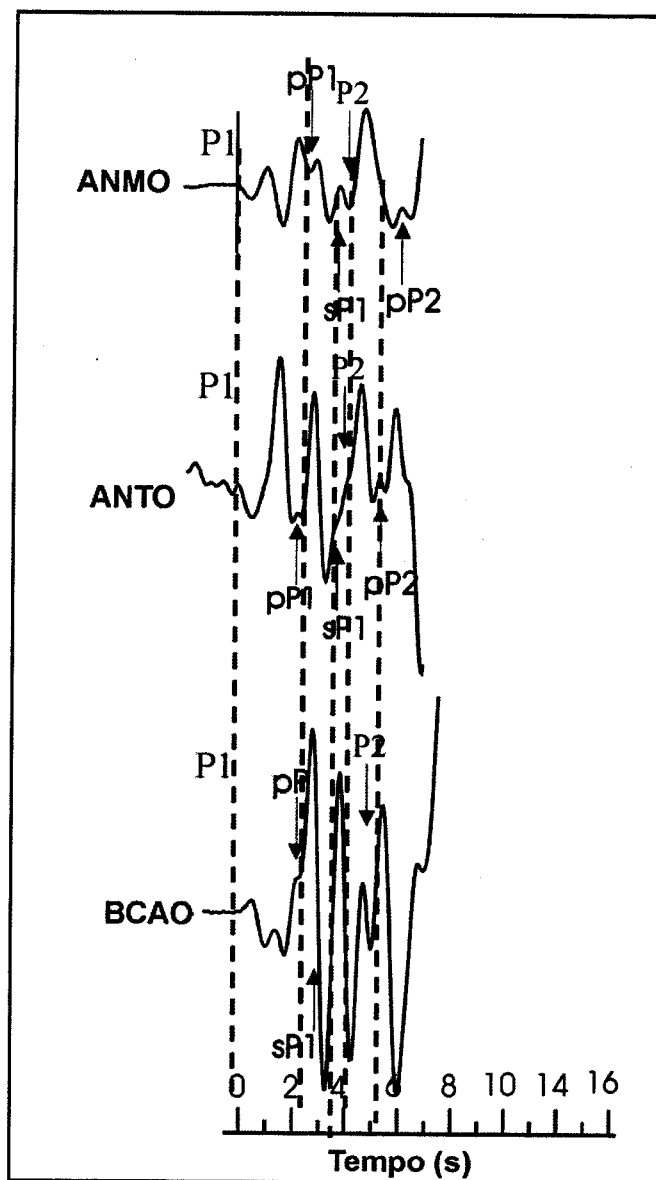


Figura 5.16- Identificação das fases correspondentes aos diferentes sub-eventos para as estações ANMO, ANTO, BCAO (componentes verticais de curto período).

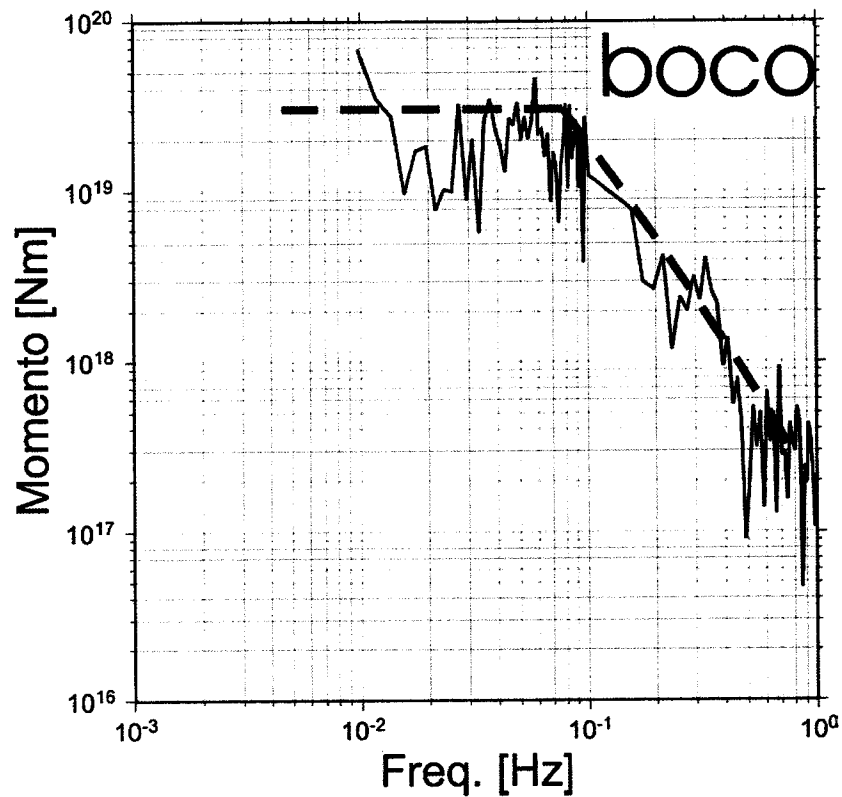


Figura 5.17- Exemplo do espectro para a componente vertical de longo período (Freq. $\leq 0,1$ Hz) e para a mesma componente, de curto período (Freq. $\geq 0,1$ Hz), em unidades de momento sísmico (estação BOCO). Os valores individuais encontram-se em anexo.

toda a crosta frágil de 10 Km de espessura).

O momento sísmico escalar e as dimensões da fractura foram obtidos a partir do espectro da amplitude do deslocamento para 4 registos de onda P. Nos espectros verifica-se que a amplitude média da parte plana de $7,0 \times 10^{19}$ Nm e a frequência de esquina média é 0,05 Hz. Aplicando as fórmulas do terceiro capítulo (4.53 e 4.38) obtém-se um comprimento médio da fonte de 49 km (considerando que a ruptura se deu em toda a extensão da crosta (10 km)) e uma queda de tensões média de $5,3 \times 10^5$ Pa. No anexo (B.1) é apresentada a totalidade dos espectros deste sismo, bem como uma tabela da qual constam os parâmetros individuais para cada estação.

5.4.2 O sismo de 27 de Junho de 1997

O sismo de 27 de Junho de 1997 tem o epicentro nas proximidades da região do banco de D. João de Castro (ver figura 5.12); esta zona que apresenta elevada concentração de epicentros, como se pode constatar pela análise da figura (3.3).

As soluções do *centróide* (CMT) fornecida por Harvard ERI e USGS indicam um mecanismo focal do tipo normal (consultar figura 5.18). O mecanismo focal calculado a partir das primeiras chegadas aponta para o mesmo tipo de solução, contudo, esta última solução é afectada por algumas incertezas no que se refere ao azimute dos planos nodais (figura 5.19); este mau constrangimento dos planos nodais fica a dever-se à concentração das dilatações na região central da esfera focal (excepto a polaridade correspondente à estação CMLA cujo ângulo de incidência é muito próximo de zero). Apesar das referidas incertezas verifica-se que as soluções resultantes da aplicação do método CMT são compatíveis com as que resultam da aplicação do método das polaridades.

5.4.2.1 Modelação da forma da onda

Nesta modelação recorreu-se, tal como para o evento de 1 de Janeiro de 1980, à metodolo-

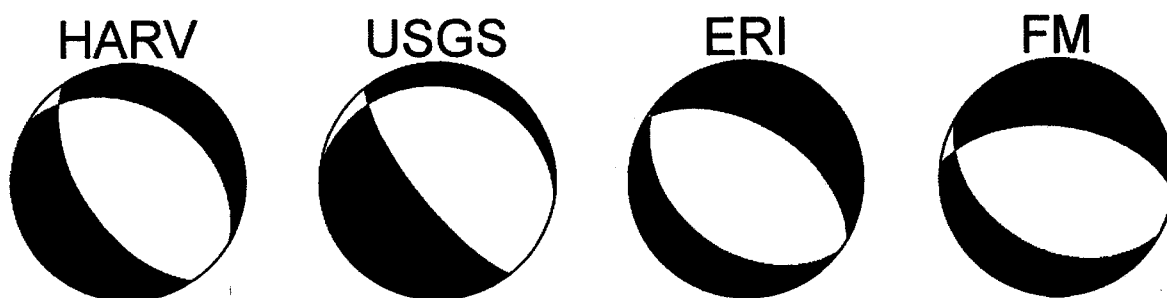


Figura 5.18- Mecanismos focais do sismo de 97/07/27, obtidos por Harvard, USGS, ERI, e através das polaridades.

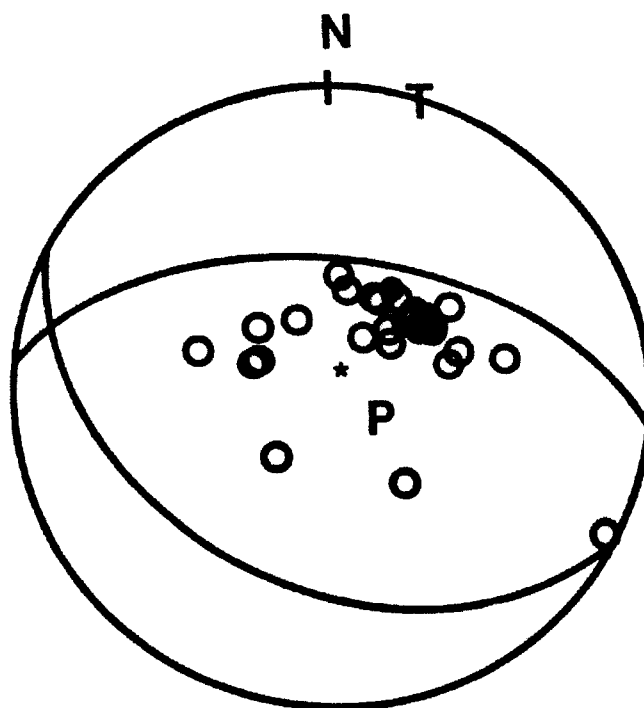


Figura 5.19- Mecanismo focal do sismo de 27 de Junho de 1997 obtido pela utilização do programa MECSTA (E. Buforn, informação pessoal).

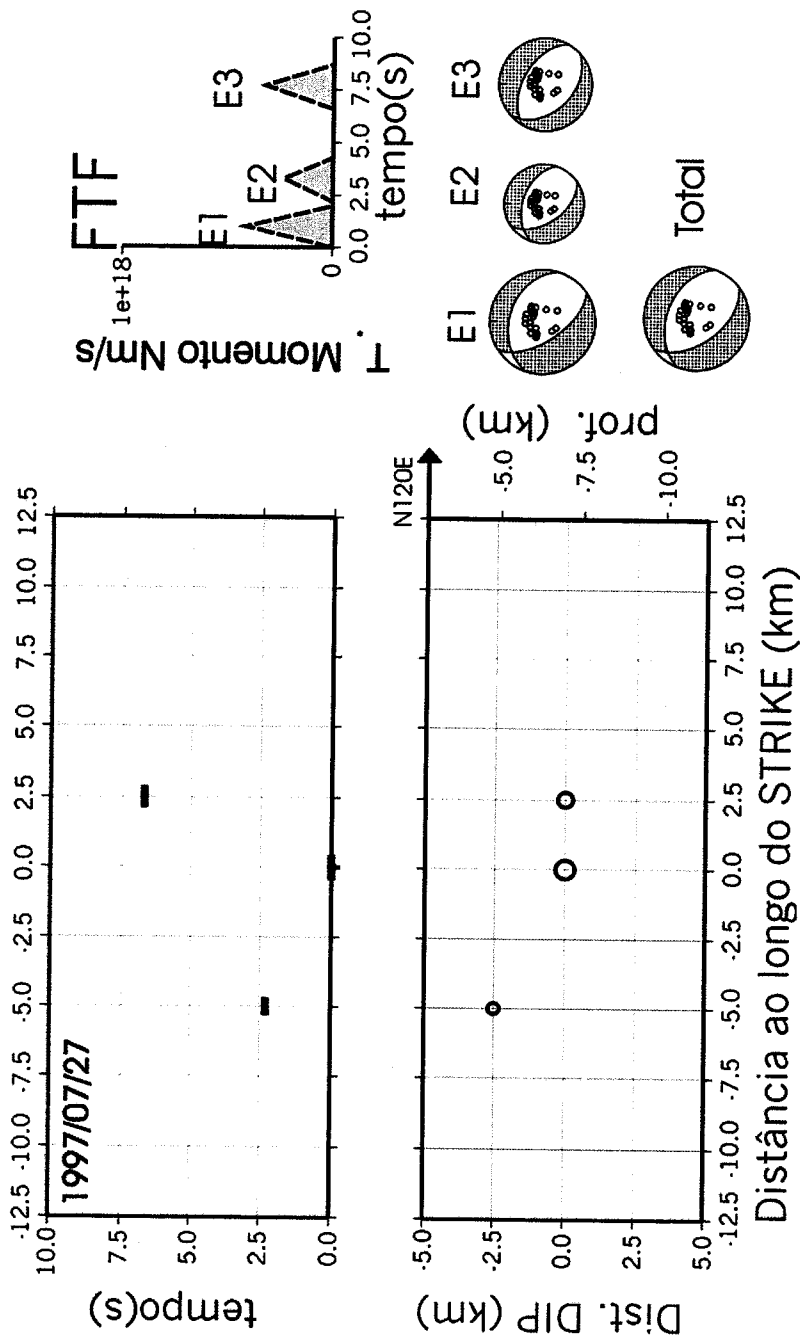


Figura 5.20- Resultados da inversão do sismo de 27 de Junho de 1997; distribuição espaço-temporal de sub-eventos e respectivos mecanismos focais.

EVENT.	N	t(s)	x(km)	$\Phi(^{\circ})$	z(km)	$M_0(Nm)$	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	rms
E1	1	0	0	120	0	$0,41 \times 10^{18}$	146	60	-68	
E2	2	2,3	-5	120	-2,5	$0,23 \times 10^{18}$	145	50	-65	
E3	3	6,7	2.5	120	0	$0,32 \times 10^{18}$	137	41	-77	
TOT						$0,96 \times 10^{18}$	143	51	-68	0,34

Tabela 5.17- Resultados da inversão da fonte do sismo de 27 de Junho de 1997.

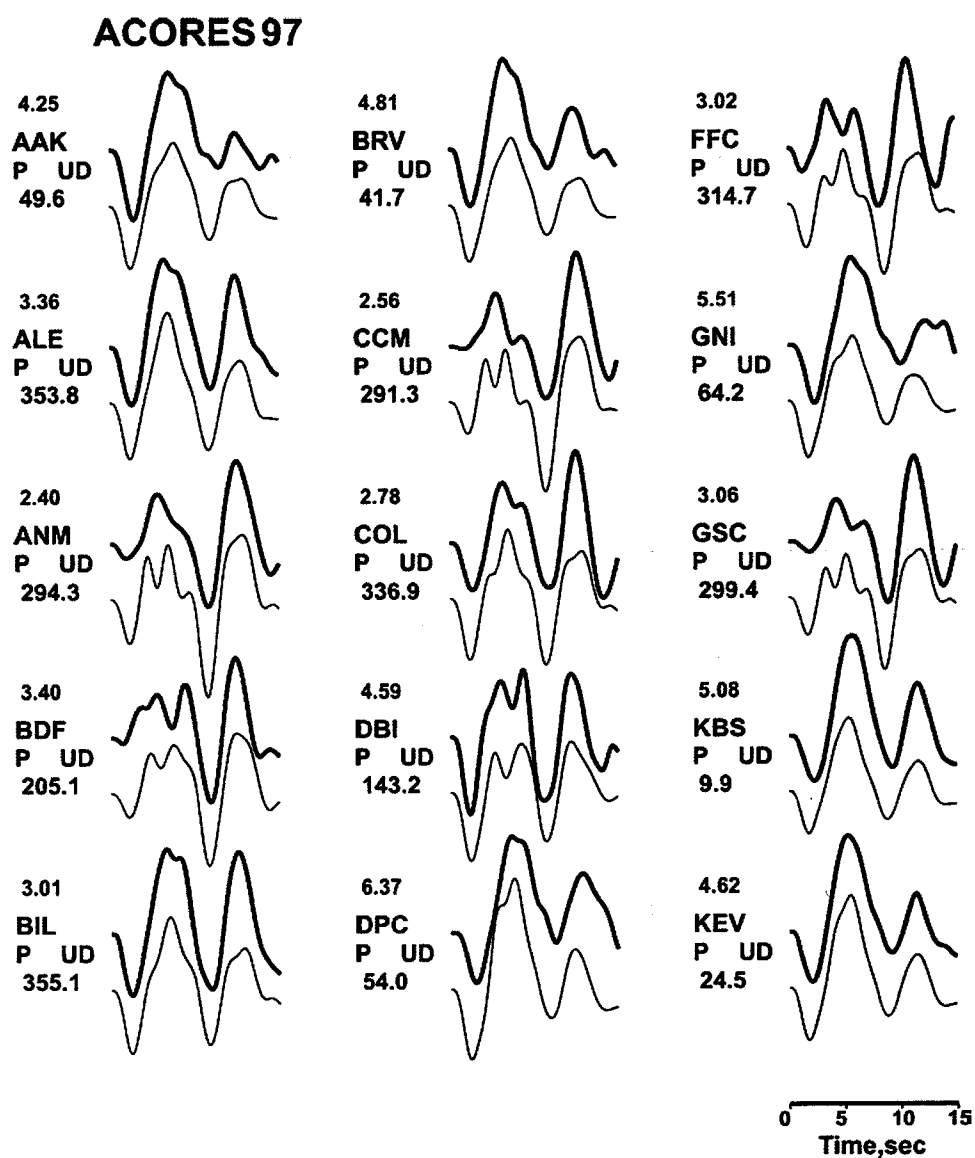


Figura 5.21- Comparação entre os registos observados e sismogramas sintéticos para o sismo de 27 de Junho de 1997.

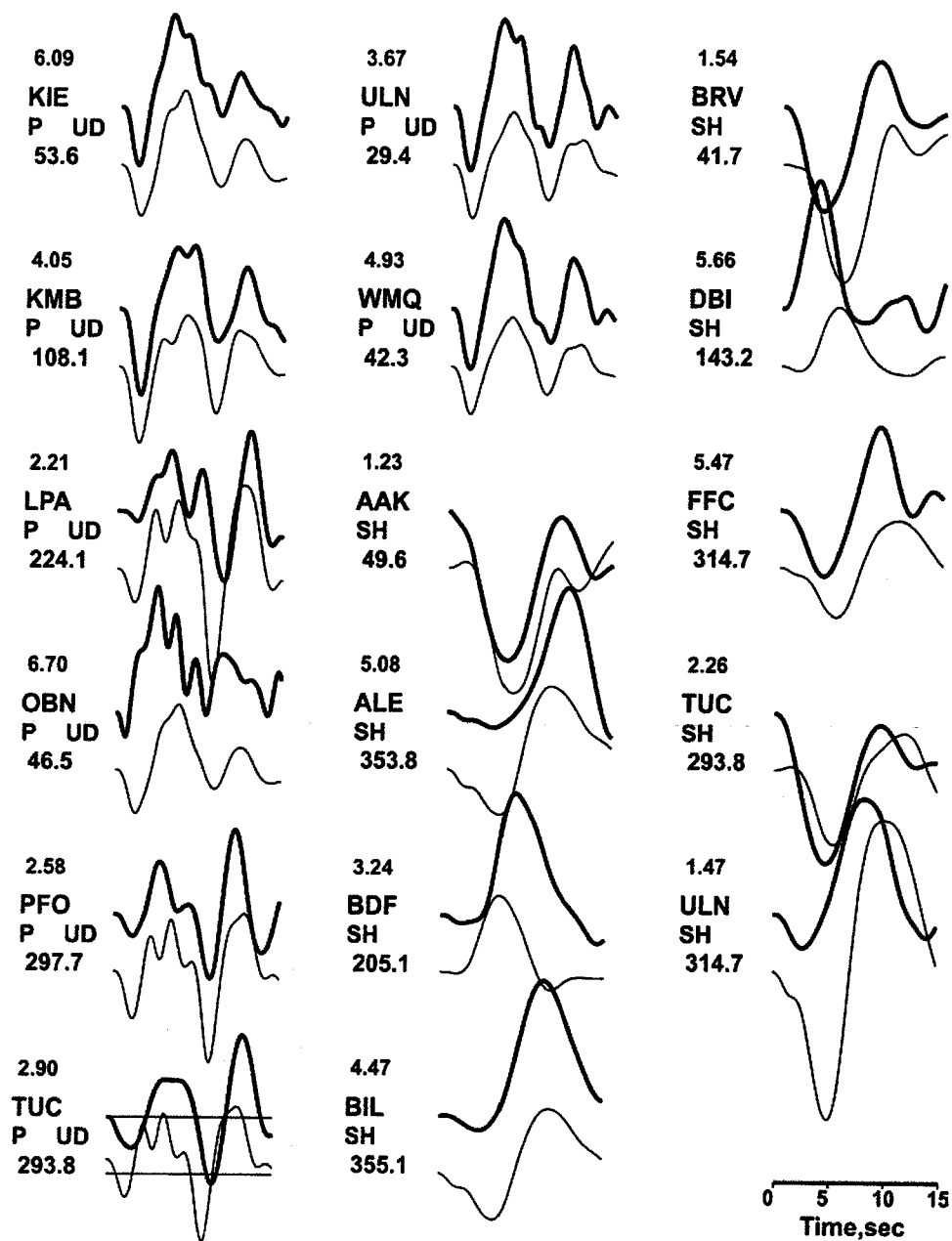


Figura 5.22- Comparação entre os registos observados e sismogramas sintéticos para o sismo de 27 de Junho de 1997 (continuação).

gia de Kikuchi e Kanamori (1991). Para tal foi implementada a parametrização indicada nas tabelas 5.13 e 5.14:

1. Considerou-se, nesta inversão, um plano de falha com um azimute de 120° e inclinação de 45° , dado pelo mecanismo focal (figura 5.19). Foram testadas os dois planos nodais, no entanto não se verificou qualquer diferença, quer em relação ao *rms*, quer em relação à distribuição de sub-eventos e respectivo momento sísmico; este facto pode ser explicado pela reduzida directividade que deriva da pequena dimensão da fonte e da elevada distância epicentral do evento.
2. O comprimento da falha foi fixado em 25 km e uma espessura de 12.5 km (dada a inclinação do plano de falha, a projecção do seu bordo inferior não ultrapassa a profundidade da *Moho*, que se situa, de acordo com o modelo considerado, a 11 km).
3. Sobre a falha foi fixada uma malha quadrada com um passo ao longo do comprimento e largura de $dL=dK=2.5$ km. A origem do referencial foi fixada no nó (3,6).
4. com o objectivo de determinar o número mínimo de sub-eventos a utilizar e a respectiva forma da FTF, foram realizadas vários testes. Chegou-se a um número mínimo de três fontes triangulares com um tempo de crescimento de 1s (solução que possibilita um melhor compromisso entre o erro quadrático médio e a simplicidade da fonte)
5. Na inversão foram utilizados dados de 23 estações de banda larga colocadas a distâncias epicentrais compreendidas entre 32° (estação DPC) e 83° (estação ULN). Os dados, originalmente em unidades de contagem com intervalo de amostragem 0,05 s, foram reamostrados para intervalos de 0,1 s e convertidos em deslocamento através da aplicação das respectivas respostas instrumentais. Utilizaram-se 23 componentes verticais P e, após rotação, obtiveram-se 9 componentes horizontais SH.
6. As funções de Green foram geradas tendo em conta um modelo de velocidade adequado para a região (tabela 5.12). Para tal considerou-se uma malha vertical constituída por 5 níveis com um passo de 2,5 km.
7. A inversão foi realizada para uma janela temporal de 15 s e a velocidade de ruptura

Evento	$M_0(\text{Nm})$	M_w	$A(\text{Km}^2)$	$\Delta\sigma(\text{Pa})$
27-06-1997	$(9\pm 2)\times 10^{17}$	$6,0\pm 0,1$	19 ± 4	$(3\pm 4)\times 10^6$

Tabela 5.18- Parâmetros focais médios obtidos a partir da análise espectral dos registos telesísmicos do sismo de 27 de Junho de 1997 (os valores individuais encontram-se em anexo).

adoptada foi de 3,0 km/s.

Os melhores resultados obtidos, que constam da figura 5.20 e da tabela (5.17), correspondem a três mecanismos de falha normal, idênticos entre si e similares às soluções dadas pelo método do Centróide (figura 5.18): o primeiro, de maior momento, ($M_0 = 0,41\times 10^{18}$ Nm), localiza-se a 7 km de profundidade; o ($M_0 = 0,23\times 10^{18}$ Nm) ocorreu 2,3s mais tarde, a uma profundidade de 9 km e distância de 5 km no sentido negativo do azimute; o terceiro ($M_0 = 0,32\times 10^{18}$ Nm), ocorreu a 6,7 s do primeiro e à mesma profundidade deste, embora deslocado de 2,5 km no sentido positivo. O momento total deste sismo é $M_0 = 0,96\times 10^{18}$ Nm.

Como se pode constatar pelas figuras (5.21) e (5.22) o ajuste entre os sismogramas sintéticos e reais é bastante bom, o que atesta a boa qualidade da inversão. Ao contrário do sismo de 1 de Janeiro de 1980, este evento apresenta uma notável homogeneidade ao nível do mecanismo focal dos diferentes sub-eventos.

5.4.2.2 Parâmetros espectrais da fonte

Para o cálculo dos parâmetros da fonte do sismo de 27 de Junho de 1997 foi realizada a análise espectral dos registos, de boa qualidade, localizados a distâncias epicentrais compreendidas entre 30° e 90° . O procedimento usado é o mesmo que o do sismo anterior.

Dos valores de amplitude, obtidos a partir do gráfico do expectro do sinal sísmico, foi calculado o momento sísmico escalar através da aplicação da expressão (4.51). Na figura 5.23 encontra-se como exemplo o espectro da amplitude para a estação ANMO e em anexo apresenta-se a totalidade dos espectros assim como a tabela com os parâmetros indi-

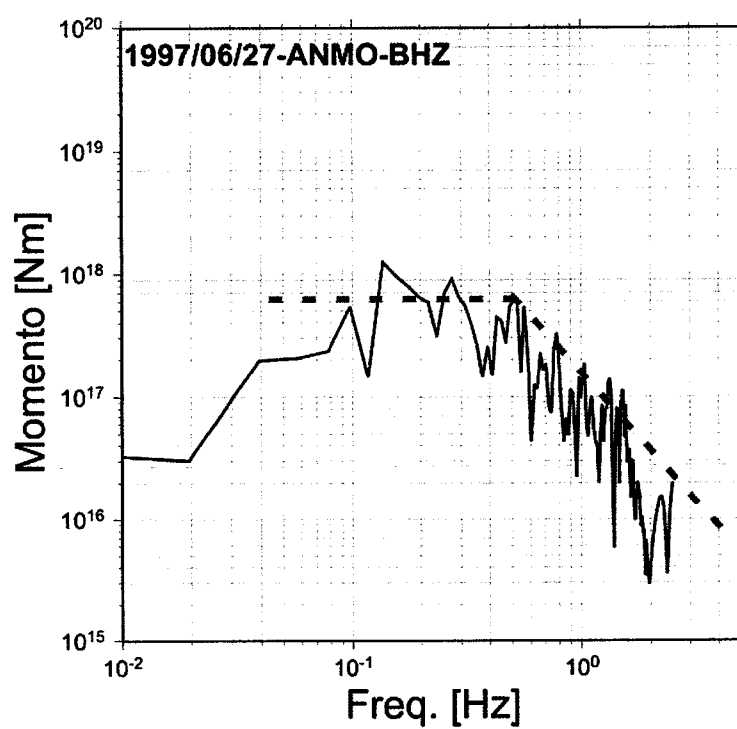


Figura 5.23- Exemplo do espectro do deslocamento do sismo de 27 de Junho de 1997 para a componente vertical da estação ANMO.

viduais da totalidade das estações usadas (10 registos de componente vertical). Na tabela (5.18) encontram-se os valores do momento sísmico escalar M_0 , *magnitude-momento* M_w e área da falha A obtida a partir da aplicação do modelo de Hakell (4.53) e no anexo (B.2) encontram-se os valores individuais destes parâmetros.

5.4.3 O sismo de 9 Julho de 1998

O sismo de 9 de Junho de 1998 ($M_w=6,2$, informação USGS/NEIC) teve o seu epicentro a 8 km a Nordeste da Ilha do Faial (figura 5.12 e anexo C.7). O mecanismo focal deste sismo é do tipo *deslizamento-horizontal* (figura 5.24); quer a solução CMT fornecida por Harvard ERI e UEGS, quer o mecanismo focal, calculado a partir das primeiras chegadas, apontam para esse mesmo tipo de solução (embora a solução de Harvard apresente uma significativa componente *não-DPF*, que poderá dever-se ao ruído contido nos dados, ou à complexidade da fonte).

5.4.3.1 Modelação da forma da onda

Na modelização recorreu-se, à semelhança do que foi feito para os eventos anteriores, à metodologia de Kikuchi e Kanamori (consultar o Capítulo 4). Para tal foi implementada a parametrização indicada nas tabelas 5.13 e 5.14):

1. Considerou-se um plano de falha com um azimute de 153° e inclinação de 83° dado pelo mecanismo focal (figura 5.25) - foram testadas os dois planos nodais e verificou-se que aquele que conduz a um menor *rms* é o plano com orientação NW-SE; esta orientação corresponde ao plano que produz um deslizamento esquerdo e é também a direcção que corresponde ao alinhamento mais claro das réplicas deste sismo (Vales, et al., 2001);
2. O comprimento da falha foi fixado em 25 km (dada a espessura da crosta nesta região, um sismo de magnitude 6.0 pode estar associado a uma falha que jamais excede este comprimento) e uma espessura de 12.5 km (dada a inclinação do plano de falha, a projecção do seu bordo inferior não ultrapassa a profundidade da Moho (11 km para o

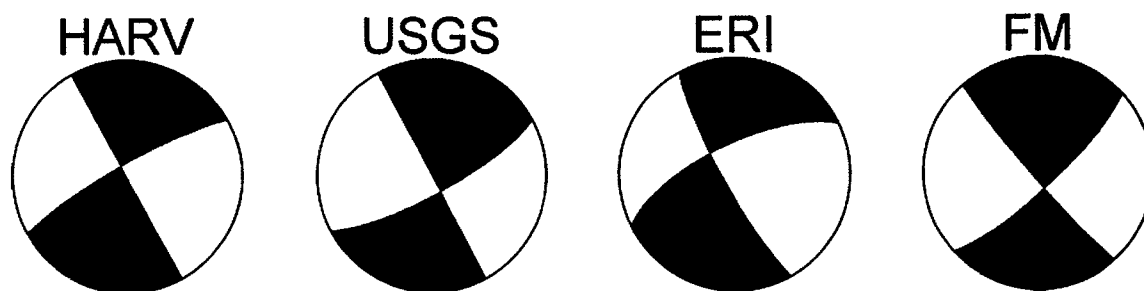


Figura 5.24- Mecanismos focais do sismo de 9 de Julho de 1998, obtidos por Harvard, USGS, ERI e através das polaridades (FM) (E. Buforn, informação pessoal).

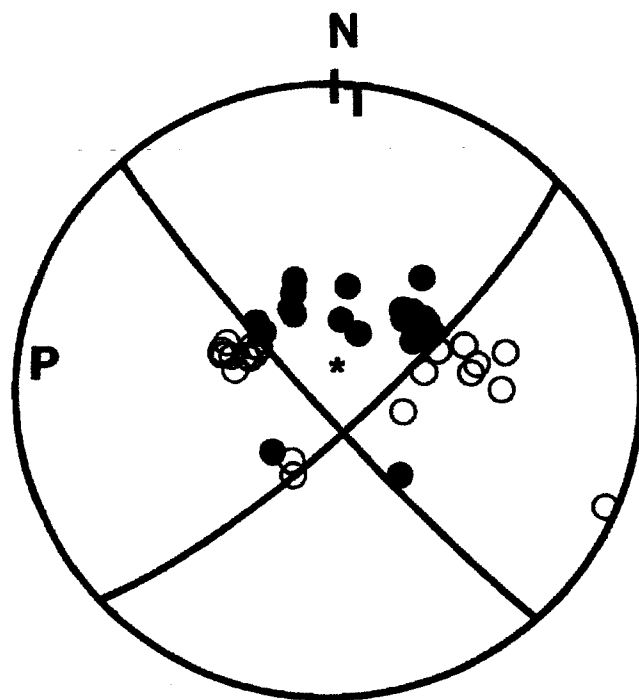


Figura 5.25- Mecanismo focal do sismo de 9 de Julho de 1998.

EVENT.	N	t(s)	x(km)	$\Phi(^{\circ})$	z(km)	M_0	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	rms
E1	1	0,8	0	153	2	$1,38 \times 10^{18} (Nm)$	154	89	5	
E2	2	3	5	153	2	$0,37 \times 10^{18} (Nm)$	330	74	177	
TOT.						$1,75 \times 10^{18} (Nm)$	155	83	6	0,61

Tabela 5.19- resultados da inversão

modelo considerado);

3. Sobre a falha foi fixada uma malha rectangular com um passo ao longo do comprimento de 2.5 km e ao longo da largura de 2.5 km. A origem do referencial foi fixada no nó de coordenadas (3,6).
4. Utilizaram-se dados de sete estações de *Banda-Larga* da rede IRIS com distâncias epicentrais compreendidas entre 30° (estação GRFO) e 79° (estação WMQ).
5. Os dados, que originalmente se encontravam em unidades de contagem, com um de intervalo de amostragem de 0,05s, foram reamostrados para intervalos de amostragem de 0,1 s e transformados em unidades de deslocamento através da aplicação da resposta dos respectivos instrumentos. Foram sete, o número de registos P verticais em condições de serem utilizados e, após rotação das componentes horizontais, obtiveram-se 9 registos SH. O reduzido número de estações P utilizadas deve-se, principalmente, ao facto da maior parte das estações se encontrarem muito próximas dos planos nodais.
6. Os sismogramas sintéticos foram gerados de acordo com a malha vertical previamente estabelecida tendo em conta um modelo de velocidade adequado para a região (tabela 5.12).
7. Na inversão considerou-se uma janela com um comprimento de 20 s e foi adoptada uma velocidade máxima de propagação da ruptura foi de 3,0 km/s. Foram realizadas várias testes de inversão por forma a determinar o número mínimo de sub-eventos e a forma da função triangular a utilizar. Concluiu-se que, obedecendo ao compromisso de menor *erro médio quadrático* e máxima simplicidade da fonte, se obtinham os melhores resultados utilizando dois sub-eventos com uma FTF triangular com tempo de crescimento de 1,5s.

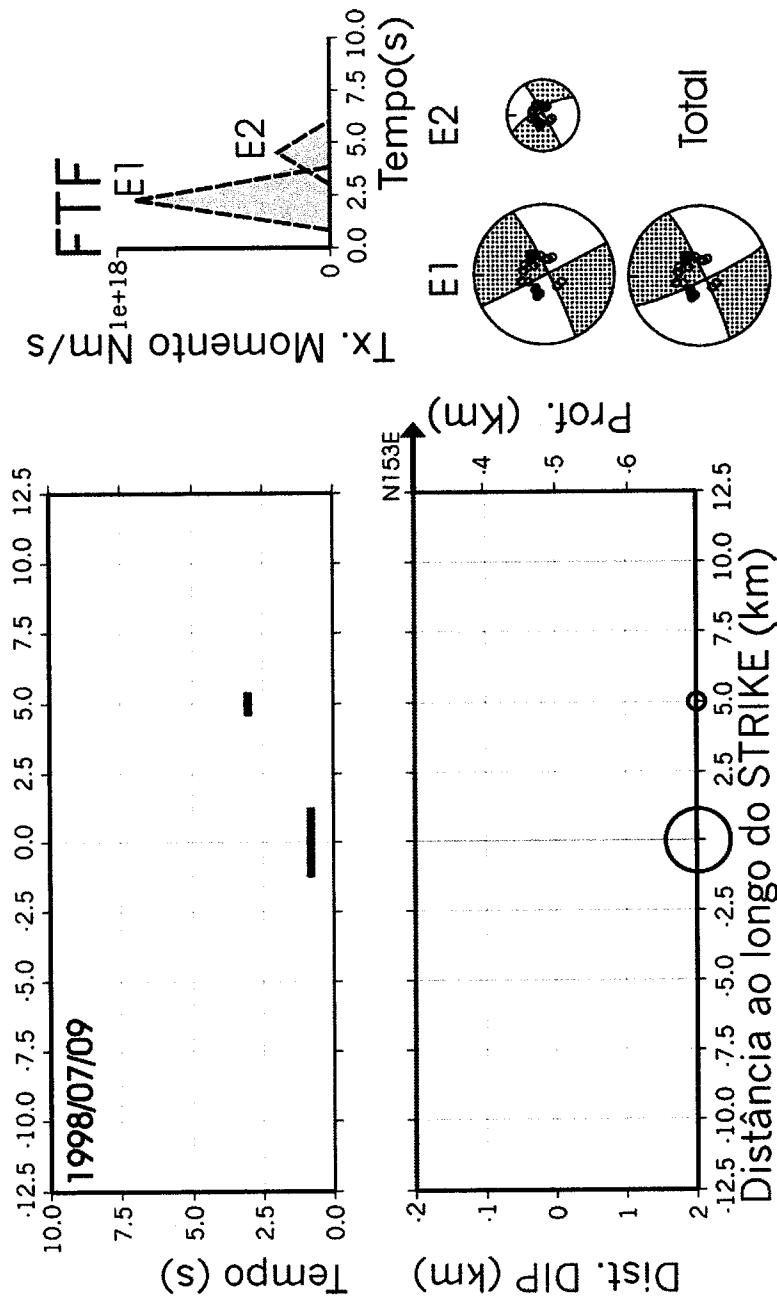


Figura 5.26- Resultados da inversão do sismo de 9 de Julho de 1998; distribuição espaço-temporal de sub-eventos e mecanismos focais.

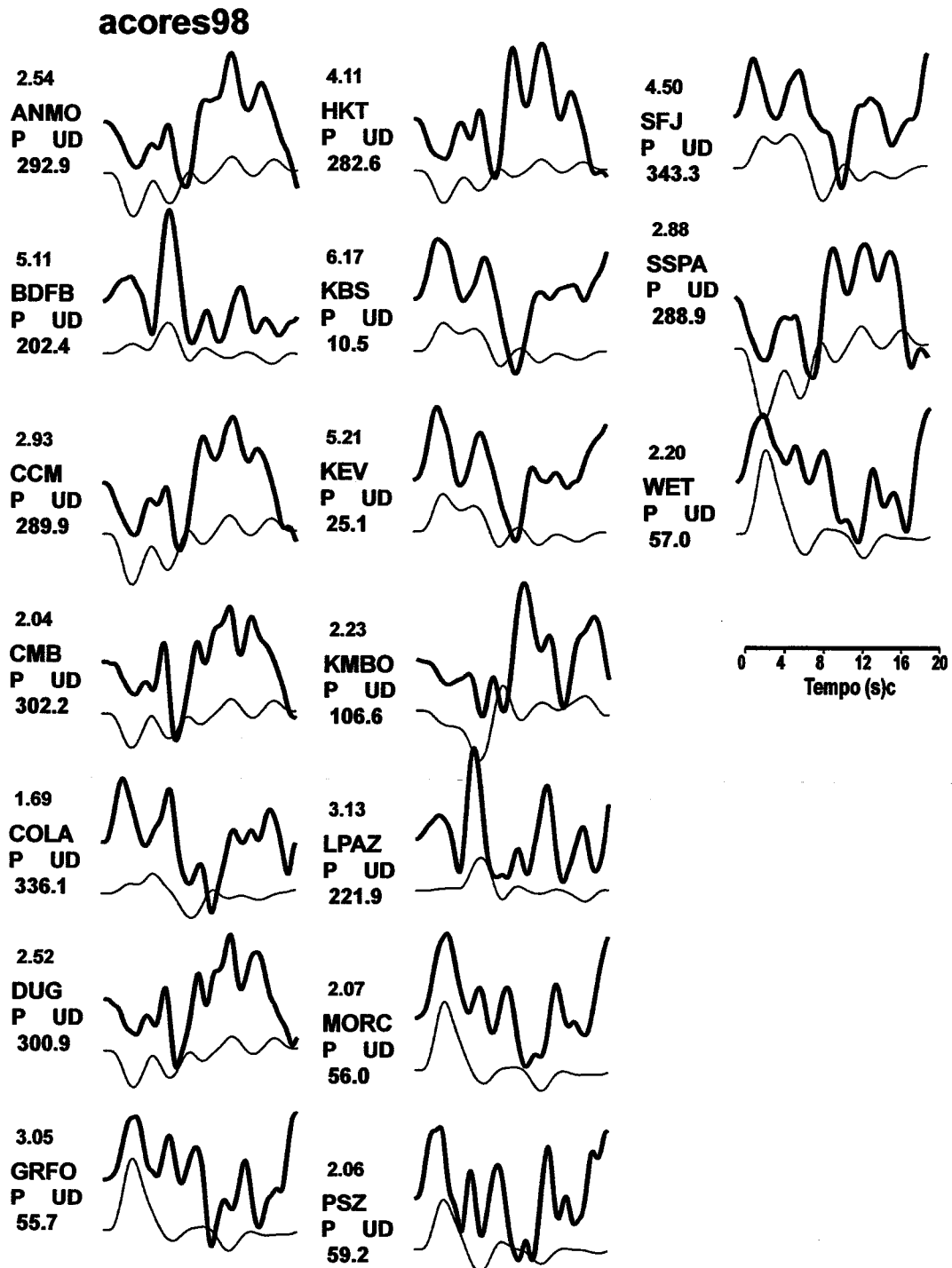


Figura 5.27- Comparação entre os registos observados e sismogramas sintéticos para o sismo de 9 de Julho de 1998.

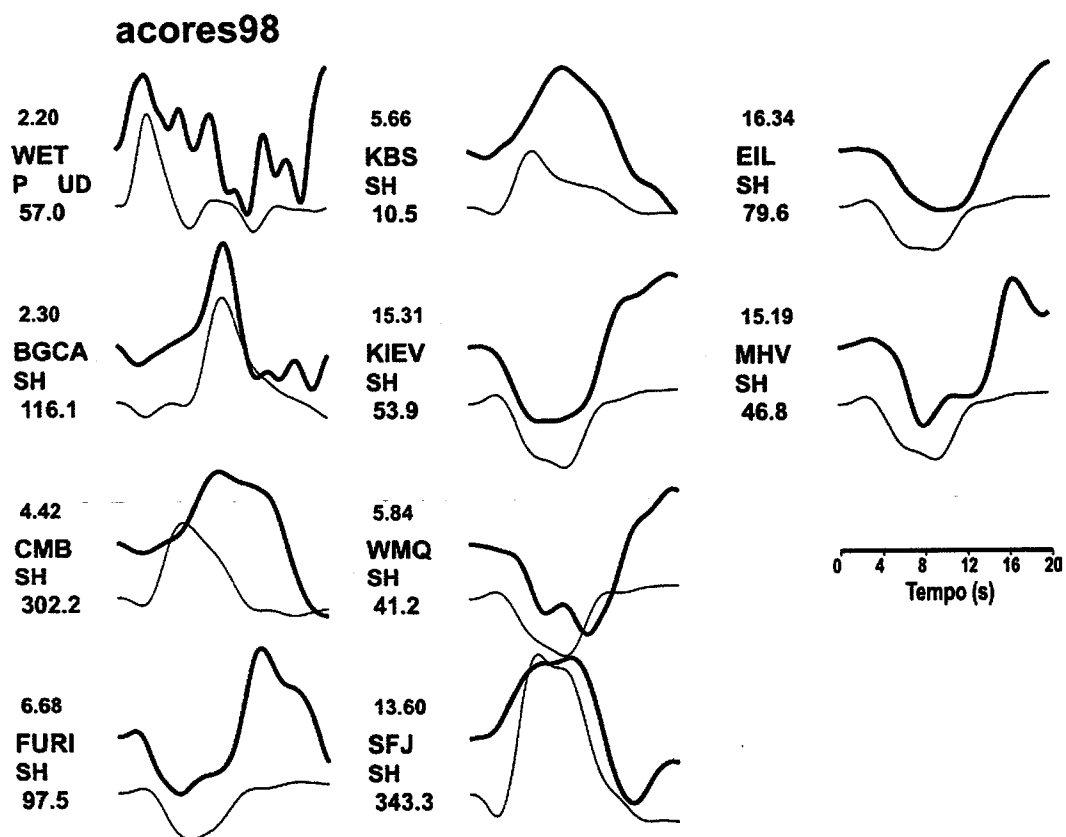


Figura 5.28- Comparação entre os registos observados e sismogramas sintéticos para o sismo de 9 de Julho de 1998.

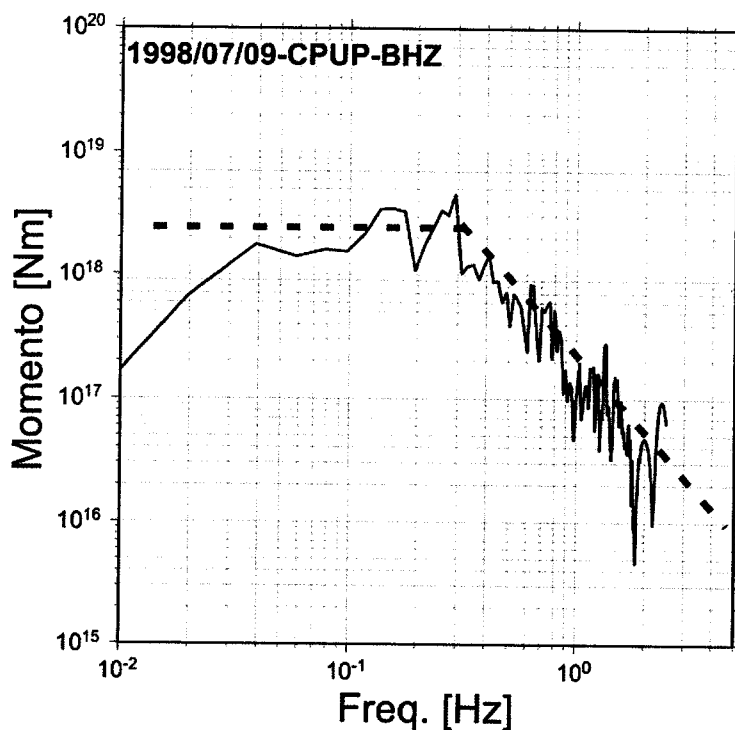


Figura 5.29- Exemplo do espectro do deslocamento do sismo de 9 de Julho de 1998 para a componente vertical da estação CPUP.

Os resultados finais da inversão, que constam da figura (5.26) e da tabela (5.19), correspondem a dois mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal*: o primeiro, o de maior momento sísmico ($M_0=1,38 \times 10^{18}$ Nm) apresentando uma solução muito próxima do mecanismo CMT e do mecanismo obtido a partir das polaridades e encontra-se a 7 km de profundidade; o segundo, cujo mecanismo é oposto ao primeiro, possui um momento $M_0=0,37e^{18}$ Nm, ocorreu 3,0 s mais tarde do primeiro e à mesma profundidade, mas a uma distância de 5 km deste, no sentido positivo do eixo.

Como se pode constatar pela figura (5.27), o ajuste entre os sismogramas sintéticos e reais é bastante bom, sendo melhor para os registos P.

5.4.3.2 Parâmetros da fonte

Foi efectuada a análise espectral dos registos do sismo de 9 de Julho de 1998. Para tal foram seleccionados os registos de boa qualidade com distâncias epicentrais se encontram compreendidos entre 30° e 90° . O procedimento empregue é a aquele que foi descrito para os dois casos anteriores. Os valores do momento sísmico foram obtidos a partir da amplitude espectral pela aplicação da expressão (4.51). São apresentados, a título de exemplo, na figura (5.29), o espectro da componente vertical da estação CPUP e em anexo (B.4) encontram-se representada a totalidade dos espectros.

O momento sísmico escalar e as dimensões da fractura obtiveram-se a partir do espectro do deslocamento (figura 5.29) de 8 registos de onda P. Os valores médios de momento M_0 , magnitude-momento M_w e área da falha (dados pelo modelo de Haskell) encontram-se na tabela 5.20.

5.4.3.3 Estudo da função temporal da fonte

A utilização das funções empíricas de Green permite, através de um processo de desconvolução, libertar o sinal sísmico do efeito da propagação, sem que para tal seja necessário o conhecimento do modelo de velocidades. Esta poderosa técnica pode ser empregue utilizando registos efectuados em estações a distâncias epicentrais próximas, como é o caso da estação de banda larga CMLA, localizada na ilha de S. Miguel. Existem, no entanto, algumas condições a que deve obedecer o par sismo principal/réplica para que o seu emprego seja viável (ver secção 4.3.4). O sismo de 11 de Julho de 1998 ($M_s=5$) cumpre essas condições, designadamente:

1. O epicentro da réplica (figura 5.30) encontra-se próximo do epicentro do sismo principal, logo a trajectória sofrida pelos raios sísmicos dos dois eventos é comum;
2. Apesar do mecanismo focal do evento réplica não ser conhecido, a análise das duas formas de ondas revela elevada semelhança entre os dois registos (ver exemplo na figura 5.30).

3. O momento sísmico dos dois eventos difere, entre si, aproximadamente uma ordem de grandeza, o que permite considerar como pontual, relativamente ao evento principal, a fonte do evento réplica.

Optou-se pela desconvolução no domínio do tempo seguindo a metodologia apresentada na secção (4.3.4), evitando, deste modo, as instabilidades inerentes ao processo de desconvolução no domínio da frequência. Para este efeito foram utilizados dois registos da estação CMLA: a componente BHZ e a componente BHE desta estação.

O resultado da desconvolução encontra-se representado na figura (5.31). De acordo com esta figura, as duas FTF, obtidas no processo de desconvolução, revelam uma fonte de elevada complexidade representada por diversos picos de libertação de momento, mas com uma envolvente que, tal como resulta da inversão pelo método de Kikuchi, pode ser representada, grosso modo, por dois triângulos. O momento sísmico total para as duas FTF ($M_w=1,36 \times 10^{18}$ Nm) é bastante próximo dos valores que foram obtidos através da análise espectral e da inversão das ondas volúmicas. A elevada similitude entre a forma de onda observada e calculada teoricamente - através da convolução da FEG com FTF - atestam a boa qualidade deste processo de desconvolução.

5.5 Conclusões

Utilizando dados de polaridades lidas em estações da rede Portuguesa, Marroquina e Espanhola, foi possível fazer o estudo do mecanismo focal de oito sismos ocorridos em Portugal continental. A utilização de dados de redes locais, como complemento das regionais, permite, em consequência do aumento do número de dados disponíveis e melhor distribuição dos mesmos, calcular os mecanismos de outros dois sismos de reduzida magnitude sobre o território Nacional.

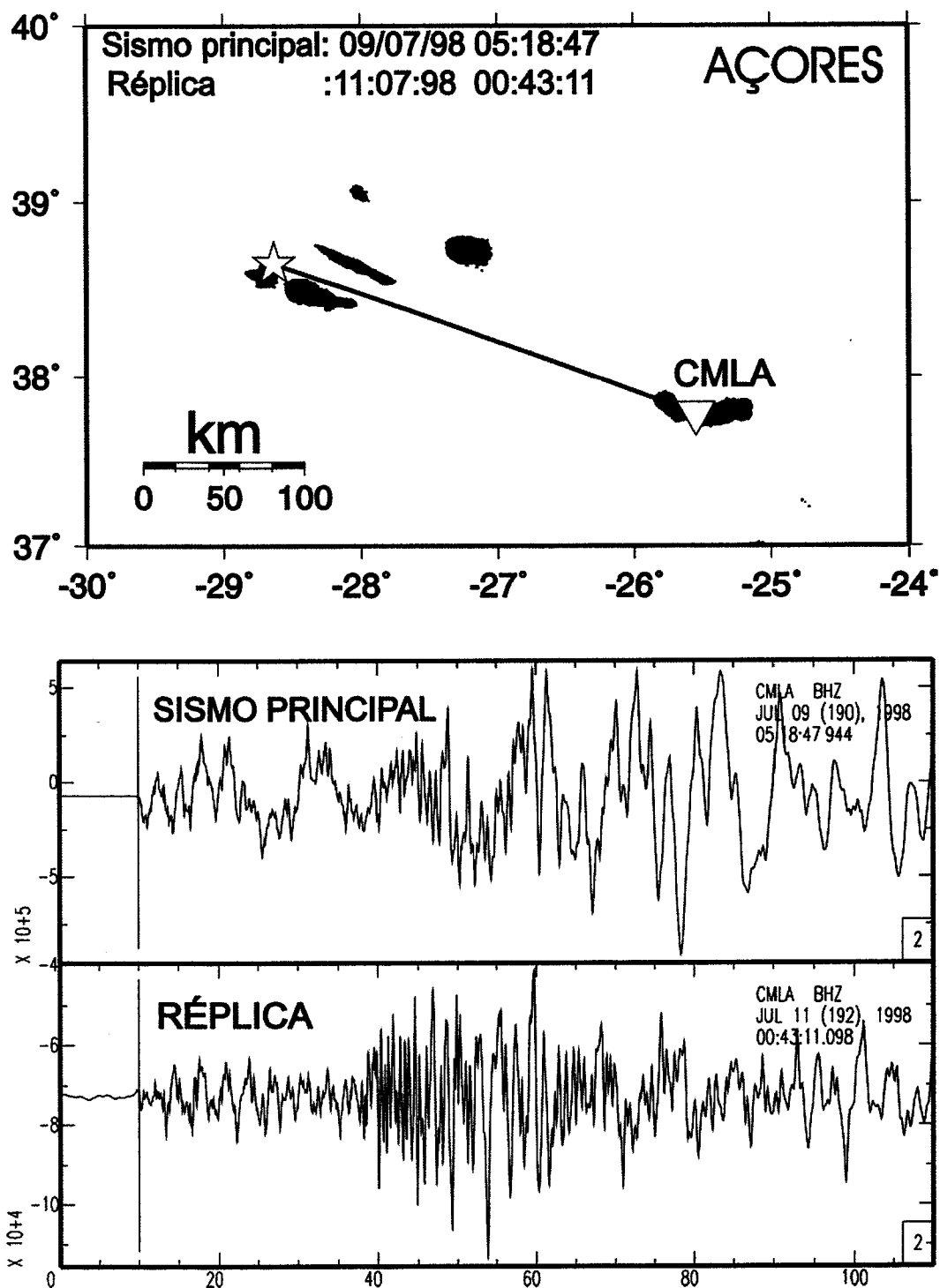


Figura 5.30- Na parte superior da figura está representada o epicentro do sismo de 9 de Julho de 1989 e da réplica de 11 de Julho de 1998 registados na estação CMLA. Na parte inferior da figura representa-se o sismograma principal e a respectiva réplica (componentes verticais registadas na estação CMLA da rede IRIS).

Evento	$M_0(Nm)$	M_w	$A(Km^2)$	$\Delta\sigma(Pa)$
09-07-1998	$(2,3\pm 0,5)\times 10^{18}$	$6,2\pm 0,1$	30 ± 8	$(3\pm 7)\times 10^6$

Tabela 5.20- Parâmetros espectrais médios obtidos a partir da análise espectral dos registos telescismicos do sismo de 9 de Julho de 1998 (os valores individuais encontram-se em anexo).

ACORES 9 de JULHO de 1998 00:43:11.098 M=6
REPLICA 11 de JULHO de 1998 00:43:11.098 M=5.0

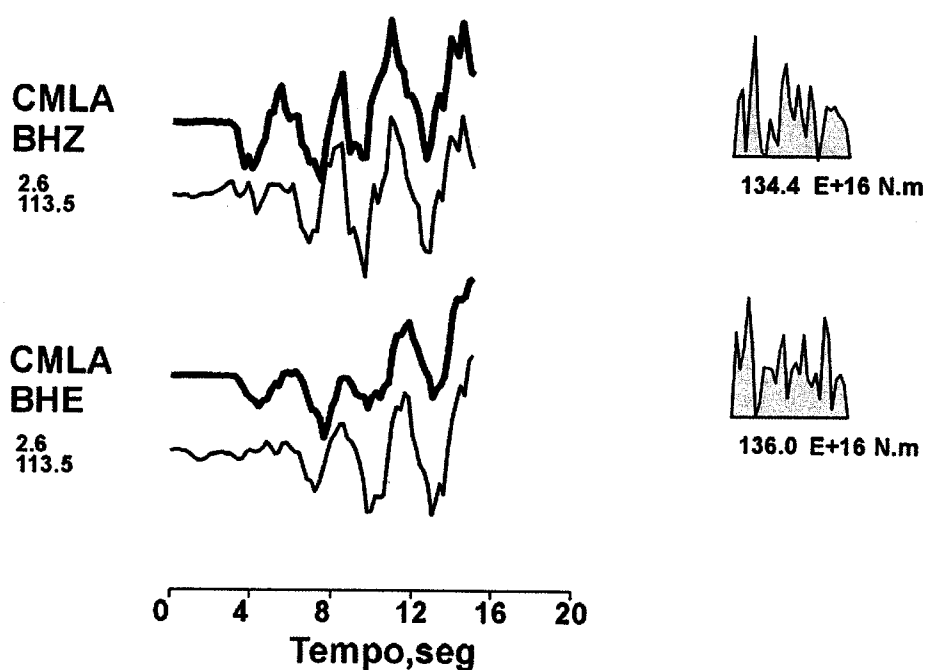


Figura 5.31- Resultado da desconvolução para a obtenção da função temporal da fonte (FTF) do sismo de 9 de Julho de 1998 utilizando o método das Funções Empíricas de Green (FEG). Como FEG foram utilizadas as componentes BHZ e BHE da Estação CMLA. A grosso representa-se o sismograma do evento principal e a fino o sismograma obtido pela convolução da FEG respectiva com a FTF obtida no processo de desconvolução.

A utilização dos dados digitais, ou digitalizados a partir de registos analógicos (caso do sismos de Benavente de 1909), possibilitou o cálculo dos parâmetros de fonte destes sismos (momento sísmico, magnitude-momento, dimensões da fonte e queda de tensões na região focal).

Na região Açores, foi possível modelar, a partir da aproximação de fonte extensa, a fonte de três sismos de moderada magnitude: O sismo de 1 de Janeiro de 1980, a partir de dados de longo período das estações da rede GDSN, cujo resultado aponta para dois sub-eventos do tipo *deslizamento-horizontal*, com momento total $24,5 \times 10^{19}$ (Nm), resultado confirmado a partir da identificação de sub-eventos em registos de curto período; o sismo de 27 de Junho de 1997, modelado a partir de dados telesísmicos de *banda-larga*, cuja fonte é composta por três sub-eventos com momento total $0,96 \times 10^{19}$ (Nm) e o sismo de 9 de Julho de 1980, modelado com o mesmo tipo de dados que o evento anterior e constituído por dois sub-eventos de momento total $1,75 \times 10^{19}$ (Nm). Ainda, relativamente ao sismo de 1980, através do emprego das funções empíricas de Green, foi possível confirmar os resultados obtidos pela modelação, quer no que respeita à FTF, quer em relação ao seu momento total. Nos três sismos estudados foi notada uma elevada complexidade, quer na evolução temporal da libertação de momento sísmico (particularmente no caso do sismos de 1998), quer no tipo de mecanismo focal dos sub-eventos (designadamente nos sismo de 1980 e 1998).

Em todos os casos foi possível calcular, a partir da análise espectral dos registos efectuados em estações a distâncias telesísmicas, os parâmetros da fonte (momento sísmico escalar, dimensões da fonte e queda de tensões na região focal), o que permitiu confirmar os resultados obtidos a partir da inversão.

Capítulo 6

Interpretação

6.1 Introdução

Neste capítulo será feita uma interpretação dos resultados obtidos no presente trabalho conjuntamente com os resultados obtidos por outros autores para a mesma região, tentando enquadrá-los num modelo sismotectónico e geodinâmico à escala regional - modelo sismotectónico e geodinâmico da região Açores-Gibraltar. Nesta interpretação incluiremos a sismicidade histórica e instrumental, os mecanismos focais e o campo da tensão e deformação. A sismicidade dá a conhecer a distribuição dos epicentros e respectiva magnitude, contribuindo deste modo para uma identificação e mapeamento das estruturas e zonas sismicamente activas; ademais, caracterizará a actividade no que respeita à magnitude, fre-

quência temporal da sua ocorrência, informação básica para a avaliação da perigosidade sísmica da região. Os mecanismos focais permitem identificar, em cada região, o estilo de movimentação tectónica actual, possibilitando as correlações entre este tipo de informação geofísica e os dados de natureza geológica. Em alguns casos - para os três eventos da região Açores já estudados - é possível efectuar uma análise do processo de ruptura, o que nos conduz à identificação das heterogeneidades na zona focal. As direcções principais do campo da tensão podem obter-se a partir dos mecanismos focais (direcções dos eixos *P*, e *T* dos mecanismos focais) e permitem definir a orientação média da tensão na região. Este dado, conjuntamente com o momento sísmico total libertado num dado período, obtido a partir do momento ou magnitude dos sismos, permite calcular a taxa de deformação sísmica, aferir os modelos de deformação baseados em métodos independentes e, em última análise, aprofundar o conhecimento da geodinâmica da região.

A interpretação dos resultados será feita considerando toda a zona dividida em três secções, de acordo com o regime sismo-tectónico dominante:

1. Zona a ocidental, dominada pela junção tripla dos Açores e constituída pela Crista Média Atlântica e pela Plataforma dos Açores - na qual se instalam 7 das nove Ilhas deste Arquipélago dos Açores - onde se distinguem dois regimes tectónicos: divergência na CMA e trans-tensão na crista da Terceira (ver capítulo 3);
2. Zona Central, uma zona de fractura aproximadamente rectilínea com orientação média E-O, composta por um sector assísmico nitidamente marcado na batimetria - a falha da Glória -, caracterizada por movimentação do tipo *deslizamento direito* (tal como é previsto pelos modelos cinemáticos global RM2 e NUVEL1 (Minster e Jordan, 1978; DeMets et al., 1990).
3. Zona Oriental, caracterizada por um processo de convergência oceânica, que passa, progressivamente, a colisão continental - zona complexa sob o ponto de vista batimétrico e gravimétrico e com dispersão dos epicentros sobre uma vasta área onde não é possível identificar com rigor a fronteira entre as placas EA e Af.

REG	Nº	Data	Lat(°N)	Lon(°E)	Prof	Mag	ϕ	δ	λ	ΘP	ΦP	ΘT	ΦT	REF
P	1	05-12-1960	35,6	-6,5	15	6,2	73	86	-178	298	4	28	1	BUF
P	2	26-12-1962	39,3	-10,6	5	5,7	180	47	-3	145	31	38	27	BUF
P	3	15-03-1964	36,2	-7,6	12	6,1	56	71	75	158	25	304	61	BUF
P	4	28-02-1969	36,1	-10,6	22	8	231	47	54	165	4	68	64	BUF
P	5	05-05-1969	36	-10,4	29	5,5	324	24	142	194	28	335	55	BUF
P	6	13-11-1980	39,3	-11,7	15	4	358	54	-11	323	32	221	18	PT
P	7	25-09-1986	36,8	-8,9	-	4,3	7	70	-10	325	21	232	7	MOR
P	8	20-10-1986	36,9	-8,6	37	4,8	180	37	3	147	33	29	36	BUF
P	9	04-06-1987	38,5	-8,1	99	4,4	262	84	-162	127	17	35	8	MOR
P	10	05-08-1987	39,2	-9,1	10	3,7	110	49	-119	311	69	220	0	BOR
P	11	22-05-1988	38,9	-9,2	20	3,8	285	38	-160	125	45	242	24	RIB
P	12	08-04-1989	39,3	-8,9	12	4,6	191	75	79	290	29	86	59	PT
P	13	23-09-1989	38,3	-8,6	25	4	21	46	82	117	1	214	84	PT
P	14	02-11-1989	36,8	-8,7	40	4,5	180	75	8	135	5	43	16	PT
P	15	20-12-1989	37,3	-7,4	23	5	351	77	10	305	2	215	16	IGN
P	16	16-02-1993	36,6	-8,6	26	4,3	17	33	34	326	22	202	54	BOR
P	16	26-05-1990	38,4	-11,7	68	4,6	138	79	-12	94	16	184	1	BOR
P	17	16-02-1993	36,6	-8,6	26	4,3	17	33	34	326	22	202	54	PT
P	18	22-06-1993	36,4	-8,3	15	4,3	37	62	40	159	4	254	48	PT
P	19	24-09-1994	36,7	-7,8	52	4,3	274	70	126	338	17	226	51	PT
P	20	19-01-1997	38,7	-7,8	13	3,2	101	59	165	326	13	64	32	PT
P	21	31-07-1998	38,8	-7,9	5	4	95	70	180	318	14	52	14	PT
P	22	20-03-2002	38,7	-8,2	12,5	3,7	284	41	-149	121	51	233	17	PT
P	23	11-12-2002	36,02	-7,8	12	54	41	105	5	313		70	79	CMT
P	24	13-02-1999	37,261	-8.475	22	2,2	46	88	-52	348	36	105	32	CAR
P	25	12-04-1999	37,334	-8.475	12	2	186	81	-44	135	37	343	22	CAR
P	26	11-06-1999	37,322	-8.551	8	1,9	347	79	-9	303	14	213	2	CAR
P	27	29-07-1999	37,191	-7.869	5	2,3	178	61	-1	131	21	39	19	CAR
P	28	21-10-1999	37,332	-8,562	15	2	184	87	-23	137	18	232	14	CAR
P	29	27-03-2000	36,67	-7.305	19	3,7	250	64	72	353	17	127	66	CAR
P	30	18-04-2000	37,201	-8.597	11	2,1	210	81	-36	162	31	263	17	CAR
P	31	26-04-2000	36,782	-8.056	27	2,7	356	80	23	127	9	221	23	CAR
P	32	30-07-2000	36,646	-7.334	21	2,7	226	70	84	321	25	126	65	CAR
P	33	23-04-1996	37,107	-8,544	12	2,6	301	90	-179	166	1	76	1	BEZ
P	34	08-07-1996	37,354	-8,818	5	3,4	81	90	179	126	1	36	1	BEZ
P	35	17-07-1996	37,339	-8,479	9	2,2	196	78	74	299	31	86	54	BEZ
P	36	30-08-1996	37,074	-7,942	22	2,4	39	65	102	120	19	332	68	BEZ
P	37	11-06-1997	37,437	-7,717	27	2,7	71	65	-153	290	36	20	0	BEZ
P	38	05-07-1997	37,305	-8,656	18	2,6	276	90	-125	156	35	36	35	BEZ
P	39	04-03-1998	37,334	-8,531	12	3,2	93	72	179	317	12	50	13	BEZ
P	40	24-04-1998	36,911	-8,648	23	2,3	332	90	36	101	25	203	25	BEZ
A	1	10-12-5190	38,4	-29,3	15	5,3	132	33	-59	151	67	20	15	CMT

A	2	11-12-1973	38,7	-28,7	15	5,0	329	58	-20	294	35	197	10	BUF
A	3	07-09-1998	38,7	-28,6	0	6,2	156	88	0	111	1	21	2	PT
A	4	23-11-1973	38,4	-28,3	15	5,1	23	90	-179	248	1	158	1	BUF
A	5	01-01-1980	38,8	-27,7	10	6,9	238	88	-175	103	5	13	2	PT
A	6	06-28-1997	38,4	-26,6	15	5,1	335	44	-87	0	90	243	1	PT
A	7	20-04-1968	38,3	-26,6	15	4,9	117	42	89	28	3	220	87	BUF
A	8	06-09-1964	38,3	-26,6	15	4,9	185	62	3	143	17	46	21	BUF
A	9	06-27-1997	38,4	-26,5	15	5,9	301	35	-111	93	73	226	12	CMT
A	10	11-21-1988	38,3	-26,3	15	5,8	345	29	-37	348	56	217	24	CMT
A	11	06-27-1997	38,3	-26,2	15	5,1	284	27	-147	102	54	236	27	CMT
A	12	02-12-1981	38,4	-26,1	15	5,6	141	42	-80	161	82	44	3	CMT
A	13	01-21-1989	37,9	-25,9	15	5,6	131	41	-87	193	86	39	4	CMT
A	14	10-16-1988	37,4	-25,2	15	5,2	303	90	180	168	0	78	0	CMT
A	16	04-07-1966	37,5	-24,7	10	5,4	341	49	-42	318	55	219	6	BUF
A	15	05-07-1966	37,6	-24,7	18	5,1	180	48	30	129	12	25	47	BUF
A	17	08-05-1939	37,4	-23,9	15	7,1	41	35	-154	234	49	355	24	CMT
A	18	03-09-1996	37,1	-23,9	15	5,7	319	28	-106	85	71	241	18	CMT
A	19	12-09-1991	37,2	-23,6	15	5,2	330	45	-90	0	90	60	0	CMT
C	1	25-11-1941	37,4	-19	25	8,4	177	79	-6.0	42	4	133	11	BUF
C	2	17-10-1983	37,6	17,5	4	6,2	95	88	-170	50	1	320	4	BUF
C	3	20-05-1931	37,4	-15,9	15	7,1	64	59	4	24	24	285	19	BUF
C	4	30-12-1970	37,2	15	15	5,1	265	54	1	126	24	226	24	BUF

Tabela 6.1- Parâmetros dos mecanismos focais empregues neste estudo. A=Zona Ocidental (Açores), C=Zona Central, P= Zona Ocidental. BUF=Buforn et al. (1988), BOR=Borges (1996), MOR=Moreira (1991); BEZ=Bezzeghoud et al. (2000); CARR=Carrilho et al. (2004); CMT= solução do Centróide, Dziewonski (1981); PT=Resultado obtido no presente trabalho; ϕ, θ, λ , são os parâmetros do mecanismo focal e Φ e Θ , são o azimute e o mergulho dos eixos P e T, respectivamente.

Recorda-se que na figura (3.1), onde se encontra representada a sismicidade para toda esta zona, estão indicadas as referidas zonas de estudo. No que se refere ao mecanismo focal desta região, a informação disponível é aquela que resulta dos trabalhos de diferentes autores (capítulo 3), dos mecanismos baseados no método do centróide (obtidos em catálogos das agencias Harvard, ERI e USGS) e dos resultados obtidos neste trabalho. Foram seleccionados os mecanismos cujas soluções apresentam maior grau de confiança, que é atribuída com base no seguinte critério: consideram-se como possuidores de maior grau de confiança os resultados obtidos pela modelação a partir da forma da onda, seguem-se os resultados obtidos a partir das polaridades e finalmente os resultados baseados no método do centróide (CMT publicado por Harvard). Com base nestes critérios valorativos constituiu-se uma lista de eventos com solução de mecanismo focal; esta lista, com os respectivos parâmetros epicentrais e de mecanismo, consta da tabela 6.1.

Segue-se a análise detalhada de cada sector.

6.2 Zona dos Açores

A sismicidade na Região Açores, caracteriza-se por eventos de magnitude reduzida a moderada, em geral de magnitude inferior ou igual 6, embora existam registos instrumentais de dois eventos de magnitude $M_s \geq 7$ no século XX. Os epicentros destes sismos apresentam uma distribuição linear e concentrada numa estreita faixa que parte da Crista Média Atlântica a 39° N, 30° W, com uma orientação aproximada E-W, deflecte-se para NW a partir do meridiano 27° W e extingue-se a 24° W. Os hipocentros destes sismos são superficiais e não ultrapassam os 11 km que é profundidade média da Moho na maioria dos modelos de velocidade para esta zona (Hirn, 1980; Miranda, 98; Vales, 2001).

6.2.1 Mecanismo focal

A figura 6.1 mostra todos os mecanismos focais da região circundante do ponto triplo dos Açores (parte A) e a selecção de eventos da mesma (parte B); os mecanismos a preto foram obtidos a partir da modelação das ondas volúmicas (OV) e das polaridades (MF) e os mecanismos a cinzento são obtidos a partir do método do centróide (CMT).

Constata-se, pela análise da referida figura (B), que apesar do número de mecanismos ser reduzido, existe um claro predomínio de mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal* com eixos P entre o ponto triplo e a ilha Terceira (Zona I), ao passo que entre esta última e a falha da Gloria (Zona II) o mecanismo predominante é o do tipo *normal*.

Como se compreende, a classificação do tipo de mecanismo focal quase nunca é fácil de estabelecer, já que a generalidade dos eventos apresenta componentes mistas. Para contornar esse problema recorreu-se a critérios de classificação objectivos baseados na inclinação dos eixos P, Z e T dos mecanismos focais. Estes eixos são projectados num diagrama de três entradas designado por diagrama de Frohlich (figura 6.4) (frohlich, 1992). Neste diagrama cada semicírculo define uma área de classificação que corresponde ao mecanismo do vértice a que pertence. Assim, qualquer mecanismo pode ser representado, neste diagrama, por um ponto; se esse ponto se encontra dentro de um dos três semicírculo então ser-lhe-á atribuída a classificação da respectiva área, caso contrário, será classificado como *obliquo*. A partir dos mecanismos seleccionados construiu-se o diagrama de Frohlich; da sua análise decorrem as seguintes conclusões: (a) apesar do número de mecanismos da **Zona I** ser reduzido, existe um predomínio de mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal*; (b) na **Zona II** os mecanismos são claramente de falha *normal*. Confirma-se, deste modo, o que foi referido no parágrafo anterior.

A forma mais geral de representar uma fonte sísmica é aquela que é a utilização da grandeza tensor momento sísmico (TMS). Se consideramos, como é sugerido pela análise

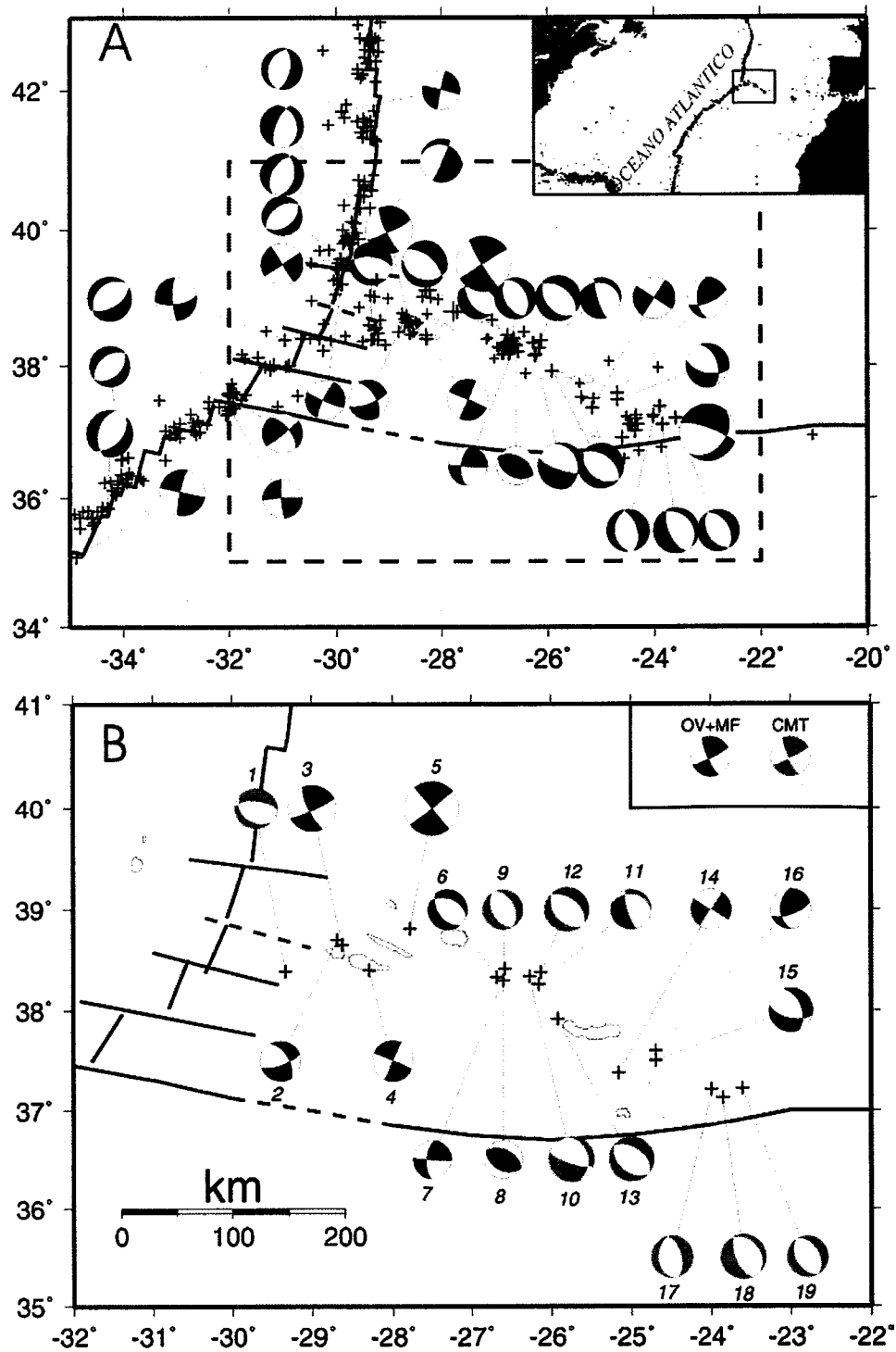


Figura 6.1- (A) sismicidade ($M \geq 4.5$ para o período de 1985 a 2001, retirada da base de dados USGS) e mecanismos focais na região dos Açores (Harvard, Buforn et al.(1988) e do presente trabalho. (B) mecanismos focais seleccionados (MP) obtidos a partir da modelação das ondas internas e (CMT) a partir do Centroide (Harvard)).

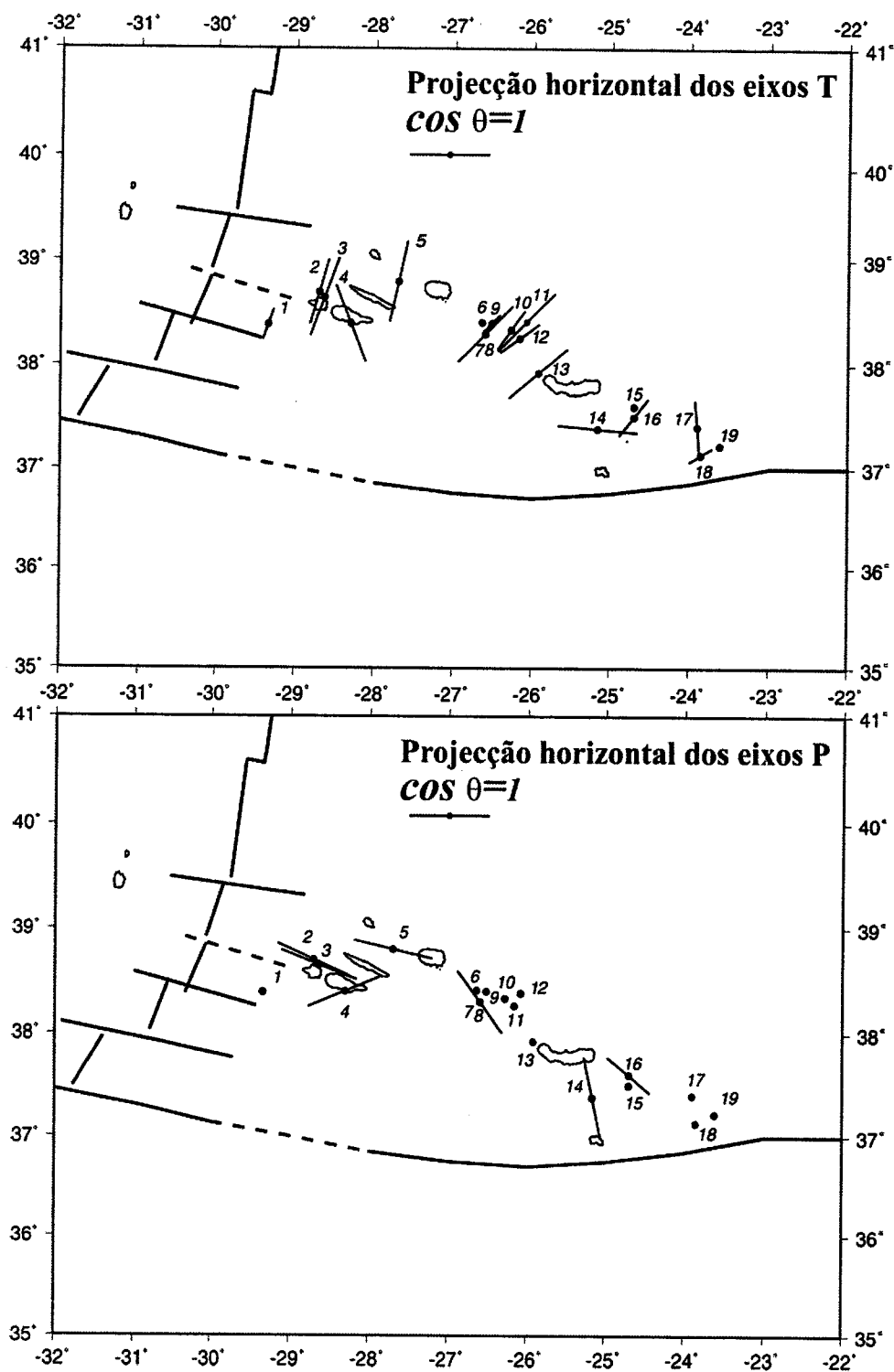


Figura 6.2- Representação da projecção horizontal dos eixos T (em cima) e P (em baixo). O comprimento do segmento que representa o eixo é proporcional ao cosseno da inclinação do mesmo. Os eixos com inclinação superior a 45° não são representados.

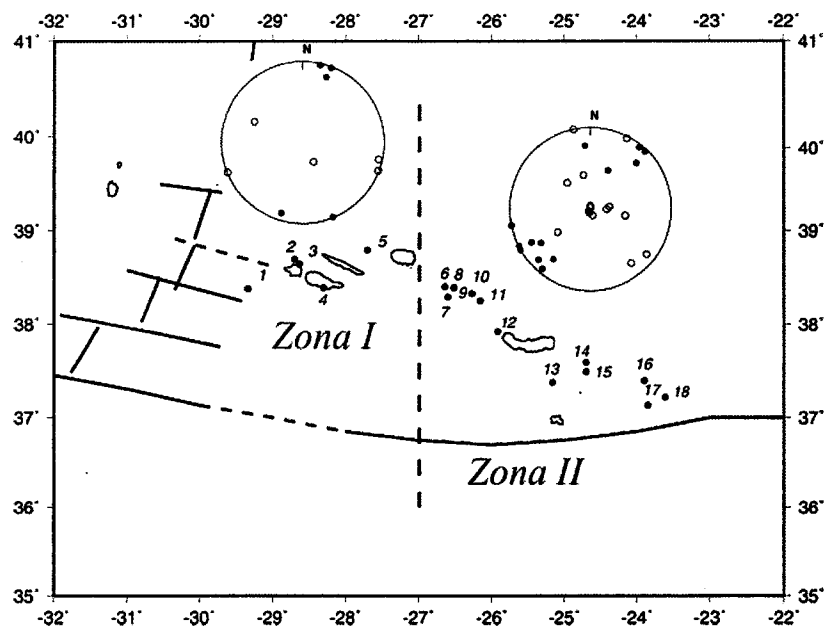


Figura 6.3- Projecção dos eixos P (círculos vazios) e T (círculos cheios) para as zonas I e II dos Açores.

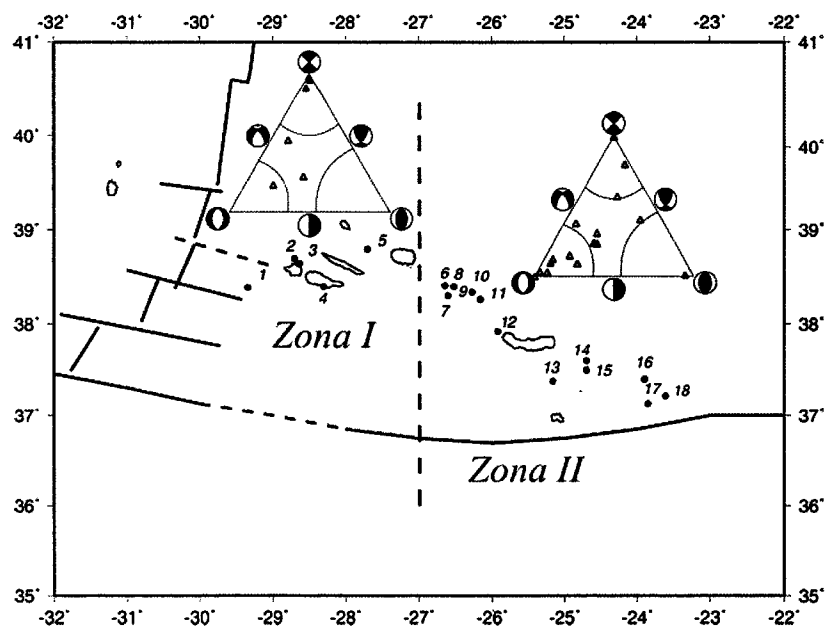


Figura 6.4- diagrama de Frohlich obtido a partir dos mecanismos focais da zona I (diagrama da esquerda) e Zona II (diagrama da direita).

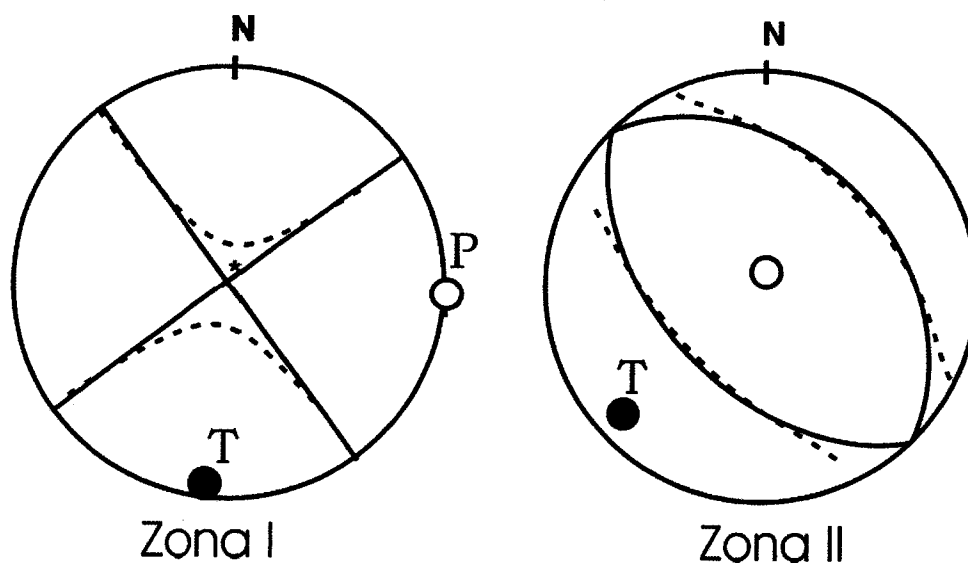


Figura 6.5- Tensores momento sísmico calculados a partir da soma dos mecanismos focais dos sismos da selecção apresentada na figura 6.1, para as Zonas I e II. A tracejado está representado o tensor momento sísmico e a contínuo a correspondente solução do tipo *duplo par de forças*.

ZONA	Plano Nodal			Eixo P		Eixo T		%NDPF
	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	
I	234	89	0	99	0	189	1	8%
II	315	38	-91	49	83	226	7	12%

Tabela 6.2- Valores dos parâmetros das componentes do tipo "duplo par de forças" e percentagem da componente do tipo "par de forças linearmente compensadas" (δ e λ são os parâmetros strike dip e slip, Φ e Θ são os parâmetros azimute e mergulho dos eixos P e T, respectivamente).

das figuras 6.1 (mecanismos focais), 6.2 e 6.3 (orientação dos eixos T e P) e 6.4 (diagramas de frohlich), que cada zona é homogénea no que respeita aos parâmetros característicos da fonte sísmica, então podemos somar as componentes do tensor momento sísmico de todos os eventos pertencentes cada zona. Assim, a partir dos momentos sísmicos e parâmetros dos mecanismos focais seleccionados (figura 6.1B) e tabela (6.1), foi calculado, para cada zona, o TMS total. Seguidamente, este tensor foi decomposto em duas componentes: 1) Duplo Par de Forças (DPF) e 2) Par de Forças Linearmente Compensadas (secção 4.2.3).

Na figura (6.5) estão representados os TMS para as duas zonas e na tabela (6.5) apresentam-se os respectivos valores de parâmetros. A análise desta figura permite-nos extrair as seguintes conclusões:

1. na **zona I**, a solução global é do tipo *deslizamento-horizontal* com uma orientação similar aos mecanismos dos sismos de 1980 e 1998 e com uma componente de PFLC de 8%, reveladora da homogeneidade no tipo de mecanismo desta região; os eixos de tensão (T) e de compressão (P) são horizontais;
2. Na **zona II**, os resultados apresentam uma solução de tipo normal similar à do sismo de 1939 (sismo de magnitude $M_s=7,1$ que ocorreu a leste da zona II, junto à falha da Gloria), com eixo de tensão (T) horizontal e eixo de pressão (P) vertical e com uma componente de PFLC de 12%; Estes resultados confirmam o que decorre da interpretação do diagrama de Frohlich.

6.2.2 Tensão e deformação sísmica

Nesta secção apresenta-se o cálculo da deformação sísmica na secção dos Açores calculada a partir do momento sísmico escalar total libertado nesta área. Como foi referido no capítulo 4, o momento sísmico escalar pode ser calculado a partir da área da falha e do deslizamento que sob ela ocorre, através da expressão de Kanamori (4.10). Considerando uma falha de área A ($A = L \cdot W$ em que L é o comprimento da falha e W a respectiva

DATA	Zona	Referência	Ms	M ₀ (Nm)
11-12-1973	I	BUF	5,0	3,40×10 ¹⁶
01-01-1980	I	pt	7,0	2,46×10 ¹⁹
26-06-1989	I	CMT	5,5	5,43×10 ¹⁷
20-01-1993	I	CMT	4,7	1,19×10 ¹⁷
09-07-1998	I	pt	6,0	1,75×10 ¹⁸
06-09-1964	II	BUF	4,9	5,40×10 ¹⁶
05-07-1966	II	BUF	5,1	4,10×10 ¹⁶
12-02-1981	II	CMT	5,1	3,18×10 ¹⁷
09-04-1984	II	CMT	4,8	9,50×10 ¹⁶
16-10-1988	II	CMT	5,1	8,90×10 ¹⁶
21-11-1988	II	CMT	5,4	7,15×10 ¹⁷
21-01-1989	II	CMT	5,2	3,45×10 ¹⁷
09-12-1991	II	CMT	4,6	8,17×10 ¹⁶
09-03-1996	II	CMT	5,4	7,43×10 ¹⁷
27-06-1997	II	pt	5,1	9,60×10 ¹⁶
27-06-1997	II	CMT	4,4	6,22×10 ¹⁶

Tabela 6.3- Valores de magnitude Ms e momento sísmico escalar Mo. BUF - Buforn et al., 1988; CMT- centróide, pt - resultado obtido no presente trabalho.

largura), na qual ocorrem, durante um período de tempo T , sucessivos eventos sísmico com mecanismo focal constante e momento sísmico escalar total dado por $M_o^T = \sum M_o$. A taxa de deformação D' , para esta falha, pode ser calculada a partir da deformação D acumulada ao longo de um período T e de M_o^T , através de

$$D' = \frac{M_o^T}{\mu LTW}. \quad (6.1)$$

A aplicação deste método ao cálculo da taxa de deformação na zona dos Açores levanta, à partida, um problema: o número de eventos com o momento sísmico escalar conhecido é reduzido. A solução deste problema passa pelo cálculo do momento sísmico escalar a partir da magnitude Ms dos sismos em que M_o é desconhecido. Para tal tornou-se necessário estabelecer uma relação entre o momento sísmico escalar e a magnitude Ms.

A partir dos momentos sísmicos conhecidos para a região dos Açores (tabela 6.3) foi estimada a lei empírica que relaciona $\log(M_o)$ com a magnitude Ms. Na figura (6.6) encontram-se a representação gráfica dessa lei que se exprime pela relação logarítmica:

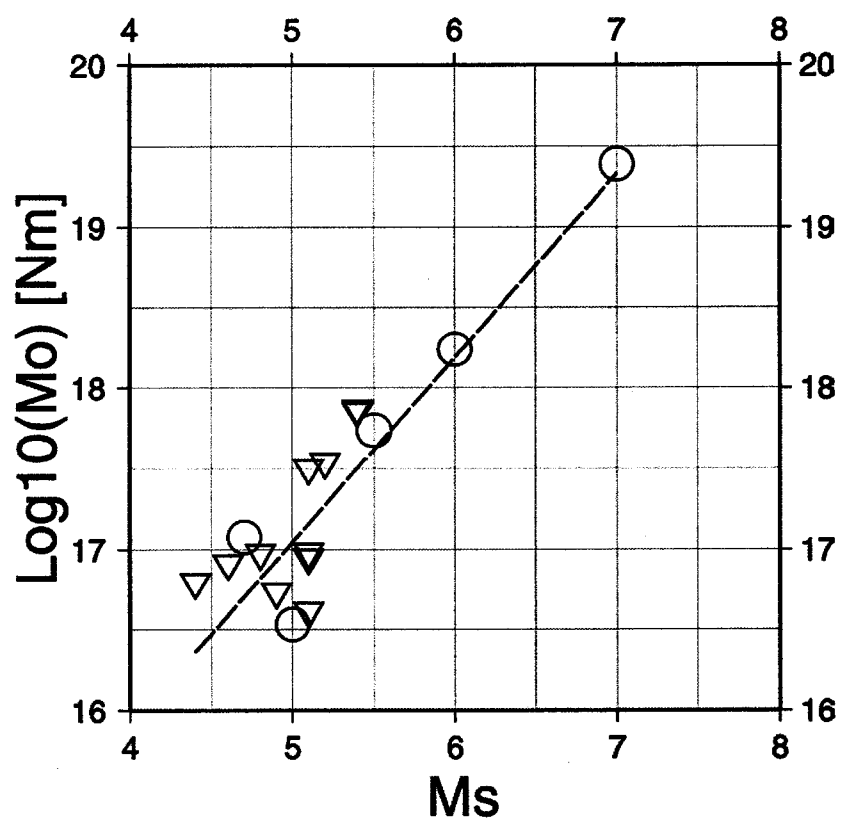


Figura 6.6- Relação $\log M_0 = 1.1M_s + 11.7$ obtida a partir dos sismos de magnitude $M_s \geq 4.5$ para o período 1923-1998, ocorridos no Arquipélago dos Açores.

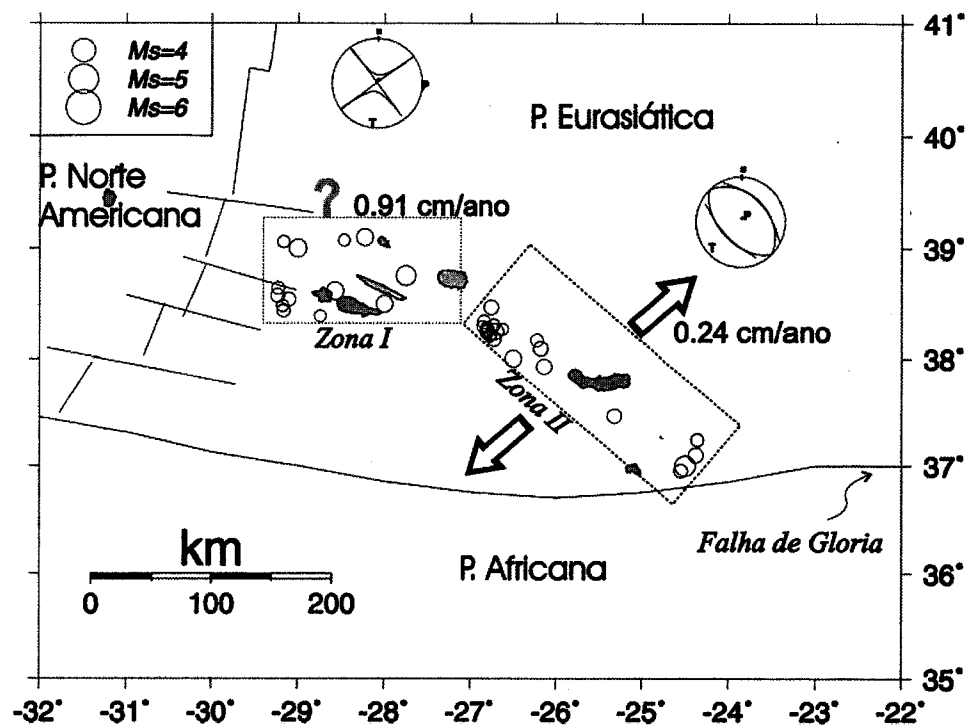


Figura 6.7- Representação esquemática, no arquipélago dos Açores, da deformação sísmica e do tensor momento sísmico total, obtidos a partir da sismicidade registada no período compreendido entre 1923 e 1998, para as zonas I e II.

ZONA	$\sum M_o(Nm)$	$T(ano)$	$L(km)$	$W(km)$	$D'(cm/ano)$
I	$3,1 \times 10^{19}$	65	172	10 (plano vertical)	0,91 (direcção ?)
II	$2,5 \times 10^{19}$	65	250	14 (45° de inclinação)	0,24 (direcção N46°E)

Tabela 6.4- Valores do momento sísmico acumulado, características geométricas da área de deformação (L =comprimento e W = profundidade) e taxas de deformação, para as duas zonas (para as Zonas I e II). Para o cálculo da taxa de deformação utilizou-se um valor de $\mu = 3.3 \times 10^{10}$ Pa e aplicou-se a relação 6.1

$$\log(M_o) = 1,1Ms + 11,7 \quad (6.2)$$

A aplicação desta relação aos restantes eventos da zona I e II cujas magnitudes M_s são conhecidas permitiu estimar, para cada um desses eventos, o respectivo momento sísmico escalar M_o .

A partir do momento sísmico escalar foram calculadas as taxas médias de deformação sísmica para as zonas I e II. Os parâmetros envolvidos neste cálculo constam da tabela (6.4). Para este cálculo contribui o somatório dos momentos sísmicos associados aos eventos de magnitude $M_s \geq 4.0$ ocorridos num período de $T = 65$ anos. A área de deformação é definida por um rectângulo sugerido pela distribuição espacial dos epicentros dos sismos (figura 6.7); neste caso o comprimento adoptado (que corresponde ao comprimento da falha L na expressão 6.1) é, para a zona I e II, respectivamente, $L=172$ km e $L=250$ km. Quanto à profundidade W , esta depende da espessura da camada sismogénica, que é, na crusta dos Açores, aproximadamente 10 km; assim, para a zona I considerou-se uma profundidade $W=10$ km - decorrente do mecanismo médio, que é, para esta zona, do tipo *deslizamento-horizontal* com planos nodais quase verticais - e, para a zona II, uma profundidade $W=14$ km - resultante do mecanismo médio desta zona que é do tipo *normal* com planos inclinados a 45°.

Da aplicação da relação (6.1), resultam taxas de deformação sísmica total de $D'=0,74$ cm/ano na direcção NS e $D'=0,24$ cm/ano na direcção N46°E para as zonas I e II, respectivamente.

A diferença entre os valores encontrados para as zonas I e II deve-se à ocorrência de 2 eventos de magnitude elevada na zona I: o sismo de 1980 ($M_s=7,1$) e o de 1998 ($M_s=6,0$). Estes resultados são superiores aos que foram obtidos por Bufo et al. (1988) (0,76 cm/ano), por Kiratzi e Papazachos (1995) (0,30 cm/ano), ou os que são dados pelos modelo cinemático de DeMets et al., (1990) (0,30 cm/ano). Contudo, os valores obtidos para a Zona II são inferiores a estes. O valor da taxa média para toda a região, considerando as respectivas áreas de libertação de momento sísmico, é de 0,46 cm/ano, o que se aproxima significativamente dos valores médios dados pelos modelos cinemáticos (0,30 cm/ano). Confirma-se, no entanto, que estamos perante um baixo valor de taxa de deformação sísmica, o que atribui a esta fronteira característica de expansão *ultra-lenta* com uma velocidade inferior aos 10 mm/ano.

6.3 Zona Central

Como já foi referido (figura 3.1) a falha da Glória caracteriza-se por uma lacuna sísmica que se estende desde os 24°W até aos 20°W . A partir deste meridiano até aos 13°W a fronteira de placas apresenta uma orientação E-W e inclui vários sismos, alguns deles de elevada magnitude, dos quais se salienta o de 20 de Maio de 1931 ($M_s=7,1$) ou o sismo de 25 de Novembro de 1941 ($M_s=8,4$).

O cálculo do tensor das tensões para esta região foi feito, tal como na secção anterior, através da soma dos tensores momento sísmico de eventos ocorridos nesta região. O tensor resultante encontra-se ilustrado na figura (6.10) e o valor dos parâmetros constam da tabela (6.5).

Constata-se, pela análise da figura (6.10), que o tensor momento sísmico resultante evidencia um mecanismo médio do tipo *deslizamento-horizontal* com uma muito reduzida componente NDPF (0,3%), facto que confirma a grande homogeneidade dos mecanismos

desta região, resultado já bem patente nos mecanismos focais individuais (figura 6.8) e nos eixos P e T (figura 6.9). As mesmas conclusões podem ser retiradas da análise do diagrama de Frohlich (figura 6.11).

Dada a insuficiência de dados não foi possível estabelecer, à semelhança do que foi feito para a região ocidental, a relação M_s/M_o , por isso foi utilizado o valor global encontrado por Buform et al. (1988) para toda a região Açores-Gibraltar, que é dado por

$$\log(M_o) = 1,6M_s + 10,97 \quad (6.3)$$

Aplicando a expressão (6.3) ao conjunto dos dados desta zona obteve-se uma taxa de deformação para a zona central de 1,8 cm/ano. Este valor é inferior a 3,39 cm/ano, obtido por Buform et al. (1988) (devido ao inferior intervalo de tempo considerado utilizado por estes autores e ao elevado momento sísmico escalar do evento 1 ($M_o=1,6 \times 10^{19}$ Nm). Este valor é também inferior a 2,3 cm/ano, valor previsto pelo modelo NUVEL-I (DeMets et al., 1990).

6.4 Zona Oriental

Em Portugal continental e margem atlântica adjacente a distribuição de mecanismos focais é bastante heterogénea. Na figura (6.12) podem ver-se representados 23 mecanismos focais sendo 10 deles calculados neste trabalho e os restante 12 calculados por outros autores (tabela 6.1). Da análise desta figura conclui-se que os mecanismos são predominantemente

ZONA	Plano Nodal			Eixo P		Eixo T		%NDPF
	$\phi(^{\circ})$	$\delta(^{\circ})$	$\lambda(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	$\Phi(^{\circ})$	$\Theta(^{\circ})$	
Central	177	79	-4	133	10	42	5	0,3

Tabela 6.5- Valores dos parâmetros das componentes do tipo "Duplo par de Forças" e percentagem da componente do tipo "Par de Forças Linearmente compensadas" (ϕ , δ e λ são os parâmetros do plano, Φ e Θ são o azimute e mergulho dos eixos P e T, respectivamente).

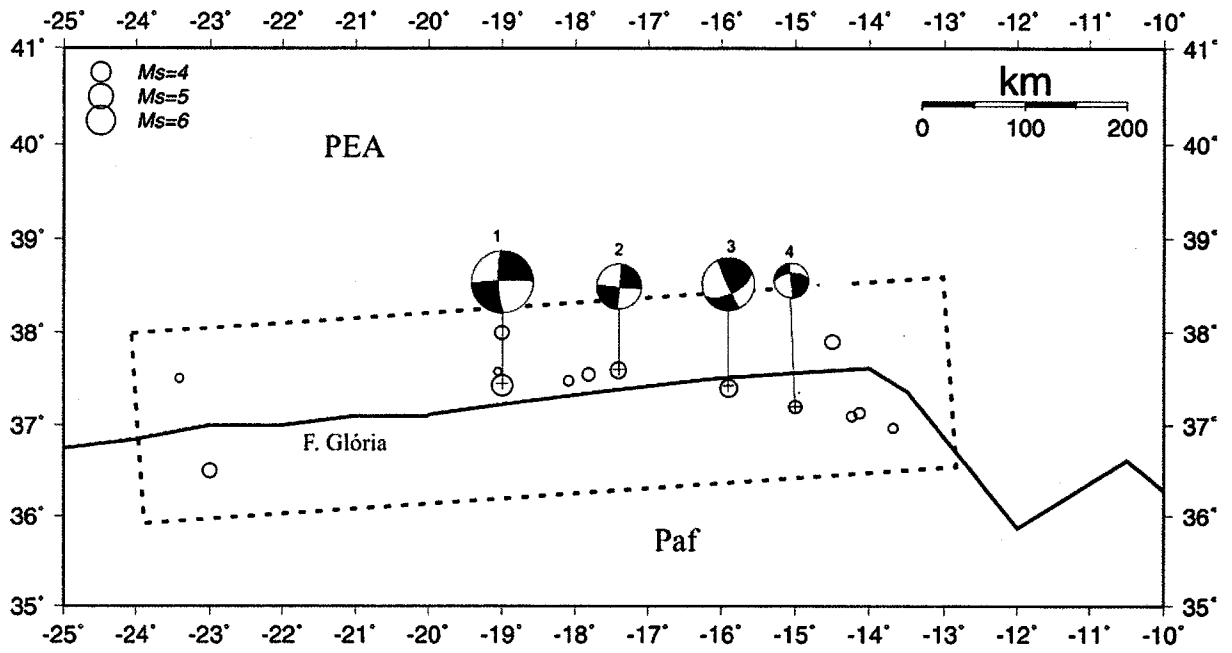


Figura 6.8- Mecanismos focais da Zona Central

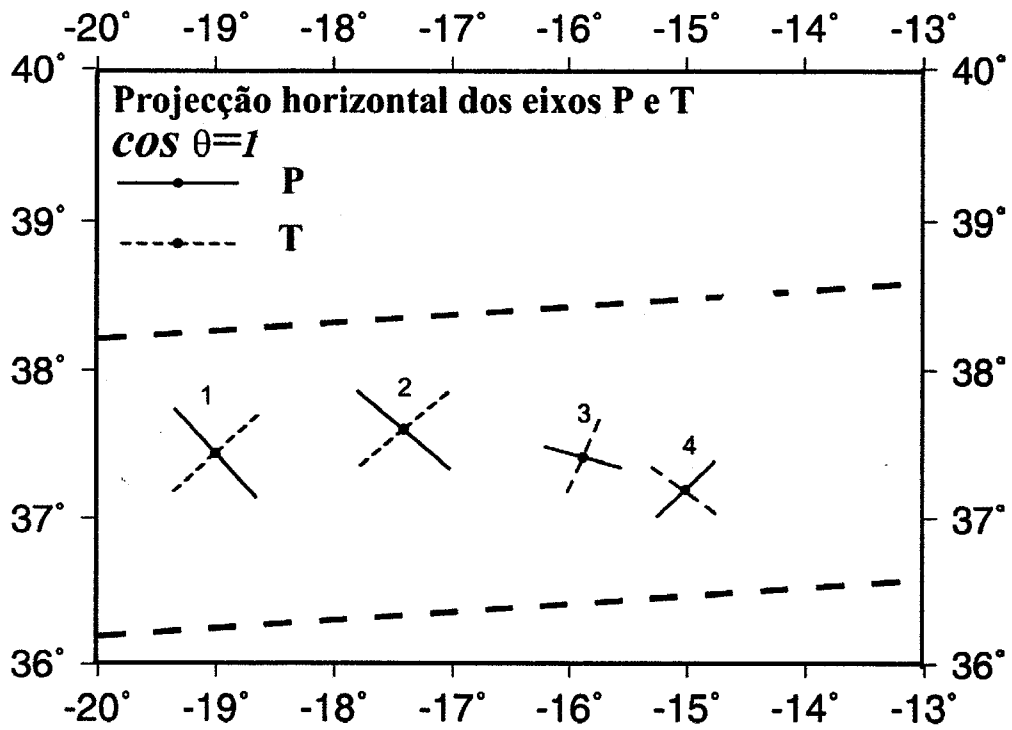


Figura 6.9- Representação da projeção horizontal dos eixos T (traço contínuo) e P (tracejado). O comprimento do segmento que representa o eixo é proporcional ao cosseno da inclinação do mesmo.

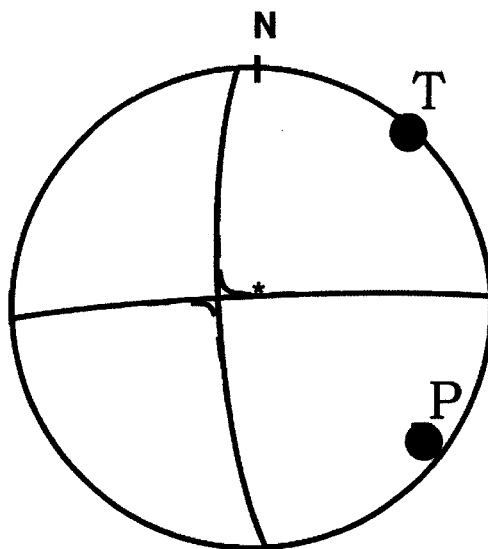


Figura 6.10- Tensor momento sísmico calculados a partir da soma dos mecanismos focais dos sismos da selecção da zona central. A tracejado está representado o tensor momento sísmico e o traço contínuo representa a componente do tipo *duplo par de Forças*.

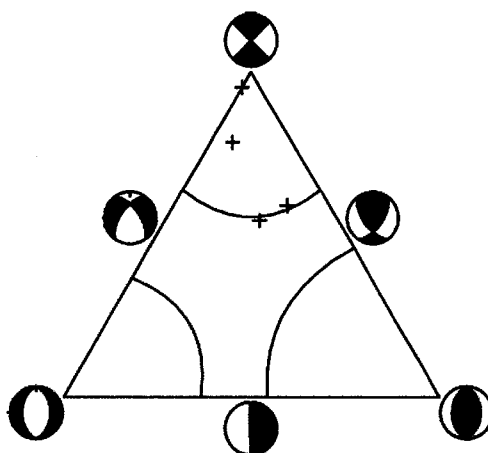


Figura 6.11- Diagrama de Frohlich zona Central.

ZONA	$\sum M_o(Nm)$	$T(anos)$	$L(km)$	$W(km)$	$D'(cm/ano)$
Central	$3,4 \times 10^{20}$	70	800	10 (plano vertical)	1,8 (direcção E-W)

Tabela 6.6- Valores do momento sísmico acumulado, características geométricas da área de deformação (L=comprimento e W= profundidade) e taxas dedeformação para a zona central.

do tipo *deslizamento-horizontal*, *inverso*, ou *oblíquo*. Apesar da aparente dispersão no que respeita ao tipo de solução de mecanismo focal, é possível estabelecer um padrão de mecanismo para toda a zona em apreciação, através da identificação de cinco zonas com soluções aproximadamente homogéneas: a margem Oeste Ibérica, a zona de Lisboa e Vale do Tejo, a Região de Évora e áreas limítrofes, a faixa Algarvia e zona fronteira interplacas. Segue-se uma análise detalhada de cada uma das zonas.

1- Margem Oeste Ibérica

A margem Oeste Ibérica apresenta poucos mecanismos, mas todos eles com movimentação do tipo *deslizamento-horizontal*; 2 e 6 apresentam planos na direcção N-S e E-W e 16 apresenta planos orientados na direcção NW-SE e NE-SW. Os primeiros poderão estar associados ao prolongamento da falha da Nazaré enquanto que o segundo poderá estar associado ao prolongamento da falha do Vale Inferior do Tejo. De acordo com esta hipótese, para os eventos 6 e 2 o deslizamento mais provável é no sentido dextral na direcção E-W e o mecanismo 16 resultaria de uma movimentação neste mesmo sentido, mas na direcção NE-SW (figura 6.12).

2- Lisboa e Vale do Tejo

A Norte de Lisboa e do rio Tejo, próximo da costa, existem dois eventos (10 e 11) com mecanismos de falha normal (figura 6.13, A4), enquanto que a a sul (próximo do Vale do Sado e a Norte (eventos 12 e 13) existem mecanismos de falha inversa com planos orientados na direcção NNE-SSW. Apesar destes últimos eventos parecerem estar associados a falhas cartografadas e assinaladas na carta neotectónica (o evento 11 poderá estar associado a um conjunto de falhas de orientação NNE-SSW e o evento 13 ao prolonga-

mento para norte da Falha Deixa-o-Resto (FDR) (Ribeiro et al., 1996)(figura 6.13) - esta relação não deve ser encarada de forma categórica devido às imprecisões na localização dos epicentros. Incluímos ainda nesta zona o evento 22, de falha normal, com planos orientados na direcção WNW-ESE e NNW-SSE. Para este mecanismo, consideramos como mais provável a primária orientação por coincidir com a orientação de algumas das falhas da região (como por exemplo a falha do Cibourro e a falha de Grândola). Este facto, associado à proximidade da Bacia do Baixo Tejo-Sado, leva-nos a considerar a hipótese deste evento se encontrar associado a reajustes da crosta, em profundidade, relacionados, maioritariamente com fenómenos de subsidência da referida bacia.

3- Região de Évora e limítrofes

Os sismos 9, 20 e 21 localizam-se próximo da cidade de Évora e apresentam, todos eles, movimentação do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orientados na direcção N-S e E-W (figura 6.13, A5). Apesar de se poder identificar um alinhamento de epicentros da direcção N-S concordante com um dos planos dos mecanismos, não existem falhas conhecidas com a orientação dos planos das soluções de mecanismo focal (figura 3.9).

4- Faixa Algarvia

A região do Algarve e sua margem costeira imediata é dominada por mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal* (eventos 24 - 40) com planos orientados nas direcções N-S e E-W; exceptuam-se os eventos 35 e 36 que são do tipo inverso (figura 6.13, A6). Apesar da fraca magnitude dos eventos ($1,9 \leq M \leq 3,7$), os seus mecanismos podem ser considerados representativos da região, quer sob o ponto de vista da tensão, quer no que respeita ao tipo de mecanismo; as razões são: (1) número de eventos (12), com a mesma tendência do campo regional da tensão, é significativo; (2) os eventos de fraca magnitude apresentam uma tendência semelhante à dos eventos 7, 8, 14 e 15 de magnitude superior ($4,3 \leq M \leq 5,0$) que se encontram na sua vizinhança; (3) a distribuição espacial dos eventos abrange a quase

totalidade do Algarve. Este resultado confirma o modelo tectónico para a Bacia Algarvia, proposto por Terrinha (1997), segundo o qual a margem Algarvia seria cortada por um conjunto de falhas de deslizamento horizontal. Este modelo foi corroborado por Borges et al. (2001) a partir dos dados de mecanismos focais dos eventos 7, 8, 14 e 15 e é confirmado a partir dos dados de mecanismos recentes da zona Algarvia. Neste sentido foram introduzidas mais soluções focais de sismos que ocorreram, nos últimos anos, na faixa do Algarve. Estes eventos foram agrupados em zonas utilizando o critério da proximidade; para cada zona foi calculado o tensor momento sísmico total que depois foi separado nas suas componentes DPF e PFLC. Na tabela (6.7) mostram-se os eventos associados a cada zona, os respectivos mecanismos médios, assim como a percentagem da componente PFLC - esta última apresenta um reduzido valor, o que atesta a homogeneidade da zona sob o ponto do estilo de mecanismo focal e na figura (6.14) apresentam-se as projecções dos respectivos TMS. Na figura (6.15) podem ver-se representados os mecanismos médios para as referidas zonas, bem como as soluções focais, individuais, dos eventos 15, 31 e 34; em todos os casos o mecanismo dominante é do tipo *deslizamento-horizontal*. No seu conjunto (figura 6.15), os resultados para esta área mostram, sem ambiguidade, que a faixa Algarvia está sujeita a movimentos de deslizamento horizontal. Ainda, segundo o modelo de Terrinha (1997), incluir-se-ia a designada hipotética falha do Guadiana, à qual, segundo este autor, deverá estar associado o evento de Huelva (evento nº 15) e não ao prolongamento para oriente da falha de Loulé como fora proposto por Mezcua e Roeda (1997). Ao prolongamento oceânico desta falha poderá também estar relacionado o evento nº 1. Os restantes eventos (7, 8, e 14) seriam também explicados através do modelo proposto por Terrinha. Esta interpretação pode ainda ser reforçada pelo que na margem algarvia as falhas possuem uma orientação aproximada N-S. Neste contexto podemos considerar que os mecanismos da faixa algarvia e respectiva margem são consequência de um deslizamento horizontal no sentido esquerdo desenvolvido em falhas orientadas numa direcção aproximada N-S.

5- Zona fronteira Inter-placas



Mais a Sul, já próximo da fronteira de placas, existe um conjunto de sismos (3, 4, 5, 17, 18 e 19) que apresentam uma notável homogeneidade ao nível dos mecanismos focais. Todos eles são mecanismos oblíquos com uma importante componente inversa. Estes eventos estão poderão estar associados a um conjunto de falhas com orientação média E-W que resulta da colisão entre as placas Euro-asiática e Africana e (figura 6.13, A7).

Na figura (6.16) apresentam-se o diagrama de Frohlich para as duas zonas A1 (compreendida entre $36,75^\circ$ e 40°) e A2 (compreendida entre 40° e $36,75^\circ$). De acordo com estes diagramas pode afirmar-se que no continente e margem oeste atlântica predominam os mecanismos de *deslizamento-horizontal a oblíquo*, enquanto que na margem sul predominam os mecanismos do tipo inverso.

Na parte superior da mesma figura encontra-se representada a projecção dos eixos P e T onde se observa claramente que os eixos P e T se orientam, respectivamente, nas direcções NW-SE a NNW-SSE com inclinação sub-horizontal a horizontal NNE-SSW a NE-SW com inclinação vertical a horizontal.

Dada a elevada dispersão da orientação e inclinação dos eixos P e T apresenta uma dispersão considerável, tal como no caso dos mecanismos focais, procedeu-se a uma análise da distribuição geográfica dos eixos P e T. Esta distribuição, apresentada nas figuras (6.17) (projecção dos eixos P) e (6.18) (projecção dos eixos T) permite observar que na região continental e respectiva margem atlântica a orientação dos eixos P concluir que na região continental e respectiva margem atlântica a orientação dos eixos P é NW-SE a NNW-SSE com inclinação horizontal a sub-horizontal enquanto que os eixos T apresentam um inclinação que varia de sub-horizontal, na parte continental, para sub-vertical, na margem sul do Algarve. Devido à inexistência de dados entre os paralelos $37,25^\circ$ e $38,25^\circ$, não podemos saber se esta mudança de orientação e de inclinação é gradual. Podemos, contudo, afirmar que toda a região se encontra sob a influência de uma compressão média na direcção NO-SE e extensão na direcção NW-SO.

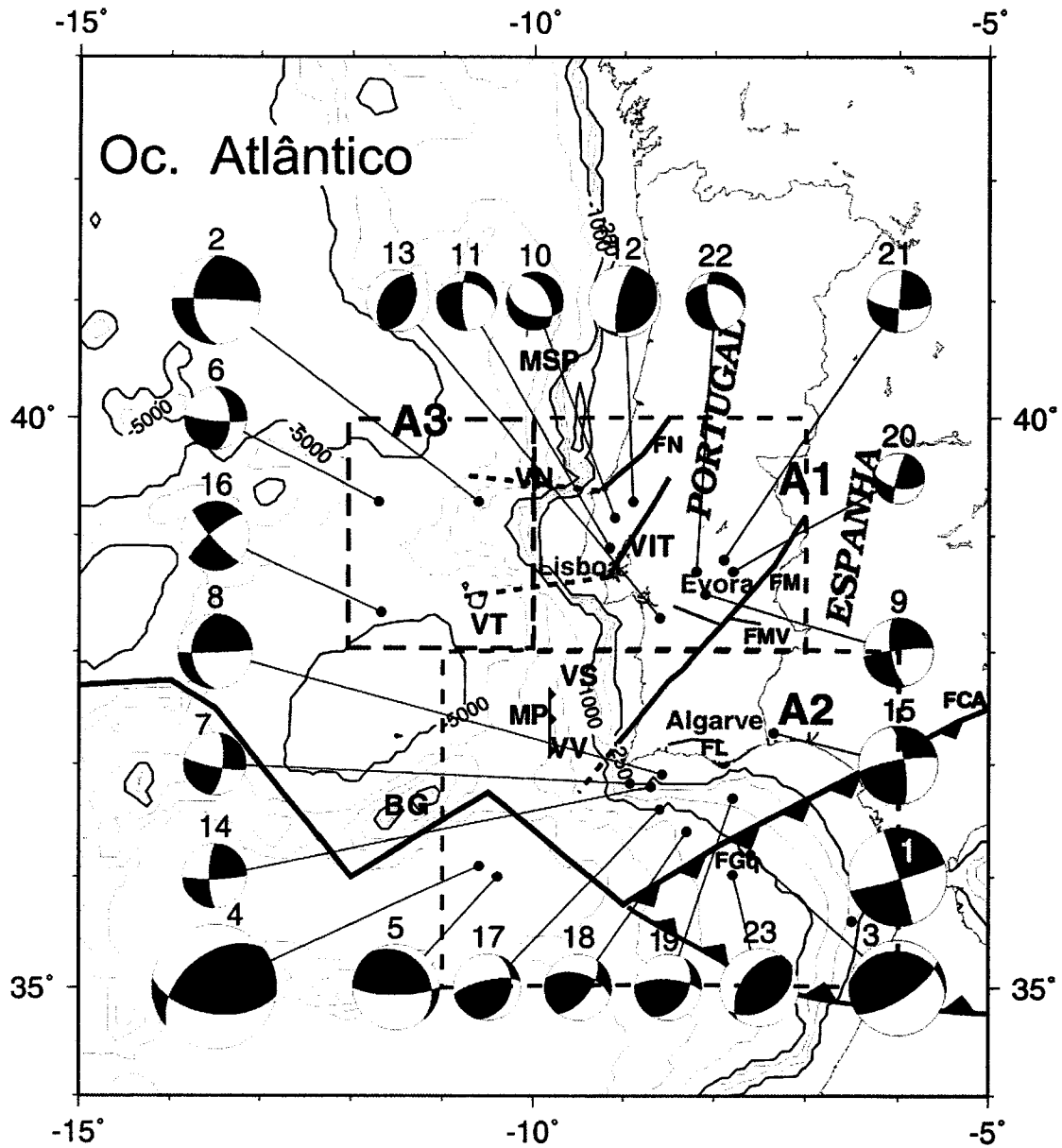


Figura 6.12- Mecanismos focais em Portugal Continental e margens atlânticas sobre um fundo batimétrico, com intervalos de 250 m e 1000 m. A1 e A2 correspondem às áreas de pormenor representadas na figura seguinte. O significado das siglas é dado na legenda da figura 3.8.

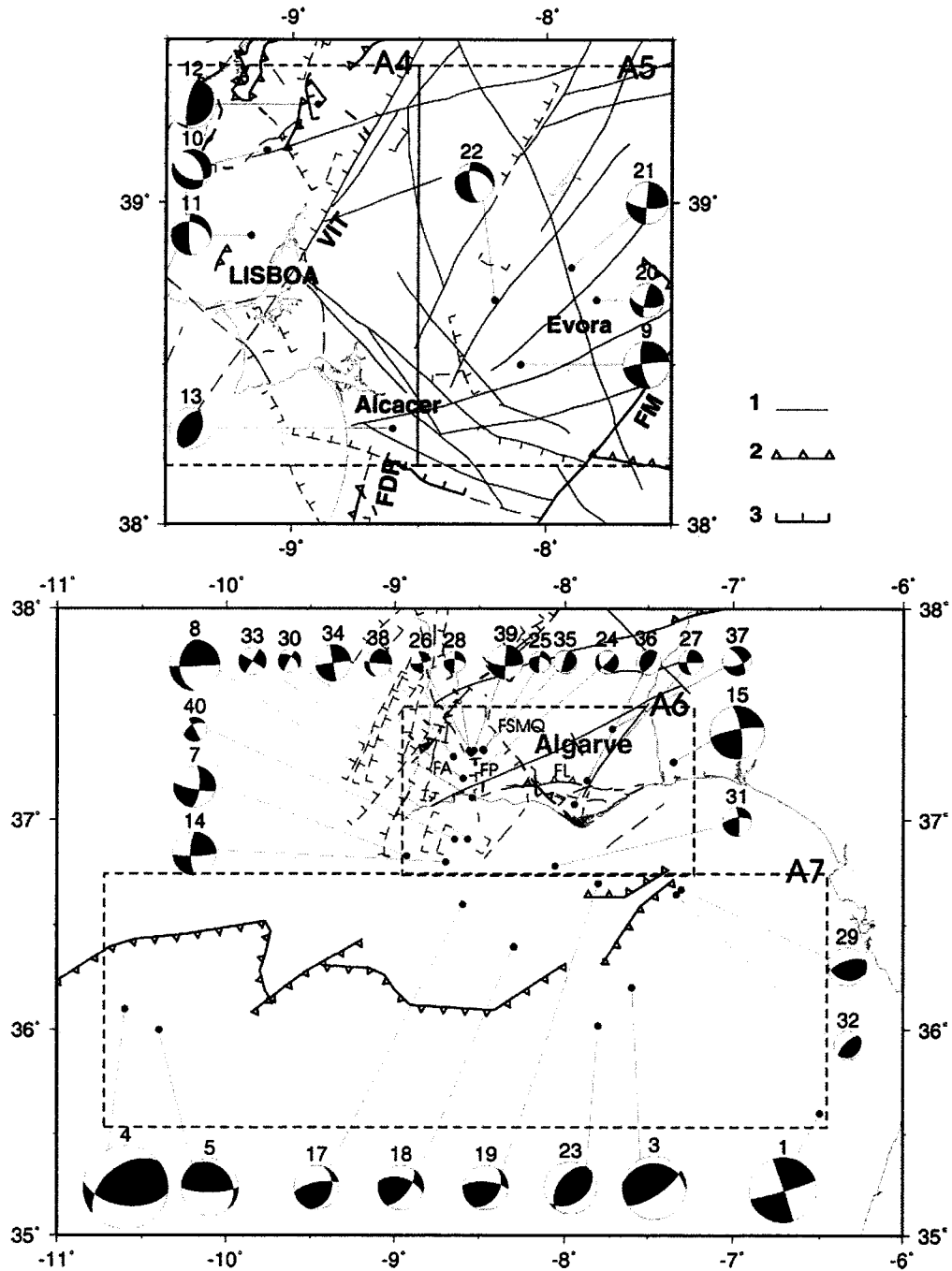


Figura 6.13- Detalhe dos mecanismos e das falhas geológicas de duas zonas: em cima são representadas as regiões de Lisboa, Vale inferior do Tejo e Évora; em baixo representa-se a faixa algarvia e mais a sul a zona fronteiriça ineter-placas. 1- lineamentos geológicos, 2 - falhas normais, 3 - Falhas inversas. FDR= Falha Deixa-O-Resto, FM= Falha da Messejana, FA= Falha de Aljezur, Fp= Falha de Portimão, FSMQ= Falha São Marcos-Quarteira, FL= Falha de Loulé FVT= Falha do Vale Inferior do Tejo. As falhas foram tiradas de Cabral e Ribeiro (1988).

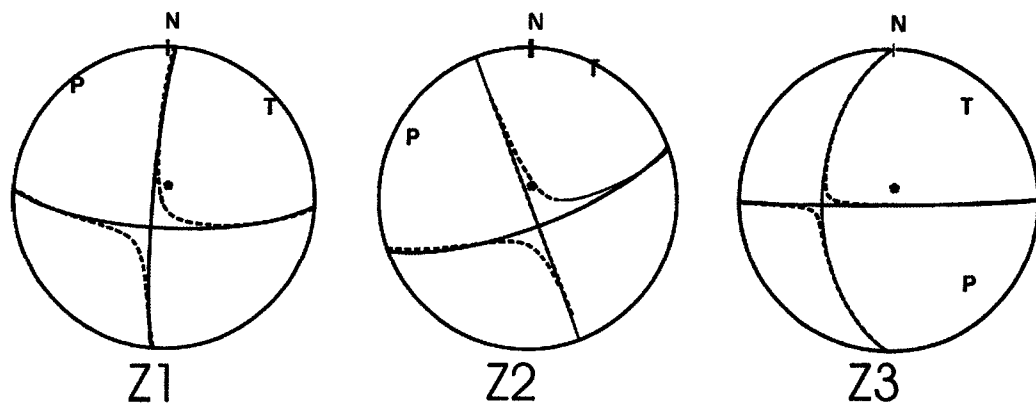


Figura 6.14- Tensores momento sísmico calculados a partir da soma dos mecanismos focais dos sismos das zonas Z1 Z2 e Z3 da região algarvia. A tracejado está representado o tensor momento sísmico e o traço contínuo representa a componente do tipo *duplo par de Forças*.

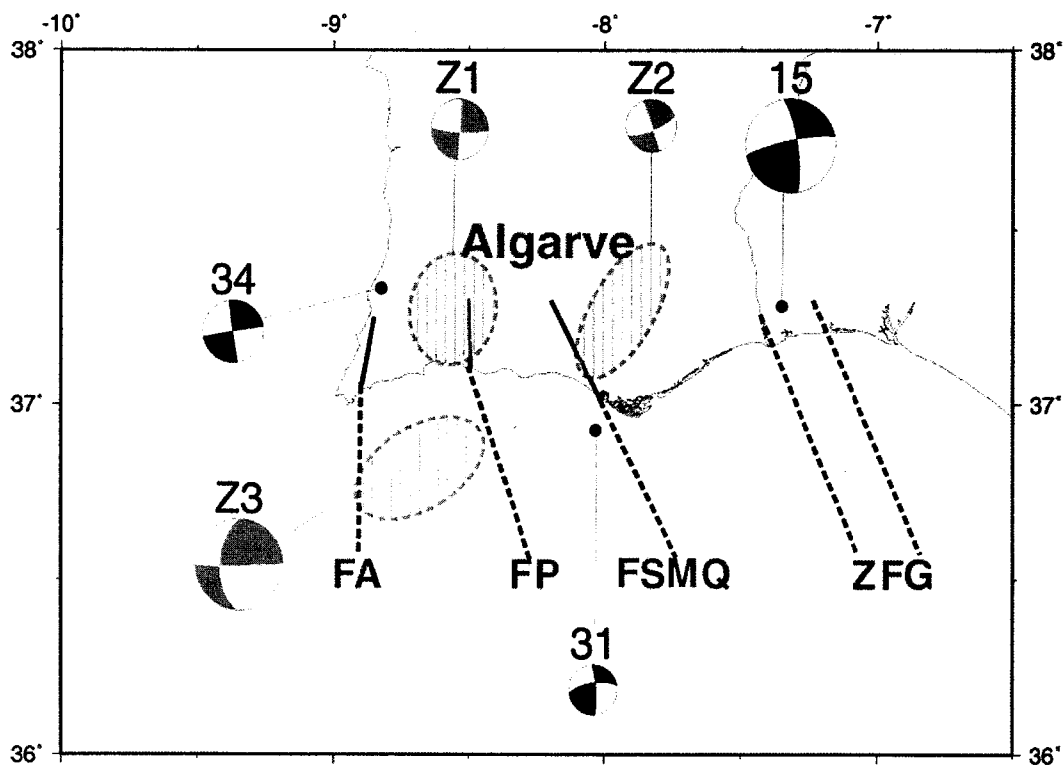


Figura 6.15- Modelo tectónico da Bacia do Algarve formado pelas quatro falhas transformantes proposto por Terrinha (1997) e os mecanismos focais dessa região. FA= Falha de Aljezur, FP= Falha de Portimão, FSMQ= Falha São Marcos-Quarteira, FG= Falha do Guadiana (hipotética).

No sentido de confirmar esta orientação do campo da tensão, foram reunidos, para além dos indicadores de tensão baseados nos mecanismos focais, os indicadores que se baseiam nas ovalizações de furos e indicadores geológicos (à semelhança do que foi feito por (Ribeiro et al. 1996), mas com um número superior de indicadores de origem sísmica). Os valores da direcção de máxima compressão S_{Hmax} dos mecanismos focais foram calculados e classificados recorrendo aos critérios definidos por Zoback (1992).

Na figura (6.20) encontram-se representadas, com segmentos de recta cujo comprimento é proporcional à qualidade do indicador, as direcções S_{Hmax} para os três tipos de indicadores. De acordo com esta figura, a orientação de S_{Hmax} varia entre NW-SE (indicadores baseados em mecanismos focais) a NNW-SSE (indicadores geológicos), passando por uma orientação intermédia dos indicadores obtidos a partir dos furos. Esta rotação do campo, que pode ser vista de forma mais clara na figura (6.20), foi explicada por Ribeiro et al. (1996) como resultado da rotação da direcção de compressão máxima desde o Pliocénio (NNW-SSE representada pelos indicadores geológicos) até à actualidade (NW-SE representado pelos indicadores baseados nos mecanismos focais).

Seguindo a mesma metodologia aplicada nos anteriores sectores (sectores ocidental e central), Buforn et al. (2003) calculam o tensor momento sísmico total para esta zona, a partir dos sismos de maior magnitude (na figura 6.22 mostra-se o diagrama de Frohlich dos mecanismos empregues no cálculo do tensor momento sísmico total) tendo obtido uma solução DPF do tipo *inverso* (figura 6.21) semelhante ao mecanismo do sismo de 1969 (devido à sua elevada magnitude) e uma taxa de deformação de 5,5 cm/ano.

6.5 Conclusões

A análise dos mecanismos estudados neste trabalho, conjuntamente com os que foram calculados por outros autores, permite retirar algumas conclusões.

Zona	M_w	M_o	ϕ	δ	λ	PFLC
Z1	$7,0 \times 10^{13}$	3,2	4	89	-9	4,8%
Z2	$2,8 \times 10^{13}$	2,8	340	89	-15	7,2%
Z3	$2,2 \times 10^{16}$	4,9	89	88	143	1,0%

Tabela 6.7- Parâmetros do TMS de cada zona Z1, Z2 e Z3

Nº	$S_{Hmax}(^\circ)$	Q
6	323	C
12	290	B
13	117	C
14	135	C
17	326	C
18	159	C
19	338	C
20	322	C
21	318	C
22	324	C

Tabela 6.8- Indicadores de tensão para os mecanismos focais calculados neste trabalho (S_{Hmax}) (direcção da componente horizontal de compressão máxima); Q: qualidade do indicador). Parâmetros calculados de acordo com os critérios de finidos por Zoback (1992)

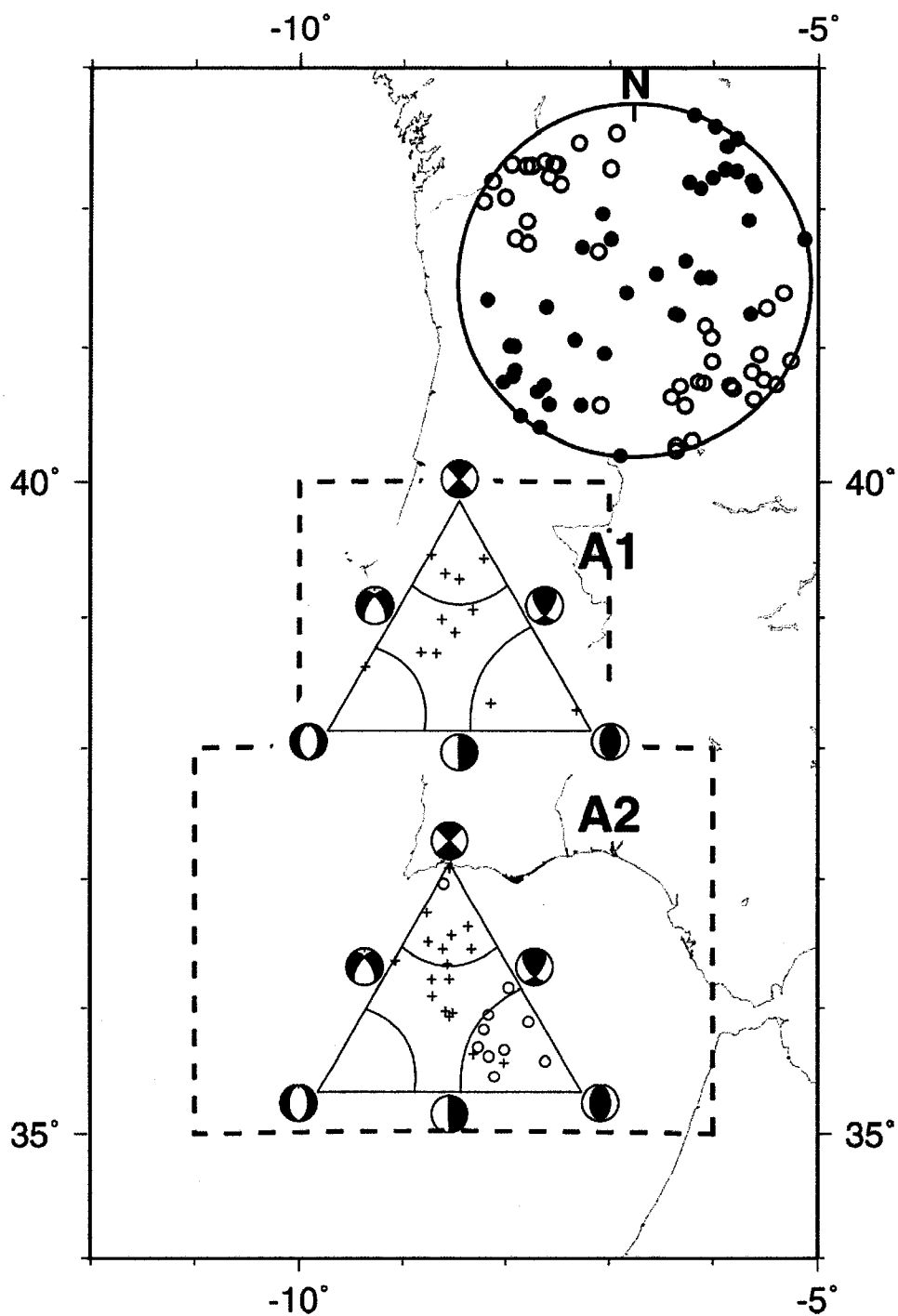


Figura 6.16- Em cima : projecção, no hemisfério inferior, dos eixos P (circulo vazio) e T (circulo cheio) dos quarenta mecanismos representados nas figuras (6.12) e (6.13). Em baixo: Diagrama de Frohlich correspondente a sismos com epicentros ocorridos nas zonas A1 e A2; no diagrama inferior a cruz corresponde à zona compreendida entre os paralelos $36,75^{\circ}$ e 40° , enquanto que o círculo corresponde à zona compreendida entre os paralelos 35° e $36,75^{\circ}$.

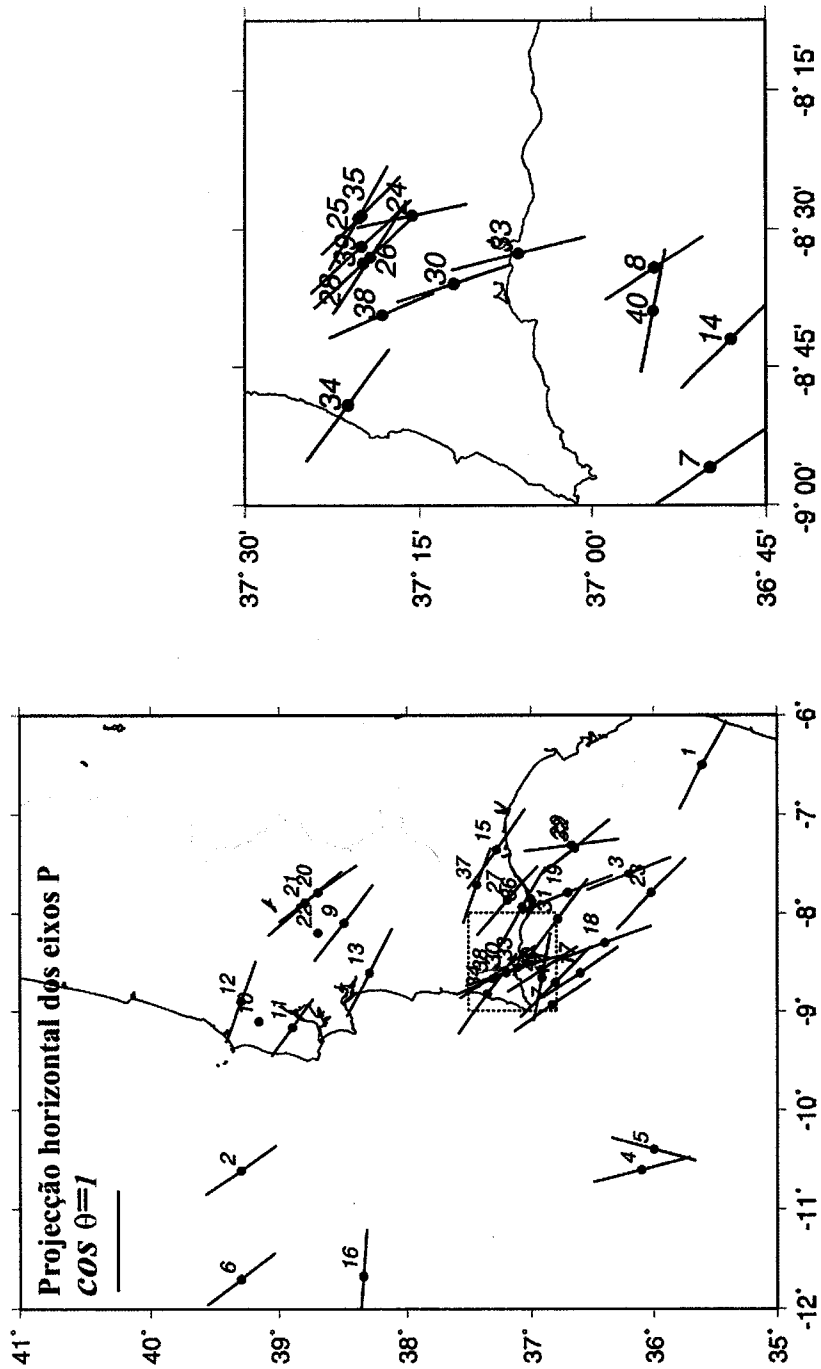


Figura 6.17- Projecção horizontal dos eixos P. O comprimento dos segmentos é proporcional ao coseno da inclinação do eixo P. A figura da direita representa um pormenor da região indicada, através do rectângulo, na figura à esquerda. Não são projectados os eixos cuja inclinação é superior a 45° .

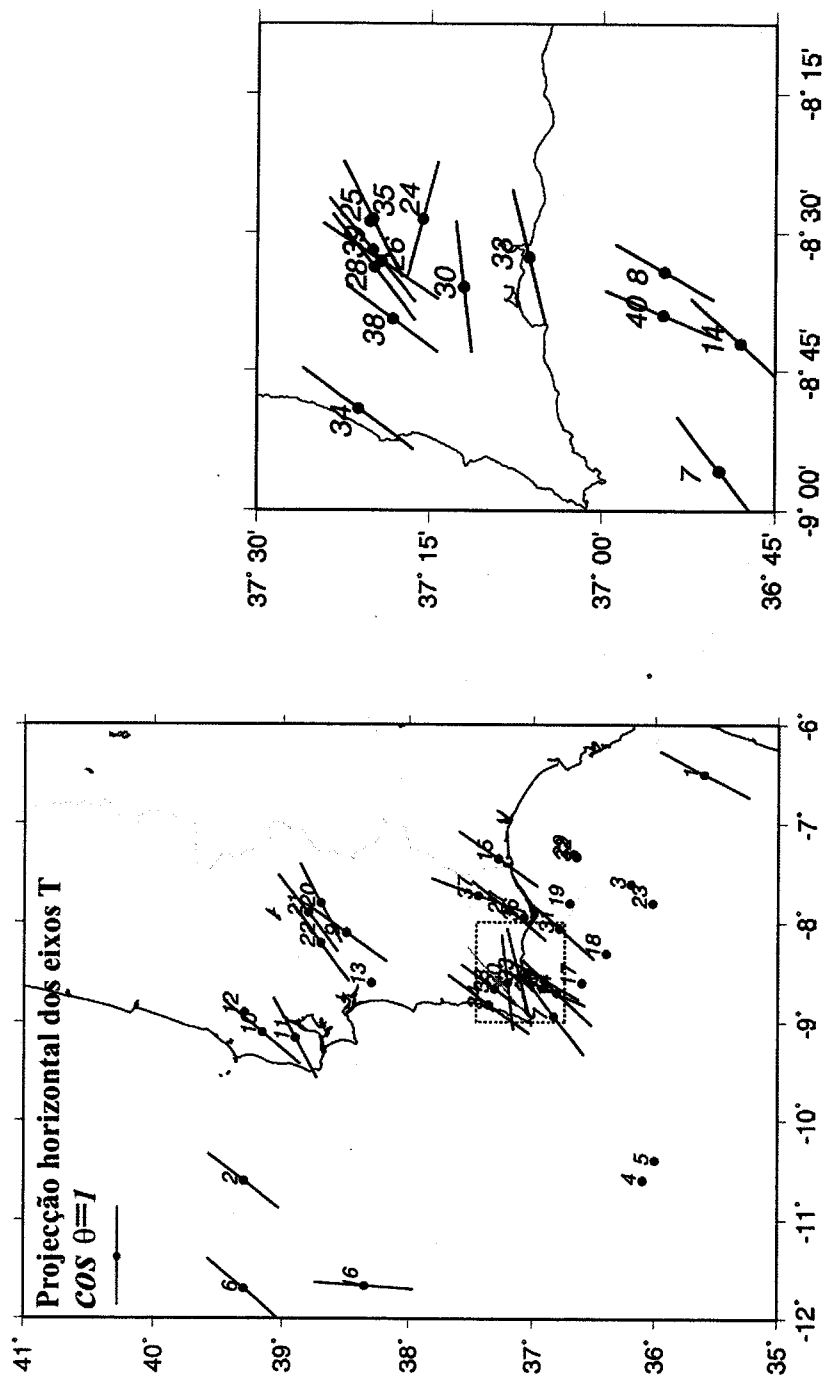


Figura 6.18- Projeção horizontal dos eixos T. O comprimento dos segmentos é proporcional ao cosseno da inclinação do eixo T. A figura da direita representa um pormenor da região indicada, através do rectângulo, na figura à esquerda. Não são projectados os eixos cuja inclinação é superior a 45° .

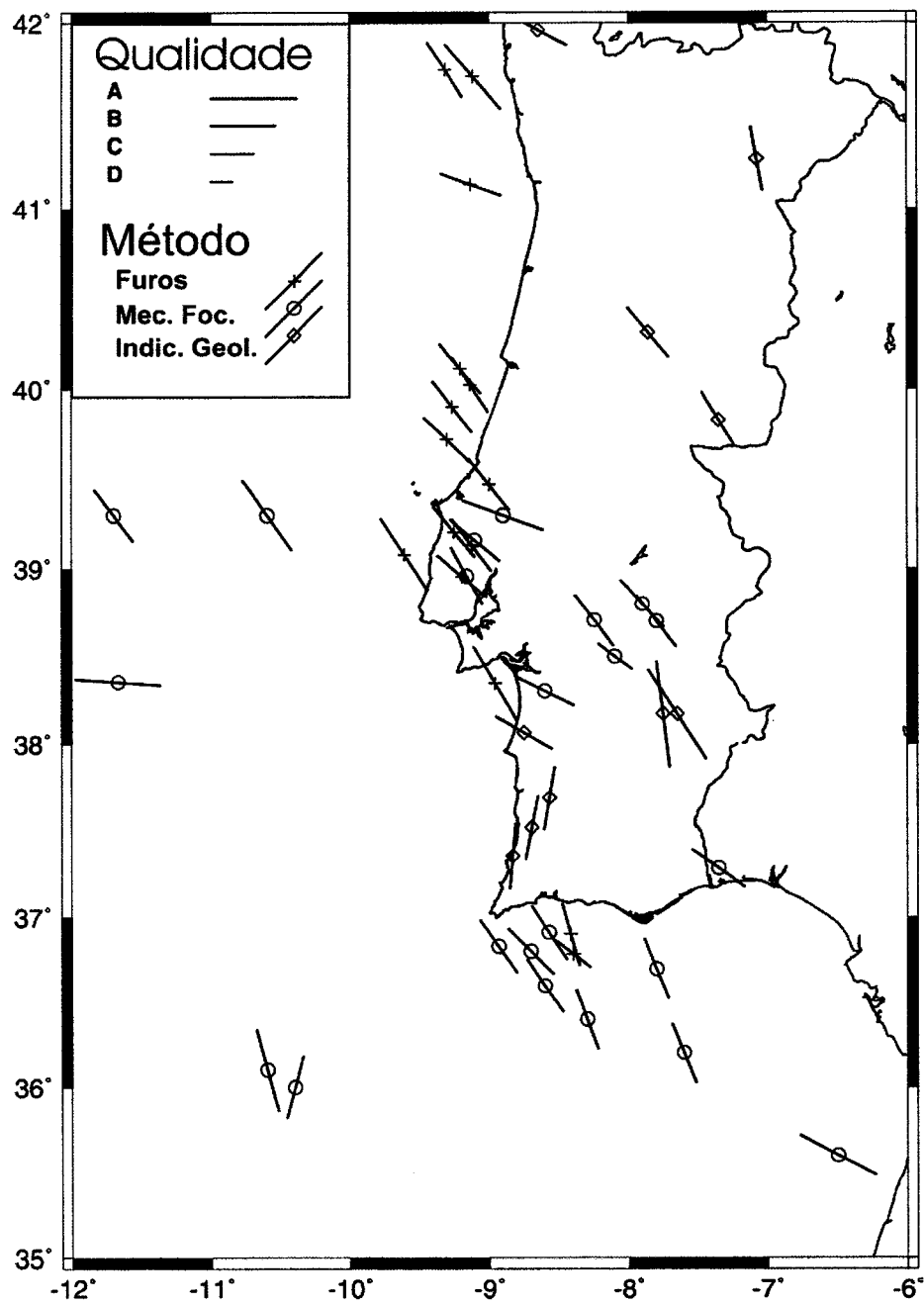


Figura 6.19- Mapa dos indicadores de tensão disponíveis na zona em estudo.

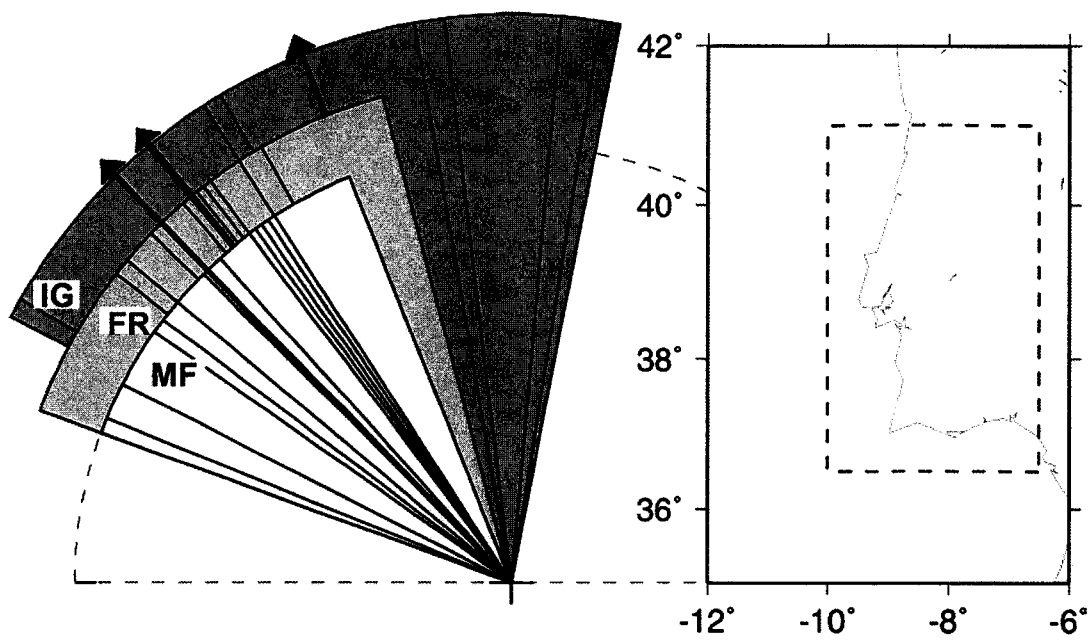


Figura 6.20- Azimute de S_{Hmax} para os três indicadores de tensão; As setas indicam os azimutes médios de S_{Hmax} para os indicadores geológicos (IG), ovalização de furos (FR) e Mecanismos focais (MF).

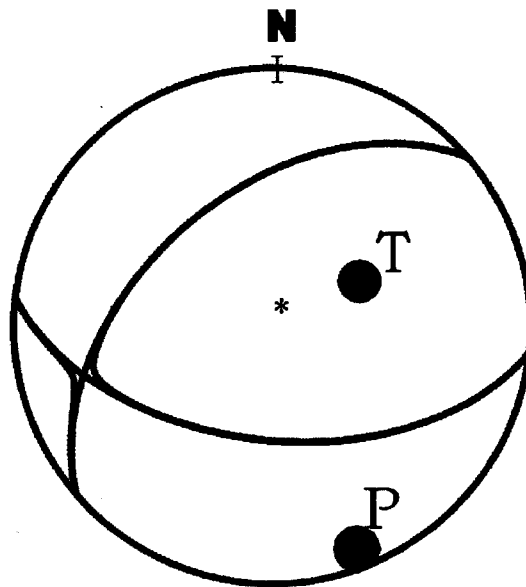


Figura 6.21- Tensor momento sísmico para a região Sul de Portugal calculado a partir dos sismos de maior magnitude (Buform et al., 2003).

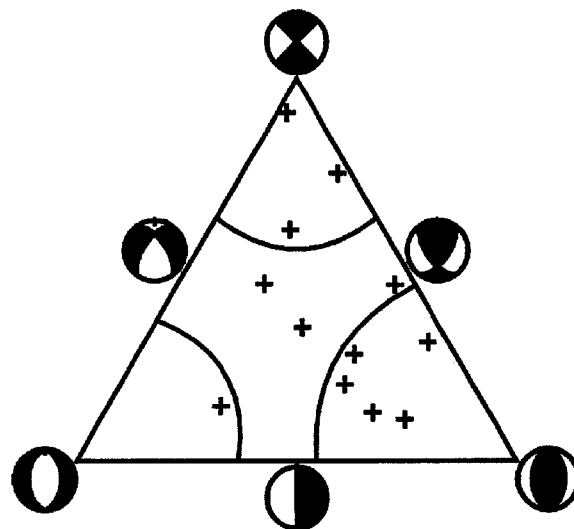


Figura 6.22- Diagrama de Frohlich para a região Sul de Portugal onde se encontram projectados os mecanismos dos sismos de maior magnitude (Buform et al., 2003).

Na região dos Açores, é possível distinguir duas zonas com mecanismos focais e orientações dos eixos P e T distintas: a zona entre o ponto triplo dos Açores e a ilha Terceira (denominada por Zona I) onde predominam os mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orientados na direcção NNW-SSE e ENW-SSE; a zona compreendida entre a Terceira e o início da falha da Glória (denominada por Zona II), onde predominam os mecanismos de falha normal, com planos nodais orientados na direcção do eixo de distribuição das ilhas e da sismicidade. A taxa de deformação sísmica para as Zona I e II é, respectivamente, 0,91 cm/ano e 0,24 cm/ano; o primeiro valor é superior aos que foram obtidos por Buform et al. (1988) (0,76 cm/ano), Kiratzi e Papazachos (1994) (0,30 cm/ano) e DeMets et al., (1990) (0,30 cm/ano) e o segundo é inferiores aos que são obtidos por estes autores. A taxa média para toda a região é de 0,46 cm/ano o que se aproxima significativamente dos valores médios obtidos pelos referidos autores.

Na região central os mecanismos são do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orientados na direcção média N-S e E-W. Dada que os seus epicentros se encontram sobre a zona de fronteira de placas, pode dizer-se que o deslizamento é no sentido dextral. Para esta região foi calculada uma taxa média de deslizamento de 1,8 cm/ano, inferior ao que foi obtido por Buform et al. (1988) (3,39 cm/ano).

Na zona Ocidental, na qual se inclui Portugal Continental e região atlântica adjacente, o conjunto de informação disponível permite afirmar que os mecanismos sobre o território português apresentam uma acentuada variabilidade, contudo é possível identificar alguns padrões. Assim, na margem oceânica ocidental predominam os mecanismos focais do tipo *deslizamento-horizontal*, possivelmente ligados a prolongamentos oceânicos das falhas do vale inferior do Tejo e da Nazaré. Na parte continental, junto à região do vale do Tejo e Sado, a movimentação típica é vertical, associada a mecanismos normais e inversos, alguns destes correlacionáveis a falhas conhecidas ou com os respectivos prolongamentos. Na zona de Évora os mecanismos são do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orienta-

dos nas direcções NS e EW, contudo, a correlação entre estes eventos e as falhas tectónicas conhecidas é difícil. No Algarve e margem sul próxima da costa, predominam sismos do tipo *deslizamento-horizontal* com planos aproximados NS, os quais coincidem com a orientação das falhas geológicas e confirmam o modelo proposto por Terrinha (1997). Na margem Sul de Portugal, já mais próximo da fronteira de placas, os mecanismos apresentam uma relativa homogeneidade, quer no tipo de mecanismo - com forte componente inversa, quer na orientação dos planos - direcção média EW, em consonância com as falhas identificadas pela morfologia do fundo oceânico; este comportamento é justificado pela proximidade da fronteira de placas e pelo tipo de movimentação a ela associada - convergência oceânica a ocidente, passando, progressivamente, a colisão continental, à medida que se progride para Leste.

A orientação dos eixos dos mecanismos focais e indicadores de tensão de origem geológica e baseados em dados de furos permitem afirmar que Portugal continental se encontra sujeito a um campo compressivo horizontal com orientação média NW-SE. A rotação de S_{Hmax} sugere que a direcção de compressão máxima sofreu uma rotação no tempo de NNW-SSE.

Cálculos efectuados por Buforn et al. (2003) revelam que o sector Oriental se encontra sujeito a uma compressão média na direcção NW-SE produzindo uma taxa de deformação de 0,55 cm/ano.

As principais conclusões deste capítulo encontram-se ilustradas na figura (6.23).

Capítulo 7

Conclusões

Em Portugal podem considerar-se, genericamente, duas zonas sísmicamente activas capazes de gerar eventos de magnitude moderada a elevada ($M \geq 6$) e causadores de impactos humanos e materiais significativos ($I_0 \geq VIII$): a região Sul de Portugal - em especial a zona do vale do Tejo e toda a orla costeira a sul do Tejo e Algarve - e a Região dos Açores - exceptuando as Ilhas de Flores e Corvo.

Esta actividade sísmica é justificada pela proximidade às fronteiras de placas:

a) No caso do território continental, para além da sismicidade próxima da zona da fronteira de placas (Sudoeste do Cabo de S. Vicente e Margem Algarvia), exista uma actividade sísmica intra-placa, possivelmente, associada a algumas falhas activas que atravessam o território e apresentam prolongamento submarino (FM, FN, falha VIT - Figura 3.9).

b) Nos Açores (Figura 3.3) encontram-se nas proximidades da confluência de três placas litosféricas (Junção Tripla dos Açores (JTA)) as quais estão sujeitas a taxas de expansão máximas de 0,7cm/ano. Embora estes valores de expansão sejam reduzidos, eles são responsáveis por alguns eventos sísmicos capazes de produzir elevados danos materiais e humanos. A sismicidade nesta região concentra-se numa estreita faixa coincidente com a distribuição das ilhas e estende-se desde a CMA até à FG.

Desde 1972 têm sido realizados diversos estudos de fonte sísmica na região Açores-Gibraltar, baseados nas polaridades e na modelação a partir das ondas volúmicas, visando a caracterização da sismotectónica e geodinâmica desta região. A instalação de redes locais, complementadas pela Rede Nacional, permitiram a realização de estudos de microsismicidade e de mecanismo focal (para eventos com magnitude $M \leq 4$) conduzindo, assim, à construção de uma imagem mais detalhada da sismicidade e sismotectónica das regiões. Por outro lado, a instalação de redes temporárias dedicadas ao estudo das réplicas dos sismos mais importantes das duas décadas (o sismo de 1 de Janeiro de 1980 e o sismo de 9 de Julho de 1998) permitiram o cálculo do mecanismo compósito destes sismos e à determinação dos planos de ruptura.

Utilizando dados de polaridades lidas em estações da rede Portuguesa, Marroquina e Espanhola, foi possível fazer o estudo do mecanismo focal de oito sismos ocorridos em Portugal Continental. A utilização de dados de redes locais, como complemento das redes regionais, permite, em consequência do aumento do número de dados disponíveis e melhor distribuição os mesmos, calcular os mecanismos de outros dois sismos de reduzida magnitude sobre o território Nacional.

A utilização dos dados digitais, ou digitalizados a partir de registos analógicos (caso dos sismos de Benavente de 1909), permitiu o cálculo dos parâmetros de fonte destes sismos (momento sísmico, magnitude momento, dimensões da fonte e queda de tensões na região focal).

Na região Açores, foi possível modelar, a partir da aproximação de fonte extensa, a fonte de três sismos de moderada magnitude: O sismo de 1 de Janeiro de 1980, a partir de dados de longo período das estações da rede GDSN, cuja fonte é composta por dois sub-eventos de momento total $24,5 \times 10^{19}$ e confirmada através da identificação de sub-eventos num registo de curto período; o sismo de 27 de Junho de 1997, cuja fonte é composta por três sub-eventos com momento total $0,96 \times 10^{19}$; o sismo de 9 de Julho de 1998 constituído por dois sub-eventos de momento total $1,75 \times 10^{19} (Nm)$. Ainda ao sismo de 1998, foi possível, através do emprego das funções empíricas de Green, confirmar os resultados obtidos pela modelação no que se refere à FTF e ao seu momento sísmico escalar total. Em todos os casos foi notada uma elevada complexidade na evolução temporal do processo de libertação de momento sísmico (particularmente no caso do sismos de 1998) e no tipo de mecanismo focal dos sub-eventos (sismo de 1980 e 1998).

Em todos os casos foi possível calcular, a partir da análise espectral dos registos efectuados em estações a distâncias telesísmicas, os parâmetros da fonte (momento sísmico escalar, dimensões da fonte e queda de tensões na região focal), que permitiram confirmar os resultados obtidos a partir da inversão.

A conjugação de toda a informação disponível relativa à fonte sísmica na região Açores-Gibraltar, obtida neste trabalho e em trabalhos precedentes, permitiu a obtenção de um conjunto de conclusões:

A modelação das ondas de volume geradas em estações a distâncias telesísmicas pelos sismos - magnitude moderada a forte - de 1 Janeiro 1980, de 27 de Junho de 1997 e de 9 de Julho de 1998 (ver Capítulo 5), com epicentros na região dos Açores, fornece soluções de mecanismo focal compatíveis com aquelas obtidas pelas polaridades e pelo método do Centróide.

A distribuição dos sub-eventos na superfície de falha, obtida pelo método de Kikuchi

e Kanamori, evidenciou uma elevada complexidade no processo de ruptura, quer na distribuição espaço-temporal de eventos, quer, particularmente, no caso dos sismos de 1980 e 1998, na variabilidade dos mecanismos focais dos sub-eventos correspondentes. Este carácter heterogéneo é confirmado, no caso do sismo de 1998, pela função temporal da fonte deste evento obtida pelo método das funções empíricas de Green e, no caso do sismo de 1980, pela identificação nos registos de curto período de diversos choques, correspondentes aos diferentes sub-eventos obtidos pela modelação

O estudo do momento sísmico escalar, dimensão da fonte e queda de tensões na região focal, obtidos pela análise espectral dos registos obtidos a distâncias telesísmicas confirmam os resultados obtidos através da modelação; o mesmo se verificou pela análise da função temporal da fonte do sismo de 1 de Janeiro de 1980.

A análise dos mecanismos estudados neste trabalho, conjuntamente com os que foram calculados por outros autores, permite concluir: entre o ponto triplo dos Açores e a ilha Terceira (denominada por Zona I) predominam os mecanismos do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orientados na direcção NNO-SSE e ENO-SSE; entre a Terceira e o início da falha da Glória (denominada por Zona II) predominam os mecanismos de falha normal, com planos nodais orientados na direcção do eixo de distribuição das ilhas e da sismicidade (consultar Capítulo 6).

Em Portugal Continental, o conjunto de informação global disponível – mecanismos focais calculados neste trabalho e de outros autores – permite afirmar que os mecanismos sobre o território português apresentam uma acentuada variabilidade, contudo é possível identificar alguns padrões. Assim, na margem oceânica ocidental predominam os mecanismos focais do tipo *strike-slip*, possivelmente ligados a prolongamentos oceânicos das falhas do vale inferior do Tejo e da Nazaré. Na parte continental, junto à região do vale do Tejo e Sado, a movimentação típica é vertical, associada a mecanismos normais e inversos, alguns destes correlacionáveis falhas conhecidas ou com os respectivos prolongamentos.

Na zona de Évora os mecanismos são do tipo *deslizamento-horizontal* com planos orientados nas direcções NS e EO, contudo, a correlação entre estes eventos e as falhas tectónicas conhecidas é difícil. No Algarve e margem sul próxima da costa, predominam sismos do tipo *deslizamento-horizontal* com planos aproximados NS, os quais coincidem com a orientação das falhas geológicas e confirmam o modelo proposto por Terrinha (1997). Na margem Sul de Portugal, já mais próximo da fronteira de placas, os mecanismos apresentam uma relativa homogeneidade, quer no tipo de mecanismo - com forte componente inversa, quer na orientação dos planos - direcção média EW, em consonância com as falhas identificadas pela morfologia do fundo oceânico; este comportamento é justificado pela proximidade da fronteira de placas e do tipo de movimentação a ela associada - convergência oceânica a ocidente, passando, progressivamente, a colisão continental, à medida que se progride para Leste.

4. A orientação dos eixos dos mecanismos focais e indicadores de tensão de origem geológica e baseados em dados de furos permitem afirmar que Portugal continental se encontra sujeito a um campo compressivo horizontal com orientação média NW-SE. A rotação de S_{Hmax} sugere que a direcção de compressão máxima sofreu uma rotação no tempo de NNW-SSE (consultar Capítulo 6). Cálculos efectuados por Buforn et al. (2003) revelam que o sector Oriental se encontra sujeito a uma compressão média na direcção NW-SE produzindo uma taxa de deformação de 0,55cm/ano.

5. O cálculo da tensão e deformação sísmica em toda a região Açores-Gibraltar, feito a partir do tensor momento sísmico e dos momentos sísmicos dos eventos de maior magnitude desta região, permite-nos extrair as seguintes conclusões (ver figura): Nos Açores, a deformação é consequência de duas extensões diferenciadas: a maior, que ocorre na zona I, provoca uma distensão, que na direcção NS se dá a uma taxa de 7,4 cm/ano; a mais baixa desenvolve-se na Zona II a uma taxa de 2,4 cm/ano na direcção N46° E; a Zona Central, compreendida entre o vértice da plataforma triangular dos Açores e a margem continen-

tal Ibérica, apresenta um carácter de desligamento direito na direcção E-W, a uma taxa de 1,8 cm/ano; Na zona Ocidental, a deformação passa a compressão com uma orientação NNW-SSE a uma taxa de 0,55 cm/ano.

Este estudo conduz-nos à necessidade de desenvolver investigação centrada em duas vertentes fundamentais. Em primeiro lugar o desenvolvimento e aplicação de métodos robustos capazes de caracterizar, à escala regional e local, a fonte sísmica e processos a ela ligados. Em segundo, a construção de modelos de tomográficos indispensáveis a uma detalhada modelação dos fenómenos de propagação. A par deste esforço é indispensável um significativo investimento na instalação de uma rede de estações de banda larga e na criação de um parque de estações móveis.

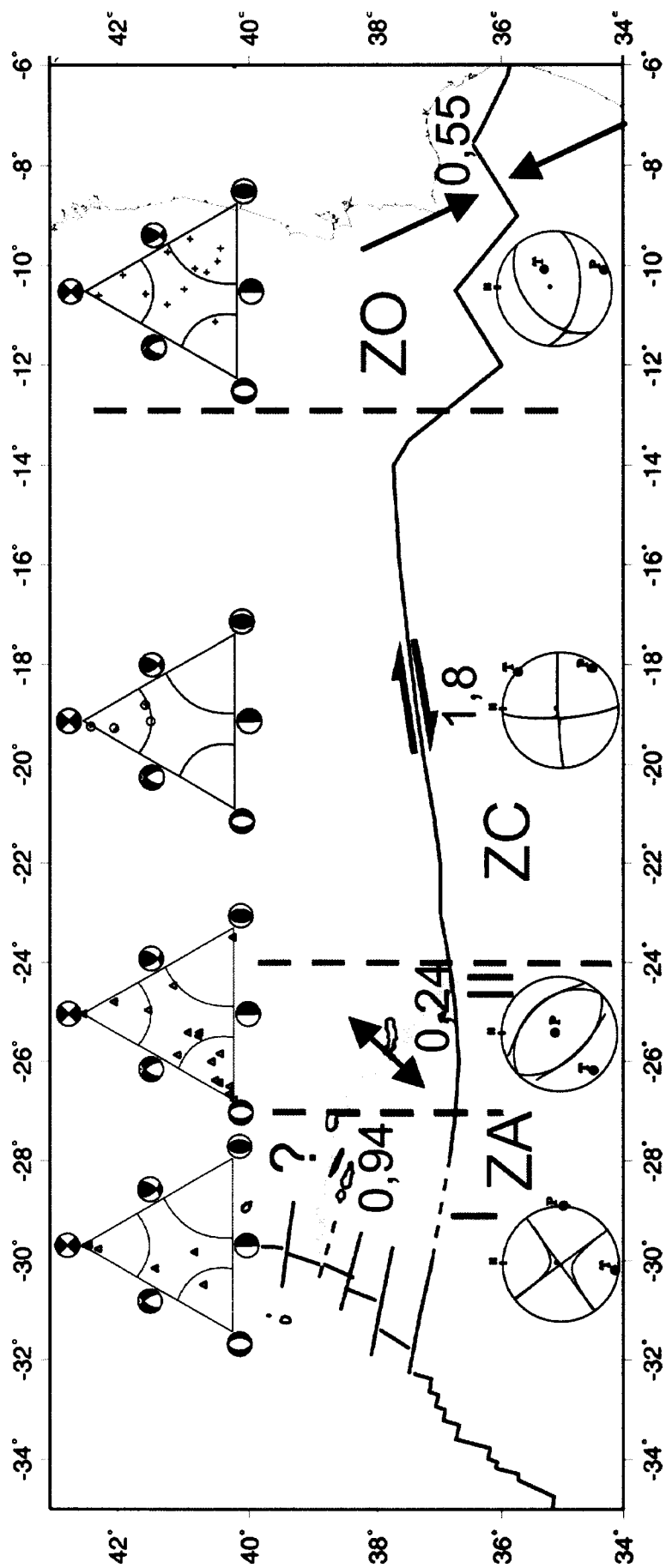


Figura 6.23- Diagramas de Frohlich, tensor momento sísmico e taxa de deformação sísmica (em cm/ano) para toda a zona Açores-Gibraltar. As setas indica a direcção e sentido da deformação (o símbolo ? significa que a direcção é desconhecida).

Bibliografia

- Aki, Keiiti, 1966, *Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964*, University of Tokyo, Earthquake Research Institute Bulletin, v. 44, pt. 1, p. 73-88.
- Aki, K. and P.G. Richards, 1980, *Quantitative Seismology. Theory and methods*. Vol. 1. W.H. Freeman and Company, San Francisco, ISBN 0-7167-1058-7, 557 pp.
- Ambraseys, N., and Free, M. W., 1997, *Surface-wave magnitude calibration for European region earthquakes*, J. Earthq. Engng., 1, 1-22.
- Argus, F. D., Gordon, R. G., Demetes, C., Stein, S., 1989, *Closure of the Africa-Euroasia-North American plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault*, J. Geophys. Res., 94, 5585-5602.
- Arroyo, A., L. e Udias, A., 1972, *Aftershock sequence and focal parameters of the February 28, 1969, earthquake of the Azores-Gibraltar Fracture Zone*, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 699-720.
- Arvidsson, R., Eksrom, G., 1998, *Global CMT analysis of moderate earthquakes $M_w \geq 4.5$ using intermediate period surface waves*, Bull. Seism. Soc. Am. 88, 1003-1013.
- M., A. Baptista, M. A., 1988, *Génesse, Propagação e Impacte de Tsunamis na Costa Portuguesa*, Tese de Doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, 202p.
- Baptista, M. A., Miranda, P. M., Miranda, J. M. e Mendes Victor, L., 1998, *Constraints on the source of the 1755 Lisbon Tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon Tsunami*, J. Geodyn., 25, 159-174.
- Bezzeghoud, 1987, M., *Inversion et analyse des ondes P. Potensiale des donnees numeriques de large bande. Application a des seismes Mediterraneeens et chiliens*, These de Doctorat de l'Universite Paris VII, pp 232.
- Bezzeghoud, M., A. Dechamps and R. Madariaga, 1989, *Broad band P-Wave signals and spectra on digital stations*, In R. Cassinis, G. Nolet, and G. F. Panza, eds. Digital Seismology and Finite Modelling of the Lithosphere, Plenum Publishing Corporation, New York, U. S. A. pp. 351-374.
- Bezzeghoud, M. and E. Buforn, 1999, *Source Parameters of the 1992 Melilla (Spain, $M_w=4.8$), 1994 Alhoceima (Morocco, $M_w=5.8$), and 1994 Mascara (Algeria, $M_w=5.7$), Earthquakes and Seismotectonic Implications*, Bull. Seis. Soc. Am., 89, 2, 359-372.
- Bezzeghoud, M., A Fitas, J. F. Borges, F. Carrilho e M. L. Senos, 2000, *Sismicidade, Mecanismos focais e Parâmetros da Fonte no Sul de Portugal*, Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofisica, 129, 130, Lagos.

- Borges, J. F., 1991, *Métodos automáticos na determinação de mecanismos focais*, Relatório de Licenciatura, Faculdade de Ciências, Univ. Lisboa, p. 93.
- Borges, J. F., 1996, *Mecanismos focais de sismos de Portugal continental e região Atlântica adjacente*, Dissertação de mestrado apresentada à Universidade de Lisboa para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Geofísicas Especialidade em Geofísica Interna.
- Borges J. F., A. J. S. Fitas and M. Bezzeghoud, 1999. *Microsismicidade na região de Évora e o sismo de 31 de Julho de 1998*. 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica, Pub. A.P.M.G, Lisbon, 31-36.
- Borges, J. F., Augusto J. S. Fitas, Mourad Bezzeghoud, Paula Teves-Costa, 2001, *Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area*, Tectonophysics, 337, 373-387.
- Brillinger, D. R., Udias, A. and Bolt, B. A., 1980, *A probability model for regional mechanism solutions*, Bull. Seis. Soc. Am., 70, 149-170.
- Brune J. N., 1970, *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
- Brune J. N., 1971, *Correction*. J. Geophys. Res., 75, pp 5002.
- Bufofn, E., M. J. Jménez, e A. Udias, 1983, *Parametros focales de los terremotos de 26 de mayo de 1975 y 1 de Enero de 1980 en la región Azores-Gibraltar y sismotectónica regional*.
- Bufofn, E., A. Udias, and A. Colombas, 1988a, *Seismicity, Source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar Plate boundary*, Tectonophysics, 152, 89-118.
- Bufofn, E., Mézcua, J., Udias, A., 1998b, *Mecanismo focal del terremoto del Cabo de San Vicente de 20 de Octubre de 1986*, Rev. Geofis. 44, 109-102.
- Bufofn E., M. Bezzeghoud, A. Udias and C. Pro, 2003, *Seismic source in the Iberian-African plate boundary*. Pageoph, 161, 3, (in press) Das, S. and K. Aki, 1977, *Fault plane with barriers: a versatile earthquake model*, J. Geophys. Res. 82, 5658-5670.
- Cabral, J. e A. Ribeiro, 1988, *Carta Neotectónica de Portugal Continental, escala 1:1000000*, Dept. Geol. Fac. Ciências, Univ. Lisboa, Serv. Geológicos de Portugal, GPSN.
- Cabral, J. M. L. C., 1993, *Neotectónica de Portugal Continental*, Tese apresentada à Fac. Ciências, dep. Geologia, Univ. Lisboa, 435p.
- Caldeira, B., M., Bezzeghoud, J. F. Borges, 2003, *DIRDOP- um programa para determinar a directividade da ruptura sísmica por efeito doppler*, III APMG - 2003, Aveiro.
- Carrilho F., P. Teves-Costa, I. Morais, J. Pagarete and R. Dias, 2004. *Geoalgar Project –*

- first results on seismicity and fault-plane solutions*, Pure and Applied Geophys., 161, 4, in press.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, 1990, *Current plate motions*, Geophys. J. Int., 101, 425-478.
- Dillinger, W. H., S. T. Harding and A. J. Pope, 1972, *Determining maximum likelihood bodywave focal plane solutions*, Geophys. J. Royal Astr. Soc., 30, 315.
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., Woodhouse, J. H., 1981, *Determination of the earthquake source parameters from the waveform data for studies of global and regional seismicity*, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852.
- Ekstrom, G., A. M. Dziewonski, and J. M. Steim, *Single station CMT: Application to the Michoacan, Mexico earthquake of September 19, 1985*, Geophys. Res. Lett., 13, 173-176, 1986.
- R. M. Fernmandes, J. M. Miranda, J. Catalão, J. F. Luís, L. Bastos e B. A. C. Ambrosius, 2002, *Coseismic displacement of the $M_w=6.1$ July 9, 1998, Faial earthquake (Azores, North Atlantic)*, Geophys. Res. Lett., 29, 16, 1-4.
- Fitas, A., M. Bezzeghoud, J. F. Borges, F. Carrilho, M. L. Senos, 2000, *Resultados sobre a Atenuação Inelástica na província do Algarve*, Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, 173, 174, Lagos.
- Fonseca, J. F. B. D e R. E. Long, 1991, *Seismotectonics of Iberia: a distributed Plate Margin*, Seismotectonic and Seismic Risc of the Ibero-Magrebian Region. Publ. IGN, Madrid, vol 8, pp 213-225.
- Frjaz, V.H., e E. Ribeiro, 1999. *Catálogo das catástrofes naturais dos Açores*. Serviço Regional de Protecção Civil dos Açores e Universidade dos Açores (Ed.). Em impressão.
- Frankel, A., 1996, *High-frequency spectral falloff of earthquakes. fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling of strength on faults*, J. Geophys. Res., 94, 6291-6302.
- Frohlich, C., 1992, *Triangle diagrams: Ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms*, Phys. Earth Planet. Inter., 75, 193-198.
- Fukao, Y, 1973, *Thrust faulting at a lithosphere plate boundary, the Portugal earthquake of 1969*, Earth and Planet. Sc. Letters, 18, 205-216.
- Fukuyama, E. and K. Irikura, 1986, *Rupture process of the 1983 Japan Sea (Akita-Oki) earthquake using a waveform inversion method*, Bull. of Seism. Soc. Am., 76, 1623-1640.

- Fukuyama, E., 1991, *Inversion for the rupture details of the 1987 east Chiba earthquake, Japan, using a fault model based on the distribution of relocated aftershocks*, Journal of Geophysical Research, 96, 8205-8217.
- Grimison, Nina and Wang-Ping Chen, 1988, *Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary*, Geophys. Journal, 1988, 92, 391-401.
- Hardebeck J. L. and E. Hauksson, 1997, *Static stress drop in the 1994 Northridge, California, aftershock sequence*, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 6, 1495-1501.
- Hartzel, S., 1978, *Earthquake afterchocks as Green's functions*, Geophys. Re. Lett., 5, 1-4.
- Hartzel, S., Charley Langer e Carlos Mendonza, 1994, *Rupture Histories of Eastern North American Earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 6, 1703-1724.
- Hartzel, S. H. e Thomas Heaton, 1983, *Inversion of strong motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake*, Bull. Seis. Soc. Am., 73, 6, 1553-1583.
- Hanks, T. C., e H. Kanamori, 1979, *A moment magnitude scale*, J. Geophys. Res., 84, 2348-2350.
- Haskell, N. A., 1964, *Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults*, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 1811-1841.
- Havskov, J. and Ottemöller, 2000, L., *SEISAN: The earthquakes analysis software for Windows, Solaris and Linux Version 7.1, User's manual*, Universidade de Bergen, Noruega.
- Herrmann, R., B., 1985. *An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances*, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1447-1453.
- Hirn, A., Heassler, H. Hoang Trong; P., Wittlinger, G and Mendes Victor, L, A., 1980, *Aftershock sequence of the January 1st, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores*, Geophys. Res. Lett. 7, 501-504.
- Jiménez, E., M. Cara and D. Rouland, 1989, *Focal mechanisms of moderate-size earthquakes from the análisis of single-station three-componet surface-wave records*, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 955-972
- J. L. Justo and C. Salwa, 1998, *The 1531 Lisbon Earthquake*, Bull. Seis. Soc. Am., 88, 319-633.
- Kanamori, H., 1978, *Quantification of earthquakes*, Nature, 271: 411-414.
- Karnik, V., 1969, *Seismicity of the European Area - Part I*, D. Reidel, Dordrecht, Holland.

- Kasahara, K., 1963, *Computer program for a fault-plane solution*, Bull. Seism. Soc. Am., 53, 1-13.
- Kennett, L. M., 1983, *Seismic Wave Propagation in Stratified Media Cambridge*, Cambridge University Press, 342 p.
- Knopof, L., 1961, *Analytical calculation of the fault plane solutions*, Pub., Dom. Obs. (Ottawa), 309-315.
- Kikuchi, A. and H. Kanamori (1991), *Inversion of complex body waves III*, Bull. Seism. Soc. Am. 81, 6, 2335-2350.
- Kiratzi, A. A. and C. B. Papazachos, *Active Crustal Deformation from the Azores Triple Junction to the Middle East*, - Tectonophysics, V.243, pp.1-24, 1995.
- Knopoff, L., 1964, *A matrix method for elastic wave problems*, 1964, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 431-438.
- Kostrov, B. V., 1964, *Selfsimilar problems of propagation of shear cracks*, PMM, 28, 889-898.
- Kostrov, B.V., 1966, *Unsteady propagation of longitudinal shear cracks*, Appl.Math.Mech.30, 1241-1248.
- Kostrov, B.V., 1975, *On the crack propagation with variable velocity*, Int.J.Fracture, 11, 47-56.
- Kostrow, B. V. and Samita Das, 1988, *Principles of earthquake source mechanics*, Cambridge University Press, Cambridge (U.K.).
- Krause, D. C., and N. D. Watkins, *North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores*, Geophys. J. R. Astr. Soc.. 19, 261-283, 1970.
- Lay, T. and Wallace, T.C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, 521 pp.
- Laughton, A. S. e . Whitmarsh, R. B, 1974. *The Azores-Gibraltar plate boundary. In: L. Kristjansson (Ed.)*, Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area; 63-81.
- Lever A., 1991, *The Effects of the November 1, 1755 Lisbon Earthquake in Marocco*. Tectonophysics, 193, pp 83-94.
- Lindholm, C., Bungum e Dahle, A., 1997, *Ground motion from large European earthquakes: A new data base of historical and recent observations*, In NFR/NORSAR, *Long Period Earthquake risk in Europe*, EC Contract EV5V-CT94-0491 - Final Report, Paper 1.
- López Arroyo and A. Udías, 1972, *Aftershock sequence and Focal Parameters of the February 28, 1969, Earthquake of Azores-Gibraltar Fracture Zone*, Bull. Seis. Am., 62,

699-720.

- Lourenço, N, J.M. Miranda, J. F. Luis, A. Ribeiro, L.A. Mendes Victor, Madeira, J e H. D. Needham, 1998, *Morpho-tectonic analysis of the Azores Volcanic Plateau from a new bathymetric compilation of the area*, Marine Geophysical Researches, vol. 20, n. 3, pp 141-156.
- Luis, J. F., J.M. Miranda, A. Galdeano, P. PPatriat, J.C. ROSSIGNOL e L.A. Mendes Victor, 1994, *The Azores triple junction since 10 Ma from an aeromagnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge*, Earth and Planetary Science Letters 125; 439-459.
- Luis, J., 1996, *Le plateau des Açores et le point triple associé : analyse géophysique et évolution*, Thèse de Doctorat. Université Denis Diderot. ParisVII. 201 pp.
- Luis, J. F., J. M. Miranda, A. Galdeano, P. Patriat, 1998, *Constraints on The Structure of the Azores Spreading Center from Gravity Data Marine Geophysical Researches*, vol. 20, n. 3, pp 157-170
- Machado, F., 1949, *O terramoto de S. Jorge de 1757*. Açoreana 4 (4); 1-14.
- Machado, F., 1966, *Contribuição para o estudo do Terremoto de 1 de Novembro de 1755*, Rev. Fac.Ciências de Lisboa, 14, pp 19-31.
- Machado, F. e E. Silveira, 1982, *O terramoto de 1 Jan.1980 e a tectónica dos Açores*, Açoreana 6 (2); 155-170.
- Madariaga, R., 1976, *Dynamics of an expanding circular fault*, Bull. Seismol. Soc. Am., 66, 639-666.
- Madariaga, R., 1979, *On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity*, J. Geophys. Res. 84, 2243-2250.
- Madariaga, R., 1983, *High-frequency radiation from dynamic earthquake faulting models*, Ann. Geophys., 1, 17-23.
- Madeira, J. and A. Ribeiro, 1990, *Geodynamic models for the Azores triple junction; a contribution from tectonics*, in: G. Boillot and J.M. Fontbote (editors), *Alpine evolution of Iberia and its continental margins*, Tectonophysics, 184 (3-4), 405-415.
- Maruyama, 1963, *On the force equivalents of dynamic elastic dislocation with reference to the earthquake mechanism*, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 41, 467-486.
- Matias, L. H. M., 1996, *A sismologia Experimental na modelação da estrutura da Crusta em Portugal Continental*, Tese de Doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, Lisboa.
- Martinez Solares, J. M., Lopez Arroyo, A., Mezcua J., 1979, *Isoseistal map of the 1755*

- Lisbon earthquake obtained from Spanish data. Tectonophysics, 56-3, 301-313.*
- Martins, I. e L. A. Mendes Victor, 1990, *Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental*, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Publicação 18, ISBN 0870—2748, Portugal.
- McKenzie, D., 1972, *Active tectonics of the Mediterranean region*, Geophys. J. R. Astron. Soc., 30, 109-185.
- McKenzie, D. e Bowing, C., 1976, *The relationship between bathymetry and gravity in Atlantic Ocean*, J. Geophys. Res., 81, 1903-1915.
- Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press.
- Mezcua, J., 1982, *Catálogo general de Isossistas de la Peninsula Iberica*. Publ. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Espanha.
- Mezcua, J., and J. Rueda, 1997, *Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran sea*, Geophys. J. Int., 129, F1-F8
- Mendoza, C. and Hartzel, S., *Fault-slip distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, Earthquake*, Bul. Seis. Soc. Am., 89, 5, 1338-1344.
- Mendes Victor, Luis, Costa Nunes, J., 1986, *Vulcanic and seismic activity in the Azores. Proceedings of the 8th European Conference on Earthquake Engineering, European association for Earthquake Engineering*, Vol I, pp.21-31/38.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Inc., 289 p.
- Minster, J.B., e T.H. Jordan, 1978, *Present-day plate motions*, J. Geophys. Res., 83, 5331-5354, 1978
- Miranda, J. M., Mendes Victor, L. A., Simões, J. Z., Luis, J., F., Matias, L. Shimamura, H., Shiobara, H., Nemoto, H., Mochizuki, H., Hirn, A., Lépine, J., C., 1998, *Tectonic setting of the Azores Plateau deduced from OBS survey*, Marine Geophys. Res., 20, 171-182.
- Moreira V. S. 1983, *Catálogo de Macrosismos em Portugal continental*, Publ. do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica , Lisboa, Portugal.
- Moreira, V. S., 1985, *Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic*, Tectonophysics, 117, 85-96.
- Moreira, V. S. Correia, M. J., Andrade e Silva, M. L., 1989, *Sismicidade e sismotectónica da região de Portugal Continental-Açores-Madeira, Comunicações*, Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica, Lisboa 6 e 7 de Novembro de 1989, SPES, Lneq,

pp 63-71.

- Moreira, V. S., 1991, *Historical Seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Marrocco, Selvagens and Azores Islands*, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Magrebian Region. Publ. IGN, Madrid, vol 8, pp 213-225.
- Nábelek, J., 1984, *Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves*, Ph. D. Thesys, MIT, Cambridge, MA.
- Nakano, H., 1923, *Notes on the Nature of the Forces which Give Rise to the Earthquake Motions*, Seism. Bull, Cent. Meteor. Obs. Japan, 11, 92-107.
- Costa Nunes, J., A. Martins e C. S. Ooliveira, 1986, *Sismicidade histórica e instrumental do Arquipélago dos Açores - Catálogo preliminar*. Relatório INMG/LNEC, Lisboa, 149p
- Nunes, J. C., J. L. Alves e A. Ramos, 1989, *BDSA-Base de Dados Sísmicos dos Açores. Período 1980-1999*. Departamento de Geociências. Universidade dos Açores.
- Nunes, J.C., 1991, *Microssismos e tectónica - Contribuição para o seu estudo*. Tese. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Departamento de Geociências, Universidade dos Açores. 212p.
- Nunes, J. C., J. L. Alves e V. H. Forjaz, 1992, *Sismicidade instrumental dos Açores no período 1980-1989. Implicações neotectónicas*, In: C.S. Oliveira, A.R. Lucas e J.H. Guedes (Eds.), *10 Anos Após o Sismo dos Açores de 1 de Janeiro de 1980*, Lisboa. LNEC. vol 1; 141-160.
- Nunes, J. C., 1996, *Modelado das regiões vulcânicas*, Açoreana 8 (2); 313-342.
- Nunes, J. C., V. H. Forjaz e Z. Faça, 1997, *Novos elementos sobre a crise sísmica de 1973, Ilha do Pico (Açores)*, In: Instituto Superior Técnico (Ed.), *3º Encontro Sobre Sismologia e Engenharia Sísmica - Proceedings*. Lisboa. Instituto de Engenharia de Estruturas, Território e Construção - DECivil.; 39-48.
- Nunes, J. C., 1999, *Actividade Vulcânica a ilha d o Pico do Plistocénico Superior ao Holocénico: Mecanismo Europtivo e Hazard Vulcânico*, Tese de Doutoramento submetida ao Departamento de Geociências, Universidade dos Açores. Açores.
- Nunes, J. C. e Elvira Ribeiro, 2001, *Caracterização da sismicidade instrumental dos Açores no período 1950-1980*, SÍSMICA 2001 - 5º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica, Açores.
- Oliveira, C. S., 1986, *A sismicidade Histórica em Portugal Continental e a Revisão do Catálogo sísmico Nacional*, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Proc. 36/1177638,

Lisboa, Portugal.

- Oliveira, C. S. , Sousa, M. L., Mendes Victor, L. A , 1989, *Metodologia para a determinação dos 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, SES, Lnec, pp 53-61.
- Omori, F. (1895) *J. College Sci. Imper. Univ. Tokyo* 7, 111–200.
- Pagarete, J. e J. T. Pinto, 1992. Geodesia aplicada à geodinâmica dos Açores. In: C.S. Oliveira, A.R. Lucas e J.H. Guedes, 1992, *10 Anos Após o Sismo dos Açores de 1 de Janeiro de 1980*, Lisboa. LNEC. vol 1; 181-195.
- Pierce, C., and Barton, J. P., 1991, *Crustal structure of Madeira-Tore Rise, Easter North Atlantic results of DOBS with-angle and normal incidence seismic experiment in the Josephine Seamount region*, *Geophys. J. Int.*, 106, 357-378.
- Reid, H. F., 1911, *Notes on the Nature of the Forces which Give Rise to the Earthquake Motions*, *Observ. Japan, Seismol. Bull.*, V. pp. 92-120.
- Reid, H. F., 1914, *the Lisbon earthquake of November 1, 1755*, *Bul. Seism Soc.*, 4, 53-80.
- Ribeiro, A., 1982, *Tectónica de Placas: aplicação à sismotectónica e à evolução da fronteira de placas Açores-Gibraltar*, *Geonovas*, 1(4), 87-96.
- Ribeiro, A, J. Cabral, Baptista, R. e Matias, 1996, L., *Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia*, *Tectonics*, 15, 2, 641-659.
- Romanowicz, B., M. Cara, J. F., Felds, D. Rouland, 1984, *GEOSCOPE: a french initiative in long-period three component global seismic network*, *EOS, Trans. Agu*, 2, 753-754.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. And Lodolo, 1994, *Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation*, *Geology*, 22, 555-558.
- Sato, K. and J. Mori, *Estimating source parameters of the earthquake swarm in the Hida mountains region, central Japan, using near-field waveforms*, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1655-1658, 2001.
- Scheerbaum, 1996, *Of Poles and Zeros, Fundamentals of Digital Seismology*, Kluwer Academic.
- Scholtz C., 1990, *The mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge University Press.
- Searle, R., 1980. *Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction*. *Earth*

- and Planetary Science Letters 51; 415-434.
- Senos, M. Luísa, J. F. Cruz and F. Carrilho, 1995. Resumo da sismicidade de Portugal Continental 1988-1993, Instituto de Meteorologia, Lisboa, 27.
- Senos, M. L. e mais 11 autores, 1998, *O terramoto do Faial de 9 de Julho de 1998*, Relatório apresentado no 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica.
- Silveira, G., Stutzmann, E., Griot, D., Montagner, J.P., Mendes, V.L., 1998. *Anisotropic tomography of the Atlantic Ocean from Rayleigh surface waves*, Phys. Earth Planet. Inter. 106, 257– 273.
- Silveira, G., Eleonore Stutzmann, 2002, *Anisotropic Tomography of the Atlantic Ocean*, Phys. Earth Planet, 132, 237 - 248.
- Singh, S. K., J. Pacheco, M. Ordaz and V. Kostoglodov, 2000, *Source Time Function and duration of Mexican Earthquakes*, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 2;468-482.
- Sousa, M. L., A. Martins and C. S. Oliveira, 1992, *Compilação de catálogos sísmicos da região Ibérica*. Relatório 36/92, NDA, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Sousa, M. L., 1996, *Modelos Probabilistas para a avaliação da causalidade sísmica em Portugal Continental*. Relatório 40/96-C3ES, Centro de Estudos e Equipamento de Engenharia Sísmica - Proc. 260/17/11431, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa-Portugal.
- Spudich, P., and Frazer, L.N., 1984, *Use of ray theory to calculate high frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop*, Bulletin of the Seism. Soc. Am., 74, 2061-2082.
- Stump, B. W., and L. R. Johnson, 1977, *The Determination of Source Properties by the Linear Inversion of Seismograms*, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 1489-1502.
- Terrinha, P. A. G., 1989, *A study of the internal structure of the Loulé diapir, Algarve, South Portugal*, MSc Thesis, Imperial College of Science, Technology and Medicine, University of London.
- Terrinha, P., A., G, 1997, *Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal*, PhD thesis, Departement of Geology, Royal Schol of Mines, Imperial College, London, 423p.
- Teves-Costa, P. J. F. Borges, I. Rio, R. Ribeiro and C. Marreiros, 1998, *Source parameters of Old Earthquakes: Semi-Automatic Digitalization of Analog Records and Seismic Moment assessment*, Natural Hazards, 19, 205-220.
- Udias, A. López Arroyo and J. Mezcua, 1976, *Seismotectonics of the Azores-Alboran re-*

- gion, *Tectonophysics* 31, 259-289.
- Udias, A. , 1980, *Seismic stresses in the region Azores-Spain-Western Mediterranean*, *Rock Mechanics*, 9, pp. 75-84.
- Udias, A. e Buforn, E., 1988, *Single and joint fault-plane solutions from first motion data*, D. Doonbos Edit. *Seismological Algorithms*. Academic Press, London 443-453.
- Udias, A., 1999, *Principles of Seismology*, Cambridge University Press, 489 pp, ISBN: 0521624789.
- Vales, D., L. Matias, F. Carrilho, J. Madeira, Iolanda Morais, Luisa Senos, 2001, *Relocalização Hipocentral e mecanismos focais da sequência sísmica que se seguiu ao sismo do Faial em 1998*, 2º Simposium de Meteorologia e Geofísica da APMG, 59-63.
- Velasco, A., C. Ammon and T. Lay, 1994, *Empirical Green Function Deconvolution of Broadband surface Waves: Rupture Directivity of the 1992 Landers, California (Mw=7.3) earthquake*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 735-750.
- Virieux, J. and R. Madariaga, 1982, *Dynamic faulting studied by a finite difference method*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 345-369.
- Virieux, J., Deschamps, A., Perrot, J., and Campos, J., 1994, *Source Mechanism and Near-source wave propagation from Broad-band seismograms*, *Annali Geophysicae*, XXXVII, 1565-1590.
- Wald, D. J., D. V. Helmberger, and T. H. Heaton, 1991, *Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong-motion and broadband teleseismic data*, *Bull. Seism. Soc. Am.* , 81, 1540-1572.
- Wald, D. J., H. Kanamori and D. V. Helmberger, and T. H. Heaton, 1993, *Source Study of the 1906 San Francisco Earthquake*, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 981-1019.
- Zhao, LS, and DV Helmberger, 1994, *Source estimation from broadband regional seismograms*, *Bull Seismol. Soc. Am.*, 84, 91-104.
- Zollo, A., P. Capuano, and S. K. Singh (1995), 1995, *Use of Small Earthquake Records to Determine the Source Time Function of Large Earthquake: an Alternative Method*, *Bull. Soc. Am.*, 85, 1249-1256.
- Zitellini, N. et al. (30 autores), 2001, *Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated*, *EOS*, 82, N°26.
- Zoback, M. L., 1992, *First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project*, *J. Geophys. Res.*, 97, 11703-11728.

Apêndice A

Parâmetros do mecanismo focal

Neste anexo apresenta-se a definição dos parâmetros dos mecanismos focais e as expressões do tensor momento sísmico e padrão de radiação escritos em função destes parâmetros.

Para calcular as componentes do tensor momento sísmico e o padrão de radiação da fonte *dpf* pontual, é necessário estabelecer um sistema de coordenadas.

Habitualmente a orientação das falhas geológicas exprime-se num sistema de eixos geográficos no qual se definem os seus versores:

- sentido dirigido para Norte, vector unitário **N**;
- sentido dirigido para Este, vector unitário **E**;
- sentido dirigido para Nadir, vector unitário **D**;

O tensor momento sísmico de uma fonte do tipo DPF pode escrever-se à custa de três parâmetros que quantificam a orientação da falha e o deslizamento que nela ocorre. Neste trabalho adoptaremos a definição proposta por A.1, por se tratar de uma convenção amplamente utilizada designadamente nos catálogos de agências internacionais tais como **NEIC** e **ISC**. Esta definição, feita à custa do sistema de eixos

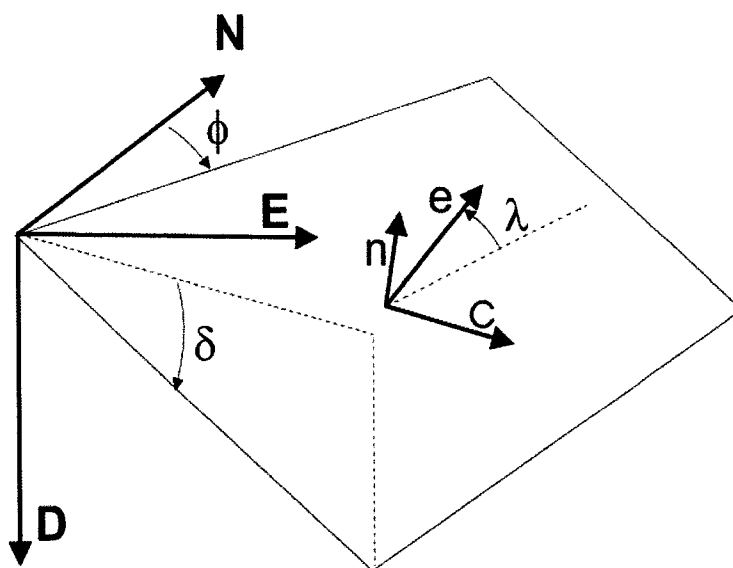


Figura A.1: Representação dos parâmetros da falha azimute, mergulho e ângulo de deslizamento (ϕ, δ, λ) e orientações dos vectores unitários, normal ao plano de falha n , ângulo de deslizamento e e vector auxiliar c normal ao plano formado pelos dois primeiros vectores.

geográficos, é a seguinte:

1. - *azimute*, designado pela letra ϕ^1 e que mede o ângulo que - ângulo medido no sentido retrogrado desde o norte até a linha de intersecção da falha com o plano horizontal; o seu intervalo de variação é: $0 \geq \phi \geq 2\pi$. Olhando no sentido e direcção do Azimute deve ver-se o plano da falha inclinado para a direita;
2. - *mergulho*, designado pela letra δ^2 , medido para baixo, a partir do plano horizontal, na direcção de maior declive, até encontrar o plano de falha; o seu intervalo de variação é: $0 \geq \delta \geq \pi/2$
3. - *deslizamento*, designado pela letra λ^3 e dado pelo ângulo entre a direcção do azimute e o vector deslizamento; o seu intervalo de variação é: $-\pi \geq \lambda \geq \pi$.

¹Em inglês designa-se por *strike*

²Em inglês designa-se por *dip*

³Em inglês designa-se por *rake*

As falhas classificam-se de acordo com os valores numéricos assumidos por estes parâmetros: assim, para valores de δ dentro do intervalo $]0, \pi/2[$ e para valores de λ positivos, a falha é *inversa*; se os valores de λ forem negativos a falha é *normal*. Para valores de $\delta = \pi/2$ e $\lambda = 0$ ou π , a falha é do tipo *deslizamento horizontal*. e uma falha do tipo *deslizamento vertical* é aquela em que $\delta = \pi/2$, e $\lambda = \pi/2$ ou $-\pi/2$. O desligamento é *direito* ou *esquerdo* $|\lambda| < \pi/2$ ou $|\lambda| > \pi/2$, respectivamente.

A partir deste sistema de coordenadas e da definição dos parâmetros da falha, os vectores \mathbf{n} e \mathbf{e} escrevem-se da seguinte forma

$$\begin{cases} \mathbf{e} = -\mathbf{N}(\cos \delta \cos \phi + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi) + \mathbf{E}(\cos \lambda \sin \phi - \sin \lambda \cos \delta \cos \phi) - \mathbf{D} \sin \lambda \sin \delta \\ \mathbf{n} = -\mathbf{N} \sin \delta \sin \phi + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi + \mathbf{E} \sin \lambda \sin \phi - \mathbf{D} \sin \lambda \sin \delta \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

Substituindo a anterior expressão em (4.9) obtém-se as seis componentes independentes do tensor momento sísmico

$$\left\{ \begin{array}{l} M_{xx} = -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) \\ M_{xy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin \phi \cos \phi) \\ M_{yy} = M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) \\ M_{xz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \\ M_{yz} = -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi) \\ M_{zz} = -M_0 \sin 2\delta \sin \lambda \end{array} \right. \quad (\text{A.2})$$

com

$$M_{yx} = M_{xy}; \quad M_{zx} = M_{xz}; \quad M_{zy} = M_{yz};$$

Na figura (A.2) pode ver-se representada a esfera focal (definida no capítulo 4), o azimute sismo-estação ϕ_e , o ângulo de incidência no hipocentro i_h^4 e três vectores unitários, $\mathbf{\Gamma}$, \mathbf{V} e \mathbf{H} ; estes últimos versores permitem decompor o deslocamento na estação nas suas três componentes P SV e SH e podem exprimir-se em função de ϕ_e e i_h por

⁴ i_h depende do modelo de propagação e pode ser determinado a partir do traçado de raios sísmicos para um meio, ou recorrendo a valores tabelados em função da distância epicentral e da profundidade hipocentral (por exemplo, as tabelas de Jeffreys-Bullen)

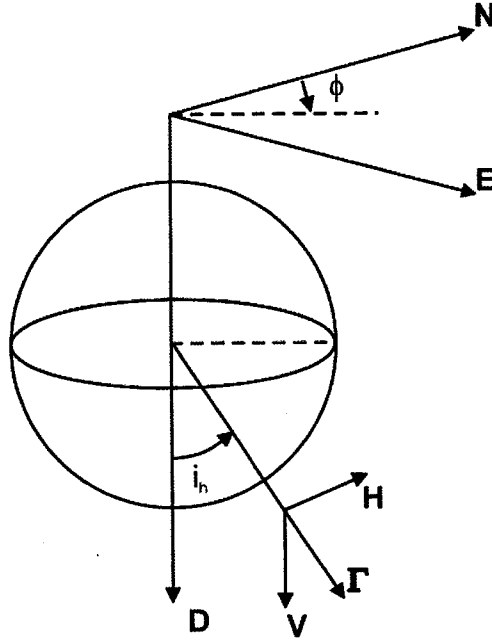


Figura A.2: Representação da esfera focal e o referencial a ela ligado.

$$\begin{cases} \Gamma = N \sin i_h \cos \phi_e + E \sin i_h + D \cos i_h \\ V = N \sin i_h \cos \phi_e + E \cos i_h - D \sin i_h \\ H = -N \sin \phi_e + E \cos \phi \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

Agora, de acordo com (Aki e Richards, 1980), o padrão de radiação da fonte nas suas componentes P, SV e SH vem dado à custa das componentes do tensor momento sísmico e das coordenadas da estação ϕ_e e i_h , por:

$$\begin{cases} F^P = \gamma_p \gamma_p M_{pq} = \sin^2 i_h (\cos^2 \phi_e M_{xx} + \sin 2\phi_e M_{xy} + \sin^2 \phi_e M_{yy} - M_{zz}) \\ \quad + 2 \sin i_h \cos i_h (\cos \phi_e M_{xz} + \sin \phi_e M_{yz}) + M_{zz}, \\ F^{SV} = V_p \gamma_p M_{pq} = \sin i_h \cos i_h (\cos^2 \phi_e M_{xx} + \sin 2\phi_e M_{xy} + \sin^2 \phi_e M_{yy} - M_{zz}) \\ \quad + \cos 2i_h (\cos \phi_e M_{xz} + \sin \phi_e M_{yz}), \\ F^{SH} = H_p \gamma_p M_{pq} = \sin i_h [(\sin \phi_e \cos \phi_e (M_{yy} - M_{xx}) + \cos 2\phi_e M_{xy}) \\ \quad + \cos i_h (\cos \phi_e M_{yz} - \sin \phi_e M_{xz})]; \end{cases} \quad (\text{A.4})$$

O mesmo padrão, escrito em função dos parâmetros da falha virá:

$$\left\{ \begin{array}{l}
 F^P = \cos \lambda \sin \delta \sin^2 i \sin 2(\phi - \phi_e) - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i \cos(\phi - \phi_e) \\
 \quad + \sin \lambda \sin 2\delta [\cos^2 i - \sin^2 i \sin^2(\phi - \phi_e)] \\
 \quad + \sin \lambda \cos 2\delta \sin^2 \lambda \sin(\phi - \phi_e), \\
 F^{SV} = \sin \lambda \sin 2\delta \cos 2i \sin(\phi - \phi_e) - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i \cos(\phi - \phi_e) \\
 \quad + (1/2) \cos \lambda \sin \delta \sin 2i \sin 2(\phi - \phi_e) \\
 \quad - (1/2) \sin \lambda \sin 2\delta \sin 2i [1 + \sin^2(\phi - \phi_e)], \\
 F^{SH} = \cos \lambda \cos \delta \cos i \sin(\phi - \phi_e) + \cos \lambda \sin \delta \sin i \cos 2(\phi - \phi_e) \\
 \quad + \sin \lambda \cos 2 \cos i \cos(\phi - \phi_e) \\
 \quad - (1/2) \sin \lambda \sin 2\delta \sin i \sin 2(\phi - \phi_e)
 \end{array} \right. \quad (A.5)$$

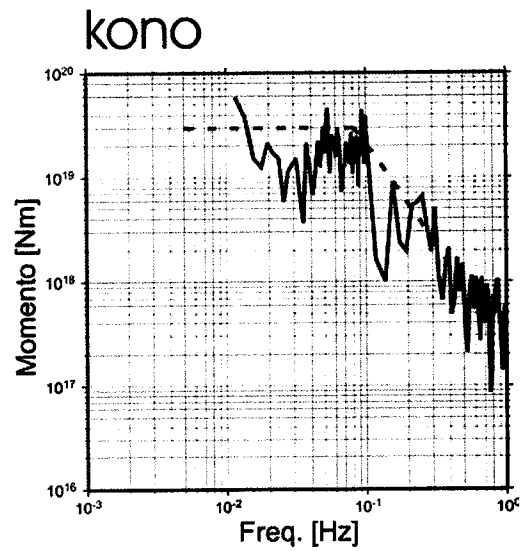
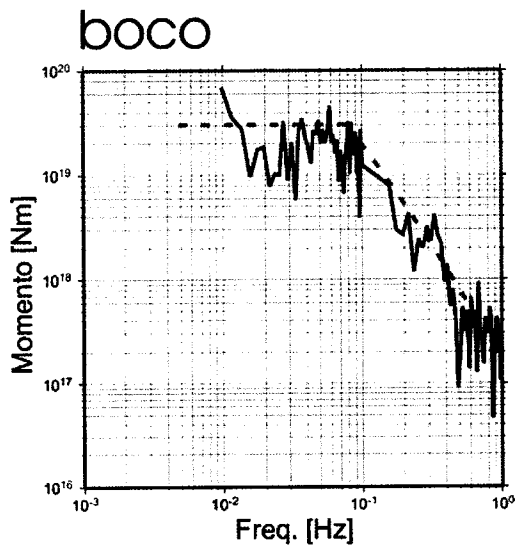
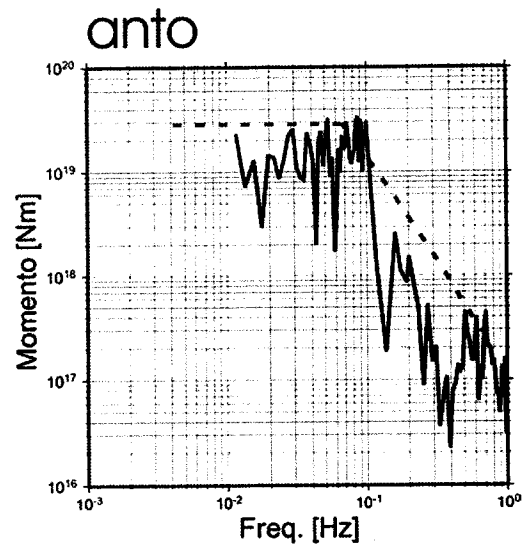
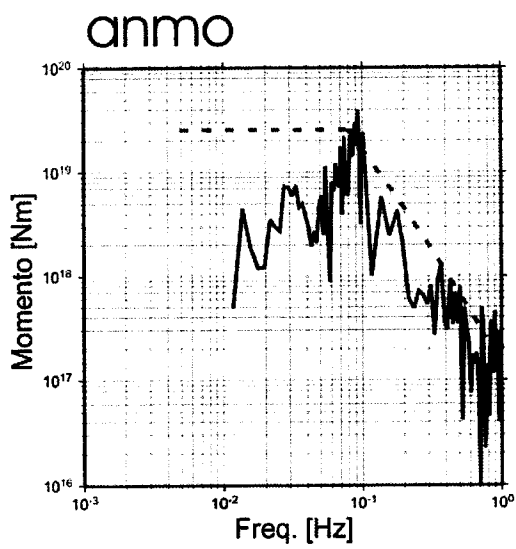
Apêndice B

Espectros dos sismos de 1 de Janeiro de 1980, 27 de Junho de 1997, de 9 de Julho de 1998 e de 20 de Março de 2002

B.1 O Sismo de 1 de Janeiro de 1980

EST.	COMP.	Mo(Nm)	Dmo	Fe(Hz)	DF	Mw	L(km)	$\Delta\sigma$ (Pa)
ANMO	P	2,5E+19	5,0E+17	0,08	0,05	6,9E+00	49,19	4,8E+05
ANTO	P	2,0E+19	5,0E+17	0,08	0,05	6,9E+00	49,19	3,8E+05
BOCO	P	3,0E+19	5,0E+17	0,08	0,05	7,0E+00	49,19	5,7E+05
KONO	P	3,0E+19	5,0E+17	0,08	0,05	7,0E+00	49,19	5,7E+05
MED		2,8E+19				7,0E+00	49,19	5,3E+05
ERRO		3,0E+18				0,1	9	8,0E+04

Parâmetros obtidos a partir da análise do espectro dos registos do sismo de 1 de Janeiro de 1980.



Ondas P

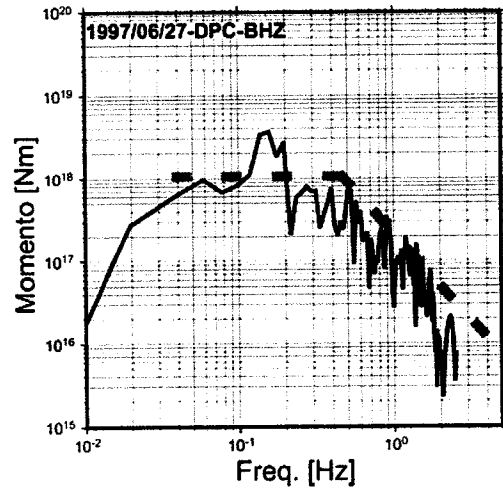
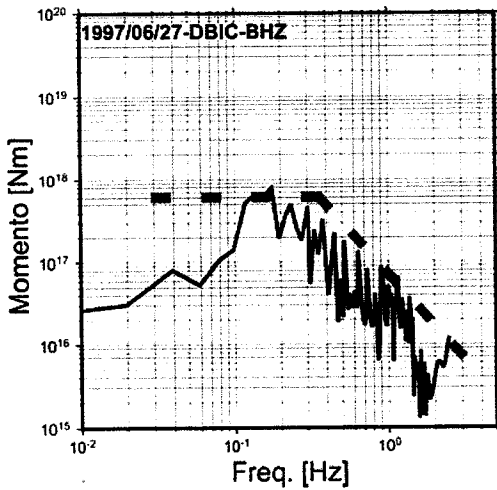
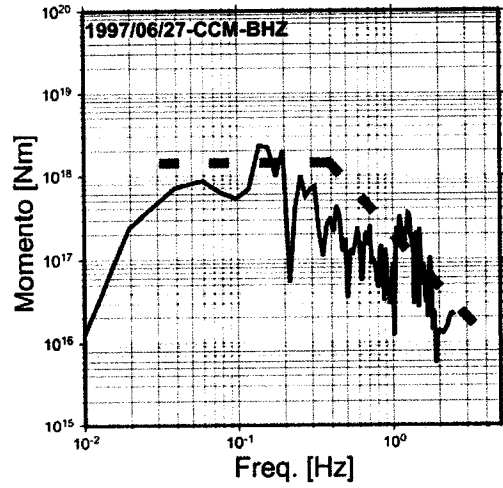
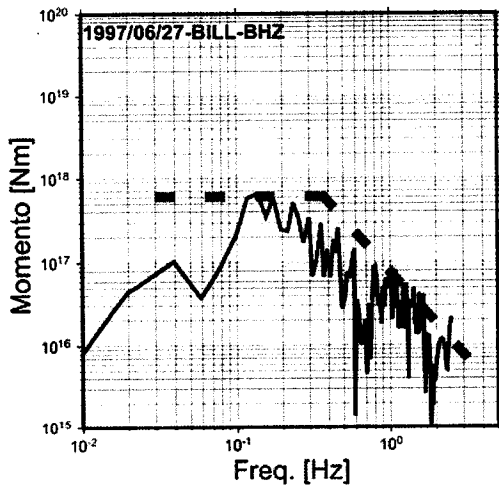
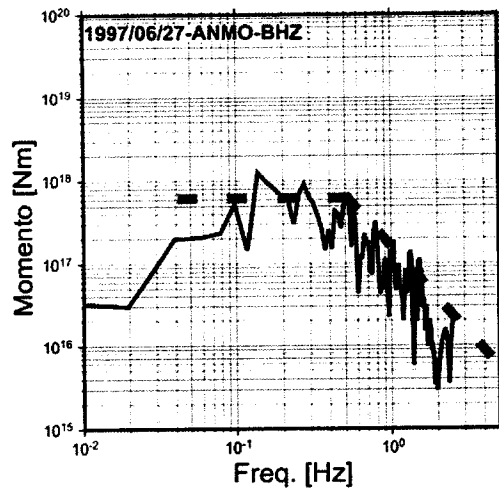
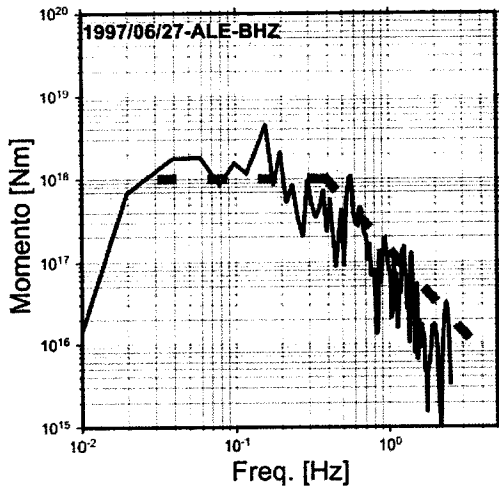
[0.01 Hz 0.1 Hz] - componente LHZ

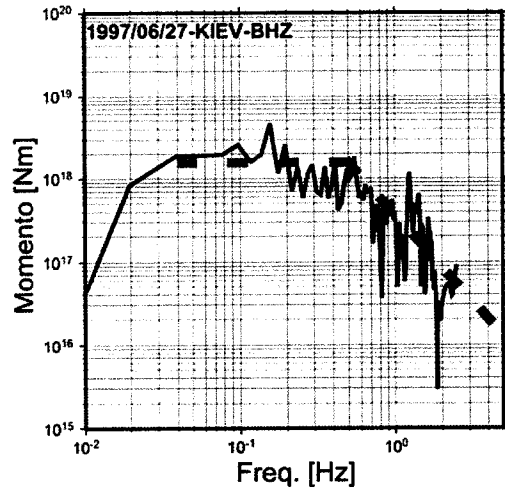
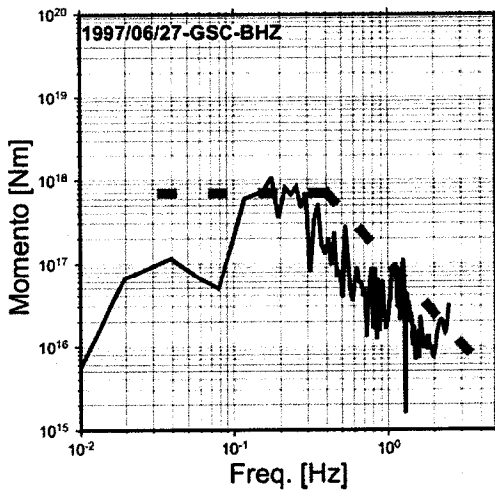
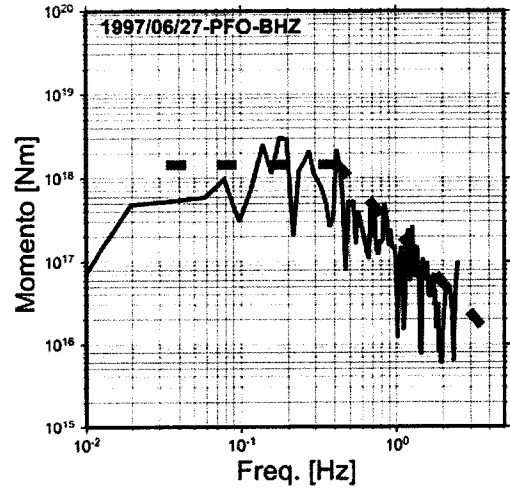
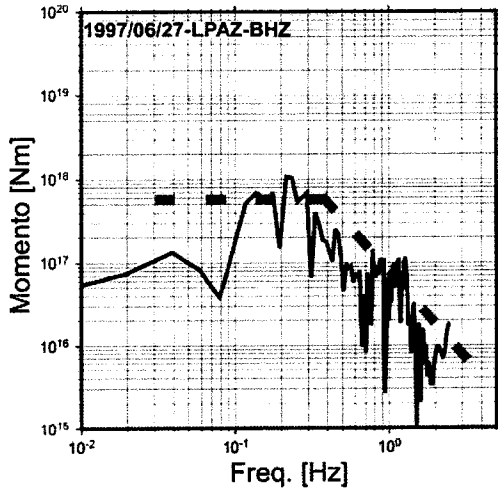
[0.1 Hz 1.0 Hz] - componente SHZ

B.2 O Sismo de 27 de Junho de 1997

EST.	COMP.	Mo(Nm)	Dmo	Fe(Hz)	DF	Mw	L(km)	$\Delta\sigma$ (Pa)
ALE	P	1,0E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,1E+00	19,35	2,4E+06
ANMO	P	6,0E+17	1,0E+17	0,5	0,05	5,9E+00	12,38	2,8E+06
BILL	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
CCM	P	1,5E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,2E+00	19,35	3,6E+06
DBIC	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
DPC	P	1,0E+18	1,0E+17	0,5	0,05	6,1E+00	12,38	4,7E+06
GSC	P	8,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	6,0E+00	19,35	1,9E+06
KIEV	P	1,8E+18	1,0E+17	0,5	0,05	6,2E+00	12,38	8,4E+06
LPAZ	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
PFO	P	1,5E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,2E+00	19,35	3,6E+06
MED.		9,0E+17		0,4		6,0E+00	19,35	2,6E+06
ERRO		2,0E+17		0,05		1	3,5	3,5E+06

Parâmetros obtidos a partir da análise do espectro dos registos do sismo de 27 de Junho de 1997.

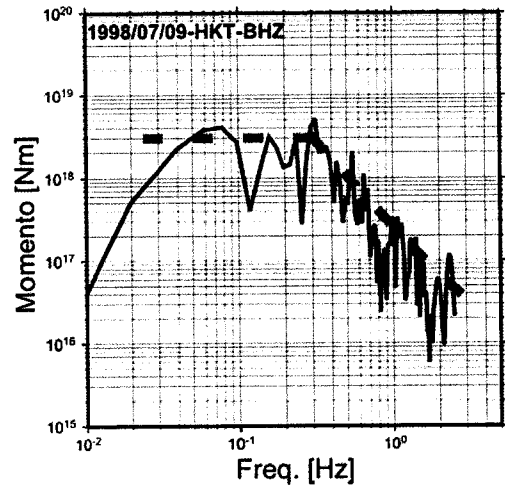
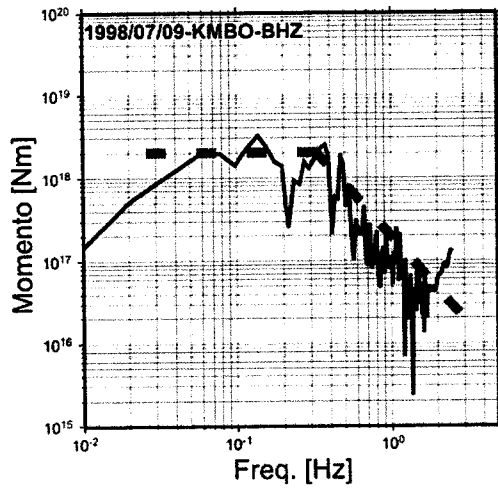
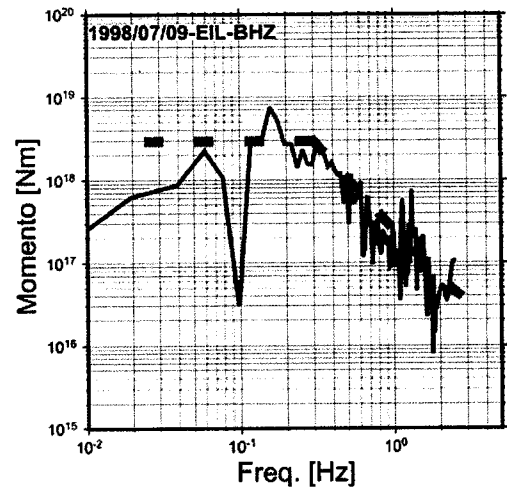
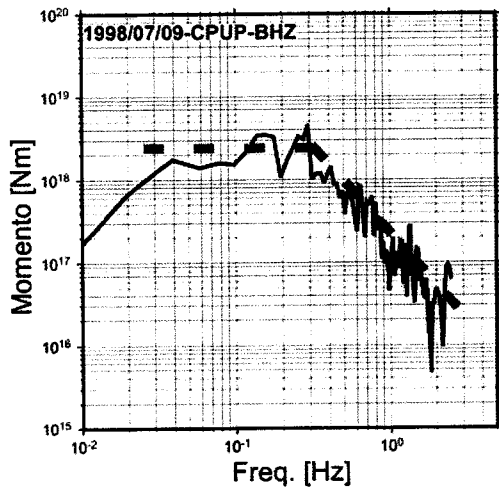
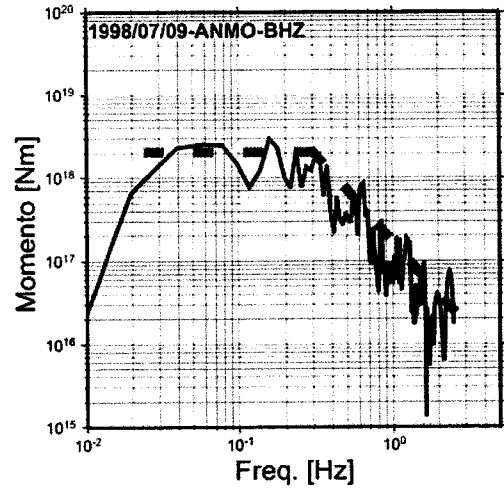
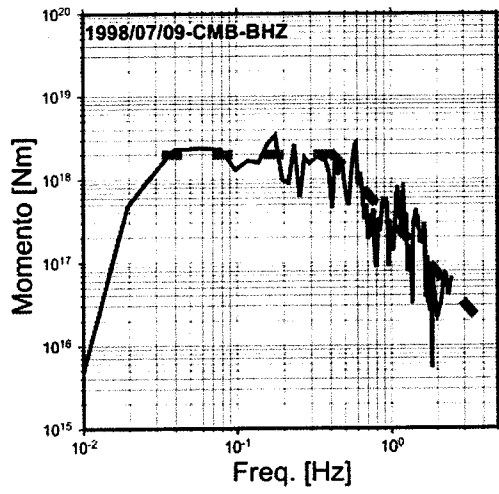


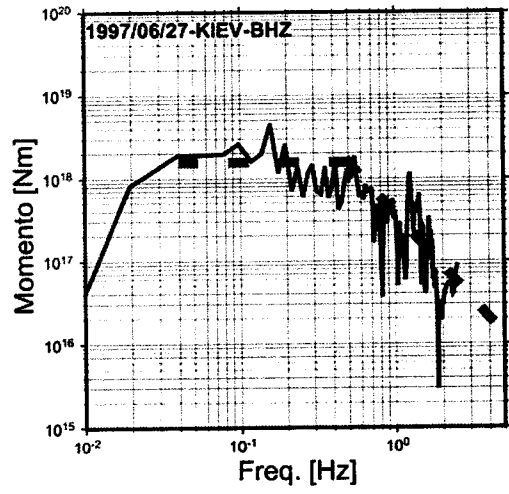
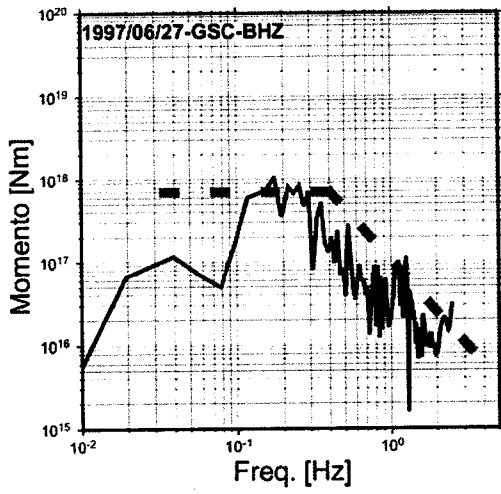
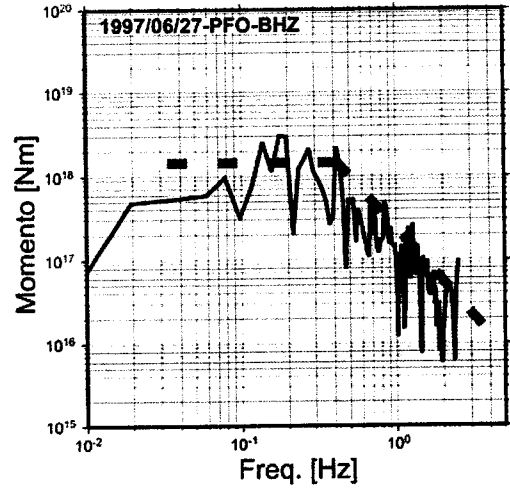
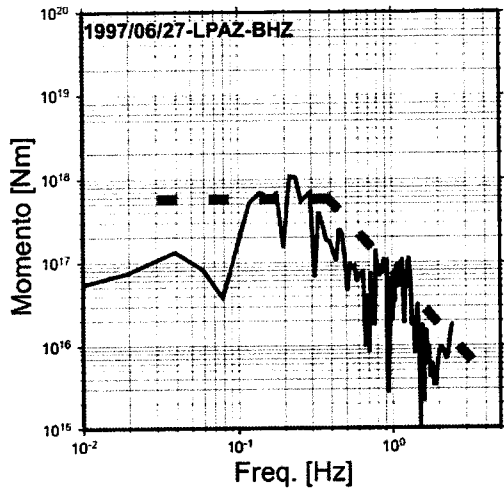


B.3 O Sismo de 9 de Julho de 1998

EST.	COMP.	Mo(Nm)	Dmo	Fe(Hz)	DF	Mw	L(km)	$\Delta\sigma$ (Pa)
ALE	P	1,0E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,1E+00	19,35	2,4E+06
ANMO	P	6,0E+17	1,0E+17	0,5	0,05	5,9E+00	12,38	2,8E+06
BILL	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
CCM	P	1,5E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,2E+00	19,35	3,6E+06
DBIC	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
DPC	P	1,0E+18	1,0E+17	0,5	0,05	6,1E+00	12,38	4,7E+06
GSC	P	8,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	6,0E+00	19,35	1,9E+06
KIEV	P	1,8E+18	1,0E+17	0,5	0,05	6,2E+00	12,38	8,4E+06
LPAZ	P	6,0E+17	1,0E+17	0,4	0,05	5,9E+00	19,35	1,4E+06
PFO	P	1,5E+18	1,0E+17	0,4	0,05	6,2E+00	19,35	3,6E+06
MED.		9,0E+17		0,4		6,0E+00	19,35	2,6E+06
ERRO		2,0E+17		0,05		1	3,5	3,5E+06

Parâmetros obtidos a partir da análise do espectro dos registos do sismo de 9 de Julho de 1998.

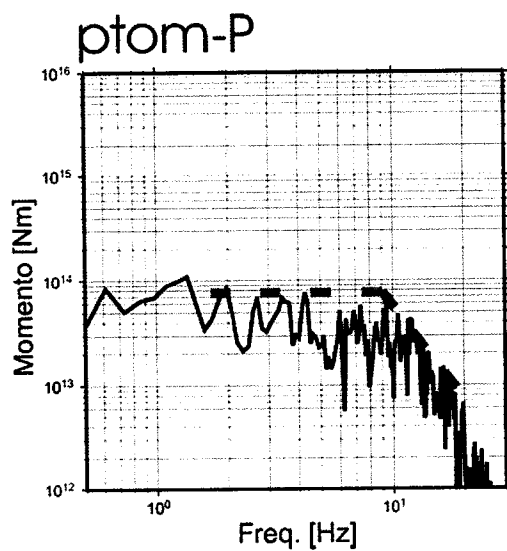
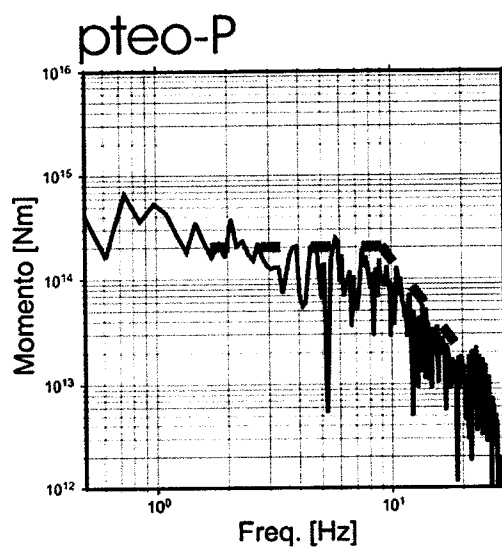
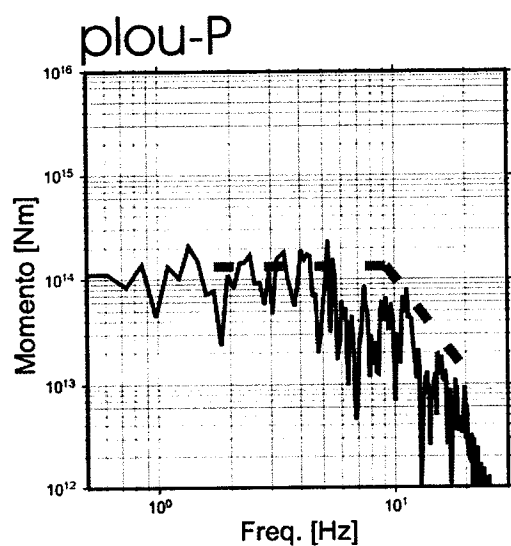
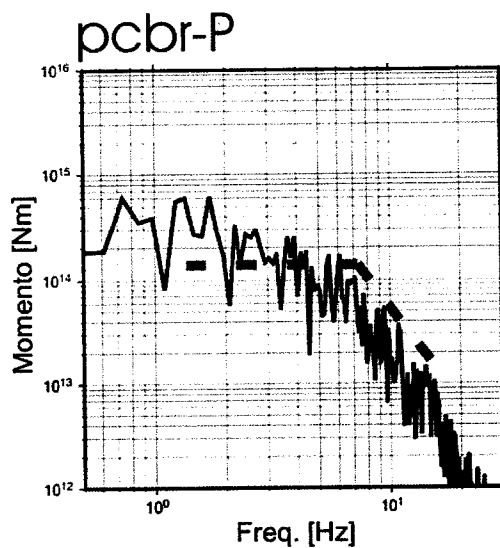
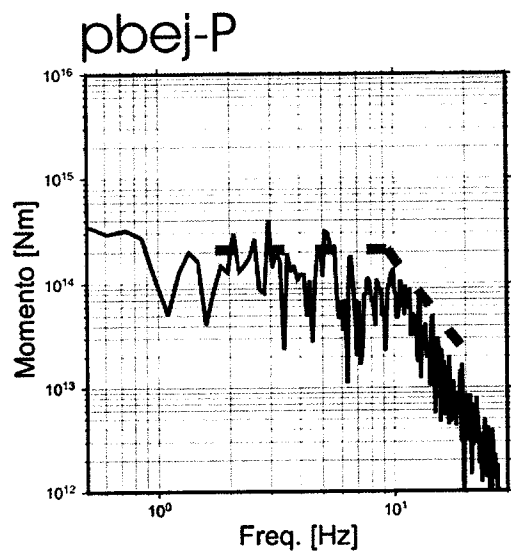




B.4 O Sismo de 20 de Março de 2002

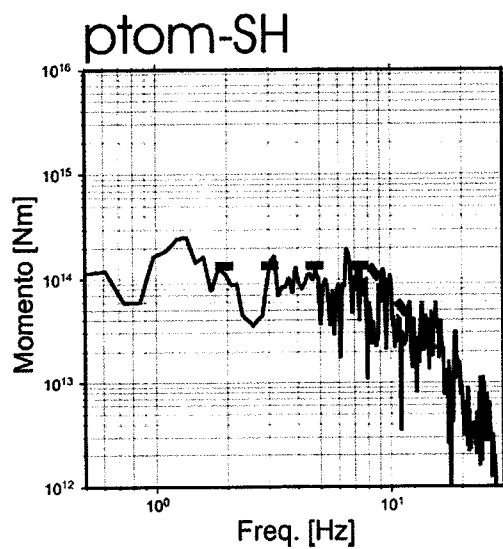
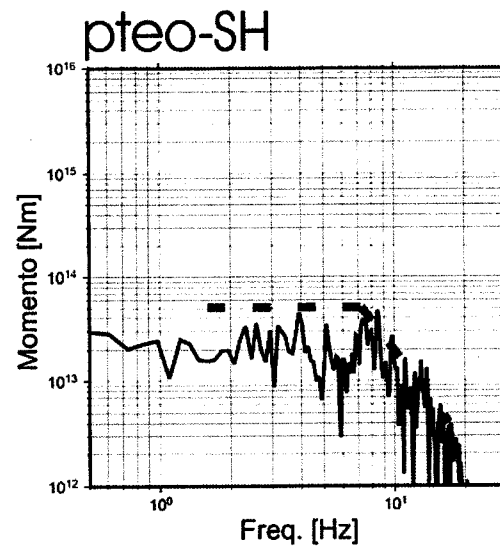
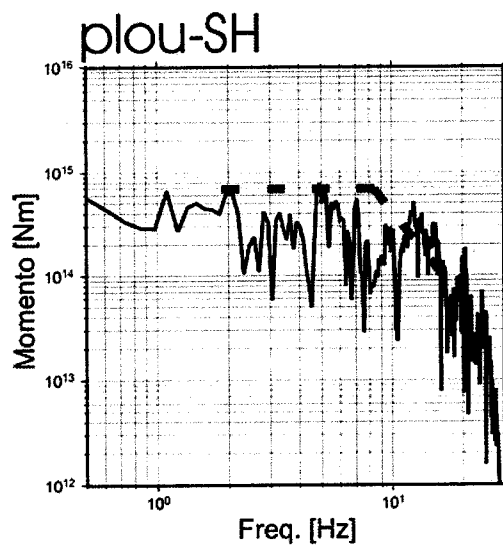
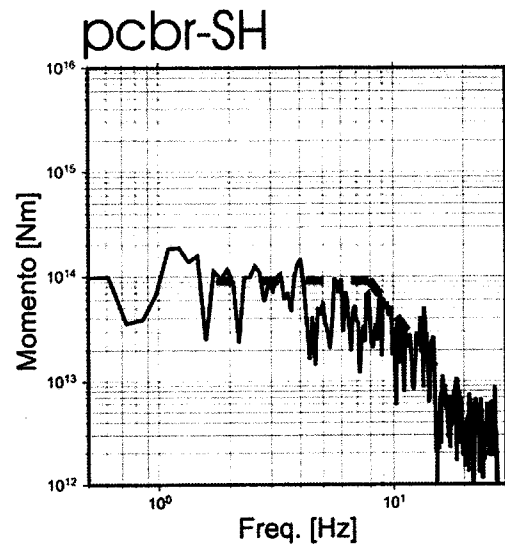
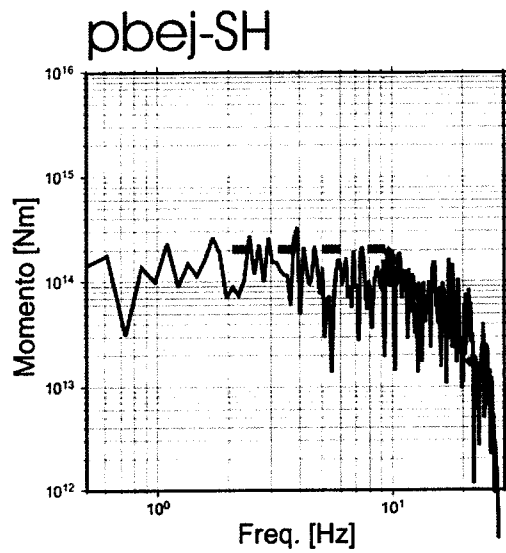
EST.	COMP.	Mo(m.s)	Dmo	Fe(Hz)	DF	Mw	R(km)	$\Delta\sigma$ (Pa)
pteo	P	2,0E+14	5,0E+13	8	0,5	3,6E+00	0,28	3,8E+06
pcbr	P	1,5E+14	5,0E+13	8	0,5	3,5E+00	0,28	2,9E+06
plou	P	1,5E+14	5,0E+13	9	0,5	3,5E+00	0,25	4,1E+06
pbej	P	2,0E+14	5,0E+13	9	0,5	3,6E+00	0,25	5,4E+06
plou	P	8,0E+13	5,0E+13	9	0,5	3,3E+00	0,25	2,2E+06
pteo	SH	2,0E+14	5,0E+13	9	0,5	3,6E+00	0,25	5,4E+06
pcbr	SH	1,0E+14	5,0E+13	8	0,5	3,4E+00	0,28	1,9E+06
plou	SH	6,0E+14	5,0E+13	8	0,5	3,9E+00	0,28	1,1E+07
pbej	SH	5,0E+13	5,0E+13	8	0,5	3,2E+00	0,28	9,6E+05
plou	SH	1,5E+14	5,0E+13	8	0,5	3,5E+00	0,28	2,9E+06
MED		1,8E+14				3,5E+00	0,28	3,3E+06
ERRO		2,0E+14		0,5		0,2	0,02	5,0E+06

Parâmetros obtidos a partir da análise do espectro dos registos do sismo de 20 de Março de 2002.



20-03-2002

Espectros
das ondas P



Espectros
das ondas SH

Apêndice C

Eventos sísmicos mais importantes da fronteira Açores-Gibraltar

Neste anexo são analisados alguns importantes eventos, históricos e instrumentais, com epicentros na região em estudo.

C.1 O sismo de 26 de Janeiro de 1531

O sismo cuja magnitude estimada é de 7.1 (Martins e M. Victor, 1990), teve epicentro na zona do Vale Inferior do Tejo entre Vila Franca de Xira e Azambuja onde foi sentido com intensidade máxima IX-X (MM). Devido à proximidade a Lisboa, a intensidade máxima sentida nesta cidade foi de IIX a IX. Este sismo causou a morte a 2% da população, provocou o colapso a 10% das habitações e danificou profundamente 25% das habitações. Um trabalho recente de (Justo e Salwa, 1998) apresenta resultados sobre o estudo deste importante sismo cujas conclusões são ilustradas no mapa de isossistas da figura (C.1). Neste trabalho, os autores referem a anormal intensidade sentida nas localidades de Évora Monte, Alcáçovas e em Espanha, em particular em Trujilho. Descrições da época indiciam que a capital terá sido inundada pelas águas do rio Tejo (Baptista, 1998).

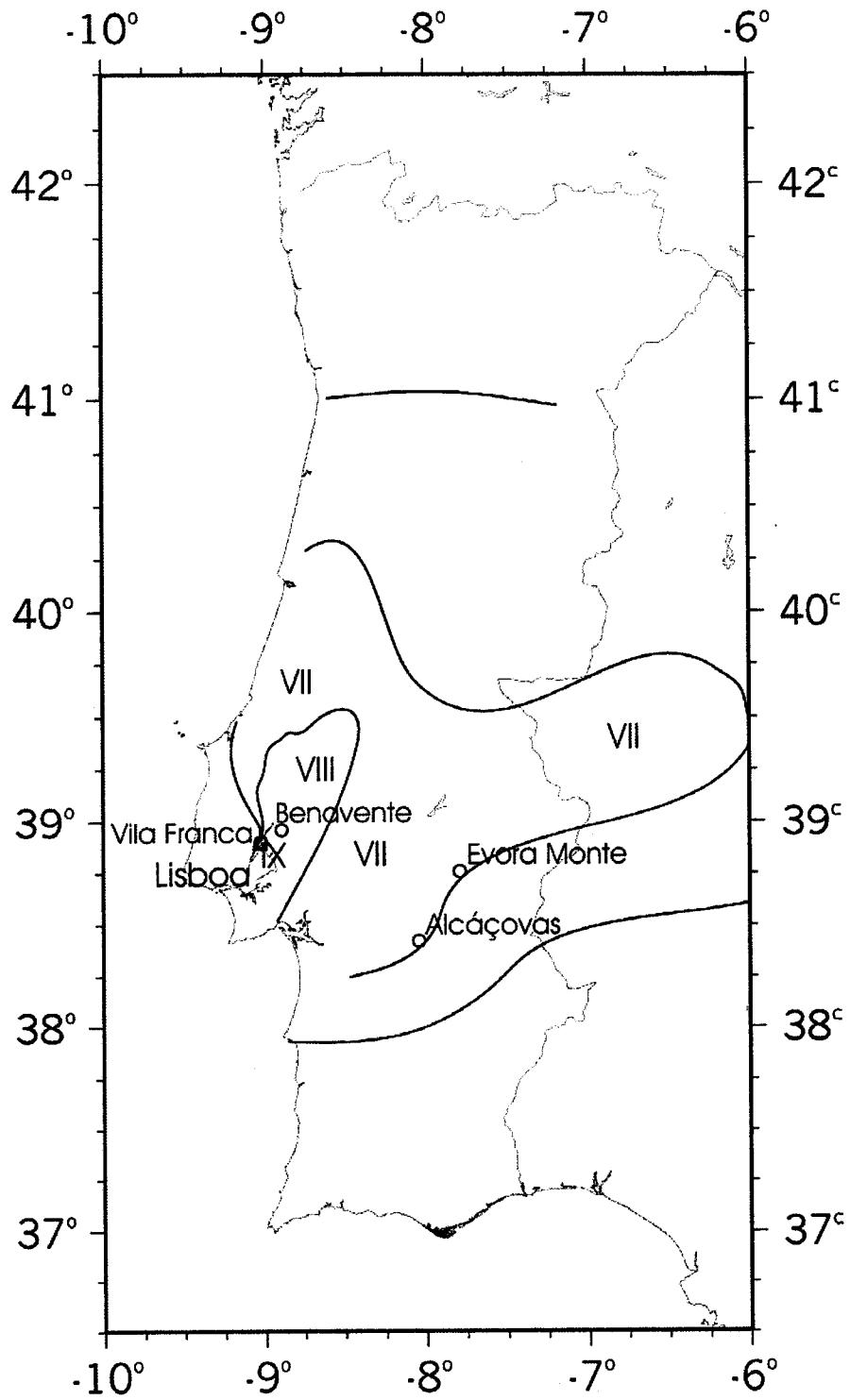


Figura C.1: Mapa das isossistas do sismo 26 de Janeiro de 1531 (Adaptado de Justo e Salva, 1998).

C.2 O sismo de 1755

A 1 de Novembro de 1755, pelas 9h 30 min, ocorreu um violento sismo sentido em toda a Europa e Norte de África. O terremoto foi seguido de um gigantescos incêndio e, posteriormente, por uma onda gigante que invadiu Lisboa e toda a região costeira de Portugal, em especial no Algarve, fazendo-se sentir no Golfo de Cádiz, Norte de Marrocos, Açores e Madeira (no sudoeste Algarvio e em Lisboa atingiu a amplitude máxima, respectivamente de 10 a 15 m e 6 m). O efeito combinado do sismo, do incêndio e do tsunami provocou uma imensa devastação na cidade de Lisboa e um número incalculável de mortos.

Apesar das limitações inerentes à utilização da informação macrosísmica (já que esta metodologia assenta na avaliação dos efeitos produzidos nas pessoas, estruturas, edifícios e solos, que, apesar de se basear numa escala macrosísmica, encontra-se sempre afectada de alguma incerteza devido à subjectividade do observador), este ainda constitui um método bastante válido na determinação da energia libertada a quando da ocorrência do sismo, e na determinação da área epicentral - em particular em situações em que não existe rede instrumental instalada, como é o caso dos sismos históricos. Os primeiros estudos do sismo de 1755 foram baseados na informação dos seus efeitos, relatados em documentos históricos, aos quais foi possível aceder.

O epicentro do sismo de 1755 foi calculado a partir da distribuição de intensidades macrosísmicas efectuado por diversos autores (Reid, 1914, Martinez, 1979; Mezcua, 1982; Oliveira, 1986; Machado, 1966, Levert, 1991; Sousa, 1996 e Baptista et al., 1998). Na figura (C.2) encontra-se representada a carta de isossistas deste sismo. Dos cálculos efectuados pela maioria dos autores resulta, como zona epicentral mais provável para este evento, a zona sismogénica do banco de Goringe (*BG*) - apesar das dimensões desta estrutura dificilmente comportarem um sismo desta magnitude $M=8.5$. Outros autores sugerem que a ruptura se dá não só num segmento da falha mas em múltiplos (Martinez et al., 1979). Outros ainda defendam que a zona epicen-

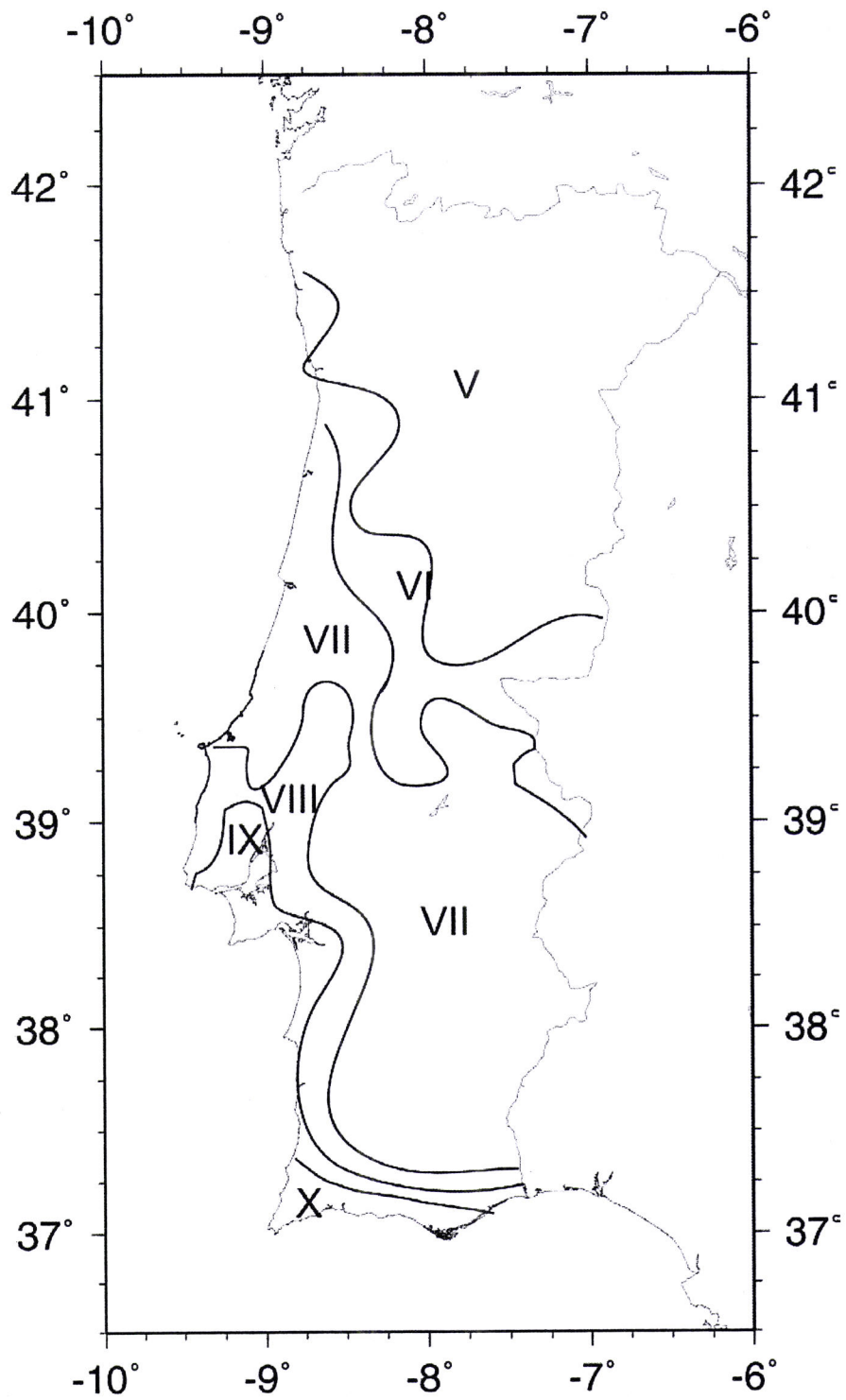


Figura C.2: Isossistas do sismo de 1755 (Moreira, 1975)

tral se encontre mais a Norte do (BG); para isso baseiam-se na caracter excêntrico das isossistas (com efeito, todo o litoral Oeste de Portugal desde Sines até Lisboa apresentam valores anormalmente elevados de intensidade) sugerindo que a zona epicentral se encontra mais próxima da costa sudoeste de Portugal, embora esta distorção da forma das isossistas possa também ser explicada através de efeitos de sítio ou efeitos de propagação devido à difracção de ondas sísmicas na fronteira de transição crosta continental/crosta oceânica (Oliveira, 1986).

Estudos recentes, baseados em trabalhos de modelação de tsunamis (Baptista et al., 1998), concluem como pouco provável a localização, no BG, da fonte do sismo de 1755 e apontam como mais provável a zona localizada entre BG e a costa Portuguesa. segundo estes autores, a ruptura ter-se-á desenvolvido em duas direcções: N160 e N135 (ver figura C.3). Por outro lado, de acordo com (Baptista, 1998) (estudo baseado no cálculo das Intensidades macrosísmicas calibradas a partir dos dados do sismo de 1962), a fonte, cujas intensidade macrosísmicas sintéticas melhor se ajustam aos dados observados, é a que melhor reproduz as observações do tsunami (N160/N135).

Em 1992 realizou-se uma campanha de perfis sísmicos na margem portuguesa (IAM) que revelou, para além da estrutura activa do BG, a existência de outras estruturas activas compressivas; em particular o perfil AR92-10 revelou uma estrutura de origem tectónica (figura C.4a), localizada a meia distância entre o BG e o CSV (a 100 km de distância do referido cabo) com origem a 37°N 10°W (Zitellini et al., 2001), denominada falha Marquês de Pombal (*FMP*).

Em 1998 foram realizados perfis de elevada resolução para estudar, detalhadamente, a *FMP*. A interpretação destes perfis permitiu concluir que a falha tem uma orientação NE20° com uma emergência à superfície de cerca de 50 km, embora a deformação lateral permita prever que o seu comprimento se estenda por 100 km (ver figuras C.4 b e c). A inclinação desta falha, calculado a partir dos primeiros 11 km de profundidade, é de 24°. Em oposição a esta falha existe outra falha inversa (*BTF*) que

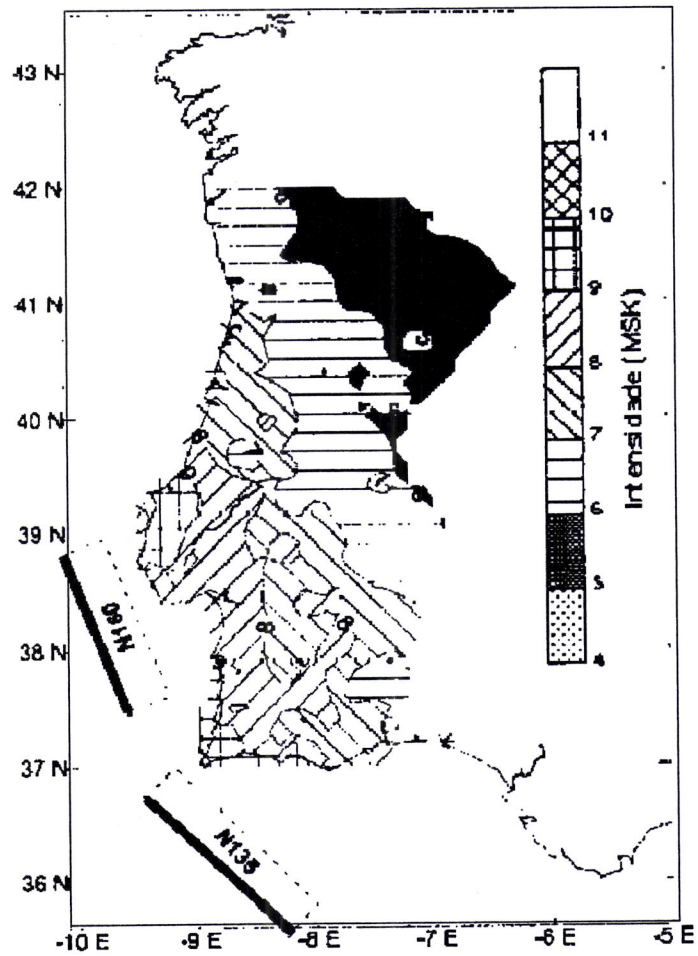


Figura C.3: Fontes sísmicas N135 e N160 e isossistas sintéticas (Baptista, 1988).

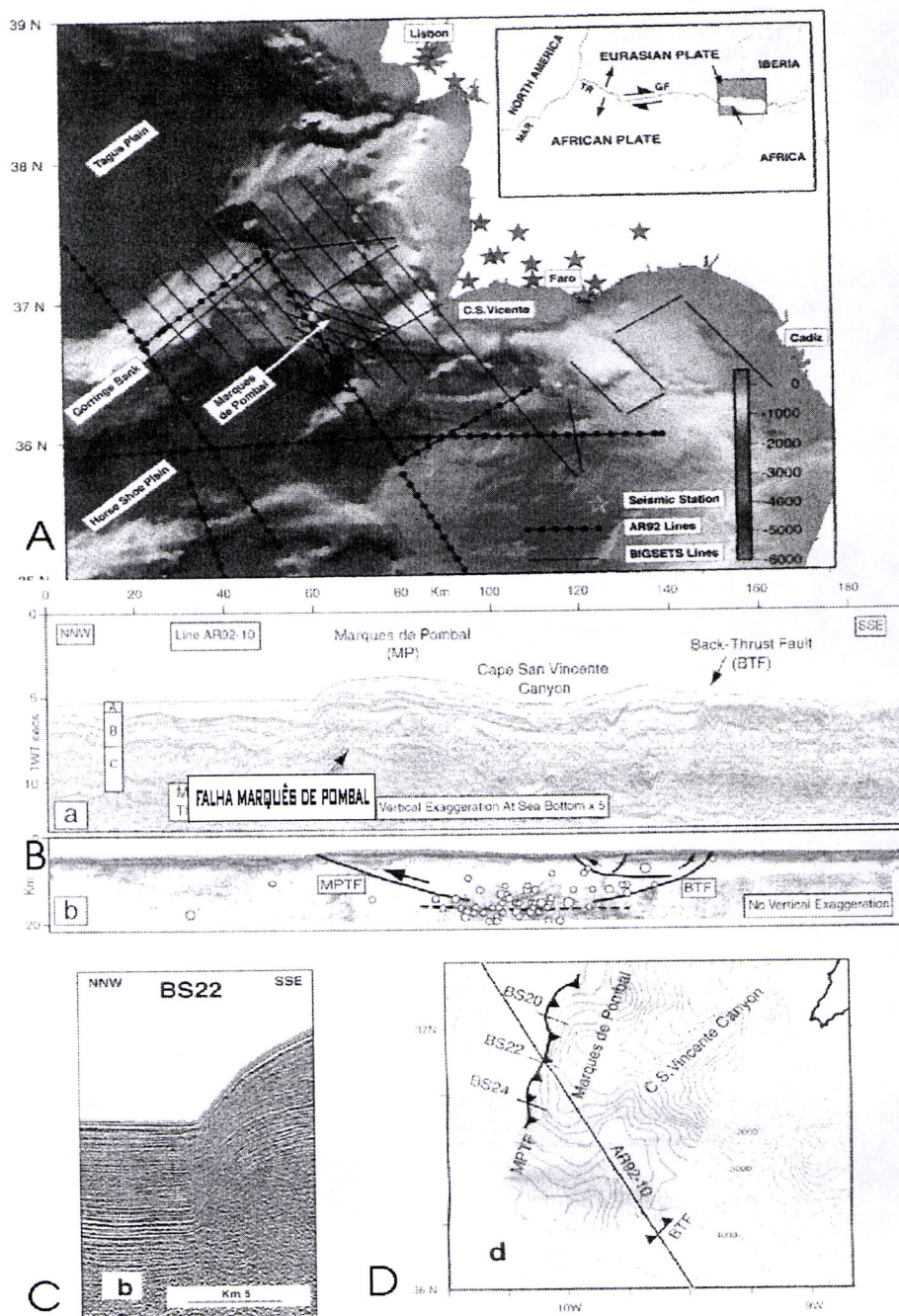


Figura C.4: A) Campanhas IAM e BIGSETS realizadas na margem portuguesa; B) e C) Linhas sísmicas e interpretação do perfil AR92-10; C) Localização das linhas sísmicas relativamente ao Cavalcamento Marquês de Pombal (CMP) (Zitellini et al., 2001).

conjuntamente com a primeira, definem a estrutura do Cavalgamento; nele observa-se uma rejeição máxima vertical de 1100 m. Trata-se, por isso, de uma estrutura fortemente candidata à origem do sismo de 1755.

Considerando uma área máxima de ruptura de $S=100 \times 70 \text{ km} = 70000 \text{ km}^2$, considerando ainda um deslocamento vertical de 15 m estimado a partir de modelação de *tsunamis* (Baptista et al., 1998) e uma rigidez de $3 \times 10^{10} \text{ Pa}$, utilizando as expressões, respectivamente, (4.10) e (4.11), para o cálculo do momento sísmico escalar M_0 e da magnitude momento M_w , (Zitellini et al., 2001) estima, para este sismo, uma magnitude $M_w=8,3$ (o que se aproxima bastante do valor da magnitude estimada a partir da informação macrosísmica).

C.3 O sismo de S. Jorge de 9 de Julho de 1757

Segundo Machado (1949) este sismo terá sido, após o povoamento dos Açores, aquele que maior destruição provocou nas Ilhas. O seu epicentro localiza-se, segundo o mesmo autor na parte leste da ilha de S. Jorge. De acordo com o mesmo autor, segundo fontes da época, este abalo provocou a morte a cerca de um milhar de pessoas (o que corresponde a 25% da população da ilha). A destruição foi de tal ordem que provocou a destruição generalizada do edificado e imprimiu profundas modificações na topografia local (grades derrocadas nas falésias para o mar com a formação de pequenas ilhotas, baixios e fajãs, junto à costa, abertura de fendas). Acresce ainda referir que o sismo gerou um maremoto de fraca intensidade que se fez sentir na costas das ilhas da Terceira, Graciosa e Faial.

As intensidades sentidas em S. Jorges variam entre a intensidade máxima de X na freguesia da Calheta até a intensidade VIII na Freguesia das Velas. No Pico a intensidade máxima sentida foi de VIII, no Faial e na Terceira foi de VI. A distribuição das intensidades é ilustrada na figura (C.5); a partir destas isossístas (Machado, 1949)

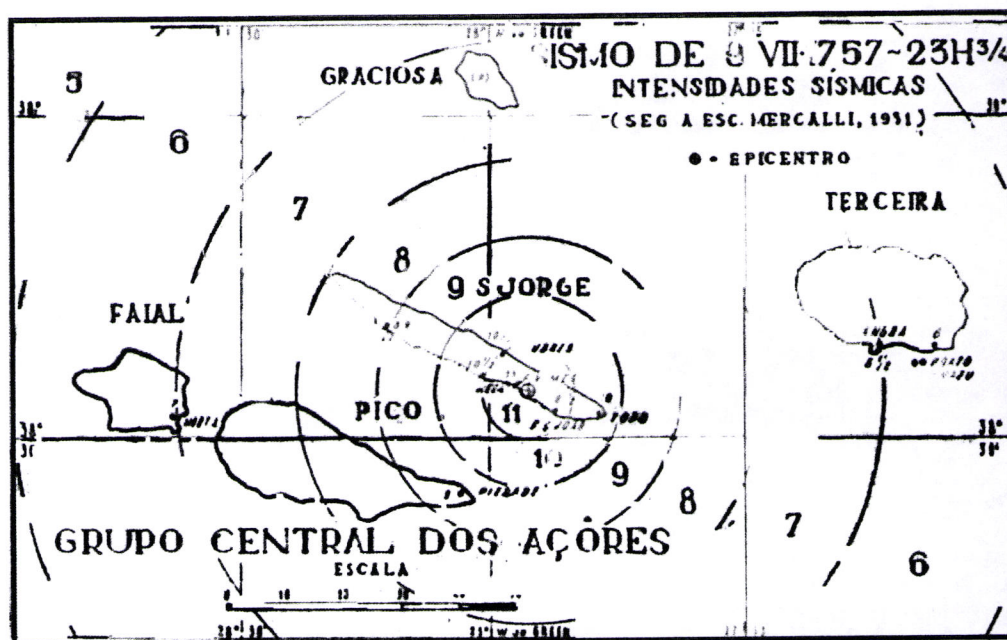


Figura C.5: Isossístas do sismo de 9 de Julho de 1757 (Machado, 1949).

calcula o epicentro do sismo (figura C.5), a respectiva profundidade focal ($10,7 \text{ km} \pm 0,8$) km e a energia sísmica libertada (5×10^{24} erg).

C.4 O sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 ($M_w=6.0$)

O sismo localizou-se no bloco Sul do rio Tejo com epicentro a 38.9° N e 8.8° W e a magnitude estimada é de 6,6 a 7,6. Foi sentido com intensidade IX em Benavente, onde a destruição foi quase total. Outras localidades, como Samora Correia e S. Estevão foram consideravelmente danificadas. Este sismo provocou a morte de 46 pessoas 65 ficaram gravemente feridas. Este evento foi seguido, nos meses seguintes, por inúmeras réplicas, algumas delas sentidas. Na Figura (C.6) encontra-se representado o epicentro do sismo bem como as isolinhas de igual intensidade (EMM).

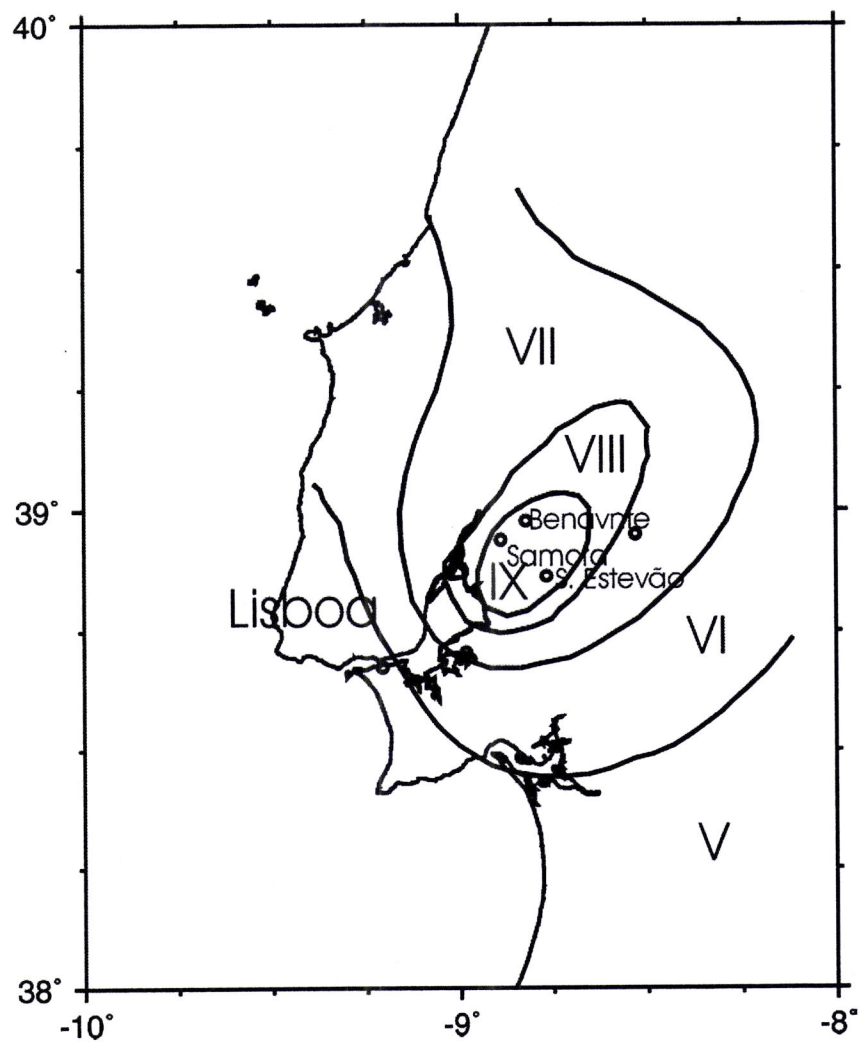


Figura C.6: Carta de isossistas do sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909, Adaptado de (Moreira, 1991). A escala de intensidades é de Mercalli modificada.

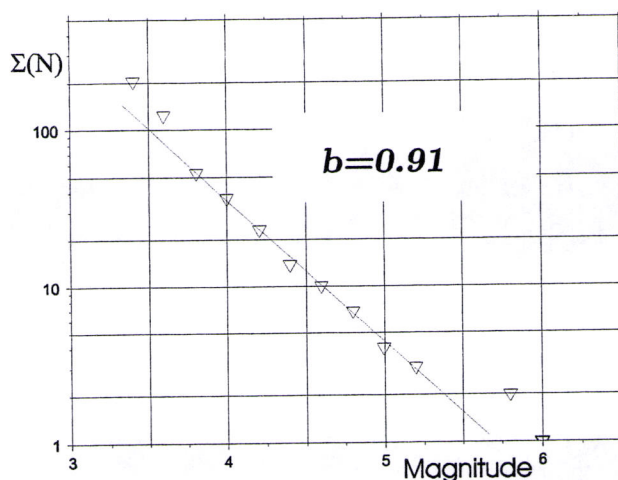


Figura C.7: Representação gráfica da magnitude versus frequência para o sismo de 28 de Fevereiro de 1969. Adaptado de (Arroyo e Udias, 1972).

Baseados nos registos analógicos de duas estações digitais Europeias (Uppsala - UPP - a uma distância epicentral de 25.9° e de Estrasburgo STR - a uma distância epicentral de 14.7° Teves-Costa et al. (1999) calcularam um momento sísmico para este evento de 1.03×10^{18} Nm ($M_w=6.0$). No 6º Capítulo são apresentados os promenores do cálculo dos parâmetros focais deste evento.

C.5 O sismo de 28 de Fevereiro de 1969

Em 28 de Fevereiro de 1969, pelas 02 h 42 mn 32.5s, ocorreu um violento sismo que foi sentido em toda a Península Ibérica, Ilhas Canárias e numa larga faixa de Marrocos. O seu epicentro, determinado pela USGS, localiza-se a Sudoeste do Banco de Goringe, na planície da Ferradura e a sua magnitude de 7.3. Para além dos efeitos directos, este sismo provocou um tsunami que foi registado nas estações maregráficas de Portugal continental, Açores, Cádiz (Espanha), e Casablanca (Marrocos) tendo atingido, nesta última, a maior amplitude registada, que foi de 1,2 m (Baptista et al., 1998).

O sismo foi estudado por diversos autores, dos quais se destacam, os trabalhos de

López Arroyo e Udias (1972), Fukao, (1973), Moreira (1985) e Buforn, (1988).

O estudo das réplicas, realizado (Arroyo e Udias, 1972) mostra que este sismo sismo foi acompanhado por uma série de réplicas, das quais se destacam pela sua magnitude $M \geq 5$, as réplicas de 20-5-1969 às 4h 25 mn com magnitude $M=6,0$, a réplica de 5-5-1969 ($M=5,0$), a réplica de 6-8-1969 ($M=5,5$) e a réplica de 24-12-1969 ($M=5,1$) (consultar a figura C.8). Ainda, a partir do estudo das réplicas, estes autores obtêm para o parâmetro b da lei de Gutenberg-Richter o valor $b=0,9$ (figura C.7), o que sugere que, à excepção do sismo principal e das duas réplicas mais energéticas, a tensão acumulada é libertada, preferencialmente, com eventos de reduzido momento sísmico.

C.6 O sismo de 1 de Janeiro de 1980

Pelas 16:42 horas (TU) do dia 1 de Janeiro de 1980, ocorreu um sismo de magnitude 7,2 com epicentro entre a Ilhas Terceira S. Jorge e Graciosa (figura 3.3). Foi na ilha Terceira onde se fizeram sentir com maior intensidade os efeitos deste sismo (segundo Machado e Silveira (1982), a intensidade máxima foi VIII-IX na Freguesia das Doze Ribeiras (figura C.9). Em consequência deste abalo morreram 61 pessoas e 400 ficaram feridas. Para além das vítimas humanas, o abalo provocou a destruição quase completa da Cidade de Angra do Heroísmo e avultados danos em toda a Ilha da Terceira e ilhas vizinhas (S. Jorge e Graciosa).

O sismo foi gerado por uma falha até então desconhecida; no sentido de estudar os epicentros das réplicas provocadas por este sismo, e portanto caracterizar a falha que o produziu, foi instalada nas Ilhas Terceira, S. Jorge, Graciosa e Pico uma rede, cuja descrição é feita no 3º capítulo (na figura 3.6) (na figura C.10 encontra-se representada a frequência diária de réplicas registadas por esta rede). Esta rede permitiu a detecção das réplicas e o cálculo dos respectivos parâmetros epicentrais (figura 3.6)

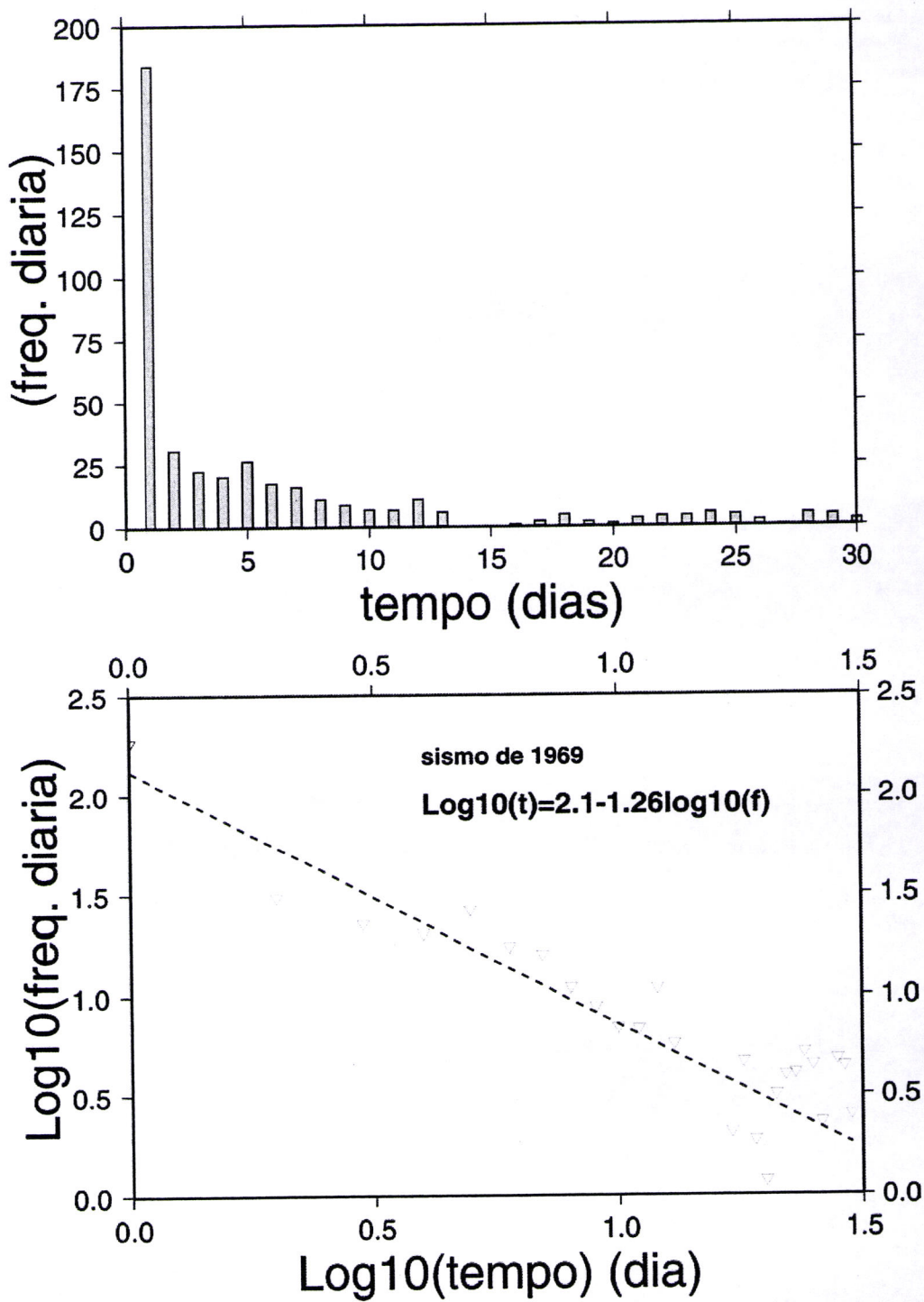


Figura C.8: A) Frequência diária das réplicas do sismo de 1969. B) representação da lei de Ohmori para as réplicas do sismo de 1969.

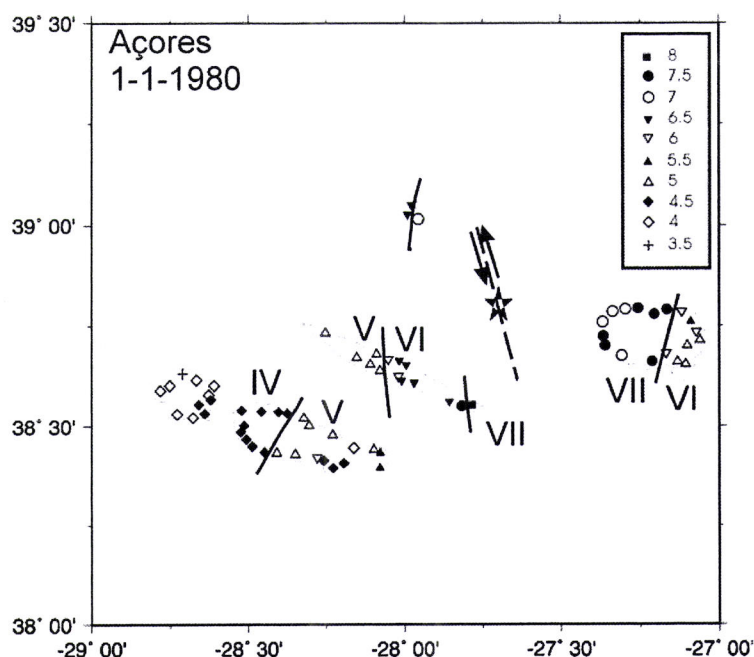


Figura C.9: Mapa das Intensidades do sismo de 1 de Janeiro de 1980 (MM). (adaptado de (Machado e silveira, 1982)).

e o mecanismo focal compósito (Hirn et al., 1980) (figura 3.16). A distribuição dos epicentros das réplicas deste sismo possibilitou a escolher como verdadeiro plano de falha aquele que se apresenta com orientação NNW-SSE.

C.7 O sismo de 9 de Julho de 1998

Este sismo teve o seu epicentro a noroeste da ilha do Faial (a cerca de 8 km da costa desta Ilha). O sismo provocou 9 mortos e elevada destruição em algumas Freguesias da Ilha do Faial, em especial nas freguesias da Ribeirinha e de Pedro Miguel (mais próximas da zona epicentral), onde foi atingida a intensidade máxima VIII (figura C.11).

Este evento foi acompanhado de inúmeras réplicas, muitas das quais foram senti-

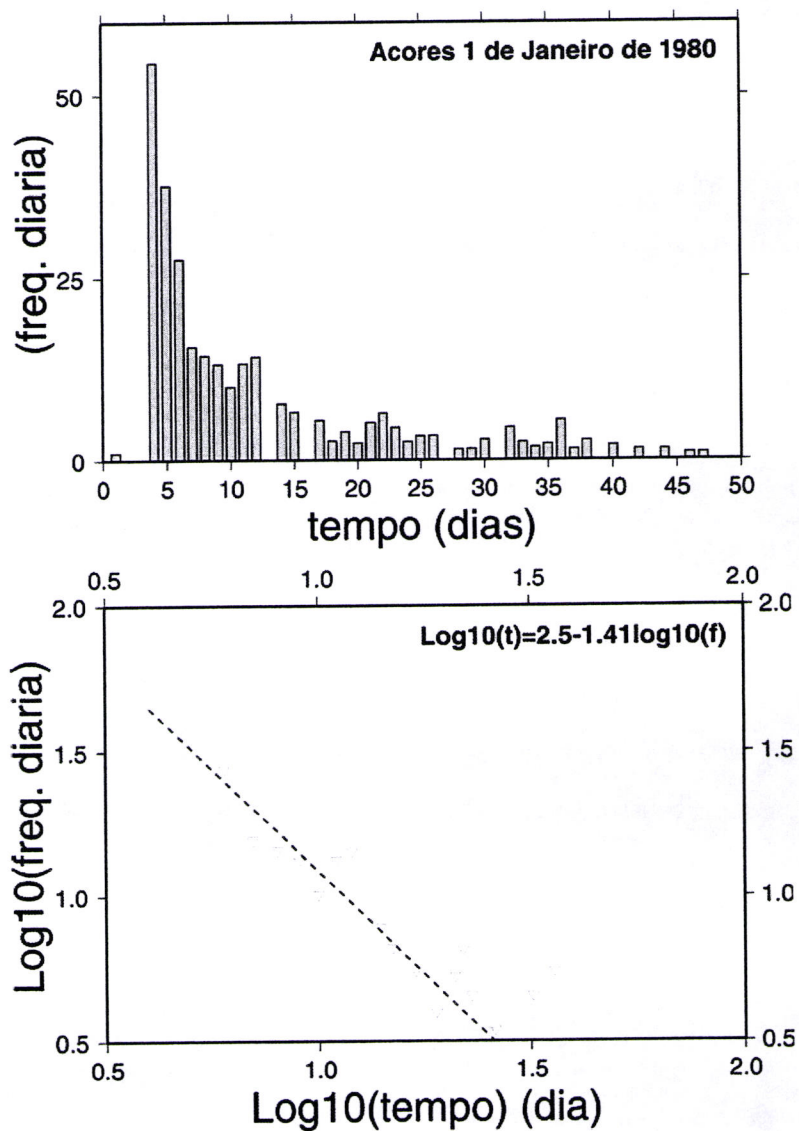


Figura C.10: A) frequência diária de réplicas do sismo de 1 de Janeiro de 1980, a partir dos registos da estação de Angra do Heroísmo. (adaptado de (Nunes, 1991). B) lei de Ohmori.

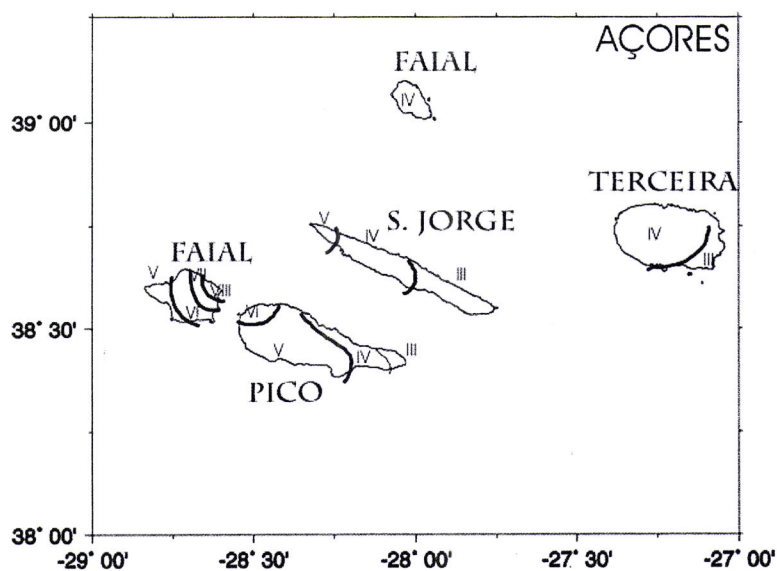


Figura C.11: Mapa das intensidades do sismo de 9 de Julho de 1998 (adaptado de Senos et al., 1988).

das (na figura C.13 encontra-se representada a frequência diária de réplicas). Com vista ao estudo destas réplicas, foi instalada nas Ilhas do Faial, Pico e S. Jorge uma rede constituída por sete estações digitais de curto período. Na figura (C.12) encontram-se representados os epicentros das réplicas (eventos com magnitude ≥ 3 e com boa cobertura azimutal) (Vales, et al., 2001); a análise desta figura leva-nos a concluir que os epicentros se alinham em duas direcções preferenciais: uma direcção NNW-SSE, que poderá corresponder ao traço da falha que gerou o sismo principal, e outra direcção conjugada da primeira E-W a WSW-ENE.

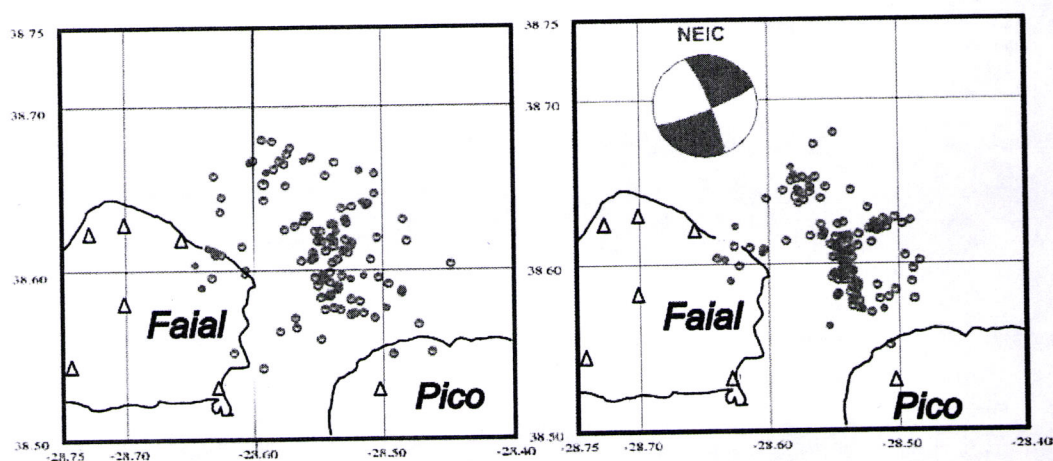


Figura C.12: Epicentros das réplicas do sismo de 1998 (Vales, et al., 2001). Na figura da esquerda representam-se os epicentros obtidos a partir de um modelo local (IM); Na direita representam-se os epicentros obtidos por inversão simultânea dos parâmetros de localização e parâmetros do modelo de velocidades. A selecção dos eventos foi feita de acordo com os seguintes critérios: i) magnitude ≥ 3.0 ii) ter sido registado em pelo menos 6 estações, situando-se uma necessariamente em S. Jorge.

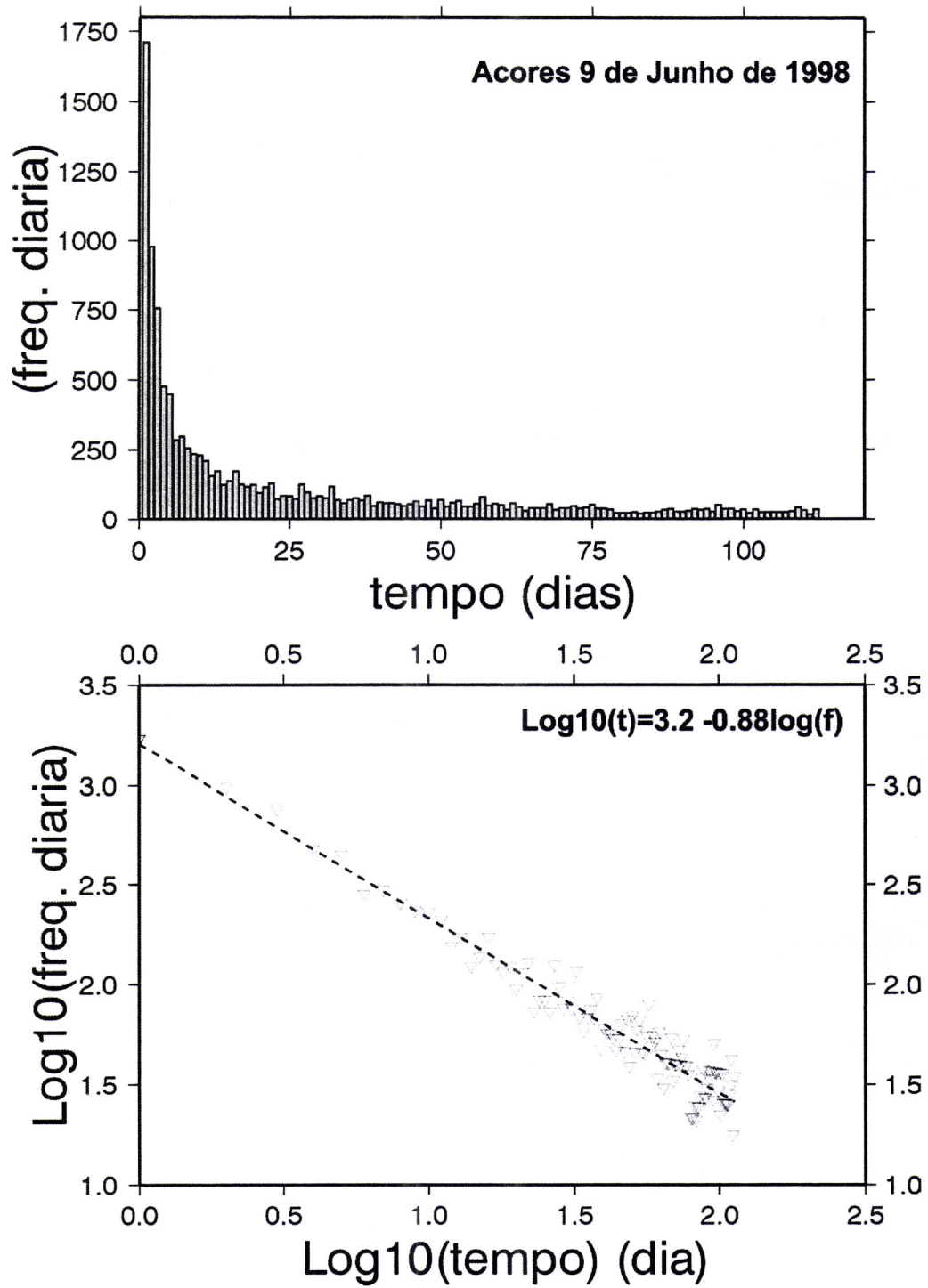


Figura C.13: Frequência média diária de réplicas do sismo de Julho de 1998 (adaptado de Senos et al., 1998).

Apêndice E

O Sismómetro

O sismómetro é um transductor que realiza a transformação do movimento (ao qual está acoplado, numa grandeza física que pode ser facilmente medida ou registada (actualmente, a diferença de potencial eléctrico). Vamo-nos debruçar sobre um sismómetro vertical do tipo pêndulo. Os resultados obtidos para este tipo de sismómetro podem ser facilmente generalizáveis para qualquer tipo de sismómetro.

O sismómetro do tipo pêndulo vertical é constituído por três componentes base: uma massa m , uma mola de constante elástica K e um sistema de amortecimento com um coeficiente de atrito D . A massa liga-se através da mola a um invólucro que se encontra rigidamente ligado à terra, na qual vamos definir um sistema de referência inercial (figura E.1a) (aproximação válida para as aplicações consideradas já que os efeitos não inerciais não são significativos para acelerações e intervalos de tempo considerados).

Podemos descrever o movimento da massa relativamente ao invólucro através da posição $x_r(t)$, através da sua velocidade $\dot{x}_r(t)$, e através da sua aceleração $\ddot{x}_r(t)$. A posição da massa relativamente ao sistema inercial dada por $u_m(t)$.

Aplicando a segunda lei de Newton, para um sistema inercial, obtém-se a seguinte

equação

$$-m\ddot{u}_m(t) - D\dot{x}_m(t) - kx_r(t) = 0, \quad (\text{E.1})$$

mas pela figura (E.1a) $\dot{x}_m(t) = u_g(t) + x_m(t)$, logo, após alguma manipulação escreve-se

$$\ddot{x}_r(t) + 2\epsilon\dot{x}_r(t) + \omega_0^2 x_r(t) = -\dot{u}_g(t). \quad (\text{E.2})$$

A equação obtida é a de um oscilador harmónico, simples, amortecido, em que a frequência própria de oscilação $\omega_0^2 = k/m$, $2\epsilon = D/m = 2h\omega_0$ e h dada por $h = \epsilon/\omega_0$ é a denominada *constante de amortecimento do sismómetro*.

A forma mais comum de medir o movimento da massa x_r é a utilização de um sensor electromagnético. O funcionamento deste sensor baseia-se na lei da indução de Faraday em que uma bobina, de comprimento l , movimentando-se com uma velocidade \dot{x}_r , sujeita a uma densidade de fluxo médio B , produz aos seus terminais uma d.d.p. $V(t) = Bl\dot{x}_r(t)$. O produto Bl dá-se o nome de constante de transdução e é habitualmente designada pela letra G . Neste tipo de sismómetro a tensão de saída é directamente proporcional à velocidade da massa e portanto é designado por sismómetro de velocidade.

Pela análise do circuito da figura (E.1b) pode concluir-se que a intensidade da corrente que percorre a resistência de *shunt* é dada por

$$I = \frac{V}{R_a + R_i}, \quad (\text{E.3})$$

em que R_i é a resistência interna da bobina. A força resistente á variação do fluxo magnético resultante da passagem da corrente na bobina é, pela lei de Biot-Savat, proporcional à própria corrente, e, por conseguinte, proporcional ao factor $1/(R_a + R_i)$. Esta força actua introduz um amortecimento ϵ idêntico ao amortecimento mecânico ϵ_0 do pêndulo, logo o amortecimento total é

$$\epsilon = h\omega_0 = \epsilon_0 + b \frac{1}{R_a + R_i},$$

ou para a constante de amortecimento h

$$h = h_0 + b' \frac{1}{R_a + R_i}, \quad (\text{E.4})$$

em que h_0 é a constante de amortecimento mecânica.

Se suprimirmos o efeito forçador $-\ddot{u}_g$ à equação (E.2) obtém-se uma equação linear homogênea de segundo grau, a qual apresenta uma solução que depende do valor do binómio discriminante da equação característica

$$r^2 + 2\epsilon r + \omega^2 = 0, \quad (\text{E.5})$$

em que o binómio é $\Delta^2 = \epsilon^2 - \omega_0$.

É possível distinguir 3 casos: O primeiro, em que $\Delta = 0$ ou seja $\epsilon = \omega_0$, designado por amortecimento crítico, cuja solução geral é uma exponencial decrescente multiplicada por um binómio de primeiro grau. A segunda, que apresenta um $\Delta < 0$, ou seja $\epsilon < \omega_0$, em que o amortecimento é habitualmente designada por sub-crítico e a solução é periódica e amortecida. A terceira, em que $\Delta > 0$, ou seja $\epsilon > \omega_0$, onde o amortecimento é designado por sobre-crítico e a solução é aperiódica.

E.1 Resposta instrumental

O problema fundamental da sismometria e o conhecimento da resposta de um sísmómetro a uma dada solicitação sísmica, ou seja, em termos matemáticos, a solução da equação (1.2). Dado que qualquer função pode ser descrita através de uma sobreposição de funções harmónicas, vamos considerar, como efeito forçador, a função $u_g(t) = A_i e^{j\omega t}$ e as condições iniciais $x_r(0) = 0$, $\dot{x}_r(0) = 0$. Empregando uma solução particular para, a equação (1.2), do tipo $x_r(t) = A_0 e^{j\omega t}$, derivando em ordem ao tempo de modo a obter \dot{x}_r e \ddot{x}_r e substituindo em (1.2), obtém-se

$$-\omega^2 A_0 + 2\epsilon j\omega A_0 + \omega^2 A_0 = \omega^2 A_i \quad (\text{E.6})$$

definindo como resposta em frequência o factor $T(j\omega) = \frac{A_0 A_i}{A_0 A_i}$ então

$$T(j\omega) = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 - \omega_0^2 + j2\epsilon\omega}. \quad (\text{E.7})$$

Podemos também escrever $T(j\omega)$ em termos de amplitude $|T(j\omega)|$

$$|T(j\omega)| = \frac{\omega^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\omega a^2 + j2\epsilon\omega}}. \quad (\text{E.8})$$

e fase $\Phi(\omega)$

$$\Phi = \text{atan}\left(\frac{-2\epsilon\omega}{\omega_0^2 - \omega^2}\right) \quad (\text{E.9})$$

logo

$$T(j\omega) = |T(j\omega)| \cdot e^{j\Phi(j\omega)} \quad (\text{E.10})$$

as equações anteriores podem ainda ser rescritas em termos da constante de amortecimento $h = \frac{\epsilon}{\omega_0}$

$$|T(j\omega)| = \frac{\omega^2}{\text{sqr}t(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4h^2\omega^2\omega_0^2}. \quad (\text{E.11})$$

e fase $\Phi(\omega)$

$$\Phi = \text{atan}\left(\frac{-2h\omega_0\omega}{\omega_0^2 - \omega^2}\right) \quad (\text{E.12})$$

No caso de um sismómetro electromagnético a tensão de saída é proporcional à velocidade do solo. Assim a equação (E.11) vem:

$$|T(j\omega)| = G \frac{\omega^3}{\text{sqr}t(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4h^2\omega^2\omega_0^2}. \quad (\text{E.13})$$

em que G é a Constante de transducção

$$G \equiv \frac{\text{tensão de saída}}{\text{velocidade do solo}} \quad (\text{E.14})$$

E.2 A função de transferência do sismómetro

Uma forma expedita para obter a função de transferência do sismómetro é a utilização da transformada de Laplace. Aplicando esta transformada à equação (E.2) obtém-se

$$s^2 X_r(s) + 2\epsilon s X_r(s) + \omega_0^2 X_r(s) = -s^2 U_g(s) \quad (\text{E.15})$$

a função de transferência será então

$$T(s) = \frac{X_r(s)}{U_g(s)} = \frac{-s^2}{s^2 + 2\epsilon s + \omega_0^2}. \quad (\text{E.16})$$

Os polos desta equação, que são as raízes do polinómio presente no denominador, são

$$p_{12} = -\epsilon \pm \sqrt{\epsilon^2 - \omega_0^2}; \quad (\text{E.17})$$

ou em termos da constante de amortecimento h

$$p_{12} = -(h \pm j\sqrt{h^2 - 1})\omega_0. \quad (\text{E.18})$$

No caso do oscilador sub-amortecido ($h < 1$)

$$p_{12} = -h(\pm j\sqrt{1 - h^2})\omega_0. \quad (\text{E.19})$$

Logo, no caso de amortecimento sub-crítico, a função de transferência tem dois polos, reais, e dois zeros no caso do sensor de deslocamento e três zeros no caso do sensor de velocidade.

E.3 O processo de digitalização

O armazenamento de sinais sísmicos é, modernamente, realizado sob a forma digital. Esta forma implica que a saída do sensor electromagnético seja submetida a um

processo de amostragem seguida de uma conversão analógico-digital. A forma como este processo é implementado encontra-se condicionado pelo teorema de Nyquist que pode ser enunciado da seguinte forma: se uma função temporal contínua, $s(t)$, não contém componentes de frequência superior a f_N ciclos, então $s(t)$ pode ser determinada completamente a partir dos seus valores amostrados a partir de intervalos de tempo uniformes inferiores a $1/(2f_N)$ segundos. A função que obedece às condições enunciadas pelo *Teorema de Nyquist* (função de banda limitada) conter um espectro com as seguintes características:

$$|S(f)| = 0 \text{ para } f > f_N \quad (\text{E.20})$$

f_N é designada por frequência de Nyquist. Quando o espectro de $s(t)$ se estende para além desta frequência ocorre um fenómeno designado por *falseamento*¹ que corresponde ao rebatimento das altas frequências em torno de f_N ; na prática resulta na introdução de frequências baixas que não correspondem ao sinal original.

Em consequência do que foi referido, no processo de amostragem deverá ser escolhida uma frequência tenha em conta o conteúdo espectral do sinal. Em alternativa (figura E.2), o sinal a digitalizar deverá ser submetido a uma filtragem analógica por forma a garantir que este não possua frequências superiores à frequência de Nyquist. Os filtros empregues são designados por *anti-aliasing* e são filtros analógicos passa-baixo (filtro AAA) com uma frequência de corte, no mínimo (já que os filtros introduzem uma indesejável distorção em amplitude para frequências próximas da frequência de corte), inferior à frequência de *Nyquist*. Frequentemente, opta-se por introduzir nos sistemas de aquisição o processo de *sobreamostragem*, que consiste na digitalização a elevada frequência, seguida de filtragem digital, com filtro passa baixo (filtro DAA da mesma figura), para eliminar as altas frequências e finalmente reamostragem para a frequência desejada (processo empregue nas estações digitais REFTEK utilizadas neste trabalho).

¹Designado em inglês por *aliasing*

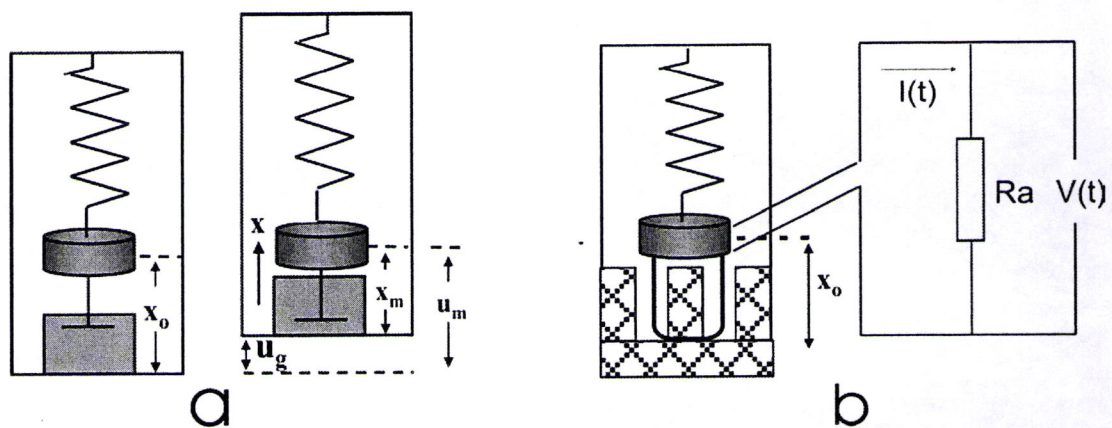


Figura E.1: Modelos de um sismômetro de pêndulo vertical; a) u representa a coordenada do sistema inercial e x representa a coordenada do sistema ligado à caixa do sismômetro; b) sismômetro eletromagnético.

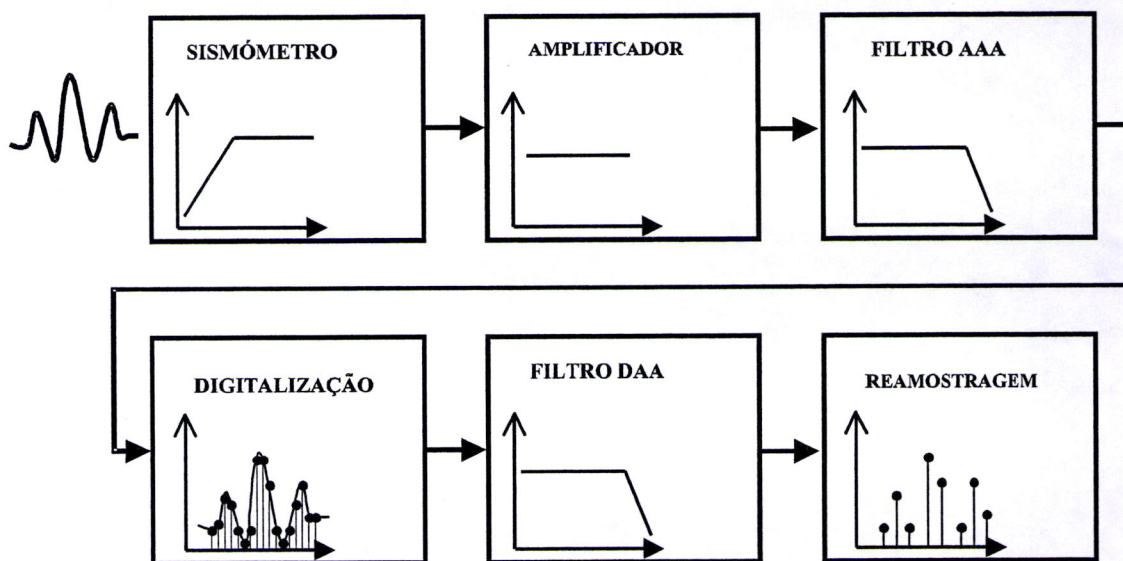


Figura E.2: Modelo de um sistema moderno de digitalização. Filtro AAA designa o filtro analógico *anti-aliasing* e Filtro DAA é o filtro digital *anti-aliasing*.

Anexo F

O Programa FEG_INV

```
c      CALCULO DA FUNCAO TEMPORAL DA FONTE ATRAVES DO METODO DAS =
C      FUNCOES EMPIRICAS DE GREEN =
c      P=SISMOGRAMA PRINCIPAL; r E A REPLICA; S E A FUNCAO TEMP. =
C      DA FONTE =
C      P=R*S      OBJECTIVO: CALCULO DE S =
c-----modo de utilizacao      file1 file2 ls =
c      file1 - ficheiro a desconvoluir =
c      file2 - ficheiro a empregar na desconvolucao =
c      ls ls - no de pontos da funcao fonte =
c      saidas FOMNTE.SAC ficheiro da fonte em formato SAC =
c      SCONV.SAC ficheiro com o resultado convolucao da =
c      conv. da fonte com a funcao de green =
c      Utiliza a subrotina SVDINV de W. MENKE (1979) =
c      (ftp://ftp.ldeo.columbia.edu/pub/menke/inverse.tar.Z) =
c-----=====
c      Evora Janeiro de 2000 - Jose F. Borges =
c=====
c
c      parameter (max1=256)
c      parameter (max2=1024)
c      dimension P(max2), R(max2), D(max2), ainv(max1,max2)
c      dimension b(max2), bvar(max2), temp(max2,max2), S(max1)
c      dimension uut(max2,max2), vvt(max2,max2), G(max2,max2), XCONV(max2)
c      character*25 KNAME
c      character*80 argument(3)
c      character*5 chls
c
c
c      nars=3
c
c----- entradas -----
c
c      call get_arguments(nars,argument)
c      write(*,'(3(2x,a10))') argument(1),argument(2),argument(3)
c      if(argument(1).eq.'?' .or.argument(1).eq.' ')then
c          write(*,*)'modo de utilizacao do programa DECONV:'
c          write(*,*)'deconv file1 file2 ls'
c      else
c
c----- leitura do ficheiro do sismo principal -----
```



```

c
  KNAME=ARGUMENT(1)
  write(*,'(a)') ARGUMENT(1)
  CALL RSAC1(KNAME,P,NP,BEG,DEL,MAX2,NERR)
  BEG0=BEG
  write(*,*)BEG,NP
c
c----- leitura do ficheiro do sismo SECUNDARIO
c
  KNAME=ARGUMENT(2)
  CALL RSAC1(KNAME,R,NR,BEG,DEL,MAX2,NERR)
  BEG1=BEG
  write(*,*)BEG,NR
  chls=argument(3)
  read(chls(1:5),'(i4)')NS
c
  write(*,*)'no de amostras da funcao fonte S'
  write(*,*)'NP,NR,NS >>',NP,NR,NS
  WRITE(*,*)'DEL >>',DEL
c
c----- construo da matriz da matriz G -----
c
  call gconstroi(P,R,NS,NR,G,max2,max1)
  do i=1,NP+NS-1
    write(30,*)(G(i,j), j=1,NS)
  enddo
  do i=1,NR+NS-1
    bvar(i)=1.
  enddo
c
c----- calculo da inversa generalizada -----
c
  n=NS
  m=NR+NS-1
  ma=max2
  na=max1
  mu=max2
  nv=max2
  nt=max2
  ifu=0
  ifv=0
  write(*,*)' inv,epsi >>'
c
  inv=1
c
  epsi=0.01
  read(*,*)inv,epsi
  irank=ns

  call svdinv(m,n,G,ainv,P,bvar,ma,na,temp,nt,uut,mu,vvt,nv,
+ifu,ifv,inv,epsi,irank)
  do i=1,NS
    S(i)=P(i)
    write(40,*)S(i)
  enddo
c
c----- aplicacao da funcao temporal a replica -----
c
  call CONV(S,R,XCONV,NS,NP,NP)
  do i=1,10
    write(80,*)xconv(i)
  enddo

```

c----- saida dos resultados em formato SAC

C----- FONTE
 KNAME='FONTE.SAC'
 CALL WSAC1(KNAME,S,NS,BEG,DEL,NERR)

C----- APLICACAO DA FONTE A XO
 KNAME='SCONV.SAC'
 BEG=BEGO
 CALL WSAC1(KNAME,XCONV,NR,BEG,DEL,NERR)

endif

end

```

c *****
  subroutine Gconstroi(P,R,NS,NR,G,max2,max1)
  real P(max2), R(max2), D(max2), G(max2,max1)
  do i=1,NR+NS-1
    do j=1,NS
      G(i,j)=0.
    enddo
  c   write(*,*) (G(i,j),j=1,NS)
  enddo
  icont=0
  do i=1,NR
    icont=icont+1
    do j=1,icont
      G(i,j)=R(icont-j+1)
    enddo
  enddo

  icont=1
  do i=NR+1,NR+NS-1
    ii=0
    icont=icont+1
    do J=icont,NR
      G(i,J)=R(NR-ii)
      ii=ii+1
    enddo
  enddo
  return
end

```


Apêndice G

Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area

Artigo publicado em 2001 na revista *Tectonophysics*



ELSEVIER

Tectonophysics 337 (2001) 373–387

TECTONOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/tecto

Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area

José F. Borges^{a,*}, Augusto J.S. Fitas^a, Mourad Bezzeghoud^a, Paula Teves-Costa^b

^a*Departamento de Física, Universidade de Évora and Centro de Geofísica de Évora (CGE), Apartado 94, 7002-552 Évora, Portugal*

^b*Departamento de Física da FCUL and Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal*

Received 4 February 2000; accepted 29 November 2000

Abstract

A study of focal mechanisms of earthquakes and stress indicators are presented for Portugal and its adjacent Atlantic margins. Recently Riberio et al. (1996) published a work on this subject. In this study, we introduce new focal mechanisms of nine earthquakes. We use these results together with 12 other focal mechanisms and the main tectonic features in the region to define more accurately the type of mechanism and the stress pattern of the region. All the focal mechanisms used in this study differ partially but are compatible with the regional stress field. The stress indicators resulting from focal mechanisms and other geological and geophysical data show that the Portugal continental and its Atlantic margins are under horizontal pressure in NNW–SSE direction, with a greater proportion of strike-slip and reverse-oblique mechanisms for the whole area. © 2001 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: seismicity; focal mechanisms; stress indicator; Portugal; seismotectonics

1. Introduction

The western continental margin of the Iberian Peninsula is divided in two main regions of complex bathymetry separated by the Nazaré submarine valley (NV) (see Fig. 1). The northern region comprises the Galicia Bank (GIB), the Vigo (VS) and Porto (PS) seamounts and few small submarine valleys. The region located southwards of the Nazaré submarine valley is characterised by a different geomorphological feature with smaller seamounts and larger submarine valleys: Tejo (TV), Sado (SV) and São Vicent (SV) submarine valleys are the most prominent ones (Fig. 1). Westwards of cape of São Vicent (CSV) is the Gorringe Bank (GB), a geomorphological feature whose highest summit reaches 25 m

below sea level (Fig. 1). The Gorringe Bank is one of the main seismogenic source for the Iberian Peninsula and North Africa region (Moreira, 1985; Buforn et al., 1988a).

So it is to be emphasized that the region under study is deeply affected by the movements between the African and European plates whose western boundary, from 24°W to 5°W, is the Azores-Gibraltar fault. The Gorringe Bank divides this important fault in two sectors. The first one, from 24°W to 13°W ends very near the western boundary of Gorringe Bank and it is very well-known as Gloria fault (GF). This boundary is characterized by a strike-slip fault with right-lateral motion (Buforn et al., 1988a). The second one, from 13°W to 5°W, where Gorringe Bank belongs, has a diffuse seismicity, a complex bathymetry and also a large positive gravity and geoid anomaly (Souriau, 1984). It is an ocean–ocean N–S convergence area with a very slow rate of about 4 mm/year (Argus et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: jborges@uevora.pt (J.F. Borges).

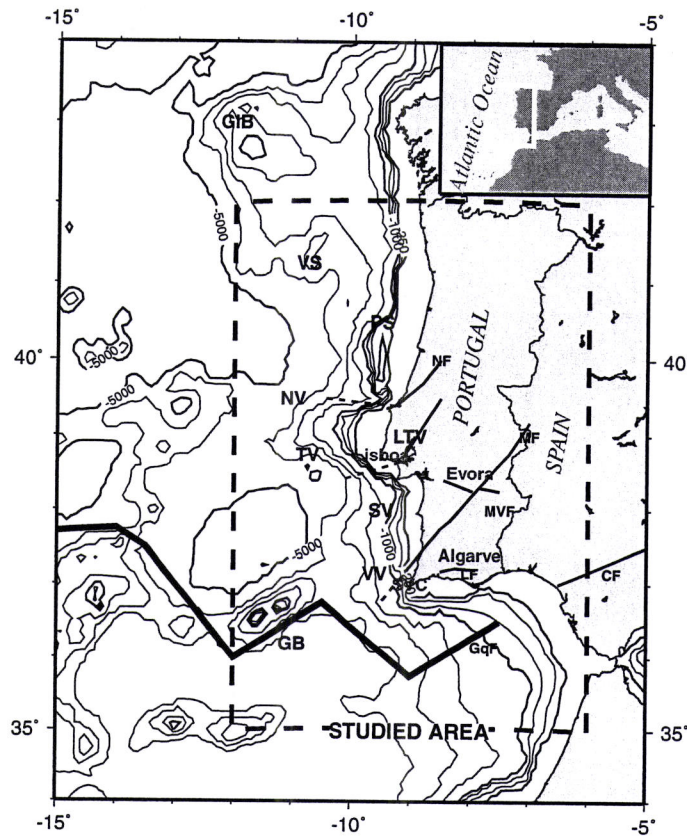


Fig. 1. Studied area and some important accidents (GB: Goringe Bank; GqF: Guadalquivir Fault; GIB: Galicia Bank; VS: Vigo Seamount; PS: Porto Seamount; NV: Nazaré Valley; TV: Tejo Valley; LTV: Lower Tejo Valley; SV: Sado Valley; LF: Loulé Fault; VV: São Vicente Valley; MVF: Moura-Vidigueira Fault; MF: Messejana Fault; CF: Cadiz-Alicante Fault). Bathymetric contours are in 250 and 1000 m intervals.

1989). This zone of convergence becomes a zone of continental collision in the western Mediterranean region. Here, there are some NE–SW alignments that can be considered as a continuation of active faults in the Iberian Peninsula such as Messejana (MF), Guadalquivir (GqF) and Cadiz-Alicante (CF) faults (Fig. 1).

The geographical area covered by this study includes part of the Portuguese mainland and its adjacent Atlantic region, which belongs to the western and southern margin of the Iberian Peninsula. This area is limited by the parallels 42.0°N and 35.0°N and by the meridians 12.0°W and 6.0°W; Fig. 1 shows the general location of the studied area.

In this paper we present the study of nine shallow seismic events located in the Portuguese mainland and its adjacent Atlantic margins. Fault plane solutions

and stress field are determined and discussed together with available seismological and geological data existing in this area.

2. Seismicity and tectonics

Portugal can be considered to have a moderate seismicity characterized by small events ($M < 5.0$) and occasional moderate/large/major ($5.0 \leq M < 7.8$) earthquakes. Epicentres of earthquakes for the period 1988–1997 for Portugal and its adjacent Atlantic area taken from the Seismicity Data File of the Instituto de Meteorologia (IM, Portugal) are shown in Fig. 2. This file is based on the Earthquake Catalogue for the period 1988–1994 of the IM (Senos et al., 1995) and the database for the period 1995–1997 of the

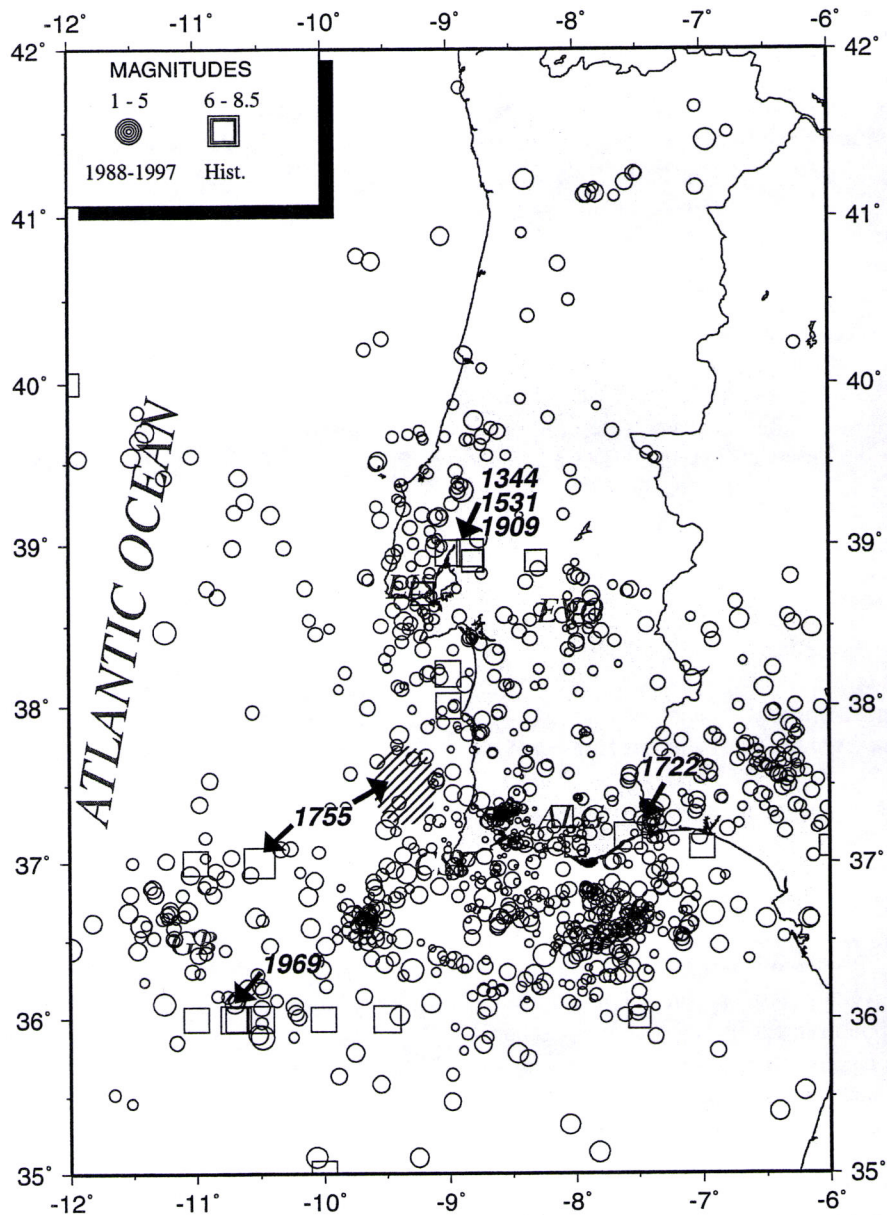


Fig. 2. Instrumental seismicity (1988–1997) and location of the most important historical earthquakes (1344–1970) of Portugal (see text for more details).

same institute regularly (monthly) published in IM's Preliminary Seismological Bulletins. Earthquakes from historical times to 1987 for Portugal and its adjacent Atlantic area also shown in Fig. 2 are taken from Sousa et al. (1992). Fig. 2 shows epicentres scattered all over the territory and recent seismic events

with small magnitudes ($M < 5.0$) and epicentres concentrated along the Algarve coast and in the region near the city of Évora. Elsewhere, according to the seismic history, the Tavira earthquake of 27 December 1722 ($M = 7.5$) located offshore the coast of Algarve generated a tsunami along the coast of Algarve from

Faro to Tavira (see Mezcua, 1982). The northern and central part of Portugal are characterised by a low seismicity ($M < 5.0$) except Lower Tejo Valley region (LTV), which exhibits the relatively high seismic activity. At least three important historical earthquakes, plotted in Fig. 2, have occurred in this zone in 1344 ($M_s = 6.0$), 1531 ($M_s = 7.1$) (Martins and Mendes Victor, 1990; Sousa et al., 1992) and 23 April 1909 ($M_w = 6.0$, $M_s = 5.9$) (Teves-Costa et al., 1999). The southern part of Portugal is the region with the most significant seismicity and can be divided into two areas: (1) the Atlantic adjacent zone; and (2) the continental zone. The first one is characterized by more intense seismic activity associated with the convergence between Eurasian and African plates. The southwest of cape of São Vicente area, where the earthquakes of 28 February 1969 ($M_s = 8.0$; Buforn et al., 1988a) and 1 November 1755 (so-called Lisbon earthquake, $I_o = X-XI$; Baptista et al., 1998a; Martinez Solares et al., 1979) occurred, is probably the most seismically active zone (see Fig. 2). The epicentre location of the 1755 Lisbon earthquake is still uncertain as shown in Fig. 2. Recently Baptista et al. (1998b) suggest from numerical modelling of historical data, that the 1755 tsunami earthquake probably generated on the continental shelf. This probable seismogenic zone extends between the Gorringe Bank and the Portugal coast (see Fig. 2). According to the Portugal southern mainland neotectonic map (Cabral and Ribeiro, 1988) it is possible to identify the following main active structures (Fig. 1): (a) the Messejana fault (MF), with an extension of 500 km crossing all of the southern region with NE–SW orientation and which is probably associated with the Azores-Gibraltar fault; (b) close to the city of Évora, the Moura-Vidigueira fault (MVF) has a WNW–ESE strike; and (c) the Loulé fault (LF), located in Algarve with an approximately W–E orientation, probably responsible for large historical earthquakes (Fig. 2). These tectonic faults are partially correlated with the seismic activity in Évora region and Algarve (Moreira, 1985).

A seismic study between 1900 and 1990 in the western zone of the Iberian Peninsula has revealed four zones of high seismic strain release (Martins and Mendes Victor, 1993): (1) the Lower Tejo Valley (maximum 6.4×10^{22} erg/km²); (2) the Gorringe Bank zone (maximum 4.5×10^{22} erg/km²); (3) the

southern Algarve (maximum 4.0×10^{21} erg/km²); and (4) the area around the city of Évora (maximum 1.4×10^{21} erg/km²). The southern region of Portugal (mainly the Algarve) and the Lisbon region (including the Lower Tejo Valley region) are the zones that have suffered the greatest number of disastrous earthquakes (Fig. 2).

3. Fault plane solutions and stress indicators

Fault plane solutions, based on short-period (SP) P-wave first motion polarities, have been determined for nine earthquakes, four in the Portugal mainland and five in the adjacent Atlantic region. These solutions correspond to seismic events recorded by digital and analogic instruments between 1989 and 1998 by the Instituto de Meteorologia (IM, Portuguese national seismological network) with magnitudes greater than 4.0 except for the event of 1997 (event 20, Table 1) whose magnitude is 3.6. This earthquake was located by the Évora local network (Borges et al., 1999) and presents 15 polarities with a good azimuthal coverage (even 20 in Table 1). In some cases the data from the Portuguese national network was complemented with SP data from the national networks of Spain and Morocco. The number of observations for each event ranges from 15 to 30. Earthquakes parameters are given in Table 1. Fault plane solutions have been determined using a computer program based on the algorithm of Brillinger et al. (1980). This algorithm determines the maximum likelihood function, and it estimates the orientation of the principal stress axes (P and T), nodal planes, and their standard errors (Udias and Buforn, 1987) for the nine new solutions. Take-off angles have been estimated for regional distances from a regional crustal model (Senos et al., 1995).

The reliability of the solutions has been estimated by the values of the standards errors of P and T -axes, the score (S) and the number (N) of seismograms. The fault plane solutions with a good quality are based on standard errors of the axis orientation less than 15° , $S \geq 0.8$ and $N \geq 15$. Events 6, 12, 13, 19, 20 and 21 have well-constrained solutions with small values of standard errors (less than 15°) for axes and nodal planes; events 14, 17 and 18 have standard errors between 16 and 54° . All solutions correspond to

Table 1
Hypocentral data and fault-plane solutions of the studied earthquakes (Φ , Θ : azimuth and plunge of the P and T -axes; N : number of polarities; S : score)

Event no	Date (yr/mo/da)	Lat ($^{\circ}$ N)	Lon ($^{\circ}$ W)	Depth (km)	Magnitude (M_L)	Nodal plane			P Axe		T Axe		N	S
						Strike	Dip	Rake	Φ	Θ	Φ	Θ		
6	80/11/13	39.3	-11.7	15	4.0	358 \pm 4	54 \pm 4	-11 \pm 6	323 \pm 4	32 \pm 5	221 \pm 6	18 \pm 4	12	1.0
12	89/04/08	39.3	-8.9	12	4.7	191 \pm 3	75 \pm 6	79 \pm 6	290 \pm 8	29 \pm 4	86 \pm 13	59 \pm 5	30	1.0
13	89/09/23	38.3	-8.6	25	4.0	21 \pm 2	46 \pm 8	82 \pm 4	117 \pm 10	1 \pm 6	214 \pm 7	84 \pm 5	15	0.8
14	89/11/02	36.8	-8.7	40	4.5	180 \pm 40	75 \pm 20	8 \pm 43	135 \pm 32	5 \pm 36	43 \pm 22	16 \pm 37	15	0.9
17	93/02/16	36.6	-8.6	26	4.3	17 \pm 12	33 \pm 21	34 \pm 26	326 \pm 25	22 \pm 28	202 \pm 52	54 \pm 3	24	1.0
18	93/06/22	36.4	-8.3	15	4.4	37 \pm 13	62 \pm 19	40 \pm 16	159 \pm 21	4 \pm 13	230 \pm 54	48 \pm 10	25	1.0
19	94/09/24	36.7	-7.8	52	4.3	274 \pm 8	70 \pm 10	126 \pm 11	338 \pm 14	17 \pm 15	226 \pm 16	51 \pm 8	29	1.0
20	97/01/19	38.7	-7.8	13	3.6	101 \pm 8	59 \pm 9	172 \pm 11	322 \pm 13	17 \pm 7	61 \pm 14	27 \pm 7	15	1.0
21	98/07/31	38.8	-7.9	5	4.0	95 \pm 2	70 \pm 5	180 \pm 3	318 \pm 8	14 \pm 1	52 \pm 9	14 \pm 2	15	1.0

strike-slip or reverse faulting mechanisms with a component of strike-slip motion, except for the events 12 and 13 where the reverse motion is quasi pure. In Fig. 3, the graphic representations of the new solutions using the equal area projection of the lower hemisphere of the focal sphere are represented. The

corresponding focal parameters and their associated errors are given in Table 1.

In addition to the fault plane solutions determined in this paper, we have selected from the literature, 12 focal mechanisms of shallow earthquakes with magnitudes greater than or equal to 3.5 that occurred in the

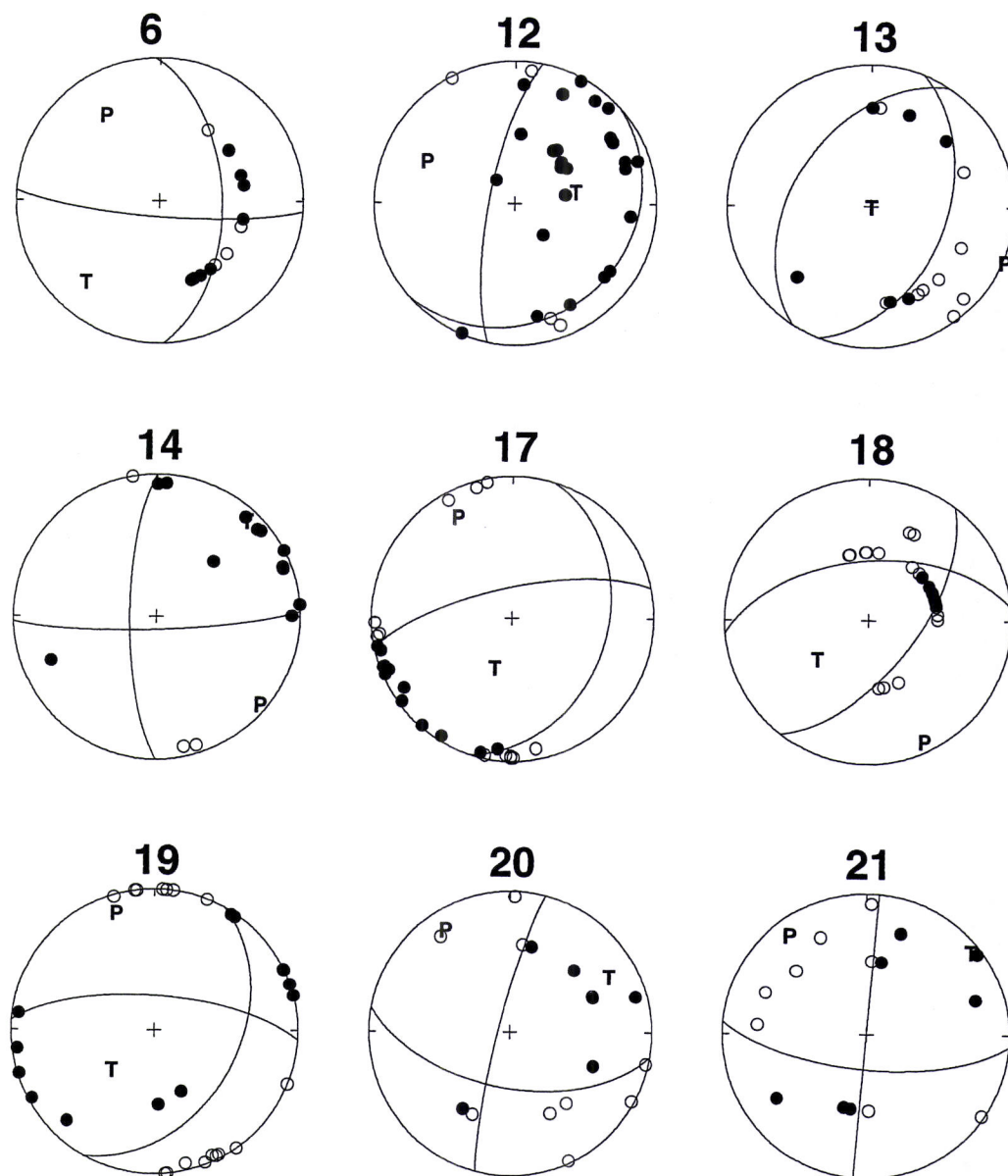


Fig. 3. Focal mechanism solutions of the studied events (lower hemisphere equal area projection; black circles correspond to compression and white circles to dilatation).

Portugal mainland and its adjacent Atlantic region during the period 1960–1990. They are listed and referenced in Table 2. However, two earthquake focal mechanisms presented by Ribeiro et al. (1996) are not included in this study: the earthquakes of 18 August 1980 ($m_b = 4.5$) and 12 October 1986 ($M_L = 3.7$). We completely recalculated the mechanism of the 1986 earthquake and we consider it poorly constrained by the stations; the available data are not well distributed azimuthally. For the 1980 earthquake the score given by Ribeiro et al. (1996) is not satisfactory ($S = 0.65$). It is obvious that the seismotectonic interpretation from low magnitude events could not be a representative of the general stress trend of the zone. However, if the totality or a sufficient number of focal mechanisms used have the same trend, some interpretations could be inferred. The 21 focal mechanisms used in this study are mapped in Fig. 4. Most of the solutions are strike-slip, reverse or oblique and we will analyse the different regions separately starting with the Évora region.

Earthquakes 9, 20 and 21 located near Évora city present strike-slip motion with planes striking NS and EW. In this area, there are no observed faults corresponding to focal planes obtained for these three events (Fig. 5a). The correlation between seismicity, tectonic faults and focal mechanisms present in this area is therefore problematic. However, a general

trend of epicentres in a N–S direction is present near the city of Évora (Fig. 2) and agrees with one of planes obtained for the three focal mechanisms, showing a N–S trending, nearly vertical fault plane with horizontal P -axes.

On the right bank of the Tejo river, near the coast line, earthquakes 10 and 11 located to the northern part of Lisbon present normal fault motion in contrast to the events 12 and 13 to their north and south, respectively, which are reverse fault motions with planes striking NNE \times SSW (Fig. 5a). Given the weak magnitude of events 10 and 11 (4.0 and 3.7), it is probable that these events are associated with a local tectonic motion. The event 12 presents reverse motion and may be associated with some short reverse faults with NNE–SSW trend, offshore of the coast, that possibly form a part of the Lower Tejo Valley fault system (LTV). The earthquake 13 located near Alcácer do Sal shows a reverse fault motion with planes striking NNE–SSW, which may be associated with the Deixa-o-Resto fault (DRF, Ribeiro et al., 1996) (Fig. 5a).

The southern part of Portugal and its adjacent margin are dominated by oblique faulting with dominant reverse motion for 3, 4, 5, 17, 18 and 19 (Fig. 5b). Fault plane solutions 1, 7, 8, 14 and 15 correspond to vertical strike-slip motion. These events, except the event 1, are located in the vicinity of the coastline. All of these earthquakes may be related to the main plate

Table 2

Hypocentral data and fault-plane solutions used in this study (Φ , Θ : azimuth and plunge of the P and T -axes; N : number of polarities; S : score; BUFa: Buform et al. (1988a); BUFB: Buform et al. (1988b); MOR: Moreira (1991); BOR: Borges (1991); RIB: Ribeiro et al. (1996); IGN: Instituto Geográfico Nacional (Spain))

Event no	Date (yr/mo/da)	Lat (°N)	Lon (°W)	Depth (km)	Mag	Nodal plane			P Axe		T Axe		N	S	Ref.
						Strike	Dip	Rake	Φ	Θ	Φ	Θ			
1	60/12/05	35.6	-6.5	15	6.2 M_s	73	86	-178	298	4	28	1	14	0.71	BUFa
2	62/12/26	39.3	-10.6	5	5.7 M_s	180	47	-3	145	30	38	27	38	0.79	id
3	64/03/15	36.2	-7.6	12	6.1 M_s	56	71	75	158	24	304	61	56	0.89	id
4	69/02/28	36.1	-10.6	22	8.0 M_s	231	47	54	165	3.7	68	64	65	0.85	id
5	69/05/05	36.0	-10.4	29	5.5 M_s	324	24	142	194	28	335	55	24	0.88	id
7	86/09/25	36.8	-8.9	-	4.3 M_L	7	70	-10	325	21	232	7	-	-	MOR
8	86/10/20	36.9	-8.6	37	4.8 M_L	180	37	3	147	33	29	36	36	0.89	BUFB
9	87/06/04	38.5	-8.1	8	4.4 M_L	262	84	-162	127	17	35	8	-	-	MOR
10	87/08/05	39.2	-9.1	10	4.0 M_L	110	49	-119	311	69	220	0	11	1.0	BOR
11	88/05/22	38.9	-9.2	20	3.7 M_L	285	38	-160	125	45	242	24	11	1.0	RIB
15	89/12/20	37.3	-7.4	23	5.0 M_L	351	77	10	305	2	215	16	40	0.77	IGN
16	90/05/26	38.4	-11.7	68	4.6 M_L	138	79	-12	94	16	184	1	38	0.73	BOR

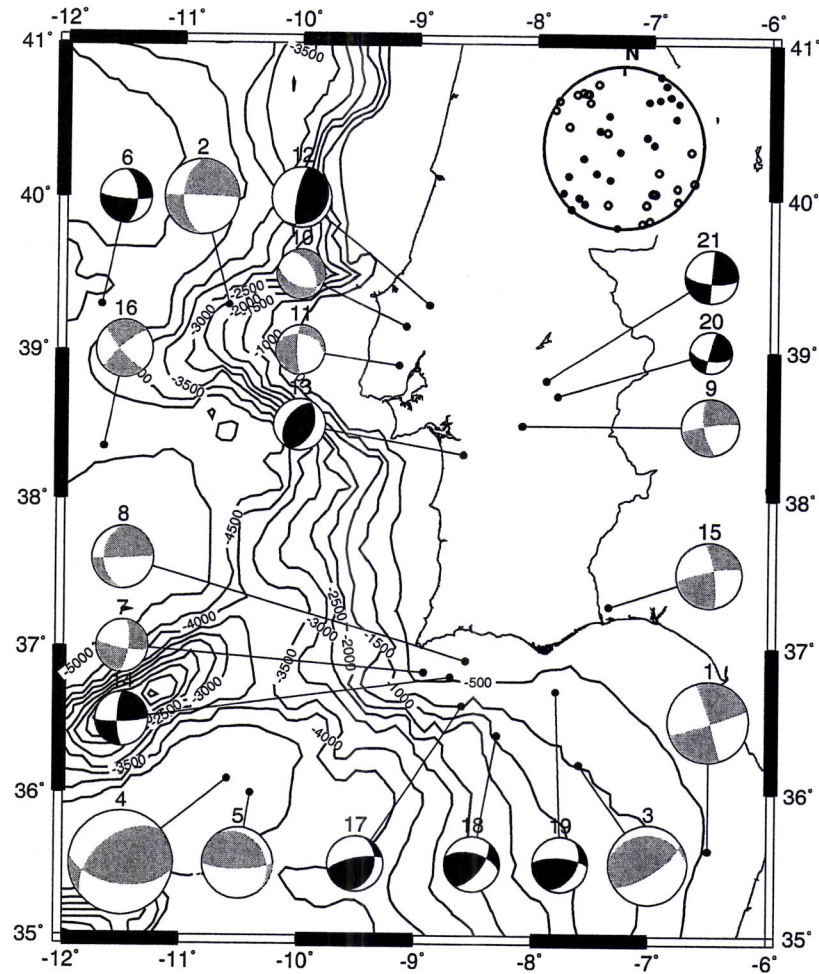


Fig. 4. Fault plane solutions of selected events located in the studied area obtained by different authors (see Tables 1 and 2). Black mechanisms are those calculated in this work (Table 1).

boundary or to some of its secondary features. Event 15 could be associated to the Loulé fault (LF, Fig. 1) according to Mezcuca and Rueda (1997). Nevertheless Terrinha (1997) attributes this earthquake to a hypothetical fault (Guadiana fault) located near Guadiana River. 'Hypothetical' because the Guadiana fault (GFZ, Fig. 5c) has not been mapped until present. The tectonic model for the Algarve basin, formed by the four major extensional transfer faults presented by Terrinha (1997) and including the Guadiana fault, are compatible with the fault plane solutions 7, 8, 14 and 15 where one of planes strike about N–S with left-lateral movement (see Fig. 5c).

The general map of focal mechanism, combined

with the stereographic projection of *P* and *T*-axes show that the stress orientation of *P*-axes is mainly NW–SE (centre) to NNW–SSE (south) (Fig. 4). In Fig. 6, the Frohlich diagrams (Frohlich, 1992) are presented: the upper triangle corresponds to focal mechanisms of earthquakes between 37 and 40°N and the lower triangle between 35 and 37°N. In the continent and its west adjacent Atlantic margins (37–40°), strike-slip and oblique mechanisms are predominant whereas in the southern part (35–37°) reverse mechanisms are predominant. This change in stress orientation is confirmed by triangle diagrams (see Fig. 6) and the horizontal projections of *P* and *T*-axes (see Fig. 7), which indicates that the orientation

of P -axes for earthquake mechanisms in the Portugal mainland and its adjacent Atlantic area is mainly NW–SE to NNW–SSE. In contrast, most T -axes change from a subvertical orientation southward in the oceanic domain, to a subhorizontal orientation northward in the continental (Évora region) and oceanic domain (Fig. 7). Due to the absence of earthquake focal mechanisms between 37 and 38°N, it is difficult to assure that this N–S change in stress is progressive or sudden. However, the whole region is under horizontal compressional stress in a NW–SE direction (Fig. 4). This is in agreement with the results obtained by Bezzeghoud and Buforn (1999) for the whole Ibero-Maghreb region and with the orientation of the principal axis of stress along the Eurasian–African plate boundary. This distribution of P and T -axes is dominated by low-magnitude events, but it can be a representative of the general stress trend of the region for the following reasons. Firstly, there are a sufficient number of events which have the same trend; and secondly all the low-magnitude events have a trend similar to the moderate 1960, 1962 and 1964 (events 1, 2, 3, Table 2, Figs. 4 and 7) earthquakes ($M_s = 5.7$ to $M_s = 6.2$) and to the large 1969 Gorringe earthquake ($M_s = 8.0$) (event 4, Table 2, Figs. 4 and 7).

The values of S_{Hmax} , classified according to the Zoback criteria of quality (Zoback, 1992), are deduced from the nine earthquake focal mechanisms determined previously in this study. These values, listed in Table 3, are plotted in Fig. 8 together with 35 S_{Hmax} stress orientation obtained and compiled by Ribeiro et al. (1996) from three different categories (earthquake focal mechanisms, breakouts and geologic fault-slip data). This figure shows a complete view of all data of S_{Hmax} for Portugal mainland and its adjacent Atlantic area (Fig. 8). These 44 reliable stress indicators, according to the Zoback criteria, have a classification from A to C and show a mean S_{Hmax} azimuth of 135° with a standard deviation of 25%. It is important to emphasize that between the value of this S_{Hmax} azimuth and the geological and seismological data there is an average rotation of 20° clockwise and of 15° anticlockwise, respectively, whereas in the borehole elongation the results are remarkably consistent with the trend. The NNW–SSE direction of the S_{Hmax} is consistent for the whole area and agrees with the present collision motion between Africa and Eurasia plates.

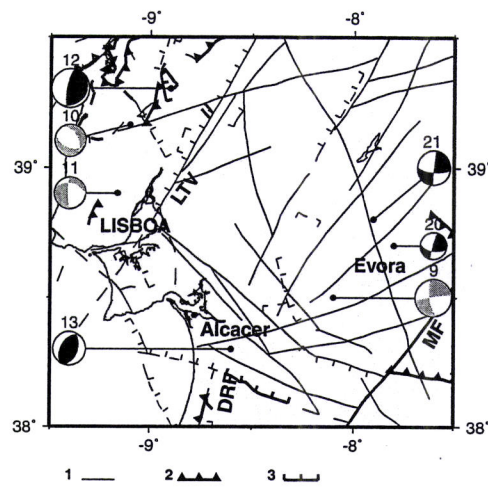
As reported by Ribeiro et al. (1996) the stress indicators obtained for the Portuguese mainland and near offshore, suggest a rotation in time of the direction of maximum compression of S_{Hmax} from NNW–SSE in the upper Pliocene (fault-slip stress indicators) to NW–SE in the present time (focal mechanisms stress indicators). The distribution of S_{Hmax} , plotted in Fig. 9 shows this rotation of stress. Let us stress that the geologically observed fault-slip is poor and its dispersion relevant.

4. Discussion and conclusions

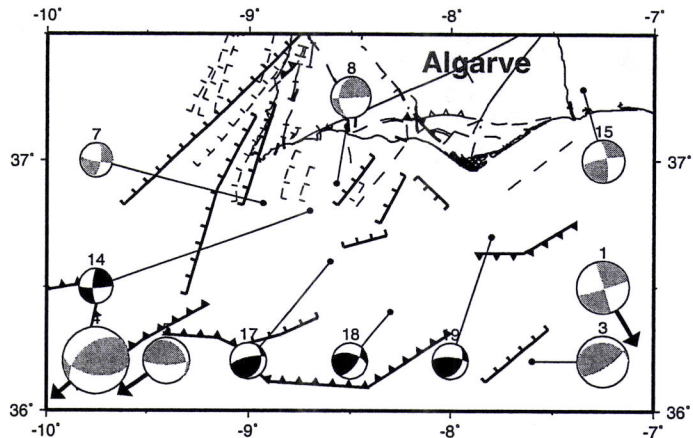
In Portugal, continental earthquakes are relatively small but provide seismologists with an opportunity to hone their emergency response routine. The fault plane solutions determined in this study, from polarity data, indicate that all events have similar strike-slip and oblique thrust faulting mechanisms. These mechanisms are similar to those of many other earthquakes located in the Betic-Rif zone and the Alboran Sea which have an oblique character (Bezzeghoud and Buforn, 1999). In Portugal, in the continental and adjacent Atlantic margins, the compressive seismic stresses in NW–SE direction, as derived from focal mechanism solutions are in agreement with the stress field expected in the area from the collision between African and Eurasian plates.

In the Western continental margin, a strike-slip movement prevails with a compressional stress in a WNW–ESE direction and extension in NNE–SSW direction. The faults of Nazaré, Tejo and Messejana, considered to continue into the Atlantic along submarine valleys (Moreira, 1991) could be associated with this movement. In the Évora region, results of focal mechanisms suggest NW–SE compression associated with an extensional component in the NE–SW direction. Ribeiro et al. (1996) sustain the hypothesis that the western Atlantic margin of Portugal is characterized by an incipient northward propagating subduction zone nucleating at the Gorringe submarine bank. This is a possible hypothesis but it is difficult to verify with the existing seismological data. The instrumental seismicity in this complex area is known only for one period of less than 40 years. The spatial distribution of earthquakes, shown in Fig. 2, is diffuse and no Benioff zone is evidenced

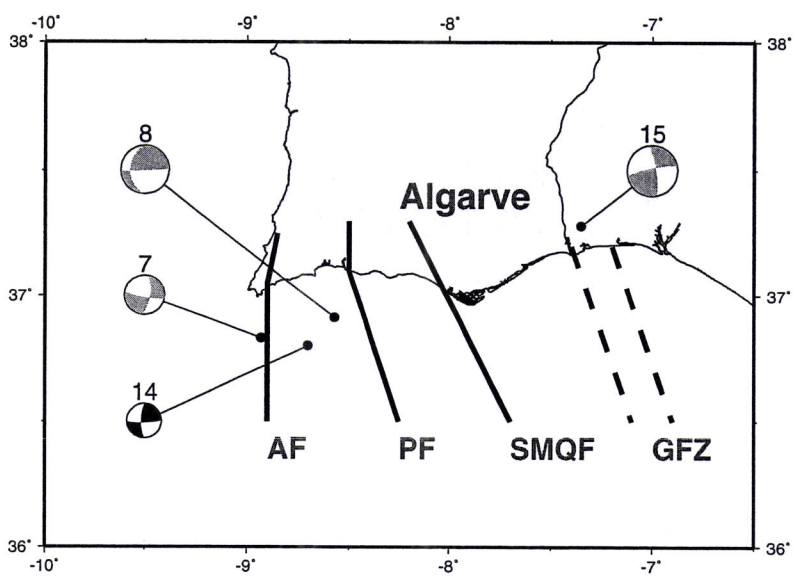




(a)



(b)



(c)

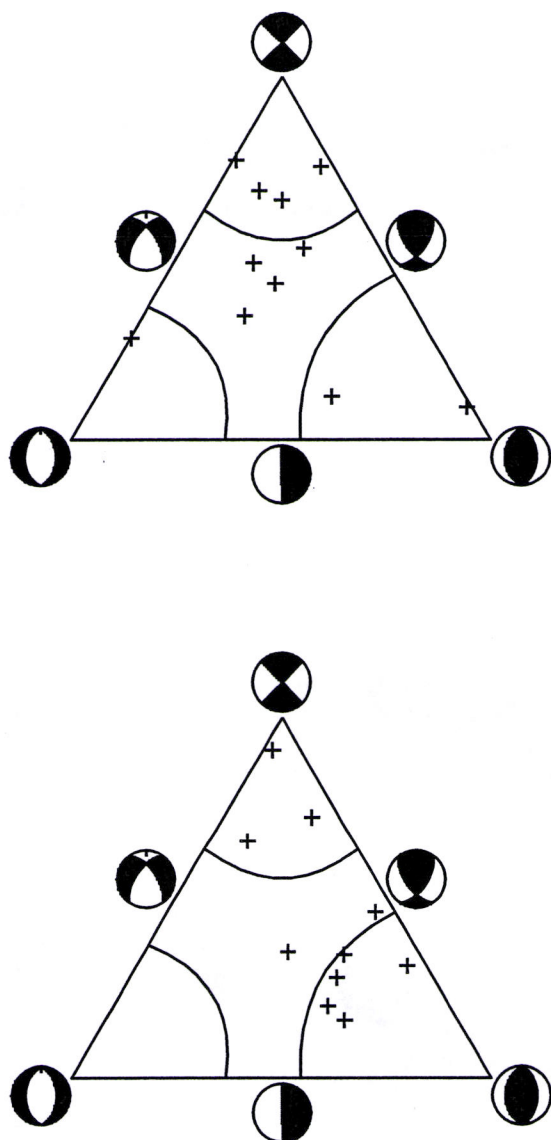


Fig. 6. Frohlich's diagrams, top triangle corresponds to focal mechanisms of earthquake between 37 and 40° and bottom triangle between 35 and 37°.

or detected by a specific hypocentral pattern. It is difficult to evaluate the existence of incipient subduction zone in the western Atlantic margin of Portugal because there are few stress data, in particular focal mechanisms. The few stress data in the oceans and the difficulty to evaluate the role of slab pull forces related to subduction zones has been already pointed by Wiens and Stein (1985) and corroborated from the World Stress Map global stress by Zoback (1992). In our case, an incipient subduction zone (of slow young oceanic plate) is still more difficult to evaluate. The strike-slip earthquakes observed along the western Atlantic margin of Portugal (Fig. 4) are not typical of subduction zones. Studies for the last 30 years has made it possible to establish that the principal seismic moment release at subduction zone (at the frictional interface) occurs by thrusting along the plate interface during great underthrusting earthquakes (e.g. Scholz, 1990). Otherwise, earthquake focal mechanisms presented in this study (1960–1998, Tables 1 and 2, Fig. 4), are consistent with the general direction of the quaternary compression, and they are in good agreement with the seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region (e.g. Bezzeghoud and Buforn, 1999; Buforn et al., 1988a). The orientation of the stress obtained in Portugal mainland and its adjacent Atlantic area is controlled by the continental collision between Iberia and Africa in the eastern segment of the Azores-Gibraltar plate boundary (Figs. 4, 6 and 7).

The contact and stress orientation between Africa and Eurasia along the Azores-Gorringe zone, except for the Gloria fault zone, is well-defined by a fairly linear fracture in the E–W direction with the occurrence of large earthquakes of right-lateral strike-slip character (Buforn et al., 1988a). However, in the vicinity of the Portugal Atlantic margin, including the Gulf of Cádiz and the Strait of Gibraltar, the earthquakes are of moderate magnitude and the contact between the plates is more complicated. This complexity, probably due to the changes in the crust type from oceanic to continental, is evidenced by

Fig. 5. (a) Details of focal mechanisms and geological faults for the Lisbon and Évora region. 1: Geological lineation; 2: Reverse fault; 3: Normal fault. Dashed lines represent probable faults. Faults are from Cabral and Ribeiro (1988). DRF: Deixa-o-Resto Fault. See caption of Fig. 1 for other details. (b) Detail of focal mechanisms and geological faults for Algarve region. See caption of Fig. 5a for other details. (c) Tectonic model for the Algarve basin formed by the four major extensional transfer faults presented by Terrinha (1997) and focal mechanisms for this region. AF: Algezur fault; PF: Portimão fault; SMQF: São Marcos-Quarteira fault; GFZ: Guadiana fault zone.

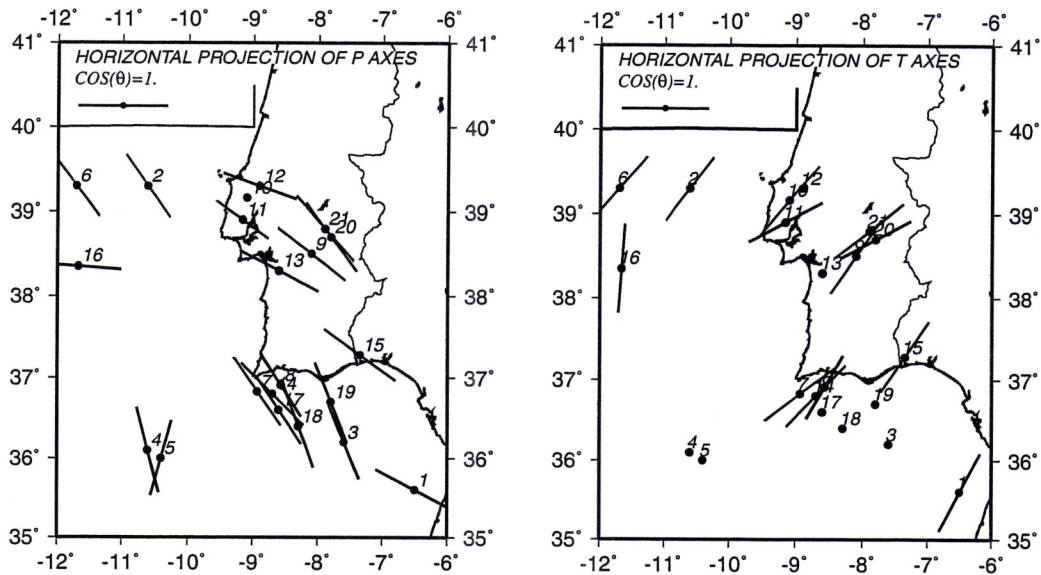


Fig. 7. Plot of horizontal projection of P (left) and T (right) axes. Length of lines is proportional to the cosine of plunge ($\cos \theta$).

multiple faults, diffused seismicity and by reverse and oblique faulting becoming predominant. From Goringe Bank there are three main seismic alignments in NE–SW directions that could be interpreted as continuations of neotectonic active faults in the Iberian Peninsula: (1) Messejana, (2) Guadalquivir and (3) Alicante–Cádiz faults. However, the few earthquakes recorded in this area have small magnitude ($M < 5$) showing a non-uniform distribution of epicentres and no clear seismic activity is evidenced at present along the Messejana and Guadalquivir faults except along the Alicante–Cádiz fault where a

Table 3

Stress indicator for focal mechanisms determined in this study (S_{Hmax} : azimuth of maximum horizontal stress axis; Q: quality ranking according to the Zoback criteria)

No	Date	S_{Hmax}	Q
6	80/11/13	323	C
12	89/04/08	290	B
13	89/09/23	117	C
14	89/11/02	135	C
17	93/02/16	326	C
18	93/06/22	159	C
19	94/09/24	338	C
20	97/01/19	322	C
21	98/07/31	318	C

significant seismic activity is continuous in time and space (Fig. 2, see also Bezzeghoud and Buforn, 1999). The focal mechanisms of the southern part of Portugal and its adjacent margin, presented in this study, could be associated with these faults or/and other secondary faults linked to them. This interpretation is based only on recent seismological data. To understand the seismotectonics and geodynamics of this zone it is fundamental to use other geological and geophysical information as well as historical and paleoseismic studies. For instance, a geodetic monitoring program in Portugal could provide a most complete and reliable data set on this problem. Nevertheless, in the present-day, these studies are almost non-existent and an effort must be made by the scientific community to solve this problem; especially with regard to the paleoseismic studies in the Iberian Peninsula. In this study, it was deduced that the Portugal continental and its Atlantic margins are under horizontal pressure in the NW–SE direction, resulting in strike-slip mechanisms to the north and in reverse and oblique faulting to the south with underthrusting of the Africa plate. This motion is consistent with the recent results given by Bezzeghoud and Buforn (1999), for the eastern part of Strait of Gibraltar (Betic-Alboran-Rif-Tell zone).

The focal mechanisms and stress indicators

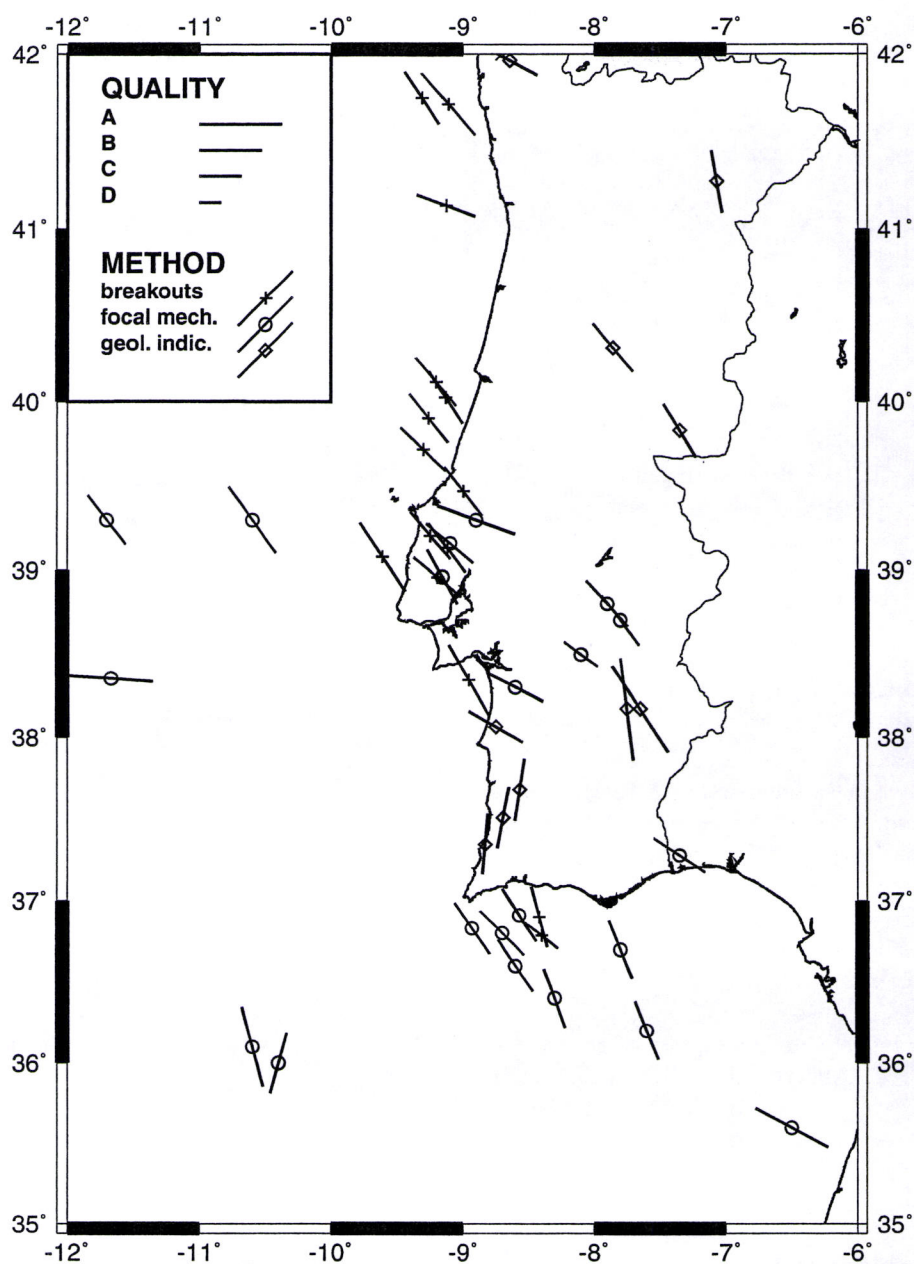


Fig. 8. Map of all stress indicators available in the studied area.

presented in this work suggest a rotation of the direction of maximum compression from Pliocene (NNW–SSE) to present (NW–SE) in accordance with the stress field data presented by Ribeiro et al. (1996). However, the dispersion of the fault-slip data deserves particular attention. This tectonic stress rotation could

be due to local crustal structure, rheology and strength contrast as argued by Zoback et al. (1989) and Zoback (1992). Several examples of apparent rotation of S_{hmax} have been observed (e.g. Amazonas rift in Brasil) by Zoback (1992). Otherwise, Zoback et al. (1989) suggest that the continental margins strongly

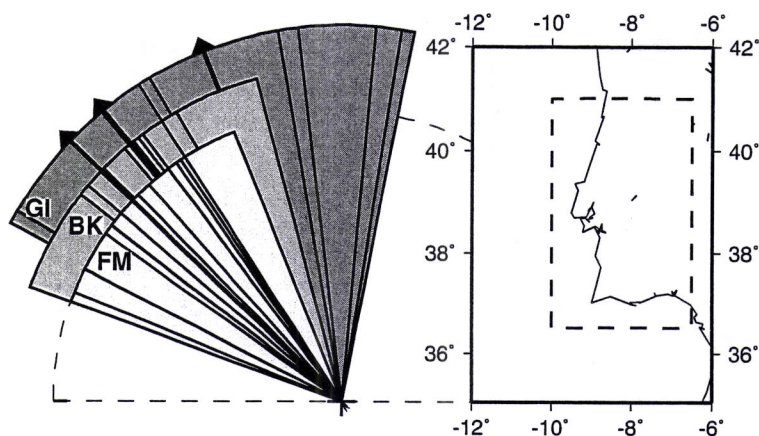


Fig. 9. Azimuth of S_{Hmax} for the three stress indicators in the geographic area limited by the dashed line. The arrows represent the mean azimuth of S_{Hmax} for Geographical indicators (GI), Breakouts (BK) and Focal mechanisms (FM).

influence the tectonic stress orientation, and along the North American continental margin in particular. In our case, along the Portugal Atlantic margin as shown in Fig. 7, we do not have the same behaviour. The stress orientation NW–SE maintains itself excepts in two cases as follow: one fault-slip indicator located in the northwestern region of Portugal and, three others, in particular, located in the southwest near the continental margin indicating the N–S compression parallel to the continental shell. This singularity indicates a particular behaviour of the Portugal Atlantic margin.

Acknowledgements

We are very indebted to Drs M. Luisa Senos and J. Cruz (Instituto de Meteorologia, Lisbon) for their collaboration in the selection of all the seismological data. We are very grateful to the Directors of the Institute of Meteorology (IM, Lisbon) and the Centre of Geophysics of the University of Lisbon. We also thank the staff of the Seismological team of the Institute of Meteorology (IM, Lisbon) and the Institut de Physique du Globe of Rabat (IPG), which collects and distributes the data. This manuscript was greatly improved by critical reviews and comments by Prof. A. Udias (Univ. Complutense de Madrid) and an anonymous reviewer. The GMT software (Wessel and Smith, 1991) was used to plot a number of figures. Part of this work was supported by the Fundação da Ciência e da Tecnológica (ex-Junta Nacional de

Investigação Científica e Tecnológica), projects PBI CTP/P/CTA/2115/95 and PBIC/C/CTA/2107/95.

References

- Argus, F.D., Gordon, R.G., Demetes, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa–Euroasia–North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.* 94, 5585–5602.
- Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., Victor, L.M., 1998a. The 1755 Lisbon tsunami. Evaluation of the tsunami parameters. *J. Geodynamics* 25, 159–174.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M., Miranda, J.M., Victor, L.M., 1998b. Constrains on the source of the 1755.11.01 Lisbon Tsunami inferred from numerical modelling of historical data. *J. Geodynamics* 25, 159–174.
- Bezzeghoud, M., Buforn, E., 1999. Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, $M_w = 4.8$), 1994 Alhoceima (Morocco, $M_w = 5.8$), and 1994 Mascara (Algeria, $M_w = 5.7$). Earthquakes and seismotectonic implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89 (2), 359–372.
- Borges, J.F., 1991. Métodos automáticos na determinação de mecanismos focais. Relatório de Licenciatura, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, p. 93.
- Borges, J.F., Fitas, A.J.S., Bezzeghoud, M., 1999. Microsismicidade na região de Évora e o sismo de 31 de Julho de 1998. 1º Simpósio de Meteorologia e Geofísica, Publ. APMG, Lisbon, pp. 31–36.
- Brillinger, D.R., Udias, A., Bolt, B.A., 1980. A probability model for regional mechanism solutions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 149–170.
- Buforn, E., Udias, A., Colombas, A., 1988a. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores–Gibraltar Plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89–118.
- Buforn, E., Mézcua, J., Udias, A., 1988b. Mecanismo focal del

- terramoto del Cabo San Vicente de 20 de Octubre de 1986. *Rev. Geofís* 44, 109–112.
- Cabral, J., Ribeiro, A., 1988. Carta neotectónica de Portugal continental, escala 1:1,000,000. Dept. de Geol., Fac. Ciências, Univ. de Lisboa, Serv. Geol. de Portugal, GPSN.
- Frohlich, C., 1992. Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism. *Phys. Earth Planet. Inter.* 75, 193–198.
- Martins, I., Mendes-Victor, L.A. 1990. Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental. Publ. IGIDL, Universidade de Lisboa, no. 18, 75 pp.
- Martins, I., Mendes-Victor, L.A., 1993. Actividade Sísmica na região Oeste da Península Ibérica. *Energética e períodos de retorno*, Publ. IGIDL, Universidade de Lisboa, no. 20, 15 pp.
- Martinez Solares, J.M., Lopez Arroyo, A., Mezcua, J., 1979. Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics* 53, 301–314.
- Mezcua, J., 1982. Catalogo General de isossistas da la Península Ibérica. Publ. IGN, Madrid.
- Mezcua, J., Rueda, J., 1997. Seismological evidence for a delamination process in the lithosphere under the Alboran Sea. *Geophys. J. Int.*, 1–8.
- Moreira, V.S., 1985. Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics* 117, 85–96.
- Moreira, V.S., 1991. Historical seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Marrocco, Selvagens and Azores Islands. *Seismicity, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Magrebian Region*. Publ. IGN, Madrid, vol. 8, pp. 213–225.
- Ribeiro, A.R., Cabral, J., Baptista, R., Matias, L., 1996. Tectonic stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic Region. *Tectonics* 15, 641–659.
- Scholz, C.H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 433 pp.
- Senos, M.L., Cruz, J.F., Carrilho, F., 1995. Resumo da sismicidade de Portugal Continental 1988–1993, p. 27.
- Souriau, A., 1984. Geoid anomalies over Goringe Ridge, North Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 101–114.
- Sousa, M.L., Martins, A., Oliveira, C.S., 1992. Compilação de catálogos sísmicos da região Ibérica. Relatório 36/92, NDA, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.
- Terrinha, P.A.G., 1997. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD thesis, Department of Geology, Royal School of Mines, Imperial College, London, 423 pp.
- Teves-Costa, P., Borges, J.F., Rio, I., Ribeiro, R., Marreiros, C., 1999. Source parameters of old earthquakes: semi-automatic digitization of analog records and seismic moment assessment. *Natural Hazards* 19, 205–220.
- Udias, A., Buforn, E., 1987. Single and joint fault-plan solutions from first motions data. In: Doornbos, D. (Ed.). *Seismological Algorithms*. Academic Press, London, pp. 443–445.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU*, vol. 72, 441 pp.
- Wiens, D.A., Stein, S., 1985. Implication of oceanic intraplate seismicity for plate stresses, driving forces, and rheology. *Tectonophysics* 116, 143–162.
- Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H., Zhizhin, M., 1989. Global patterns of tectonics stress. *Nature* 341, 291–298.
- Zoback, M.L., 1992. First and second-order patterns of stress in lithosphere: the World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.* 97, 11,703–11,728.

