



INSTITUTO
SUPERIOR
TÉCNICO

UNIVERSIDADE TÉCNICA DE LISBOA
INSTITUTO SUPERIOR TÉCNICO

MODELAÇÃO ESTOCÁSTICA DA ACÇÃO SÍSMICA EM PORTUGAL CONTINENTAL

Alexandra Maria Rodrigues de Carvalho
(Mestre)

Orientador: Doutor Alfredo Peres de Noronha Campos Costa
Co-orientador: Doutor Carlos Alberto Ferreira de Sousa Oliveira

Júri

Presidente: Reitor da Universidade Técnica de Lisboa
Vogais: Doutor Carlos Alberto Ferreira de Sousa Oliveira
Doutor João José Rio Tinto de Azevedo
Doutor Jorge Miguel Alberto de Miranda
Doutor Mourad Bezzeghoud
Doutor Alfredo Peres de Noronha Campos Costa
Doutora Ema Paula de Montenegro Ferreira Coelho
Doutor João Filipe de Barros Duarte Fonseca

Dissertação elaborada no Laboratório Nacional de Engenharia Civil para obtenção do Grau de Doutor em Ciências de Engenharia pela Universidade Técnica de Lisboa no âmbito do protocolo de cooperação entre o IST e o LNEC

Lisboa, Dezembro de 2007

*À Rita
e ao Pedro*

Resumo

Um dos principais problemas e interesses da engenharia sísmica é a caracterização da acção sísmica envolvendo a estimativa da intensidade, do conteúdo em frequência, da duração e da variabilidade espacial dos movimentos intensos do solo, para períodos de retorno elevados (acima dos 475 anos) compatíveis com as exigências regulamentares do projecto sísmico de estruturas estabelecidas na regulamentação mais actual.

Tal exigência requer uma informação relativa a movimentos sísmicos de sismos de magnitudes moderadas a elevadas, cujos registos são praticamente inexistentes em regiões de sismicidade moderada como o território continental de Portugal.

No sentido de contribuir para a resolução do problema apresentado, o presente trabalho de investigação desenvolve e aplica a metodologia estocástica e técnicas de modelação de falha-finita, com parâmetros devidamente identificados, sustentados teoricamente e avaliados regionalmente, para uma adequada descrição dos movimentos sísmicos intensos para Portugal Continental.

Quantificam-se os parâmetros regionais, que caracterizam os processos envolvidos nos fenómenos de geração e propagação das ondas sísmicas, com base na análise dos registos da rede acelerográfica nacional. Aplica-se a metodologia estocástica de falha-finita na simulação de dois eventos instrumentais que se sentiram em Portugal Continental e Itália e ao sismo histórico de 1 de Novembro de 1755. Estuda-se a relevância dos fenómenos de ruptura de falhas na avaliação do risco sísmico. Estimam-se leis de atenuação espectrais adaptadas às características do território continental.

A caracterização dos movimentos sísmicos intensos na forma espectral e os consequentes modelos de atenuação desenvolvidos pretendem contribuir para a diminuição da maior incerteza sistémica na avaliação da perigosidade sísmica e risco sísmico em Portugal.

Palavras-chave

Modelos estocásticos

Propagação das ondas sísmicas

Acção sísmica

Leis de atenuação

Falha - finita

Risco sísmico

Abstract

One of the main problems and interests of earthquake engineering is the prediction of ground motion, involving the estimate of its intensity, frequency content, duration and space variability, for return periods above 475 years, compatible with the requirements for seismic design of structures enforced by modern design codes.

Such requirement implies data information related to strong ground motions of events of moderate to high magnitude, for which there is a lack of available strong ground motion recording in regions of moderate seismicity such as Mainland Portugal.

To overcome such difficulties, the present work develops and applies the stochastic finite-fault modelling with identified parameters, theoretically sustained and regionally evaluated, for an accurate ground motion estimates for Portuguese earthquakes.

The regional parameters, that describe the processes of generation and propagation of seismic waves, are quantified using a data set of digital acceleration records obtained from the Portuguese accelerometer network. The stochastic methodology is applied to model the ground motion of two instrumental events that occurred in Portugal and Italy and to model the historical event of 1st of November of 1755. It is studied the variation of the severity of the seismic risk due variations in the fault rupture. New earthquake ground motion attenuation laws for hard rock sites are developed.

The more realistic estimate of ground motion and the new attenuation functions derived contribute to the reduction of the more important systemic uncertainty in seismic hazard and seismic risk analyses in Portugal.

Key-words

Stochastic modelling

Ground motion

Finite - fault

Propagation of seismic waves

Attenuation laws

Seismic risk

Agradecimentos

A modelação estocástica para a caracterização da acção sísmica em Portugal Continental, resultou do trabalho da autora desenvolvido no Departamento de Estruturas do Laboratório Nacional de Engenharia Civil, no âmbito do seu doutoramento financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia e que só foi possível graças à contribuição de diversas pessoas e entidades a quem se exprimem agradecimentos sinceros:

- Ao Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEC), nas pessoas da actual Direcção, pela oportunidade, tempo e meios concedidos para a minha formação e para a realização deste trabalho.
- À Fundação para a Ciência e a Tecnologia pela bolsa de doutoramento que me concedeu.
- Ao Chefe do Departamento de Estruturas, Engenheiro João Almeida Fernandes, agradeço de forma idêntica o apoio, os meios e o tempo concedidos para a realização deste trabalho.
- À Chefe do Núcleo de Engenharia Sísmica e Dinâmica de Estruturas (NESDE), Engenheira Ema Coelho, pelo tempo que me concedeu, principalmente nos últimos meses, e por me ter incluído na equipa de investigação do projecto LESSLOSS, fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.
- Ao Engenheiro Alfredo Campos Costa, orientador deste trabalho no LNEC, pela sua sabedoria e partilha de conhecimentos, que muito contribuíram para a minha formação científica no Laboratório, e pela dedicação e contribuição para o desenvolvimento desta tese.
- Ao Professor Carlos Sousa Oliveira, co-orientador desta tese no Instituto Superior Técnico, pelo seu apoio e pela disponibilização de todos os registos sísmicos.
- Ao Dr. Gaetano Zonno, do Istituto Nazionale di Geodésica e Vulcanologia - secção de Milão, com quem tive o prazer de trabalhar no âmbito do projecto LESSLOSS, pelas estimulantes discussões e por partilhar comigo a sua experiência, que muito contribuiu para o enriquecimento deste trabalho.
- À experimentadora Dra. Anabela Martins pelo seu contributo fundamental no desenvolvimento do capítulo 3, nomeadamente no tratamento dos registos sísmicos e

na exploração do software LNEC-SPA, pela revisão e formatação do texto e, principalmente, pelo estímulo e motivação nesta fase final do trabalho.

- À minha querida amiga Ana Marques, pela paciência infindável na elaboração das referências bibliográficas, e também pela revisão e formatação do texto.
- À Doutora Luísa Sousa, ao Doutor José Borges, ao Doutor Luís Matias e à Doutora Susana Vilanova pela revisão científica de alguns capítulos ou sugestão de conteúdos.

Agradeço a amigos e colegas que de forma directa ou indirecta contribuíram para este trabalho.

- À Fatita, à Ana, ao Artur, ao Paulo e à Maria João, pela sua amizade e bom ambiente que proporcionam e que tornam o trabalho diário mais agradável.
- À Mariana pela sua amizade e por tomar conta da Rita sempre que foi preciso, facto que agradeço também à Fátita, Ana e Dulcina.

Finalmente, uma palavra especial de agradecimento à minha família, em particular à minha mãe, mas principalmente ao Pedro pela sua paciência durante o período de desenvolvimento desta tese, pelo apoio logístico e por me substituir perante a Rita durante os últimos meses de desenvolvimento deste trabalho.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. MOTIVAÇÃO.....	3
1.2. ENQUADRAMENTO TEÓRICO	5
1.2.1. Modelação da fonte sísmica	7
1.2.2. Simulação numérica dos movimentos intensos do solo	15
1.3. ESTRUTURA DA TESE	21
2. MODELOS ESTOCÁTICOS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS	23
2.1. INTRODUÇÃO	25
2.2. ESPECTRO DE AMPLITUDE DE FOURIER	26
2.2.1. Fonte sísmica	27
2.2.1.1. Modelos empíricos.....	31
2.2.1.2. Modelo de falha-finita.....	35
2.2.2. Efeitos de propagação	45
2.2.2.1. Factor de atenuação geométrica, $G(R)$	45
2.2.2.2. Factor de atenuação inelástica, $A_n(f,R)$	47
2.2.3. Efeitos locais.....	51
2.2.3.1. Factor de atenuação na crosta superior, $P(f)$	51
2.2.3.2. Factor de amplificação na crosta superior, $F_z(f)$	53
2.3. MODELAÇÃO ESTOCÁSTICA	56
2.3.1. Modelação estocástica estacionária	56
2.3.2. Modelação estocástica não estacionária	59
2.4. SIMULAÇÃO, NO DOMÍNIO DO TEMPO, DOS MOVIMENTOS INTENSOS DO SOLO	62
2.5. PROGRAMAS DE CÁLCULO PARA CARACTERIZAÇÃO DOS MOVIMENTOS DO SOLO PELA METODOLOGIA ESTOCÁSTICA	65
2.5.1. Software existentes considerando a metodologia estocástica para caracterizar os movimentos intensos do solo.....	66
2.5.2. O programa RSSIM	68
2.6. ESTUDO DE SENSIBILIDADE DE PARÂMETROS.....	71
2.6.1. Fonte sísmica	72
2.6.2. Efeitos de propagação	79
2.6.3. Efeitos locais.....	81
2.7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	83

3. QUANTIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS PARA SIMULAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS EM PORTUGAL CONTINENTAL.....85

3.1. INTRODUÇÃO	87
3.2. REGISTOS DA REDE ACELEROGRÁFICA CONTINENTAL	87
3.2.1. Rede acelerográfica.....	87
3.2.2. Base de dados	90
3.2.3. Espectros observados	93
3.3. DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS REGIONAIS	97
3.3.1. Velocidade, β , das ondas S, densidade, ρ , do meio, espessura crustal, D	98
3.3.2. Factor de qualidade, $Q(f)$, do meio de propagação	102
3.3.3. Factor de decaimento espectral, k	107
3.3.4. Frequência-esquina, f_c , momento sísmico, M_0 e queda de tensão, $\Delta\sigma$	115
3.3.5. Duração	124
3.4. COMPARAÇÃO COM ESPECTROS DE RESPOSTA DOS REGISTOS	125
3.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	130

4. SIMULAÇÃO ESTOCÁSTICA DE MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS DE SISMOS REAIS 135

4.1. INTRODUÇÃO	137
4.2. SISMO DE 12 DE FEVEREIRO DE 2007, PLANÍCIE DA FERRADURA, 5,9M.....	138
4.2.1. Enquadramento	138
4.2.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados para a modelação	142
4.2.3. Resultados obtidos	143
4.3. SISMO DE 23 DE NOVEMBRO DE 1980, IRPINIA (ITÁLIA), 6,9M.....	147
4.3.1. Enquadramento	147
4.3.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados na modelação	149
4.3.3. Resultados obtidos	152
4.4. SISMO DE 1 DE NOVEMBRO DE 1755	156
4.4.1. Enquadramento	156
4.4.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados na modelação	176
4.4.3. Caracterização dos movimentos sísmicos à superfície.....	177
4.4.3.1. Metodologia numérica.....	177
4.4.3.2. Dados considerados	179
4.4.4. Resultados obtidos	182
4.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	198

5. RELEVÂNCIA DOS FENÓMENOS DE RUPTURA DE FALHAS NA AVALIAÇÃO DO RISCO SÍSMICO	201
5.1. INTRODUÇÃO	203
5.2. CARACTERIZAÇÃO DA AML	204
5.2.1. Caracterização geotécnica local	204
5.2.2. Inventário do parque habitacional	206
5.2.3. Vulnerabilidade do parque habitacional	209
5.2.3.1. Metodologia FEMA & NIBS	209
5.2.3.2. Vulnerabilidade e fragilidade das tipologias portuguesas	214
5.3. DEFINIÇÃO DOS CENÁRIOS SÍSMICOS	218
5.4. AVALIAÇÃO DO RISCO SÍSMICO	222
5.4.1. Caracterização da acção sísmica	222
5.4.2. Análise do risco sísmico	226
5.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	229
6. LEIS DE ATENUAÇÃO PARA PORTUGAL CONTINENTAL	231
6.1. INTRODUÇÃO	233
6.2. METODOLOGIA	235
6.2.1. Cenários simulados	235
6.2.2. Quantificação dos parâmetros e suas incertezas aleatórias	236
6.2.3. Relação funcional da lei de atenuação	240
6.3. RESULTADOS OBTIDOS	242
6.3.1. Comparação com dados existentes	245
6.3.2. Comparação com outras leis	247
6.3.2.1. Leis de atenuação espectrais utilizadas em estudos de perigosidade sísmica em Portugal Continental	247
6.3.2.2. Análise dos resultados	252
6.4. CONSIDERAÇÕES FINAIS	254
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	257
7.1. INTRODUÇÃO	259
7.2. TRABALHO DESENVOLVIDO E PRINCIPAIS CONCLUSÕES	259
7.2.1. Modelos estocásticos para a caracterização da acção sísmica	259
7.2.2. Quantificação dos parâmetros para a simulação dos movimentos sísmicos em Portugal Continental	261
7.2.3. Simulação de movimentos sísmicos intensos de sismos reais	263
7.2.4. Relevância dos fenómenos de ruptura de falha na avaliação do risco sísmico	265

7.2.5. Leis de atenuação para Portugal Continental	266
7.2.6. Conclusões gerais	269
7.3. TRABALHO FUTURO	270

REFERÊNCIAS.....	273
-------------------------	------------

ANEXO A - ACELEROGRAMAS DOS REGISTOS DOS SISMOS OBTIDOS NA REDE ACELEROGRÁFICA NACIONAL

A.1. INTRODUÇÃO.....	A.1
A.2. ACELEROGRAMAS DOS REGISTOS DOS SISMOS	A.1

ANEXO B – DETERMINAÇÃO DO PARÂMETRO k

B.1. INTRODUÇÃO.....	B.1
B.2. RESULTADOS.....	B.1

ANEXO C - DETERMINAÇÃO DA FREQUÊNCIA-ESQUINA, F_c

C.1. INTRODUÇÃO.....	C.1
C.2. METODOLOGIA GRÁFICA	C.1
C.3. METODOLOGIA POR AJUSTE	C.11

ÍNDICE DE FIGURAS

1. INTRODUÇÃO

- Figura 1.1 - Linhas que definem os espectros de amplitude em deslocamento (U) e aceleração (\ddot{U}) propostas por Brune [1970] com a consideração do decaimento espectral nas altas frequências..... 10
- Figura 1.2 - Espectro de aceleração generalizado para situações mais complexas que as previstas por Brune [1970]. 13
- Figura 1.3 - Modelo de asperezas e barreiras, antes e após o sismo [Caldeira, 2004]]. 14

2. MODELOS ESTOCÁTICOS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS

- Figura 2.1 - Espectros de amplitude de Fourier de aceleração da fonte sísmica, para diferentes valores de frequência-esquina, f_c , normalizados pelo momento sísmico..... 29
- Figura 2.2 - Forma do espectro de amplitude de Fourier de aceleração na fonte obtido com os modelos de duas frequência-esquina de Atkinson [1995] e de uma frequência-esquina de Brune [1970], para várias magnitudes..... 32
- Figura 2.3 - Espectro de amplitude de Fourier de aceleração na fonte para vários modelos (ver Tabelas 2.1 e 2.2). 33
- Figura 2.4 - Geometria considerada na descrição de falha-finita. 36
- Figura 2.5 - Esquema do modelo de falha-finita (adaptado de Viegas, 2004). 37
- Figura 2.6 - Espectro de resposta em aceleração para um evento 7M a 300 km da fonte, para diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas). 40
- Figura 2.7 - Espectro de amplitude de Fourier de velocidades, ao quadrado, proporcional à energia recebida no campo afastado para um plano de falha dividido em diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas). 41
- Figura 2.8 - Espectro de resposta em aceleração para um evento 7M a cerca de 300 km da fonte, para diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas) considerando um modelo de frequência-esquina dinâmica..... 44
- Figura 2.9 - Espectro de amplitude de Fourier de velocidades, ao quadrado, para um plano de falha dividido em diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas) considerando um modelo de frequência-esquina dinâmica. 44
- Figura 2.10 - Factor de atenuação geométrica, considerando uma espessura média da crosta de 50 km (adaptado de Lam et al., 2000a). 46
- Figura 2.11 - Factor de atenuação inelástica para várias regiões, assumindo um valor de $Q=3,5$ km/s e uma distância de 50 km. 51
- Figura 2.12 - Procedimento da metodologia estocástica para obtenção de séries temporais (adaptado de Boore, 2003). 63
- Figura 2.13 - Funções de modulação determinísticas utilizadas por a) Amin & Ang [1968]; b) Shinozuka & Sato [1967]; c) Saragoni & Hart [1974]..... 65
- Figura 2.14 - Espectro de resposta em aceleração, utilizando os programas RSSIM e EXSIM com os mesmos parâmetros de entrada..... 70

Figura 2.15 -	Varição do espectro de resposta com a geometria da falha. Esquerda: orientação do plano de falha; Direita: inclinação do plano de falha; Em baixo: dimensões do plano de falha.	72
Figura 2.16 -	Varição da série temporal com a geometria da falha. Em cima: orientação do plano de falha; No meio: inclinação do plano de falha; Em baixo: dimensões do plano de falha de acordo com as leis de Wells & Coppersmith [1994].	73
Figura 2.17 -	Varição da acção sísmica com o ponto de nucleação (Ponto de início de ruptura, N1, N2 e N3). Esquerda: espectros de resposta; Direita: esquema com a localização de cada ponto de nucleação. Em baixo: série temporal para cada ponto de nucleação. ...	74
Figura 2.18 -	Varição da acção com a distribuição de deslizamento ao longo do plano de falha. Esquerda: espectros de resposta; Direita: esquema com a distribuição de deslizamento [Carvalho et al., 2007]. Em baixo: Séries temporais para as distribuições de deslizamento slip1, slip2 e slip3.	75
Figura 2.19 -	Varição da acção sísmica com a velocidade, V_r , de ruptura no plano de falha. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.	76
Figura 2.20 -	Varição da acção sísmica com a queda de tensão, $\Delta\sigma$. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.	76
Figura 2.21 -	Varição do espectro de resposta com as características do meio na vizinhança da fonte sísmica. Esquerda: velocidade, β , das ondas S. Direita: densidade, ρ , do meio.	77
Figura 2.22 -	Varição da acção sísmica com o valor da espessura, D , da crosta, para a consideração da atenuação geométrica. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.	79
Figura 2.23 -	Varição do espectro de resposta com a relação do factor de qualidade $Q(f) = Q_0 f^v$. Esquerda: variação da constante, Q_0 . Direita: variação com o expoente, v	80
Figura 2.24 -	Varição da série temporal com a relação do factor de qualidade $Q(f) = Q_0 f^v$. Em cima: variação da constante, Q_0 . Em baixo: variação com o expoente, v	80
Figura 2.25 -	Varição da acção sísmica com o parâmetro kappa, k . Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.	81
Figura 2.26 -	Varição da acção sísmica com o parâmetro f_{max} . Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.	82
Figura 2.27 -	Varição do espectro de resposta com os parâmetros k e f_{max}	82

3. QUANTIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS PARA SIMULAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS EM PORTUGAL CONTINENTAL

Figura 3.1 -	Distribuição geográfica das estações que compõem a rede acelerográfica continental e respectivo código (ver Tabela 3.1). ▲ indica as estações utilizadas neste estudo.	90
Figura 3.2 -	Localização epicentral dos eventos registados na rede acelerográfica continental e respectiva magnitude, M_L . Numeração de acordo com a Tabela 3.2.	92
Figura 3.3 -	Distribuição de magnitudes, M_L , e distâncias hipocentrais, R , dos registos obtidos na rede acelerográfica continental. ▲ indica registos não considerados neste estudo.	93
Figura 3.4 -	Espectros de amplitude de Fourier, em deslocamento, das ondas S, (média quadrática das componentes horizontais), observados, para sismos “terra”. A linha a grosso representa as linhas que definem o espectro de Brune.	95
Figura 3.5 -	Espectros de amplitude de Fourier, em deslocamento, das ondas S, (média quadrática das componentes horizontais), observados, para sismos “mar”. A linha a grosso representa as linhas que definem o espectro de Brune.	96

Figura 3.6 -	Perfil 1D de velocidades. V_p - velocidade das ondas P [Carrilho, 2005].	99
Figura 3.7 -	Espessura crustal (contornos de 2,5 km) segundo Jiménez-Munt et al. [2001].	100
Figura 3.8 -	Espessura crustal para a Europa [Dèzes & Ziegler, 2001].	101
Figura 3.9 -	Factor de qualidade, $Q(f)$, para Portugal Continental (ver Tabela 3.4).	103
Figura 3.10 -	Atenuação inelástica, considerando os factores de qualidade da Tabela 3.4, $\beta = 3,5$ km/s e $R=50$ km.	103
Figura 3.11 -	Mapa de isolinhas de Q_0 , para a Península Ibérica [Pujades et al., 1990].	104
Figura 3.12 -	Exemplo dos espectros de amplitude de Fourier de deslocamento observados para 3 eventos e desconvoluídos por vários factores de atenuação inelástica.	106
Figura 3.13 -	Decaimento do espectro de amplitude de Fourier em aceleração, para uma distância hipocentral de 40 km, para várias leis do factor de qualidade, $k=0,03$ e $\beta = 3,5$ km/s.	109
Figura 3.14 -	Decaimento do espectro de amplitude de Fourier em aceleração, para uma distância hipocentral de 250 km, considerando várias leis do factor de qualidade, $k=0,03$ e $\beta = 3,5$ km/s.	109
Figura 3.15 -	Espectros de amplitude de Fourier em aceleração das ondas S, para dois eventos da base de dados, e recta de ajuste linear do decaimento espectral (na legenda: #número do evento, código da estação e componente considerada).	110
Figura 3.16 -	Valores de k em função da magnitude (esquerda) e da distância hipocentral (direita) para todas as estações da base de dados. A cor castanha representa os sismos "terra" e a cor azul os sismos "mar". A recta sólida, a vermelho, representa o valor médio de k .	112
Figura 3.17 -	Valores médios de k (média das componentes X e Y) por estação, em função da magnitude (esquerda) e da distância hipocentral (direita).	113
Figura 3.18 -	Espectros de amplitude em aceleração para os eventos registados na estação de Évora Monte (EVM).	114
Figura 3.19 -	Exemplo de dois espectros de amplitude em aceleração de dois eventos registados pela estação PAL, mostrando efeitos locais sobrepostos ao decaimento espectral.	114
Figura 3.20 -	Espectros de amplitude de deslocamento da fonte sísmica, em unidades de momento sísmico, para quatro eventos da tabela 3.2. Metodologia gráfica para determinação, simultânea, da frequência-esquina e momento sísmico.	116
Figura 3.21 -	Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica para 4 eventos da Tabela 3.2. Ajuste do espectro teórico do modelo ω^2 .	118
Figura 3.22 -	Espectros de Fourier para alguns registos que apresentam duas frequência esquina. Esquerda: metodologia gráfica para determinação da 1ª frequência esquina. Direita: Ajuste do espectro teórico de Brune [1970].	120
Figura 3.23 -	Espectros de Fourier em deslocamento para os registos da estação EVM, correspondentes aos sismos #7 e #12, de 5,4ML e 5,9ML, respectivamente. A linha a grosso apresenta a assíntota horizontal do valor do momento sísmico esperado para os sismos correspondentes.	121
Figura 3.24 -	Espectros de resposta simulados com o programa RSSIM (a vermelho) e espectros obtidos para cada registo (a preto cheio, componente X; a preto simples, componente Y). Sismos "terra".	127
Figura 3.25 -	Espectros de resposta simulados com o programa RSSIM (a vermelho) e espectros obtidos para cada registo (a preto cheio, componente X; a preto simples, componente Y). Sismos "mar".	128

Figura 3.26 - Procedimento efectuado para a determinação dos parâmetros necessários à utilização do modelo estocástico de caracterização dos movimentos intensos do solo. 131

4. SIMULAÇÃO ESTOCÁSTICA DE MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS DE SISMOS REAIS

Figura 4.1 - Distribuição de intensidades para o sismo de 12/02/2007 [EMSC, 2007].	138
Figura 4.2 - Distribuição de intensidades (EMS-98) para o sismo de 12/02/2007 para Portugal Continental [Carrilho et al, 2007].	139
Figura 4.3 - Mecanismos focais e localizações para o sismo de 12/02/200 [Carrilho et al., 2007].	140
Figura 4.4 - Mecanismo focal do sismo de 12/02/2007, estimado por várias instituições, em função da profundidade focal e da magnitude de momento (adaptado de Buforn et al., 2007 e admitindo $ML = Mw$).	141
Figura 4.5 - Distribuições de deslizamento (slip) consideradas para o estudo do sismo de 12/02/2007.	144
Figura 4.6 - Espectros de resposta na estação BEN, para o sismo 12/02/2007, considerando várias distribuições de deslizamento no plano de falha.	144
Figura 4.7 - Comparação dos espectros de resposta obtidos e simulados para as estações que registaram o sismo de 12 Fevereiro de 2007 e consideradas neste trabalho.	146
Figura 4.8 - Representação geométrica do sistema de falhas do sismo de Irpinia, 1980, mecanismo focal e ponto de nucleação (estrelas a preto) para as 3 rupturas. A vermelho localização epicentral e mecanismo focal do sismo segundo Westaway & Jackson [1987]. A azul, siglas das 8 estações a menos de 50 km do hipocentro [Pacor et al., 2006].	147
Figura 4.9 - Registos de velocidade das estações BAG, STU, CAL, BIS e AUL. Os registos apresentados estão à mesma escala e com a mesma duração [Cocco & Pacor, 1993].	148
Figura 4.10 - Geometria das falhas propostas para o sismo de Irpinia de 1980 [Zonno & Carvalho, 2006]. A preto: modelo de Bernard & Zollo [1989]; a verde: modelo de Valensise et al. [1989]. Os círculos a rosa representam a origem da falha, seguindo a convenção de que a inclinação da falha é para a direita da sua orientação.	150
Figura 4.11 - Modelo de deslizamento adaptado na simulação do sismo de Irpinia de 1980 [modificado de Pacor et al., 2006]. Os traços a vermelho indicam a superfície e as estrelas o ponto de nucleação considerado.	151
Figura 4.12 - Comparação entre os espectros obtidos nas estações e os espectros de resposta simulados para os dois modelos A e B considerados para o sismo de Irpinia, 1980. .	153
Figura 4.13 - Séries de aceleração, componentes N-S e E-W, e séries simuladas, tendo em conta o modelo A, para as estações consideradas.	155
Figura 4.14 - Zonas sismogénicas da margem continental SW-Ibérica [Ribeiro, 2005].	156
Figura 4.15 - Isossistas do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755, segundo Pereira de Sousa [1919 a 1932], para Portugal Continental e detalhe da cidade de Lisboa.	157
Figura 4.16 - Isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755. Esquerda: segundo Moreira [1984]. Direita: segundo Moreira [1991].	158
Figura 4.17 - Localizações possíveis para a fonte geradora do sismo de 1755, constringidas pela análise dos dados sobre o tsumani, segundo Baptista [1998] [Baptista & Miranda, 2005].	160

Figura 4.18 -	Localização das linhas sísmica da campanha BIGSETS (BS20, BS22, BS24) e da campanha RIFANO92 (AR92-10) (extraído de Zitellini et al., 2002). Localização da falha Marquês do Pombal (MPTF) e da falha BTF (Backthrust Fault). A área a cinzento corresponde à área deformada observada [Zitellini et al., 2001].	162
Figura 4.19 -	Modelo de Terrinha et al. [2003] da estrutura sismogénica do sismo de 1755. A zona B (7 000 km ²), corresponde à área de deformação proposta por Zitellini et al. [2001]. A zona A (12 000 km ²) representa a área de deformação associada à falha Pereira de Sousa, PS. MPTF – Falha Marquês de Pombal (adaptado de Terrinha et al., 2003).	163
Figura 4.20 -	Escarpa da falha do bordo NE da Planície Abissal da Ferradura no offshore SW de Portugal. Imagem tridimensional elaborada a partir da batimetria multifeixe. O Comprimento total da escarpa na imagem é de aproximadamente 40 km [Terrinha, 2005].	164
Figura 4.21 -	Modelo de falha composta pelos segmentos da falha do Marquês de Pombal (segmento a oeste) e do Banco de Guadalquivir (segmento a leste) [Baptista et al., 2003].	165
Figura 4.22 -	Pontos de alta intensidade (IMM \geq 6) para o sismo de Fevereiro de 1969, de Ms=7.9, localizado no Banco de Gorringe. [Vilanova et al., 2003].	167
Figura 4.23 -	Danos em igrejas paroquiais e mapa geológico da zona do Vale Inferior do Tejo (http://einstein.fisica.ist.utl.pt/~sismo/Portugues/Tagusnet/Tagusnet.htm).	167
Figura 4.24 -	Distribuição geográfica do número abalos múltiplos, de acordo com testemunhos da época [Vilanova et al., 2003].	168
Figura 4.25 -	Diagrama 3D de blocos indicando o afundamento para leste e recuo da litosfera oceânica (slab roll-back) [Gutscher, 2004].	169
Figura 4.26 -	Localização (a verde) do sistema de falhas proposto por Gutscher [2004] para a fonte geradora do sismo de 1755. O ponto de interrogação indica outras fontes para o sismo de 1755, propostas por outros estudos. Apresenta-se, também, o tempo de chegada e a amplitude da onda do tsunamis segundo Baptista et al. [1998b]. A caixa apresenta um mapa de isossistas para o sismo de 1755 [Gutscher et al., 2006].	170
Figura 4.27 -	Função de atenuação radial para três fontes: Esquerda: fonte centrada em 8°W e 35,5°N; Centro: fonte centrada em 8,5 W e 36°N; Direita: fonte centrada em 9,5°W e 36,5°N [Gutscher et al., 2006].	173
Figura 4.28 -	Mapa de isossistas sintéticas, considerando as fontes apresentadas na Figura 4.27 [Gutscher et al., 2006].	174
Figura 4.29 -	Intensidades sísmicas sintéticas para o sismo de 1755, considerando o Banco de Gorringe como fonte geradora [Gradin et al., 2007b].	175
Figura 4.30 -	Classe de solos, por concelho, em Portugal Continental.	182
Figura 4.31 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP.	185
Figura 4.32 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CBG.	186
Figura 4.33 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP - FNPS.	187
Figura 4.34 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP - FISBG.	188
Figura 4.35 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CPF -CMP.	189

Figura 4.36 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo GQ.	190
Figura 4.37 -	Aceleração de pico no substracto rochoso (PGAb), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGAs e PGVs), e Intensidades sintéticas (IMM) para os modelos FIVIT – CMP e FIVIT – CBG.....	191
Figura 4.38 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP (ver Figura 4.31).....	192
Figura 4.39 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CBG (ver Figura 4.32).....	192
Figura 4.40 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP – FNPS (ver Figura 4.33).	193
Figura 4.41 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP – FISBG (ver Figura 4.34).	193
Figura 4.42 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CPF –CMP (ver Figura 4.35).....	194
Figura 4.43 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo GQ (ver Figura 4.36).....	194
Figura 4.44 -	Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para os modelos FIVIT – CMP e FIVIT – CBG (ver Figura 4.37).	195

5. RELEVÂNCIA DOS FENÓMENOS DE RUPTURA DE FALHAS NA AVALIAÇÃO DO RISCO SÍSMICO

Figura 5.1 -	Distribuição geográfica dos perfis geotécnicos na região em estudo [Carvalho et al., 2002].....	205
Figura 5.2 -	Classes de solos segundo o Eurocódigo 8 e sua distribuição na AML [Campos Costa et al., 2007]	206
Figura 5.3 -	Distribuição geográfica da Área de construção [m ²], por freguesia da AML.....	208
Figura 5.4 -	Distribuição da área de construção por classe de solo, para a AML.....	208
Figura 5.5 -	Área total [m ²], na AML, por classe tipológica e tipo de solo.....	209
Figura 5.6 -	Construção do espectro de capacidade [Sousa, 2006, adaptado de Kircher et al., 1996 e de McGuire, 2004].....	211
Figura 5.7 -	Procedimento iterativo da metodologia FEMA & NIBS conducente à determinação da resposta máxima do edifício [Sousa, 2006].....	213
Figura 5.8 -	Curvas de capacidade, fragilidade e limiares de dano para as 3 tipologias consideradas.....	216
Figura 5.9 -	Distribuição geográfica das classes tipológicas consideradas, por densidade de área, por freguesia.	217
Figura 5.10 -	Estruturas principais da Bacia Lusitânia, da Bacia do Vale Inferior do Tejo e da Plataforma continental adjacente [Vilanova, 2004]. VF –Falha de Vila Franca de Xira; AzF – Falha da Azambuja; AsF – Falha da Asseca.	219
Figura 5.11 -	Localização e geometria das falhas utilizadas para a simulação da acção sísmica na AML. Os números representam os diferentes pontos de nucleação assumidos e os quadrados as sedes de freguesia da AML (adaptado de Carvalho et al., 2007).	222

Figura 5.12 - Valores de pico de aceleração, para o cenário CMP, considerando as duas magnitudes, os 3 pontos de nucleação (PN) e a fonte pontual.	223
Figura 5.13 - Valores de pico de aceleração, para o cenário FIVIT, considerando as duas magnitudes, os 3 pontos de nucleação (PN) e a fonte pontual.	223
Figura 5.14 - Espectro de resposta, no substracto rochoso, para Lisboa, considerando as 12 simulações de falha	224
Figura 5.15 - Taxa de variação da PGA, por freguesia, face às diferentes rupturas simuladas para um mesmo plano de falha	224
Figura 5.16 - Total de área perdida para a AML, para os vários cenários considerados.....	226
Figura 5.17 - Distribuição geográfica da área perdida na AML, para o cenário CMP, considerando as várias simulações efectuadas	228
Figura 5.18 - Distribuição geográfica da área perdida na AML, para o cenário FIVIT, considerando as várias simulações efectuadas	229

6. LEIS DE ATENUAÇÃO PARA PORTUGAL CONTINENTAL

Figura 6.1 - Geometria dos locais a considerar nas simulações (apenas está apresentado metade do círculo) [adaptado de Atkinson & Boore, 2006]	236
Figura 6.2 - Exemplo dos erros residuais da regressão em função da distância, para 6,5M e 7,5M, cenário CMP. Os círculos a cinzento representam os erros residuais individuais, os círculos a preto mostram a média do erro residual e o seu desvio padrão em intervalos de distância.....	245
Figura 6.3 - Espectros de aceleração registados para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 (duas componentes horizontais, para cada estação) e lei de atenuação obtida neste estudo, com a dispersão associada.....	246
Figura 6.4 - Valores de PGA para as 6 estações da rede acelerográfica nacional que registaram o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 (duas componentes horizontais, para casa estação) e lei de atenuação para a PGA e dispersão associada.....	247
Figura 6.5 - Comparação das leis de atenuação de Ambraseys et al. [1996], Atkinson & Boore [2006], Toro et al. [1997] com as leis deste estudo para o cenário FIVIT. A faixa a vermelho traduz a incerteza estimada ($lei \pm \sigma_{\epsilon}$).....	251
Figura 6.6 - Comparação das leis de atenuação de Ambraseys et al. [1996], Atkinson & Boore [2006], Toro et al. [1997] com as leis deste estudo para o cenário CMP. A faixa a vermelho traduz a incerteza estimada ($lei \pm \sigma_{\epsilon}$).....	252

ÍNDICE DE QUADROS

2. MODELOS ESTOCÁTIICOS PARA A CARACTERIZAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS

Tabela 2.1 - Espectros de amplitude de Fourier de deslocamento, na fonte, considerados em diferentes modelos.....	34
Tabela 2.2 - Frequência-esquina consideradas nos vários modelos da tabela 2.1	35
Tabela 2.3 - Relações de $Q(f) = Q_0 f'$ para algumas regiões.....	50

3. QUANTIFICAÇÃO DOS PARÂMETROS PARA SIMULAÇÃO DOS MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS EM PORTUGAL CONTINENTAL

Tabela 3.1 - Estações da rede acelerográfica continental.	89
Tabela 3.2 - Sismos registados na rede acelerográfica instalada no continente.....	91
Tabela 3.3 - Valores de velocidade, β , das ondas S, de velocidade, α , das ondas P, e densidade, ρ , utilizados para o meio na vizinhança da fonte sísmica.....	100
Tabela 3.4 - Factor de qualidade, $Q(f) = Q_0 f'$ para Portugal Continental.....	102
Tabela 3.5 - Valores de k (k_x e k_y para as componentes X e Y, respectivamente).....	111
Tabela 3.6 - Valores da frequência-esquina para os vários métodos utilizados. O parêntesis indica o valor da frequência-esquina mais baixa nos registos que apresentam duas frequência-esquina. Para estes casos o método analítico não foi considerado.	119
Tabela 3.7 - Valores do momento sísmico para os dois métodos utilizados.	122
Tabela 3.8 - Valores médios e intervalo de confiança a 95% do momento sísmico e da frequência-esquina, para cada evento considerado.....	123
Tabela 3.9 - Parâmetros de fonte dos eventos considerados para este estudo. ΔM é a diferença entre magnitude estimada, M , e M_L da Tabela 3.2.....	123
Tabela 3.10 - Incertezas em torno do valor médio, dos parâmetros, para o cálculo dos limites superior e inferior dos espectros	126
Tabela 3.11 - Parâmetros para aplicação do modelo RSSIM para Portugal Continental.	133

4. SIMULAÇÃO ESTOCÁSTICA DE MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS DE SISMOS REAIS

Tabela 4.1 - Magnitude e localização do sismo de 12/02/2007	140
Tabela 4.2 - Parâmetros de modelação para o sismo de 12 Fevereiro de 2007.....	143
Tabela 4.3 - Estações a menos de 50 km do hipocentro de Irpinia, 1980, distância hipocentral e valores de aceleração de pico observados.	148
Tabela 4.4 - Parâmetros da fonte considerados neste trabalho para a modelação do sismo de Irpinia de 1980 [Zono & Carvalho, 2006]. Geometria da falha segundo Bernard & Zollo [1989] (modelo A) e Valensise et al. [1989] (modelo B).	150
Tabela 4.5 - Outros parâmetros de modelação para o sismo de Irpinia de 1980 [Zonno & Carvalho, 2006].....	151
Tabela 4.6 - Geometria da fonte sísmica e magnitude, para os vários modelos simulados.....	177

5. RELEVÂNCIA DOS FENÓMENOS DE RUPTURA DE FALHAS NA AVALIAÇÃO DO RISCO SÍSMICO

Tabela 5.1 - Factores de vulnerabilidade e respectivas modalidades obtidas nos censos 2001 [Sousa, 2006].....	207
Tabela 5.2 - Novas classes tipológicas consideradas.....	216
Tabela 5.3 - Parâmetros das fontes dos cenários sísmicos simulados.....	222
Tabela 5.4 - Taxa de variação da área perdida, na AML, em relação à consideração de um modelo pontual.....	228

6. LEIS DE ATENUAÇÃO PARA PORTUGAL CONTINENTAL

Tabela 6.1 - Incerteza aleatória nos parâmetros considerados.....	238
Tabela 6.2 - Coeficientes da lei de atenuação do cenário FIVIT, para aceleração espectral em rocha, para Portugal Continental, de acordo com a expressão 6.3. Log10 SA vem expresso em cm/s^2 , $\sigma_\epsilon = 0,25$	243
Tabela 6.3 - Coeficientes da lei de atenuação do cenário CMP, para aceleração espectral em rocha, para Portugal Continental, de acordo com a expressão 6.3. Log10 SA vem expresso em cm/s^2 , $\sigma_\epsilon = 0,22$	244
Tabela 6.4 - Sumário das características das ordenadas espectrais de resposta em aceleração, componente horizontal, das leis de atenuação consideradas	248

Capítulo 1

Introdução

Resumo

Neste capítulo define-se o problema da caracterização da acção sísmica em Portugal e inclui-se um breve estado da arte da definição da fonte sísmica e das metodologias utilizadas para a simulação dos movimentos sísmicos intensos num determinado local. Refere-se a estrutura do trabalho.

1.1. Motivação

A caracterização da acção sísmica, para efeitos de projecto e verificação de segurança das estruturas de engenharia civil, é realizada para valores de intensidade sísmica elevados quando comparados com os valores de intensidade sísmica sentidos frequentemente. Tais valores elevados são compatíveis com os níveis de segurança exigidos para as estruturas, que usualmente são considerados implícitos nas regras de dimensionamento e verificação de segurança de estruturas contempladas nos códigos estruturais em vigor.

Efectivamente, o actual código de segurança e acções para edifícios e pontes, RSA [1983], considera, num período de vida útil médio da estrutura de 50 anos, um nível de intensidade da acção sísmica correspondente ao quantilho de 95% dessa acção (equivalente ao período de retorno de 975 anos) nos processos de verificação de segurança para estados limites últimos, ou de colapso, das estruturas.

Já nas sucessivas versões do Eurocódigo 8 [CEN, 2004] é sugerido que, para o mesmo estado limite último, o nível da acção sísmica esteja associado a um período de retorno de 475 anos. Este período de retorno indica que o nível de intensidade sísmica a ser considerado tenha uma probabilidade de excedência de 10% em 50 anos de vida útil das estruturas. No entanto, o Documento Nacional de Aplicação (DNA) publicado após aprovação pela comissão técnica CT 115¹, apresenta um período de retorno de 3000 anos para a caracterização da acção sísmica. Este valor elevado é justificado pela necessidade de compatibilizar os níveis de segurança de estruturas dimensionadas pelos códigos RSA e Eurocódigo 8, uma vez que, na prática, ambos os códigos podem ser aplicados durante um período adicional de dois anos. Refira-se, a este propósito, que o período de retorno de 3000 anos no DNA decorre do facto de no RSA a acção sísmica ser considerada nas regras de combinação com majoração, enquanto que no DNA esse coeficiente não se aplica.

Verifica-se assim que, em qualquer dos casos mencionado, a caracterização da acção sísmica exige a consideração de períodos de retorno relativamente elevados. Este facto impõe o conhecimento da sismicidade histórica, para que níveis elevados de intensidade

¹ CT 115 – Comissão Técnica para os Eurocódigos estruturais

possam ser caracterizados nos estudos de perigosidade sísmica subjacentes à caracterização e quantificação da acção sísmica para efeitos de projecto de estruturas. A sismicidade histórica compreende toda a informação da sismicidade que resulta da análise dos relatos, compilados e publicados, sobre os acontecimentos ocorridos no passado até à existência de registos instrumentais.

No caso particular do território continental de Portugal, caracterizado por uma sismicidade moderada, associada a eventos de grande magnitude com elevados intervalos de tempo entre ocorrências, são justamente os eventos históricos que mais contribuem para a caracterização da acção sísmica, associada a períodos de retorno compatíveis com as exigências regulamentares. A informação histórica é principalmente de carácter qualitativo, unicamente quantificável por escassos estudos de paleosismicidade, o que é de certa forma insuficiente para estudos de caracterização da acção sísmica nos diversos locais de Portugal Continental.

O problema torna-se mais grave uma vez que, mesmo para a sismicidade instrumental, geralmente referida como todos os eventos ocorridos em Portugal a partir da primeira década do século XX, são poucos os registos instrumentais de relevo para uma caracterização completa dos movimentos sísmicos intensos nos locais. Este não é o caso de outras regiões da Terra, de elevada sismicidade, em que as ocorrências nos últimos 100 a 200 anos estão nos limites dos potenciais das fontes de geração sísmica e, portanto, caracterizam de certa forma a sismicidade ocorrida no passado remoto.

Reconhecida a escassez de informação disponível, a caracterização da acção sísmica no nosso território tem sido realizada com recurso a relações de carácter empírico, obtidas através de análises estatísticas efectuadas a partir da informação recolhida em base de dados internacionais. No entanto, a base de dados Europeia de registos de sismos, não possui um número suficiente de eventos de elevada magnitude, pelo que a sua utilização exige a extrapolação de leis para sismos de grande magnitude e para domínios em que a sua aplicação é questionável.

Por outro lado, a existência de leis empíricas não garante a sua aplicabilidade ao nosso território, dada as naturais particularidades da fenomenologia associada aos mecanismos de geração e propagação dos movimentos sísmicos, quer no campo próximo quer no afastado. De facto, a extrapolação de uma lei empírica, para sismos de grande magnitude e para outras regiões, é bastante problemática dada a falta de discriminação dos

diferentes fenómenos de geração e propagação envolvidos na caracterização da acção sísmica.

É importante referir que a correcta caracterização dos movimentos sísmicos intensos não tem como único objecto a actualização da regulamentação sismo-resistente aplicável a novas estruturas. Tal caracterização é essencial para uma análise rigorosa da perigosidade sísmica no território continental, cujo interesse e oportunidade reside na sua aplicação aos estudos de mitigação de risco sísmico afectando áreas como o planeamento e gestão de emergência, o estabelecimento de estratégias para o reforço do parque habitacional existente e o estabelecimento de políticas de seguros. É indiscutível, também, a necessidade de séries temporais realistas para análises não lineares da resposta de estruturas de interesse em engenharia, de que são exemplo pontes, barragens e viadutos.

Torna-se, assim, fundamental desenvolver para Portugal modelos especificamente dirigidos à caracterização da acção sísmica, não só em termos de valores de pico dos movimentos sísmicos intensos, como também da distribuição da energia desses movimentos através das ordenadas espectrais, tendo ainda em conta a sua duração e variabilidade espacial. Estes modelos terão de ser analíticos, com parâmetros devidamente identificados e sustentados teoricamente, que possam ser quantificados regionalmente através de uma calibração efectuada com sismos registados em Portugal.

Pretende-se que os modelos desenvolvidos estimem adequadamente a duração e o conteúdo energético dos movimentos sísmicos, que servirão de base ao *design* de estruturas, e que possam, também, gerar acelerogramas representativos do ambiente tectónico da região em estudo.

1.2. Enquadramento teórico

A simulação de movimentos intensos do solo torna-se necessária quando não existem registos reais de tais movimentos que possam ser utilizados para aplicações específicas da engenharia. Esta necessidade surge em regiões de sismicidade fraca ou moderada, onde os registos de interesse são escassos e insuficientes, ou para estudos que exijam especificamente registos de uma determinada magnitude e distância de interesse. Em qualquer dos casos, a simulação de movimentos do solo resulta em dados sintéticos que podem ser usados para substituir ou complementar registos reais.

De um modo geral, as simulações dos movimentos intensos do solo são usados em engenharia para três fins principais:

- (i) obter as características do movimento do solo para um cenário (geralmente caracterizado por uma magnitude e uma localização geográfica ou distância), para análise da resposta de uma determinada estrutura para um projecto particular. É exemplo o estudo da resposta de qualquer estrutura crítica para a engenharia, como uma barragem ou viaduto, situados a escassos quilómetros de uma falha activa. Neste caso, deverão ser geradas séries temporais, para superar quer a falta de registos a distâncias tão curtas da fonte, quer a falta de representação destas distâncias nas leis empíricas, que servirão de base para a análise não linear da estrutura;
- (ii) obter dados sintéticos, e assim complementar ou fornecer base de dados para o desenvolvimento de leis de atenuação ou espectros regulamentares. A simulação de movimentos do solo para várias magnitudes e distâncias, ao construir uma base de dados sintética, permite desenvolver equações que traduzem a amplitude dos movimentos do solo pelas várias frequências e aplicá-las em estudos de perigosidade sísmica;
- (iii) avaliar o risco sísmico para o estabelecimento de estratégias de reforço do parque habitacional. Com uma adequada descrição da amplitude dos movimentos do solo pelas várias frequências, e com o conhecimento da sua variabilidade espacial, é possível, por exemplo, avaliar quais as estruturas ou tipologias que, para determinados cenários, sofrerão danos mais graves e contribuirão mais para um valor elevado do risco sísmico.

O movimento do solo é o resultado de um complexo sistema físico que se pode descrever considerando três processos separados:

1. Processo de geração de energia na fonte sísmica - as ondas sísmicas são geradas pela energia libertada quando da ruptura de uma falha geológica;
2. Processo de propagação da energia sísmica - as ondas sísmicas propagam-se através do meio desde a fonte até ao substracto rochoso;
3. Processo de alteração do conteúdo energético devido a efeitos locais - as ondas sísmicas são modificadas enquanto se propagam na camada superficial da crosta até à superfície.

O resultado traduz o movimento do solo, com características diferentes nas diferentes gamas de frequências.

Nas últimas décadas, principalmente com a ocorrência e registo de sismos de elevada magnitude que causaram grandes danos humanos e económicos, a compreensão dos processos envolvidos na geração dos movimentos do solo, bem como o desenvolvimento de modelos que consigam captar as particularidades desses processos, tem despertado o interesse na comunidade científica, quer de sismólogos quer de engenheiros.

Apresenta-se, nas secções seguintes, um breve enquadramento teórico destas matérias, nomeadamente no que diz respeito ao processo de geração na fonte sísmica (secção 1.2.1) e aos métodos existentes para a modelação dos processos físicos mencionados (secção 1.2.2).

1.2.1. Modelação da fonte sísmica

A primeira explicação do processo físico da geração de ondas produzida por um sismo deve-se a H. F. Reid que em 1910 estudou a fractura que ocorreu na falha de Santo André durante o sismo de São Francisco de 1906. As suas conclusões conduziram à teoria do ressalto elástico, teoria que permanece como base dos modelos utilizados para a elaboração de acelerogramas sintéticos.

Resumidamente, segundo a teoria do ressalto elástico, as deformações elásticas vão-se acumulando lentamente na região focal, chegando-se ao ponto de ruptura quando é atingido o limite de resistência dos materiais. Ao produzir-se a ruptura, os bordos da falha ressaltam para uma nova posição de equilíbrio, atingida quando a deformação elástica foi totalmente dissipada. Reid afirma, ainda, que a ruptura não se deve desencadear simultaneamente em todos os pontos da falha mas sim iniciar-se numa região limitada da mesma e depois propagar-se por toda a falha, de forma irregular.

A formulação dos primeiros modelos de caracterização da fonte sísmica aparece nos anos sessenta, com modelos que permitem calcular o deslocamento num qualquer local com base no deslizamento produzido sobre o plano de falha. Estes modelos são de natureza cinemática, ou seja, descrevem a fenomenologia da fonte sísmica sem ter em conta as forças, ou esforços, responsáveis pelo sismo.

Haskell [1969] estabelece o primeiro modelo cinemático, onde é introduzido um deslizamento uniforme ao longo de uma falha rectangular e, mais tarde, Trifunac & Udwanian [1974] apresentam o conceito de deslizamento não uniforme, linha seguida por outros investigadores (por exemplo, Madariaga, 1983 e Bouchon, 1979).

Nos anos oitenta, e com a obtenção de registos de sismos de magnitude elevada a nível mundial, iniciam-se os estudos de inversão cinemática dos registos de movimentos intensos com o objectivo de estimar a distribuição de deslizamentos ao longo de uma falha.

Nas últimas décadas têm sido publicados trabalhos de sismos estudados com base nestes modelos e são exemplos os sismos Imperial Valley, Califórnia, 1979 [Hartzell & Heaton, 1983], Michoan, México, 1985 [Mendoza & Hartzell, 1989], Loma Prieta, Califórnia, 1989 [Wald *et al.*, 1991], Kobe, Japão, 1995 [Yoshida *et al.*, 1996], entre outros.

Os modelos cinemáticos não descrevem todas as características dos processos de geração das ondas sísmicas na fonte e uma formulação mais geral do problema necessita da descrição das tensões e respectivos deslizamentos ocorridos na região focal.

Surgem, então, os modelos dinâmicos, que simulam o processo mecânico da falha levando em conta as condições iniciais do campo de tensões, forças de atrito e forças coesivas ao longo da falha. Neste contexto, a chave dos modelos dinâmicos é a lei constitutiva que governa o mecanismo da falha, isto é, a propagação de ruptura é controlada pelas leis de atrito entre as duas superfícies da falha.

Os estudos teóricos da formação e propagação da fractura mecânica baseiam-se nos primeiros trabalhos de Kostrov [1964, 1966] que explicam a ruptura como o resultado de uma instabilidade gerada pelas tensões, na região focal, que decorrerá até que a tensão se reduza a um valor mínimo. Estes modelos têm sido desenvolvidos quer a nível experimental, de estudos de fricção em rocha, quer a nível numérico onde se utiliza, para casos mais complexos, o método das diferenças finitas [Olsen *et al.*, 1995; Madariaga *et al.*, 1998] e o método das equações integrais de contorno (BIEM) [Cochard & Madariaga, 1994; Bouchon & Streiff, 1997].

Os modelos sismológicos clássicos da fonte sísmica datam, assim, dos anos 60 quando se estabeleceu a forma geral do espectro das ondas volúmicas produzido por um sismo, no campo afastado.

Na descrição da fonte sísmica são introduzidos dois parâmetros físicos que relacionam o tamanho do sismo com o deslizamento médio através da superfície da falha:

- (i) o momento sísmico escalar, aqui simplesmente momento sísmico, definido por [Aki, 1968]

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D \tag{1.1}$$

onde A representa a área total de ruptura da falha, D é o deslocamento médio das duas faces adjacentes ao plano de falha e μ é a rigidez do meio que contém a falha;

- (ii) a queda de tensão estática, $\Delta\sigma$,² introduzida inicialmente como uma medida do deslizamento final, D , da falha relativamente à dimensão linear, L , da falha, $\Delta\sigma \sim D/L$ [Kanamori & Anderson, 1975] e que passou a estar relacionada com o espectro de radiação após a publicação do modelo de fonte de Brune [1970], apresentado de seguida.

A análise do espectro de radiação, $S(\omega)$, das ondas produzidas num sismo permite concluir que o espectro na fonte possui uma parte plana, Ω_0 , correspondente à amplitude espectral nas baixas frequências e directamente proporcional ao momento sísmico escalar, e uma parte que decai com ω^{-2} , isto é, de forma inversamente proporcional ao quadrado da frequência.

Esta tendência de comportamento do espectro pode ser delineada a partir de duas assíntotas: uma plana que define a amplitude nas baixas frequências e uma associada ao decaimento ω^{-2} . Estas duas assíntotas cruzam-se numa frequência característica denominada frequência-esquina³, f_c (Figura 1.1).

Este modelo, conhecido como modelo ómega quadrado⁴, representa a amplitude espectral de um sismo na fonte de acordo com a expressão:

$$S(f) = \Omega_0 \left(\frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c} \right)^2} \right) \quad (1.2)$$

O modelo de fonte mais simples, que possui as características descritas pelo modelo ω^{-2} , é o modelo pontual, ou modelo de Brune [1970]⁵, que representa a fonte sísmica como uma ruptura circular, com raio finito, em que o espectro de deslocamento da fonte é descrito pela expressão (1.2). Mais concretamente, a frequência-esquina e o raio da ruptura, a , relacionam-se através da expressão [Brune, 1970; Madariaga, 1976]:

² Do inglês, stress drop

³ Do inglês *corner frequency*

⁴ No original *ω^2 source model*.

⁵ A partir daqui, por simplificação de linguagem, Brune [1970] será referido como Brune

$$a = \frac{2,33 \cdot \beta}{2 \cdot \pi \cdot f_c} \quad (1.3)$$

sendo β a velocidade das ondas S na vizinhança da fonte sísmica.

Neste modelo,

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{a^3} \quad (1.4)$$

e, portanto, pela expressão (1.3), a queda de tensão é proporcional a f_c^3 .

Para frequências elevadas ($f \gg f_c$), o espectro de aceleração na fonte, $S_a(f)$, é proporcional a $M_0 f_c^2$, e, através das expressões (1.3) e (1.4), $S_a(f) \sim M_0^{1/3} \Delta\sigma^{2/3}$, pelo que a queda de tensão passou a ser um parâmetro directamente relacionado com o valor das altas frequências do espectro na fonte.

Hanks & Kanamori [1979] e Hanks [1982] observaram que o espectro de amplitude em acelerações não apresenta uma envolvente indefinidamente plana, nas altas frequências, como preconizado por Brune, e introduziram o formalismo para reproduzir o decaimento espectral, superior a f^{-2} , observado nas altas frequências no espectro de radiação da fonte. Assim, considerando o espectro de amplitude em acelerações, este possui um patamar constante delimitado nas baixas frequências pela frequência-esquina e nas altas frequências por uma frequência denominada f_{max} (Figura 1.1).

Na Figura 1.1 apresentam-se as assimptotas que definem as formas dos espectros de deslocamento e aceleração propostas por Brune, com a consideração do decaimento espectral nas altas frequências.

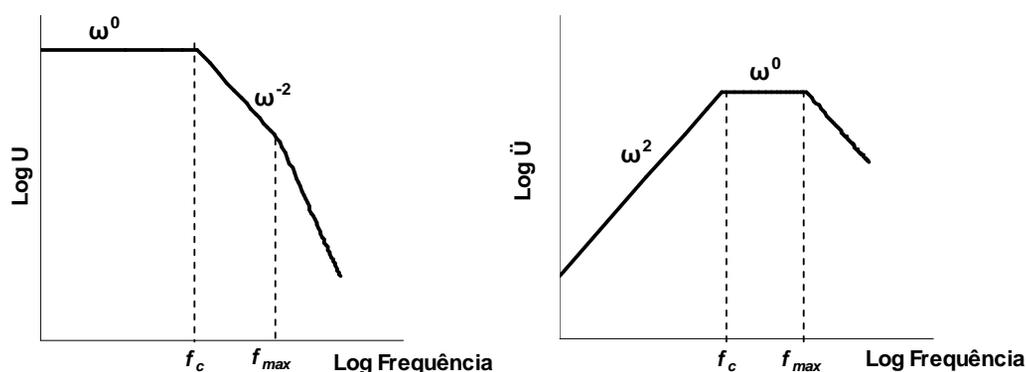


Figura 1.1 – Linhas que definem os espectros de amplitude em deslocamento (U) e aceleração (\ddot{U}) propostas por Brune [1970] com a consideração do decaimento espectral nas altas frequências.

A origem da frequência f_{max} é um tema muito debatido na última década. Alguns autores (por exemplo, Aki, 1984) defendem que esta frequência está relacionada com uma dimensão característica da falha e que a sua origem deve procurar-se na dinâmica de ruptura. Outros autores [Hanks, 1982; Anderson & Hough, 1984] advogam que f_{max} é uma propriedade da propagação e que a sua origem está na atenuação das ondas sísmicas.

A observação de muitos sismos mostra que f_{max} é quase independente da magnitude do sismo, da trajectória dentro de uma zona determinada e que não varia no tempo. Parece, no entanto, depender da região de origem do sismo. A questão que se coloca é se o decaimento da energia para frequências superiores a f_{max} depende da fonte que não emite energia nessas frequências, ou se depende das camadas mais superficiais da crosta, que filtram mais eficazmente as ondas de frequência superior a f_{max} [Madariaga, 1989].

Segundo Anderson & Hough [1984] a observação de sismos reais favorece um modelo em que o decaimento nas altas frequências, isto é, a atenuação da energia das ondas sísmicas, deve-se às camadas superiores da crosta, pelo que f_{max} é independente da distância focal e da magnitude do sismo e varia consoante as características da camada superior da crosta. Essa atenuação no espectro de amplitude traduz-se de maneira exponencial para frequências superiores a f_{max} .

O modelo alternativo proposto por Aki [1984] baseia-se na ideia de que a atenuação é relativamente homogénea e não muito forte na crosta, não podendo ser responsável pelo decaimento acentuado das altas frequências, sendo f_{max} consequência de uma certa dimensão característica da fonte, que seria a dimensão mínima da fonte abaixo da qual a ruptura não atinge velocidades suficientes para produzir ondas sísmicas. A frequência f_{max} seria inversamente proporcional a essa dimensão mínima e, no caso de vários sismos estudados por Aki [1984], da ordem dos 200-300 *m*.

A realidade é que não é possível decidir entre as duas teorias e segundo Madariaga [1989] é provável que ambos os fenómenos ocorram: quando a atenuação é forte é o seu efeito que domina o espectro; quando a atenuação é débil é a dimensão mínima de ruptura que é evidenciada nos espectros.

Para sismos de pequena magnitude ($M < 5,5$) o modelo de Brune, designado por modelo pontual (ou, por abuso de linguagem, de modelo ω^2), com características de ruptura circular, pode ser aplicado uma vez que é razoável aceitar a representação da fonte sísmica como um ponto, sem dimensões apreciáveis. Para sismos de magnitude moderada a elevada ($M > 5,5$) o modelo de Brune não consegue explicar algumas características, como a

longa duração e a dependência da amplitude da aceleração com o azimute do ponto de observação (efeito designado por directividade), pelo que a fonte sísmica deverá ser descrita como uma falha extensa, rectangular.

Haddon [1995, 1996] mostrou que a directividade amplificou as altas frequências do sismo de Saguenay, 1988, com magnitude de momento 6,0M, para locais a distâncias superiores a 100 km, e sugere que o modelo espectral baseado no modelo pontual com características de ruptura circular proposto por Brune irá subestimar significativamente a previsão da amplitude espectral de sismos futuros na América do Norte oriental para algumas frequências. Por exemplo, segundo Haddon [1996], para um sismo 6,0M o modelo pontual pode apresentar valores 3 vezes inferior ao modelo de falha rectangular para frequências entre 0,3 e 3,0 Hz e para um sismo 7,0M esses valores podem ser 6 vezes inferiores para frequências entre 0,2 e 1,5 Hz.

A modelação da fonte sísmica como uma falha (modelação de falha extensa, aqui designada de falha-finita⁶) é um factor essencial para a caracterização dos movimentos sísmicos intensos mas a consideração da sua geometria não é suficiente para explicar as complexidades dos movimentos intensos do solo. Desde há muito que se reconhece que os modelos simplificados, cinemáticos ou dinâmicos, mesmo utilizando falhas rectangulares, não explicam todo o conteúdo em altas-frequências que é observado nos registos de um sismo. A complexidade destes registos resulta da heterogeneidade na propagação e do processo de ruptura.

Na realidade, apesar do espectro de Brune conseguir explicar as características de muitos registos obtidos em inúmeras estações, no campo afastado, frequentemente os espectros observados apresentam picos a certas frequências características e possuem uma transição lenta até à componente de alta-frequência do espectro. Este fenómeno é bem visível em sismos de grande magnitude, ou em zonas muito próximas da fonte, em que o espectro de acelerações apresenta uma zona de frequência intermédia, f_{patch} [Papageorgiou & Aki, 1983a], entre a frequência-esquina de Brune e a parte plana do espectro, como apresentado na Figura 1.2.

⁶ Do inglês *finite-fault*

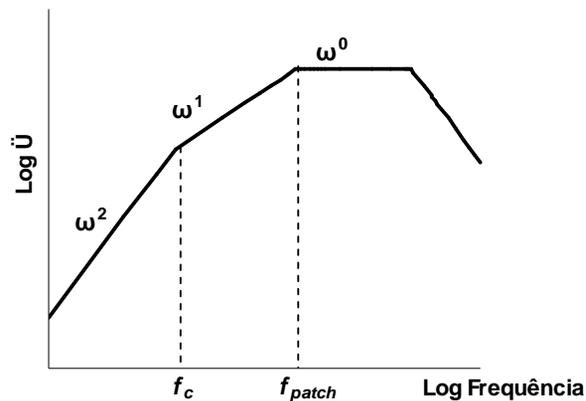


Figura 1.2 - Espectro de aceleração generalizado para situações mais complexas que as previstas por Brune [1970].

Existem, então, duas frequências características da fonte: a frequência-esquina, f_c , inversamente proporcional ao tamanho da ruptura, e uma frequência intermédia, f_{patch} que reflecte a existência de zonas coerentes e que é inversamente proporcional ao comprimento destas. Assim, um sismo pode considerar-se como um conjunto de rupturas (subfalhas) mais pequenas que cobrem a superfície de toda a falha activada, sendo a energia libertada pelo sismo uma sobreposição da radiação de cada uma das subfalhas, ou eventos individuais.

Kanamori [1977] propôs um modelo de discontinuidades no processo de ruptura ao longo do plano de falha em que existiriam asperezas, regiões resistentes que vão acumulando esforços até se romperem, e Das & Aki [1977] propuseram um modelo de barreiras, regiões que permanecem sem se romper durante todo o sismo.

O modelo de Kanamori [1977], denominado de modelo de asperezas, considera que as falhas geológicas são superfícies heterogéneas, onde existem zonas com mais alto nível de coesão (asperezas) que resistem melhor às deformações, acumulando grandes tensões sem fracturar enquanto as restantes zonas rompem mediante baixos valores de tensão. A consequência desse mecanismo é a ocorrência dos frequentes sismos de pequena magnitude observados nas regiões sismogénicas. O sistema evolui neste regime enquanto as forças de coesão das asperezas não forem igualadas pelas tensões elásticas que aí se acumulam. Quando isso acontece está-se na iminência de um grande sismo, as asperezas entram em ruptura e libertam toda a tensão acumulada. Após o sismo., a superfície da falha fica sob um estado tensional uniformemente relaxado (Figura 1.3a).

O modelo de barreiras (Figura 1.3b) considera que quando se está na iminência de um grande sismo a tensão acumulada na falha se distribui uniformemente sobre toda a

superfície. As heterogeneidades verificam-se ao nível das forças de coesão, coexistindo também bocados de falha com níveis de coesão moderado com outras altamente elevados (barreiras). Nas zonas menos coesas a ruptura propaga-se sem dificuldade. Nas restantes, a ruptura fica muito dificultada ou mesmo impedida, estas zonas barreiras à propagação. Quando a frente de ruptura que se propaga sobre as zonas permitidas atinge uma barreira, a ruptura é aí interrompida podendo parar definitivamente, ou, nos casos de grandes eventos constituídos por várias barreiras, a ruptura pode contornar as barreiras e prosseguir a propagação sobre as zonas permitidas. Durante a ruptura, as libertações de tensão ocorrem apenas sobre as regiões fora das barreiras, as barreiras permanecendo sob tensão. No fim da ruptura principal tem-se uma distribuição de tensões heterogénea, com as regiões que produziram ruptura relaxadas e as barreiras sob tensão. Este estado heterogéneo de tensão no fim do choque principal permite explicar a eclosão de novos eventos a partir daí: as réplicas.

Através da análise das ondas sísmicas não é possível distinguir entre estes dois modelos complementares [Madariaga, 1983] e Madariaga *et al.* [2001], citado em Caldeira [2004], mostra formalmente que os 2 modelos explicam a ruptura principal de um sismo de uma forma absolutamente equivalente.

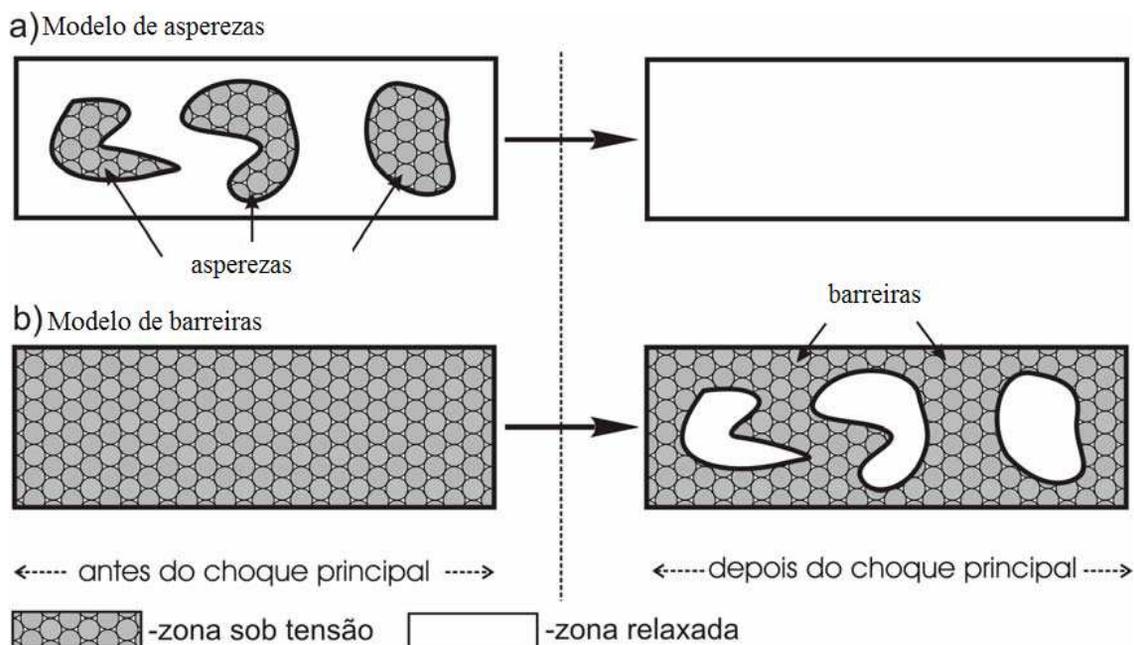


Figura 1.3 - Modelo de asperezas e barreiras, antes e após o sismo [Caldeira, 2004]

O resultado das barreiras e asperezas, ao longo do plano de falha, é a geração de uma série de impulsos aleatórios no tempo, que tem como origem saltos rápidos da velocidade de deslizamento na fonte. Cada alteração de velocidade é uma fonte de libertação de energia de alta frequência. Existe, então, um primeiro impulso, de alta frequência, que é originado pela ruptura na frente de onda, o restante processo de ruptura produz energia nas baixas frequências [Madariaga, 1985].

Em conclusão, os modelos de fonte sísmica foram-se tornando vez mais complexos, de modo a modelar as características particulares verificadas nos movimentos do solo produzidos por um sismo, tanto no campo próximo como no campo mais afastado da fonte sísmica. No campo próximo, onde há grandes conteúdos nas altas frequências, é necessário a utilização de modelos mais complexos, com modelação da fonte sísmica como uma falha finita e consideração de descontinuidades na ruptura, enquanto que no campo afastado pode ser suficiente, para alguns casos, a aproximação de fonte pontual. Em todo o caso, a interpretação dos movimentos sísmicos do solo requer um bom conhecimento dos modelos de fonte sísmica e dos parâmetros que os representam.

1.2.2. Simulação numérica dos movimentos intensos do solo

Ao longo das últimas décadas foram-se desenvolvendo metodologias diferentes para explicar e aproximar o efeito dos três processos físicos nos movimentos do solo observados aquando um sismos. Uma pergunta importante para a engenharia sísmica é em que medida estas diferentes metodologias e respectivos pressupostos foram validadas com registos reais para as diferentes gamas de frequência e magnitudes de interesse.

Genericamente, no que concerne à natureza da aleatoriedade das suas realizações temporais e espaciais, os modelos utilizados na geração de acelerogramas de movimentos sísmicos intensos podem classificar-se em determinísticos, estocásticos ou híbridos.

Modelos determinísticos

Uma das primeiras metodologias determinísticas usada para gerar acelerogramas sintéticos ⁷ deve-se a Aki [1968]. O método considera o momento sísmico e uma função pré

⁷ Teoria da representação dos deslocamentos, em inglês, *Point shear dislocation*

definida de deslocamento de falha para caracterizar a fonte sísmica e considera a teoria de propagação das ondas, através de um meio infinito e homogéneo.

Esta metodologia foi bem sucedida na modelação do deslocamento obtido numa estação, que registou o sismo de 1966 de Parkfield [Aki, 1968; Haskell, 1969], e na modelação dos longos períodos na estação de Arleta durante o sismo de Northridge em 1994 [Somerville *et al.*, 1995] mas não conseguiu reproduzir o movimento do solo para frequências superiores à gama de frequências entre 1 e 3 Hz. Esta idealização tem a desvantagem de, por um lado, não considerar quaisquer irregularidades na ruptura e, por outro, de o meio de propagação não ter em conta reflexões, refacções e difracção de ondas que existem num meio heterogéneo.

O cálculo do deslocamento produzido por uma fonte pontual num meio heterogéneo pode ser feito recorrendo às funções de *Green*. Os procedimentos para a determinação das funções de *Green*, por via analítica [Aki & Richards, 1980; Udias, 1999], consistem na determinação num local afastado da fonte, da resposta do meio elástico a um impulso unitário ocorrido numa área elementar. O conjunto das descrições temporais e espaciais destas funções de resposta constitui as funções de *Green* que caracterizam o meio de propagação entre a fonte e o local.

O cálculo analítico das funções de *Green* requer um modelo adequado da Terra e uma caracterização apropriada da fonte sísmica. Actualmente, já existe à disposição da comunidade científica imagens de alta resolução que permitem inferir o campo velocidade/densidade da Terra e a estrutura 3D do planeta. Para tirar partido destes modelos crustais detalhados é exigido um esforço computacional elevado no cálculo das funções de *Green*, nomeadamente a utilização de técnicas tais como elementos finitos [Aochi *et al.*, 2005], elementos espectrais [Komatitsch & Vilotte, 1998], diferenças finitas [Olsen *et al.*, 1995] e teoria dos raios sísmicos [Gallovič, 2006]. A flexibilidade e pormenor destes métodos faz-se à custa de grande tempo computacional e memória e a sua aplicabilidade é, por isso, limitada a domínios espaciais muito reduzidos ou a uma banda de frequências muito limitada, geralmente inferiores a 1 Hz. Uma outra opção é utilizar funções de *Green* analíticas assumindo modelos simples, unidimensionais e excluindo heterogeneidades no meio.

Uma via alternativa aos procedimentos analíticos referidos no parágrafo anterior é o recurso a formulações empíricas para a determinação das funções de *Green*, que se assumem conter toda a informação acerca da estrutura da Terra entre a fonte e o local em

análise [Irikura & Kamae, 1994]. Com esta técnica, um registo de um sismo de baixa magnitude, que seja réplica de um sismo principal, originado pela mesma fonte com o mesmo mecanismo de falha, representa a função de *Green* (por vezes denominada função empírica de *Green*).

Modelos estocásticos

Apesar de ser geralmente aceite que os longos períodos do movimento são determinísticos, na medida em que podem ser razoavelmente previstos no seu conteúdo energético usando modelos que não possuem natureza estocástica, é reconhecido pela comunidade científica, das áreas de engenharia sísmica e sismologia, o carácter estocástico das altas frequências do movimento do solo [Shinozuka, 1988].

Os desenvolvimentos relacionados com a modelação estocástica surgiram com o esforço da comunidade de engenharia. Não tendo um modelo físico que descrevesse o conteúdo em frequência, das ondas elásticas geradas pela fonte, a engenharia sísmica adoptou modelos de fonte espectrais simples tais como o espectro de ruído branco. Sismologistas, tais como Hanks & Kanamori [1979], Hanks & McGuire [1981] e Boore [1983], reconhecendo o carácter estocástico das ondas de alta frequência, adoptaram a abordagem da engenharia simulando os movimentos intensos do solo assumindo que são realizações de ruído branco gaussiano com variações no tempo e na intensidade. A contribuição fundamental dos sismologistas foi a utilização de um modelo físico estocástico, em vez de empírico, para descrever o conteúdo espectral dos movimentos simulados.

Um dos métodos numéricos mais utilizado para previsão dos movimentos do solo é o modelo pontual baseado nos trabalhos de Hanks & McGuire [1981] e Boore [1983], que utilizam a descrição do espectro na fonte de Brune [1970].

Esta técnica, estocástica, conhecida como BLWN-RVT (*Band Limited White Noise - Random Vibration Theory*) e que será abordada no capítulo 2, assume que um segmento de duração finita da série temporal da aceleração consiste em ruído branco gaussiano de banda de frequência limitada e utiliza a representação espectral de Fourier, do espectro pontual (particularmente o modelo de Brune) cuja forma é alterada pelos factores que representam o efeito da propagação das ondas. Esta técnica tem mostrado bons resultados para uma banda de frequência de 1 a 30 Hz e para situações em que a fonte pontual é uma representação válida.

O modelo estocástico originalmente desenvolvido por Brune e subsequentemente estudado, desenvolvido e modificado por muitos investigadores (por exemplo, Boore, 1983;

Boore & Atkinson, 1987; Beresnev & Atkinson, 1998b; Motazedian & Atkinson, 2005) identifica os factores mais importantes que afectam as propriedades dos movimentos sísmicos no solo (fonte, propagação e efeitos locais) e descreve estes factores utilizando um conjunto de parâmetros chave.

O modelo é genérico, fácil de usar, simples de compreender e tem dado bons resultados na sua aplicação em zonas de baixa a moderada sismicidade.

Modelos híbridos

Os modelos híbridos constituem metodologias recentes, que separam os movimentos do solo nas duas componentes de baixas e altas frequências. Utilizam fontes e modelos de propagação determinísticos para as baixas frequências, e abordagens estocásticas e/ou empíricas para o comportamento nas altas frequências. A banda de transição, onde os processos na fonte e de propagação passam de comportamento determinístico para estocástico, não é exactamente conhecida sendo provavelmente regional e localmente dependente. Geralmente utiliza-se os métodos determinísticos para frequências inferiores a 1 Hz e modelos estocásticos para frequências superiores a 1 Hz [Hartzell *et al.*, 1999].

Teoricamente, os modelos híbridos, utilizando funções de *Green* determinísticas, para a componente de baixa frequência e o modelo estocástico para as altas frequências, cobrindo uma banda de frequências de 0,1 a 20 Hz serão os que melhor representam os movimentos do solo.

Na prática a comparação não é tão clara uma vez que os modelos estocásticos já começam a ser suficientemente sofisticados, introduzindo modificações que permitem reproduzir os longos períodos.

Hartzell *et al.* [1999] examinaram 13 combinações de modelos, desde os puramente estocásticos, aos puramente determinísticos e dois modelos híbridos, para testar a sua capacidade de representar os movimentos do solo do sismo de Northridge, Califórnia, 1994. Os modelos híbridos usavam uma distribuição de deslizamentos na falha determinada por estudos de inversão dos registos. O primeiro método híbrido (modelo híbrido 1) utilizou um deslizamento lateralmente homogéneo, nas baixas frequências, combinado com resultados estocásticos para as altas frequências. O segundo método híbrido (modelo híbrido 2) difere do primeiro porque nas baixas frequências utiliza um deslizamento 3D, resultado de inversões do deslizamento dos vários registos do sismo. As simulações estocásticas consideravam casos de deslizamento uniformes ou distribuições aleatórias ao longo do plano de falha. Assim, ambos os modelos híbridos utilizam informação adicional da que é

usada no modelo estocástico e deveriam apresentar resultados melhores. Surpreendentemente, tal não foi o caso.

A comparação com os espectros de resposta dos sismos reais mostra que tanto o modelo estocástico (o modelo FINSIM de Beresnev & Atkinson, 1998b, que será explicado no capítulo 2), como os métodos híbridos têm um desempenho semelhante ao longo da banda de frequências 0,1 a 20 Hz.

Analisando as metodologias no domínio do tempo, Hartzell *et al.* [1999] observaram que: (i) o modelo híbrido 2 é o que melhor reproduz as durações observadas nos registos de velocidade e aceleração mas é o que subestima mais as amplitudes de pico; (ii) o modelo estocástico reproduz melhor a aceleração e velocidade de pico e tem o mesmo desempenho no cálculo das durações que o modelo híbrido 1.

Assim, o modelo estocástico tem um melhor desempenho que os modelos híbridos, excepto quando é necessário uma análise pormenorizada no domínio do tempo, em que a consideração de uma estrutura de velocidades 3D permite uma previsão mais adequada, da amplitude das ondas de superfície, da duração do registo e de efeitos de bacias topográficas [Motazedian & Atkinson, 2005].

Síntese dos movimentos sísmicos

Para além das metodologias estocástica, determinística ou híbrida a utilizar na simulação dos movimentos intensos do solo, é necessário considerar, também, o processo de síntese. A modelação de falha-finita tenta quantificar as complexidades da propagação da ruptura através de duas metodologias vastamente aplicadas: (i) soma de fontes pontuais (Hartzell, 1978 e Irikura, 1983, por exemplo); (ii) soma de subeventos estocásticos (Silva & Lee, 1987 e Beresnev & Atkinson, 1997, entre outros).

Hartzell [1978] e Irikura [1983,1988] ultrapassaram os cálculos que requerem grande esforço computacional impostos pelas funções analíticas de *Green* usando o método empírico de funções de *Green*, referido anteriormente. Neste método, os eventos de menor intensidade, ocorridos numa dada estrutura sismotectónica e registados a uma certa distância da mesma, são utilizados como funções básicas (funções empíricas de *Green*) que se sintetizam com a consideração de um desfasamento no tempo, de forma a caracterizar os movimentos sísmicos de um evento de maior intensidade que ocorra na mesma estrutura sismotectónica. Pressupõe-se, assim, que a energia libertada na fonte se dissipa e propaga da mesma forma, para sismos de pequena e grande magnitude e, se as

relações de escala das características do sismo na fonte forem conhecidas, é possível prever movimentos sísmicos para qualquer intensidade.

Este método tem a vantagem da simplicidade e dispensa o cálculo das funções teóricas de *Green*, que apresentam elevadas imprecisões devidas às incertezas ligadas aos modelos de velocidade. No entanto, o seu potencial está limitado ao facto de exigir o registo de um sismo representativo de uma fonte sísmica, 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, registo este nem sempre disponível, principalmente em zonas de sismicidade moderada, como é o caso de Portugal Continental.

A metodologia estocástica utiliza subeventos na gama de magnitudes entre 4,0M e 6,0M para sintetizar o movimento intenso do solo. Os subeventos são modelados como fontes pontuais, caracterizadas pelo espectro de fonte de Brune e os movimentos sísmicos intensos do solo para esses subeventos são sintetizados com a consideração de funções, que descrevem os processos de propagação no meio (da fonte ao substracto rochoso) e nas camadas de solo (desde o substracto rochoso à superfície). As contribuições de cada subevento são, depois, sobrepostas no receptor (local), com a consideração de um atraso temporal, em cada elemento, que depende da velocidade de ruptura na falha (tempo necessário para que a ruptura atinja o elemento, desde o hipocentro) e da velocidade das ondas sísmicas no meio de propagação (tempo de propagação das ondas sísmicas desde o elemento até ao local receptor). Esta técnica será apresentada mais em pormenor no capítulo 2.

O método estocástico tem uma longa história de um bom desempenho no que diz respeito à representação das características dos movimentos do solo. É uma ferramenta simples, que combina empirismo com sismologia e tem sido tão bem sucedido quanto os métodos mais sofisticados em prever as amplitudes dos movimentos do solo para várias magnitudes, distâncias, frequências e ambientes tectónicos. Tem a vantagem adicional de ser simples e versátil e não requerer informação detalhada, como os deslizamentos ao longo da falha ou detalhes da estrutura da Terra. Por estas razões, este método é não só uma boa ferramenta para modelar sismos passados e descrever as suas características mas, também, uma ferramenta válida para a previsão de movimentos do solo futuros em que se desconhecem as características particulares do sismo [Motazedian & Atkinson, 2005].

Esta metodologia tem sido usada em diversos estudos e ambientes tectónicos incluindo Califórnia [Boore, 1983; Atkinson & Silva, 2000], Este da América do Norte [Atkinson, 1984; Toro & McGuire, 1987; Ou & Herrmann, 1990; Toro *et al.*, 1997], México [Beresnev & Atkinson, 1998a; Singh *et al.*, 1989], região de Cascadia [Atkinson & Boore, 1997b], Grécia [Roumelioti *et al.*, 2004], Rússia [Sokolov, 1998], Itália [Rovelli *et al.*, 1988; Castro *et al.*, 2001; Berardi *et al.*, 2000] e será utilizada neste trabalho, pela primeira vez, para a caracterização da acção sísmica em Portugal Continental.

1.3. Estrutura da tese

O presente estudo está organizado em 7 capítulos começando com esta “Introdução”, onde se define o problema da caracterização da acção sísmica em Portugal e se apresenta um breve estado da arte da definição da fonte sísmica e das metodologias utilizadas para a simulação dos movimentos sísmicos intensos num determinado local.

No capítulo 2 “Modelos estocásticos para a caracterização dos movimentos sísmicos intensos”, descreve-se a teoria subjacente ao modelo estocástico utilizado para a caracterização dos movimentos intensos do solo, apresentando considerações teóricas que vão desde as mais simples às mais refinadas, com diferentes apreciações referentes às características da fonte, à propagação da energia no meio e a efeitos locais. É apresentado o programa RSSIM, desenvolvido e utilizado no domínio espectral, no âmbito deste trabalho, compara-se o programa com outros utilizados internacionalmente e realiza-se uma análise de sensibilidade dos diversos parâmetros do modelo estocástico.

No capítulo 3 “Quantificação dos parâmetros para simulação dos movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental” apresenta-se o procedimento efectuado, com base nos registos obtidos na rede acelerográfica nacional, para quantificação dos parâmetros que descrevem os processos envolvidos na geração de movimentos intensos do solo e que são necessários para a aplicação do modelo estocástico utilizado. Estuda-se o processo de atenuação das ondas sísmicas no meio de propagação, o processo de atenuação na crosta superior e, posteriormente, desconvolui-se esses efeitos de modo a compreender as características espectrais da fonte sísmica. A validação dos valores médios obtidos para os diversos parâmetros é feita comparando o espectro de resposta obtido utilizando a modelação estocástica com os espectros de resposta de cada registo da base de dados da rede acelerográfica nacional.

O capítulo 4 “Simulação estocástica de movimentos sísmicos intensos de sismos reais” valida o programa desenvolvido, na vertente de ruptura única, através do sismo de Fevereiro de 2007, de 5,9M, epicentro na Planície da Ferradura e registado na rede acelerográfica nacional, e na vertente de ruptura múltipla através do sismo de 6,9M de Irpinia, Itália, de 1980. A metodologia é também aplicada para a caracterização dos movimentos do solo para o caso concreto da fonte geradora do sismo de 1 de Novembro de 1755, considerando-se diferentes geometrias de falha e apresentando-se os resultados em forma de mapas de valores de pico dos movimentos intensos do subsolo rochoso, para Portugal Continental. Efectua-se uma comparação dos diferentes resultados com o mapa de isossistas reais do sismo de 1755, tecendo-se algumas considerações a respeito das diferentes idealizações do fenómeno na fonte que têm vindo a ser apresentadas por diversos investigadores.

No capítulo 5 “Relevância dos fenómenos de ruptura de falhas na avaliação do risco sísmico” o modelo estocástico é aplicado ao caso concreto da Área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes. Efectua-se uma análise de sensibilidade da acção sísmica face à direcção de ruptura (directividade) e estuda-se a relevância dos fenómenos de ruptura de falhas na avaliação do risco sísmico, em termos de área perdida, para dois cenários (próximo e afastado) que representam as duas acções sísmicas relevantes para a perigosidade sísmica da região.

No capítulo 6 “Leis de atenuação para Portugal Continental” simulam-se os movimentos intensos do solo para uma grelha de magnitudes, distâncias e frequências para os dois cenários que caracterizam a acção sísmica em Portugal Continental, obtendo-se, assim, leis de atenuação espectrais regionais distintas para os dois ambientes. Estas simulações têm em conta heterogeneidades de ruptura, captam os efeitos de directividade e consideraram a componente aleatória das incertezas dos parâmetros do modelo estocástico de falha-finita.

Finaliza-se este trabalho com o capítulo 7 "Considerações finais", onde é apresentada uma síntese do trabalho, são referidas as principais conclusões e perspectivadas algumas linhas de desenvolvimento futuro.

Capítulo 2

Modelos Estocásticos para a Caracterização de Movimentos Sísmicos Intensos

Resumo

Neste capítulo descreve-se a teoria subjacente ao modelo estocástico de falha-finita utilizado na caracterização da acção sísmica para Portugal Continental, apresenta-se o programa desenvolvido e faz-se uma análise de sensibilidade do modelo em relação aos parâmetros que o caracterizam.

2.1. Introdução

Um dos principais problemas e interesses da engenharia sísmica é a caracterização da acção sísmica envolvendo a estimativa da intensidade, do conteúdo em frequência, da duração e da variabilidade espacial dos movimentos intensos do solo, para períodos de retorno elevados (acima dos 475 anos) compatíveis com as exigências regulamentares do projecto sísmico de estruturas estabelecidas na regulamentação mais actual.

Em zonas de grande actividade tectónica e, conseqüentemente, de grande sismicidade, a caracterização da acção sísmica pode ser baseada em análises empíricas. Quando tal não é possível, em termos instrumentais, como no caso de Portugal Continental, a caracterização dos movimentos sísmicos intensos num dado local deverá ser baseada em modelos teóricos que tenham em consideração os vários processos físicos envolvidos, nomeadamente, geração na fonte, propagação desde a fonte até ao substracto rochoso e efeitos locais (comportamento das camadas do solo entre o substracto rochoso e o local à superfície).

Sabido que a simulação dos movimentos sísmicos intensos do solo deve considerar o carácter aleatório desses movimentos, uma metodologia que poderá satisfazer estes requisitos é a denominada modelação estocástica de falha-finita, já referida no capítulo 1. Esta metodologia, partindo do conhecimento das características da fonte, nomeadamente a sua amplitude e dependência com a frequência, e considerando os efeitos de propagação das ondas sísmicas no percurso desde a fonte até ao local, conseguem sintetizar um sismo em locais próximos ou afastados da fonte sísmica.

Os modelos estocásticos podem ser aplicados em regiões com escassos dados de movimento intensos do solo uma vez que, devido à sua fundamentação teórica, estudos sismológicos de outros investigadores e analogias com outras regiões fornecem informação adicional que pode ser usada no desenvolvimento de modelos regionais.

Neste capítulo será apresentado o modelo estocástico utilizado para a estimativa dos movimentos intensos do solo no domínio da frequência, dedicando, no entanto, uma secção à obtenção de séries temporais, necessárias para estudos não lineares de resposta de estruturas. Descreve-se a teoria subjacente ao modelo estocástico utilizado na caracterização da acção sísmica para Portugal Continental, apresenta-se o programa desenvolvido e faz-se uma análise de sensibilidade do modelo em relação aos parâmetros que o caracterizam.

2.2. Espectro de Amplitude de Fourier

Os movimentos sísmicos num determinado local podem ser caracterizados por um espectro de amplitudes de Fourier para uma banda de frequência entre 0,1 e 20 Hz [Atkinson & Boore, 2006]. Estes espectros têm em consideração diversos parâmetros relacionados com os diferentes processos físicos de geração na fonte, propagação até ao local e efeitos locais.

Existem vários modelos propostos para o cálculo de espectro de amplitudes de Fourier para sismos de magnitude moderada a alta (por exemplo, Boore, 1983; Boore & Atkinson, 1987; Toro & McGuire, 1987; Atkinson & Boore, 1995, 1998; Atkinson & Silva, 1997; Ferrer & Sánchez-Carratalá, 2004).

A expressão geral, que permite sintetizar a amplitude do espectro de aceleração apresenta-se na forma:

$$A(f, M_0, R) = (2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot S(f, M_0) \cdot G(R) \cdot An(f, R) \cdot P(f) \cdot F_z(f) \quad (2.1)$$

em que,

$S(f, M_0)$ representa o espectro de Fourier de deslocamento na fonte, reflectindo as características espectrais dos movimentos na vizinhança do foco e referindo-se unicamente à caracterização dos movimentos sísmicos intensos a distâncias próximas da fonte – campo próximo – de tal forma que a influência dos meios de propagação e atenuação da energia não introduza grandes variações dessas características;

$G(R)$ é a função de atenuação geométrica e $An(f, R)$ é a função de atenuação inelástica.

Estas funções modelam a atenuação das ondas sísmicas ao longo do percurso atravessado, desde a fonte até ao local em estudo, e representam a influência do meio sobre as características dos movimento sísmicos em locais afastados da fonte – campo afastado;

$P(f)$ é a função de atenuação e $F_z(f)$ é a função de amplificação na crosta superior. Estas funções modelam o comportamento das camadas superiores da crosta.

Nas secções seguintes serão apresentadas algumas considerações acerca de todas estas funções que descrevem os processos físicos envolvidos na caracterização dos movimentos sísmicos intensos.

2.2.1. Fonte sísmica

A determinação do espectro de deslocamento dos movimentos registados na fonte é essencial para a caracterização dos movimentos que um determinado evento sísmico poderá provocar a qualquer distância, uma vez que condiciona, logo na génese, a repartição da energia total libertada por um sismo pelas diferentes bandas de frequência.

O espectros na fonte pode ser escritos na forma [Boore, 2003]:

$$S(f, M_0) = C \cdot M_0 \cdot S_a(f) \cdot S_b(f) \quad (2.2)$$

em que a constante C é dada por:

$$C = \frac{\mathfrak{R} \cdot V \cdot FS}{4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot \beta^3} \quad (2.3)$$

sendo

\mathfrak{R} o padrão de radiação da fonte sísmica. Apresenta um valor médio de 0,55 para as ondas S e 0,63 para as ondas P (Boore & Boatwright, 1984, entre outros);

V a partição da energia em duas componentes horizontais, assumindo o valor de $1/\sqrt{2}$;

FS a amplificação de superfície livre, assumindo o valor 2;

ρ a densidade do meio na vizinhança da fonte;

β a velocidade das ondas S na vizinhança da fonte.

O momento sísmico, M_0 , já explicitado na expressão (1.1), é uma estimativa directa da energia libertada na fonte, uma vez que é equivalente à energia de deformação elástica libertada na falha pela ruptura, exprimindo-se através da relação empírica [Aki, 1968]:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D \quad (2.4)$$

onde A representa a área total, medida sobre o plano de falha, envolvida no processo de ruptura, D é o deslocamento médio das duas faces adjacentes ao plano de falha e μ é a rigidez do meio que contém a falha.

Existem diversas expressões que relacionam o momento sísmico com a magnitude, nomeadamente a de Hanks & Kanamori [1979] que compara o momento sísmico com a magnitude de momento, M , através da relação empírica:

$$\log M_0 = 1,5 \cdot M + 16,05 \quad (2.5)$$

em que M_0 vem expresso em *dyne*·*cm*.

Conforme exposto no capítulo 1, o modelo de fonte mais comum é o modelo ómega quadrado, ω^2 . De acordo com Brune [1970] o espectro de deslocamento na fonte pode ser obtido pela expressão (2.2) considerando:

$$S_a(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \text{ e } S_b(f) = 1 \quad (2.6)$$

sendo f_c a frequência-esquina, inversamente proporcional à duração de ruptura da fonte ou à dimensão característica da falha (expressão 1.3).

O espectro em amplitude de Fourier de aceleração na fonte, $A_s(f, M_0)$ de acordo com a expressão (2.1), pode escrever-se, então, como:

$$A_s(f, M_0) = (2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot S(f) = \frac{C \cdot M_0 \cdot (2 \cdot \pi \cdot f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (2.7)$$

A frequência-esquina, f_c , pode ser escrita em função da queda de tensão, $\Delta\sigma$ (secção 1.2.1), e do momento sísmico, M_0 , através da relação bem conhecida na literatura [Brune, 1970, 1971]:

$$f_c = 0,49 \cdot \beta \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta\sigma}{M_0}} \quad (2.8a)$$

se todos os parâmetros forem expressos nas unidades do sistema internacional (SI), ou, alternativamente

$$f_c = 4,9 \times 10^6 \cdot \beta \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta\sigma}{M_0}} \quad (2.8b)$$

se β for expresso em *km/s*, $\Delta\sigma$ em *bar* e M_0 em *dyne*·*cm*.

As expressões (2.6) e (2.8b), que definem o modelo ómega quadrado, indicam que a forma do espectro na fonte é descrito pelo momento sísmico, M_0 , e pela queda de tensão, $\Delta\sigma$, e descrevem o modo como esses parâmetros influenciam o conteúdo espectral das ondas sísmicas geradas na fonte.

O espectro de amplitude de Fourier de deslocamento, dado pela expressão (2.2), é dependente do momento sísmico enquanto que o espectro de aceleração, dado pela

expressão (2.7), sendo proporcional a $M_0 f_c^2$, para $f \gg f_c$, é também, pela expressão (2.8a ou 2.8b), proporcional a $\Delta\sigma^{2/3} M_0^{1/3}$, portanto, dependente principalmente da queda de tensão. Assim, o conteúdo espectral nas altas frequências (acelerações) é fortemente condicionado pela queda de tensão enquanto que o conteúdo espectral nas baixas frequências (deslocamentos) depende, principalmente, do momento sísmico.

Na Figura 2.1 estão traçados alguns espectros de amplitude de Fourier em aceleração, na fonte, normalizados pelo momento sísmico, para diferentes valores de frequência-esquina.

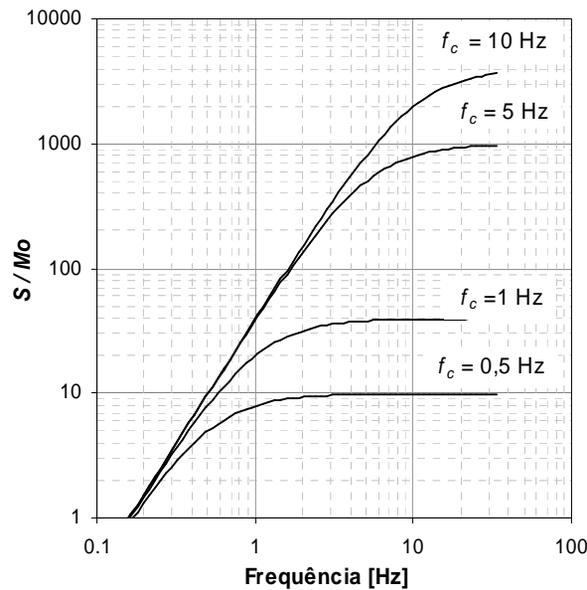


Figura 2.1 - Espectros de amplitude de Fourier de aceleração da fonte sísmica, para diferentes valores de frequência-esquina, f_c , normalizados pelo momento sísmico.

Da análise da Figura 2.1, conclui-se que os espectros de aceleração, na fonte, serão tanto mais intensos quanto maior for a frequência-esquina ou, pela expressão (2.8a), quanto maior for a queda de tensão.

Observa-se igualmente que quanto menor for a frequência-esquina, em maior proporção estarão presentes conteúdos em baixas frequências, nos movimentos sísmicos, levando a concluir que, tal como referido em Campos Costa [1993], sismos com quedas de tensão menores, para a mesma energia libertada, apresentam maiores conteúdos nas baixas frequências da riqueza espectral dos movimentos sísmicos registados em campo próximo.

Este último aspecto parece estar na origem das diferenças observadas no conteúdo em frequência, dos registos de movimentos intensos obtidos na região dos Balcãs e na Califórnia. De facto, sismos com a mesma magnitude, observados nestes dois locais, apresentam menor riqueza nas altas frequências e, conseqüentemente, menores acelerações de pico, na Califórnia devido à menor queda de tensão aí observada [Mohammadioun & Pecker, 1992, citado por Campos Costa, 1993].

A queda de tensão associada a uma ruptura sísmica é geralmente considerada com valores perto de 100 *bar* (10 *MPa*), existindo alguns casos pontuais de quedas de tensão de cerca de 30 *bar* e bem maiores que 100 *bar*, chegando a atingir 500 *bar* [Boore, 1983; Boore & Atkinson, 1987].

Os espectros de amplitude de Fourier de deslocamento de sismos na fonte registados na região leste da América do Norte (ENA – *Eastern North America*), para frequências superiores a 1 *Hz*, implicam uma queda de tensão entre 70 e 200 *bar*, para sismos de magnitude de momento superior a 4 [Atkinson, 1993; Atkinson & Boore, 1997; Frankel *et al.*, 1996]. Assim, grandes quedas de tensão parecem contribuir para o conteúdo em altas frequências observadas em sismos num ambiente intraplaca.

Por outro lado, os espectros na fonte de sismos na região Oeste da América do Norte (WNA – *Western North America*), a frequências semelhantes, parecem estar associados a quedas de tensão de apenas 50 *bar* para 7,5M e 120 *bar* para 5,5M [Atkinson & Silva, 1997].

Esta variação da queda de tensão com a magnitude não é consensual, mesmo em estudos para a mesma região e, segundo Atkinson & Boore [2006], é consequência de um erro conceptual, resultado da utilização do modelo pontual para sismos de grande magnitude que, ao preconizar valores elevados de aceleração de pico (fruto de considerar toda a libertação de energia no ponto a distância mais curta do local e não considerar o efeito de falha extensa) exige valores mais baixos de queda de tensão para tornar o espectro calculado, nas altas frequências, compatível com o espectro observado no sismo real. Para mais, o sismo de Bhuj de 2001, Índia, 7,6M, apresenta uma queda de tensão de 200 *bar* [Singh *et al.*, 2003] e contraria as conclusões anteriores.

O valor da queda de tensão para Portugal Continental será quantificado no capítulo 3, com base nos espectros de amplitude de Fourier da fonte deduzidos através do estudo dos registos sísmicos obtidos pela rede acelerográfica nacional.

2.2.1.1. Modelos empíricos

Apesar do sucesso da idealização do espectro de amplitude de Fourier na fonte descrito anteriormente, vários autores [Boore & Atkinson, 1992; Atkinson, 1993; Atkinson & Boore, 1998; Atkinson & Silva, 1997] constataram que o modelo de Brune, aplicado exaustivamente nos Estados Unidos, sobrestima os valores do movimento do solo, para sismos de magnitude moderada a elevada, numa banda de frequências entre 0,1 Hz e 2 Hz, subestimando os valores acima dos 2 Hz. Tal resulta, segundo aqueles autores, da idealização de uma fonte pontual, com ruptura homogénea e circular, descrita com uma única frequência-esquina.

A transferência relativa, observada nos sismos de magnitude elevada, da amplitude das frequências moderadas para as altas frequências, tem consequências directas nos estudos de perigosidade sísmica e estudos regulamentares, mostrando que, com a utilização do modelo de Brune a perigosidade sísmica na região ENA estaria subestimada para estruturas de frequência natural elevada e estaria sobrestimado para estruturas de baixa a moderada frequência própria.

Surgem, assim, vários modelos para o espectro na fonte que tentam traduzir os espectros observados em numerosos registos e que não são traduzidos pelo modelo de Brune. Estes modelos, que serão apresentados de seguida, são empíricos, uma vez que resultam de observações do campo afastado. Não são modelos físicos dos processos da fonte mas modelos fenomenológicos dos efeitos que os processos na fonte têm nos movimentos do solo observados à superfície.

Verificando que o espectro de fonte do sismo do Quebec em 1988 era caracterizado por duas frequência-esquina diferentes, Atkinson [1993; 1995] e Atkinson & Boore [1998] propuseram um modelo de fonte semi-empírico, para a zona central e leste da América do Norte (CENA – *Central and Eastern North America*), com a forma da expressão (2.2), em que:

$$S_a(f) = \frac{1 - \varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^2} + \frac{\varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^2} \quad (2.9)$$

Este modelo ficou conhecido como o *modelo pontual com duas frequência-esquina*¹, e permite, de uma forma satisfatória [Beresnev & Atkinson, 1999], reproduzir a existências de duas frequência-esquina observadas nos espectros reais e não reproduzidas pelo modelo pontual de Brune.

A Figura 2.2 representa os espectros na fonte para este modelo e para o modelo pontual de Brune, mostrando as transferências, relativas, de energia no espectro de amplitude de Fourier de aceleração quando se considera o modelo de Atkinson [1995].

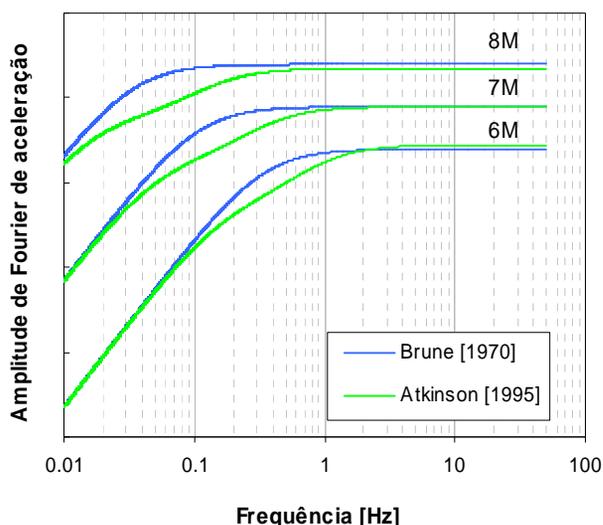


Figura 2.2 - Forma do espectro de amplitude de Fourier de aceleração na fonte obtido com os modelos de duas frequência-esquina de Atkinson [1995] e de uma frequência-esquina de Brune [1970], para várias magnitudes.

Segundo Atkinson [1995] a frequência-esquina inferior, f_a , escreve-se como

$$\log f_a = \begin{cases} 2,181 - 0,496 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 2,617 - 0,5 \cdot M & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (2.10)$$

e a frequência-esquina superior, f_b , é obtida através da relação:

$$\log f_b = \begin{cases} 1,308 - 0,227 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 2,617 - 0,5 \cdot M & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (2.11)$$

¹ No original *two-corner point-source model*

Na expressão (2.9), ε é um parâmetro de ponderação, que assume valores entre 0 e 1, em que para $\varepsilon=1$ o modelo de duas frequências é idêntico ao modelo de Brune. Este parâmetro é determinado ajustando os espectros de amplitude de Fourier de aceleração, dos vários registos dos diferentes sismos analisados, à expressão $(2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot C \cdot M_0 \cdot S_a(f)$, com $S_a(f)$ dado pela expressão (2.9).

A melhor estimativa, para ε , foi obtida através da relação:

$$\log \varepsilon = \begin{cases} 3,223 - 0,670 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 0 & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (2.12)$$

Além do modelo de duas frequência-esquina de Atkinson [1995] existem, na prática, uma variedade de modelos empíricos para o espectro na fonte que são usados na modelação estocástica.

A Figura 2.3 apresenta o espectro de amplitude de Fourier de aceleração, na fonte, para os vários modelos de fonte, para diferentes magnitudes, e as Tabelas 2.1 e 2.2 apresentam as expressões respectivas.

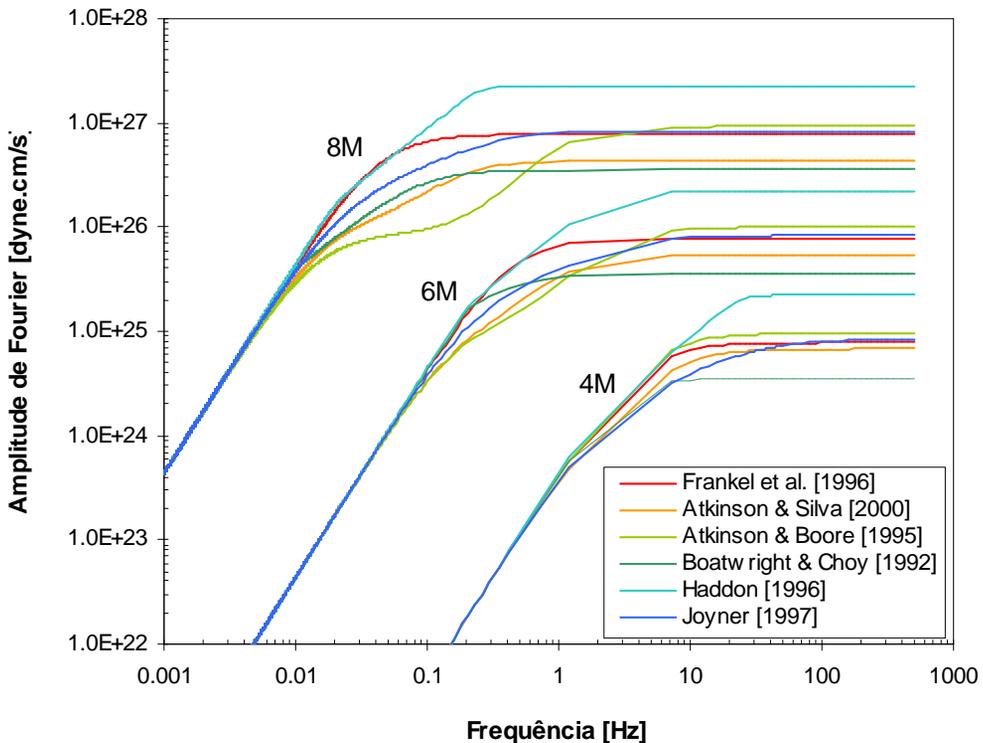


Figura 2.3 - Espectro de amplitude de Fourier de aceleração na fonte para vários modelos (ver Tabelas 2.1 e 2.2).

Tabela 2.1 - Espectros de amplitude de Fourier de deslocamento, na fonte, considerados em diferentes modelos.

Modelo	$S_a(f)$	$S_b(f)$
BC92 ¹	$f < f_a : 1$ $f \geq f_a : \frac{f_a}{f}$	$\frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^2\right)^{1/2}}$
AB95 ²	$\frac{1 - \varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^2} + \frac{\varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^2}$	1
Fea96 ³	$\frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^2}$	1
H96 ⁴	$\frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^8\right)^{1/8}}$	$\frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^8\right)^{1/8}}$
J97 ⁵	$\frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^2\right)^{3/4}}$	$\frac{1}{\left(1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^2\right)^{1/4}}$
AS00 ⁶	$\frac{1 - \varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_a}\right)^2} + \frac{\varepsilon}{1 + \left(\frac{f}{f_b}\right)^2}$	1

¹Boatwright & Choy [1992]

²Atkinson & Boore [1995]

³Frankel *et al.* [1996]

⁴Haddon [1996]

⁵Joyner [1997]

⁶Atkinson & Silva [2000]

Tabela 2.2 - Frequência-esquina consideradas nos vários modelos da tabela 2.1

Modelo	$\log f_a$	$\log f_b$	$\log \varepsilon$
BC92	$M \geq 5,3 :$ $3,409 - 0,681 M$	$1,495 - 0,319 M$	–
	$M < 5,3 :$ $2,452 - 0,5 M$	$2,452 - 0,5 M$	–
AB95	$M \geq 4,0 :$ $2,41 - 0,533 M$	$1,43 - 0,188 M$	$2,52 - 0,637 M$
	$M < 4,0 :$ $2,678 - 0,5 M$	$2,678 - 0,5 M$	0,0
Fea96	$2,623 - 0,5 M$	–	–
H96	$2,3 - 0,5 M$	$3,4 - 0,5 M$	–
J97	$2,312 - 0,5 M$	$3,609 - 0,5 M$	–
AS00	$M \geq 2,4 :$ $2,181 - 0,496 M$	$2,41 - 0,408 M$	$0,605 - 0,255 M$
	$M < 2,4 :$ $1,431 - 0,5(M - 2,4)$	$1,431 - 0,5(M - 2,4)$	0,0

2.2.1.2. Modelo de falha-finita

A problemática fundamental na modelação do espectro na fonte relaciona-se com a descrição da fonte sísmica: se esta poderá ser considerada como uma fonte pontual ou se deverá ser descrita como uma fonte extensa, neste último caso, envolvendo aspectos relacionados com a geometria da fonte e com heterogeneidades na ruptura ao longo do plano de falha.

Naturalmente, a proximidade do local e a grandeza do sismo são factores condicionantes das opções pela sofisticação do modelo na fonte a ser considerado.

Assim, no campo próximo, a consideração de fontes não pontuais pode ser fundamental para uma caracterização verosímil dos movimentos sísmicos intensos no local.

O efeito de uma fonte-finita, que inclui geometria da falha, heterogeneidades na ruptura ao longo do plano de falha e directividade, pode influenciar profundamente a amplitude, o conteúdo em frequência e duração do movimento do solo [Beresnev & Atkinson, 1997]. Faz-se, de seguida, algumas considerações sobre estes aspectos.

Geometria da falha

Uma metodologia comum para modelar uma fonte extensa, introduzida por Hartzell [1978], parte da consideração de um plano de falha dividido em elementos rectangulares (subfalhas), cada um considerado como um modelo pontual (Figura 2.4).

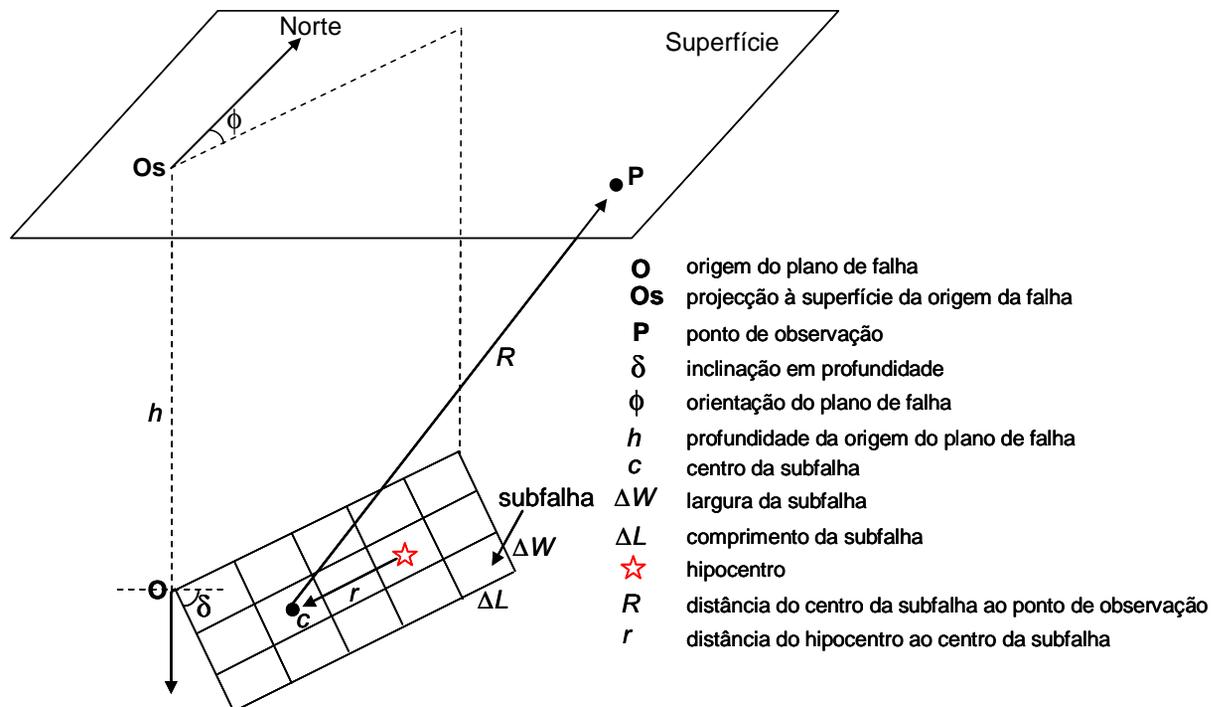


Figura 2.4 - Geometria considerada na descrição de falha-finita.

A ruptura propaga-se radialmente desde o hipocentro até aos vários elementos da falha e as contribuições de cada elemento são, depois, somadas no receptor, com a consideração de um atraso temporal em cada elemento que depende da velocidade de ruptura na falha (tempo necessário para que a ruptura atinja o elemento, desde o hipocentro) e da velocidade das ondas sísmicas no meio de propagação (tempo de propagação das ondas sísmicas desde o elemento até ao local receptor). A Figura 2.5 esquematiza este processo de soma.

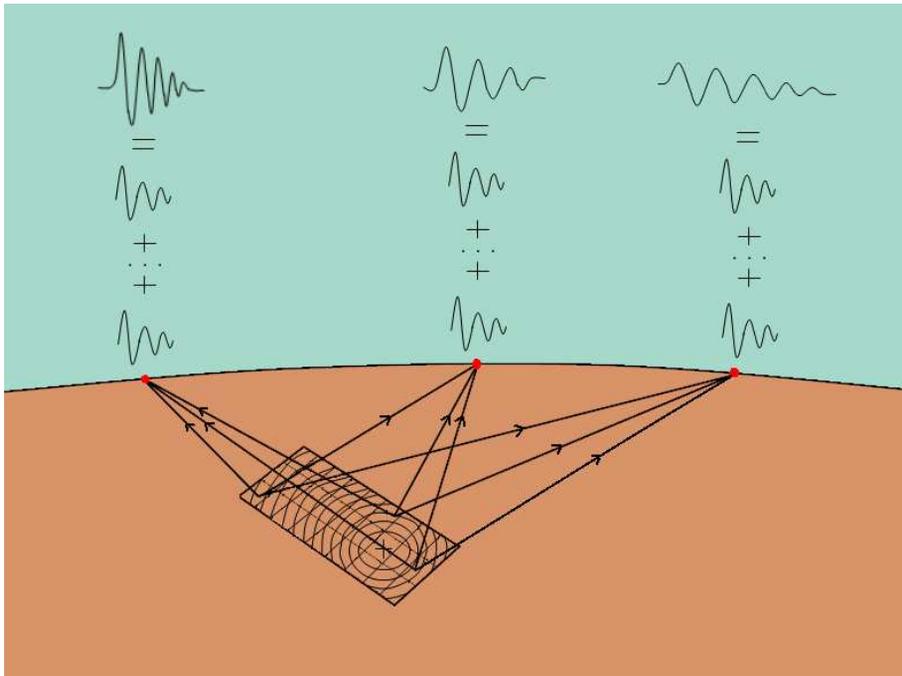


Figura 2.5 - Esquema do modelo de falha-finita (adaptado de Viegas, 2004).

A maneira como a radiação do sismo é representada num modelo de falha-finita explica a deflexão exibida no espectro (apresentando duas frequência-esquina), não visível no espectro de Brune [Beresnev & Atkinson, 1997; 1999].

Na descrição da fonte como uma falha-finita, cada subfalha tem uma frequência-esquina, inversamente proporcional ao seu tamanho. Por outro lado, no modelo de falha pontual de Brune, a frequência-esquina tem um valor baixo uma vez que o tamanho da falha é maior que o tamanho de qualquer subfalha considerada. Para a mesma alta frequência, o espectro do modelo de falha-finita começa a decair perto da frequência-esquina da subfalha, enquanto que o espectro do modelo de falha pontual, com uma frequência-esquina mais baixa, ainda está constante, no “patamar horizontal” (ver Figura 2.2). No entanto, ambos os espectros estão constrangidos pelo mesmo momento sísmico total, o que os força a convergir nas baixas frequências. Assim, o espectro do modelo de falha-finita adquire, necessariamente, uma segunda frequência-esquina, mais baixa, que origina a deflexão verificada nos espectros reais.

É importante referir que esta forma do espectro persiste a grandes distâncias, pelo que os efeitos de falha, mesmo para eventos moderados, não estão limitados ao campo próximo [Beresnev & Atkinson, 1999; Atkinson & Boore, 1998].

Numa comparação entre o modelo de falha-finita e o modelo pontual de duas frequência-esquina (expressões 2.9 a 2.12), quando calibrado para a região em estudo, Beresnev & Atkinson [1999] não conseguiram concluir qual dos modelos previa melhor os movimentos do solo para um futuro sismo. Estes autores sugerem que, se a orientação da falha for conhecida, o modelo de falha-finita será melhor para estimar os movimentos do solo num dado local, uma vez que tem considerações de directividade e calcula uma duração baseada na duração da ruptura. Se a direcção da falha não for conhecida, os métodos são aproximadamente equivalentes.

Tal como já foi mencionado no capítulo 1, a modelação da fonte sísmica como uma fonte-finita é um factor essencial para a caracterização dos movimentos intensos do solo gerados por sismos de magnitude elevada. No entanto, a consideração da sua geometria não é suficiente para explicar as características visíveis nos movimentos intensos do solo, sendo necessário a consideração de heterogeneidades na ruptura. Os modelos estocásticos considerados neste trabalho modelam essas heterogeneidades na forma que a seguir se expõe.

Heterogeneidades de ruptura

A modelação do espectro de uma fonte não pontual pode tornar-se mais realista considerando-se uma distribuição de deslizamentos não homogénea ao longo da área de ruptura, e permitindo, assim, criar zonas de barreiras e asperezas no processo de ruptura.

Esta modelação pode ser desenvolvida conhecendo-se um modelo de distribuição dos deslizamentos para a falha em estudo, ou permitindo que o modelo teórico gere uma distribuição ao longo do plano de falha, constringida ao momento sísmico total (ver expressões 2.13a ou 2.13b).

Beresnev & Atkinson [1998a], ao modelarem o sismo de 1994 de Northridge, Califórnia, não obtiveram diferenças consideráveis ao usarem a distribuição de deslizamentos inferida pelos registos reais ou uma distribuição aleatória. Concluíram, assim, para frequências superiores a 0,1 Hz, que um modelo determinístico da distribuição de deslizamentos, ao longo do plano de falha, não é fundamental para uma modelação adequada do espectro de aceleração, bastando a consideração de uma distribuição heterogénea de deslizamentos ao longo do plano de falha. Segundo estes autores, esta conclusão enfatiza o carácter estocástico da acção sísmica, que apresenta heterogeneidades que não podem ser modeladas deterministicamente.

Estas conclusões foram, também, observadas, no estudo dos sismos de Loma Prieta e Whittier Narrows comparando os erros residuais estimados entre as observações e 30 modelos de deslizamentos aleatórios com os erros residuais entre as observações e o modelo de deslizamento publicado para cada sismo. Os resultados mostraram valores médios iguais, sugerindo que a média dos movimentos intensos do solo, considerando vários modelos aleatórios de deslizamento, produz uma estimativa, num local, tão válida quanto o movimento intenso do solo obtido usando o modelo “real” de deslizamento determinado por inversão dos registos sísmicos.

O modelo de deslizamento aleatório está, obviamente, estrangido ao momento sísmico total, isto é, à energia que é libertada na fonte sísmica.

Considerando um plano de falha dividido em N subfalhas idênticas, o momento sísmico, M_{0ij} , de cada subfalhas ij (controlado pela razão entre a área da subfalha e a área de toda a falha) é dado pela expressão

$$M_{0ij} = \frac{M_0}{N} \quad (2.13a)$$

Se as subfalhas não forem idênticas, pode exprimir-se o momento sísmico de cada subfalha da seguinte maneira:

$$M_{0ij} = \frac{M_0}{N} \frac{S_{ij}}{\sum_{l=1}^{nl} \left(\sum_{k=1}^{nw} S_{kl} \right)} = \frac{M_0 \cdot S_{ij}}{\sum_{l=1}^{nl} \sum_{k=1}^{nw} S_{kl}} \quad (2.13b)$$

em que nl e nw são o número de subfalhas ao longo do comprimento e largura da falha, respectivamente, e S_{ij} é o peso relativo do deslocamento da subfalha. Conhecido o momento sísmico de cada subfalha é possível calcular o seu deslizamento.

Vários estudos (Beresnev & Atkinson, 1998b; Motazedian & Atkinson, 2005, entre outros) têm mostrado que nestes modelos cinemáticos o movimento do solo obtido para uma falha de grandes dimensões depende do tamanho considerado para as subfalhas. Por outras palavras, para reproduzir correctamente o movimento do solo de sismos de grande magnitude, é preciso haver estrangimentos no tamanho das subfalhas e, consequentemente, no número de subfalhas utilizado.

Este facto tem sido uma desvantagem e limitação na utilização destes modelos estocásticos de falha-finita uma vez que, intuitivamente, o movimento do solo sintetizado

deveria ser independente do nível de discretização utilizado, isto é, a energia total libertada na fonte sísmica não deveria variar.

Estas observações são esquematizadas nas Figuras 2.6 e 2.7, em que, à semelhança do estudo em Motazedian & Atkinson [2005], foi utilizado o modelo estocástico de falha-finita para várias simulações em que o plano de falha foi dividido num número diferente de subfalhas.

A modelação foi feita para uma falha de 40 km de comprimento e 20 km de largura (correspondendo a 7M, segundo as relações de Wells & Coppersmith, 1994) para um local a 300 km da falha, distância elevada escolhida de forma a minimizar alterações na atenuação geométrica para as várias subfalhas. Os parâmetros foram os mesmos nas várias simulações, excepto o número considerado de subfalhas. As subfalhas são quadradas, tendo todas os mesmos valores de deslizamento e de frequência-esquina. As simulações foram efectuadas para subfalhas de 1, 2, 5 e 10 km de comprimento, correspondendo a um total de 800, 200, 32 e 8 subfalhas ao longo do plano de falha.

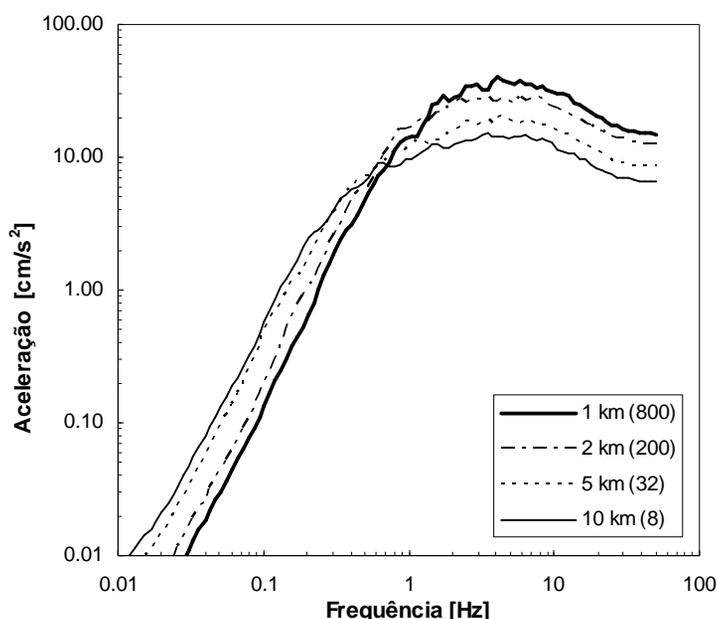


Figura 2.6 - Espectro de resposta em aceleração para um evento 7M a 300 km da fonte, para diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas).

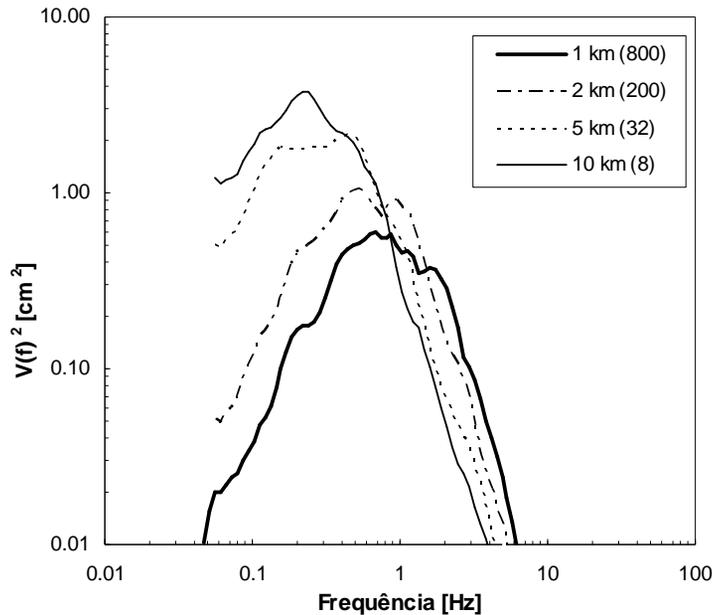


Figura 2.7 - Espectro de amplitude de Fourier de velocidades, ao quadrado, proporcional à energia recebida no campo afastado para um plano de falha dividido em diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas).

As Figuras 2.6 e 2.7 evidenciam que, à medida que o número considerado de subfalhas aumenta, a energia nas baixas frequências diminui, aumentando nas altas frequências. Verifica-se, deste modo, uma transferência, relativa, de energia das baixas para as altas frequências e, portanto, uma variação da distribuição da energia na gama de frequências de interesse.

Na tentativa de obviar esta limitação conceptual, Beresnev & Atkinson [1998b, 1999], ajustando os tamanhos das subfalhas por tentativa e erro, para obter o melhor ajuste ao espectro de 8 registos digitais, obtidos na ENA, em rocha, verificaram a existência de uma relação linear entre o tamanho da subfalha, Δl , e a magnitude do sismo com a forma:

$$\log \Delta l = -2 + 0,4 \cdot M \quad \text{para } 4 \leq M \leq 8 \quad (2.14)$$

Esta dependência do número de subfalhas com a magnitude do sismo a modelar constitui, também, uma desvantagem do modelo estocástico de falha-finita, principalmente em zonas de número reduzido de registos e onde não se pode obter uma relação regional entre o número de subfalhas e a magnitude do sismo.

Mais recentemente, Motazedian & Atkinson [2005] introduziram no modelo estocástico de falha-finita o conceito de frequência-esquina dinâmica², explicado de seguida, com o mesmo intuito de resolver o problema conceptual já referido.

Na modelação de falha-finita, a área de ruptura, é, na realidade, dependente do tempo: inicialmente assume um valor zero, no início da ruptura, e no fim é igual à área total da ruptura. Sendo a frequência-esquina inversamente proporcional à área de ruptura (expressões 2.8 e 2.4), se a ruptura acabar no fim da primeira subfalha, a frequência-esquina será inversamente proporcional à área da primeira subfalha. Se a ruptura parar ao fim das N subfalhas, a frequência-esquina será inversamente proporcional à área de toda a falha.

Assim, a frequência-esquina na modelação de falha-finita deverá na realidade, ser considerada como função do tempo, e não constante. Em cada instante a frequência-esquina depende da área de ruptura acumulada. A ruptura começará com um valor elevado da frequência-esquina e progredirá para valores mais baixos da frequência-esquina.

Nesta abordagem dinâmica, a frequência-esquina da primeira subfalha (início da ruptura) é dada por (de acordo com a expressão 2.8)

$$f_{cij}(t=0) = f_{c11} = 4,9 \times 10^6 \cdot \beta \cdot (\Delta\sigma / M_{011})^{1/3} \quad (2.15a)$$

onde M_{011} é o momento sísmico da primeira subfalha.

A frequência-esquina dinâmica, da subfalha ij , é definida como função do número acumulado de subfalhas que romperam, $N_R(t)$, no instante t :

$$f_{cij}(t) = N_R(t)^{-1/3} \cdot 4,9 \times 10^6 \cdot \beta \cdot (\Delta\sigma / M_{0medio})^{1/3} \quad (2.15b)$$

em que $M_{0medio} = \frac{M_0}{N}$ é o momento sísmico médio das subfalhas.

No instante final, t_{final} , o número de subfalhas que romperam é N e, portanto, a frequência-esquina no instante final será dada por:

² Dynamic corner frequency, no original

$$f_{cij}(t = t_{final}) = N^{-1/3} \cdot 4,9 \times 10^6 \cdot \beta \cdot (\Delta\sigma/M_0/N)^{1/3} = f_c \quad (2.15c)$$

Assim, o limite inferior da frequência-esquina dinâmica é a frequência-esquina correspondente à ruptura completa.

A introdução da frequência-esquina dinâmica implica uma transferência das altas para as baixas frequências, no espectro de radiação, fazendo com que a energia das altas frequências diminua à medida que a frequência-esquina diminui.

É, deste modo, necessário, uma normalização do espectro de amplitude de Fourier das subfalhas, de forma a conservar a energia total libertada na subfalha. Tornou-se, então, conveniente, a introdução de um factor de escala H_{ij} , tal que a energia nas altas frequências libertada por cada subfalha seja dada por [Motazedian & Atkinson, 2005]:

$$A_{ij}(f) = \frac{C \cdot M_{0ij} \cdot H_{ij} \cdot (2\pi f)^2}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_{cij}}\right)^2\right]} \quad (2.16)$$

em que H_{ij} é dado por

$$H_{ij} = \left\{ N \frac{\sum_f \left[\frac{f^2}{1 + (f/f_c)^2} \right]^2}{\sum_f \left[\frac{f^2}{1 + (f/f_{cij})^2} \right]^2} \right\}^{1/2} \quad (2.17)$$

Desta forma, a energia total de cada subfalha não é alterada à medida que a ruptura avança, mas a distribuição de energia tende para as baixas frequências uma vez que o cálculo da frequência-esquina, que controla a forma do espectro, vem da área de ruptura.

Este conceito de frequência-esquina dinâmica foi introduzido no modelo utilizado neste trabalho e, de modo a observar a sua vantagem conceptual, foi efectuado um estudo idêntico ao apresentado nas Figuras 2.6 e 2.7.

Nas Figuras 2.8 e 2.9 apresentam-se os resultados obtidos.

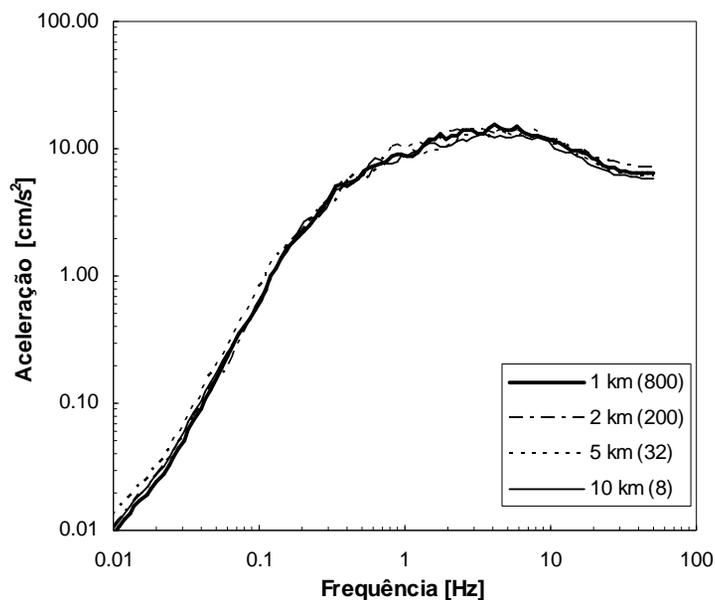


Figura 2.8 - Espectro de resposta em aceleração para um evento 7M a cerca de 300 km da fonte, para diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas) considerando um modelo de frequência-esquina dinâmica.

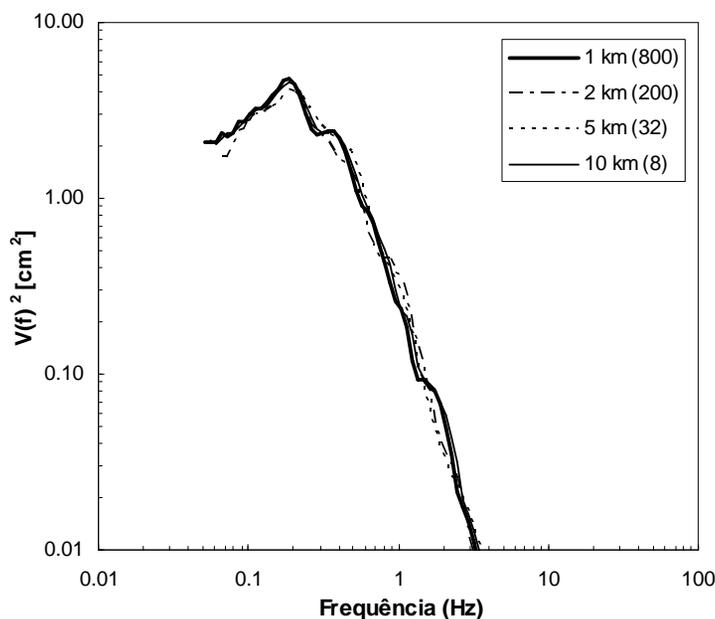


Figura 2.9 - Espectro de amplitude de Fourier de velocidades, ao quadrado, para um plano de falha dividido em diferentes comprimentos de subfalhas (diferentes totais de subfalhas) considerando um modelo de frequência-esquina dinâmica.

A comparação das Figuras 2.6 e 2.7 com as Figuras 2.8 e 2.9 mostra uma importante vantagem da abordagem de frequência-esquina dinâmica, uma vez que, com a introdução deste conceito, a energia libertada na falha é praticamente constante, não sofrendo alterações com o número de subfalhas utilizado. Pode, assim, usar-se um número arbitrário de subfalhas com a garantia de conservação da energia libertada pela fonte e sem recurso a expressões empíricas na forma da expressão (2.14).

Um outro refinamento na modelação de falha-finita relaciona-se com a localização da ruptura inicial (ponto de nucleação) no plano de falha, que também pode ser aleatória, permitindo estudar os efeitos de directividade, uma vez que estes efeitos podem influenciar grandemente os valores de pico do movimento intenso do solo, no local em estudo.

Com efeito, foram observados valores muito diferentes de acelerações de pico em estações à mesma distância hipocentral da fonte, mas em direcções diferentes para diversos sismos [Wen & Wu, 2000; Roumelioti *et al.* 2000; Wald *et al.*, 1996]. Estes efeitos de directividade serão objecto de estudo no capítulo 4, aquando da modelação do sismo de 1755, e no capítulo 5, na simulação de cenários de ruptura para a área metropolitana de Lisboa.

Tendo em consideração o exposto nesta subsecção, adoptar-se-á, neste trabalho, um modelo de fonte de falha-finita, com a consideração dos parâmetros relacionados com a geometria da fonte (área de ruptura, profundidade, orientação e inclinação da falha, número de subfalhas) e com a dinâmica de ruptura (ponto de nucleação, velocidade de ruptura e distribuição de deslizamentos), que permitem caracterizar os fenómenos envolvidos na libertação de energia da fonte sísmica. Cada elemento da falha será considerado uma fonte pontual, caracterizada por um espectro na fonte de acordo com o modelo ω^2 (expressão 2.6), e em que a sua contribuição será somada no local em análise com a consideração do respectivo atraso temporal, já aqui mencionado.

De seguida descrevem-se os outros factores apresentados na expressão (2.1) que descrevem os processos físicos de propagação no meio e efeitos locais.

2.2.2. Efeitos de propagação

2.2.2.1. Factor de atenuação geométrica, $G(R)$

O factor de atenuação geométrica, $G(R)$ na expressão (2.1), escreve-se na forma geral como:

$$G(R) = \frac{1}{R^n} \tag{2.18a}$$

onde R é a distância hipocentral (desde a fonte ao local), e n um expoente dependente da distância R . $G(R)$ não depende da frequência e reduz todo o espectro sem alterar a sua forma.

De um modo geral, as ondas geradas por um sismo, com uma profundidade focal de cerca de 10 km, dominam os movimentos do solo num raio de cerca de 1,5 vezes a espessura, D , da crosta. A propagação esférica destas ondas resulta num decaimento na forma $1/R$ na amplitude do espectro de Fourier ($n = 1$, na expressão 2.18a). A partir dessa distância, entre 1,5 e 2,5 vezes a espessura da crosta, existem ondas reflectidas pela descontinuidade de Moho (fronteira entre a crosta e o manto), como se mostra na Figura 2.10, que atenuam o efeito de qualquer decaimento na intensidade das ondas sísmicas ($n = 0$, na expressão 2.18a). Para distâncias superiores a 2,5 vezes a espessura da crosta, os movimentos do solo são dominados por ondas volúmicas formadas por reflexões múltiplas no interior da crosta, que decaem a uma taxa de $1/\sqrt{R}$ ($n = 0,5$, na expressão 2.18a) como resultado de uma propagação cilíndrica das ondas [Lam *et al.*, 2000b].

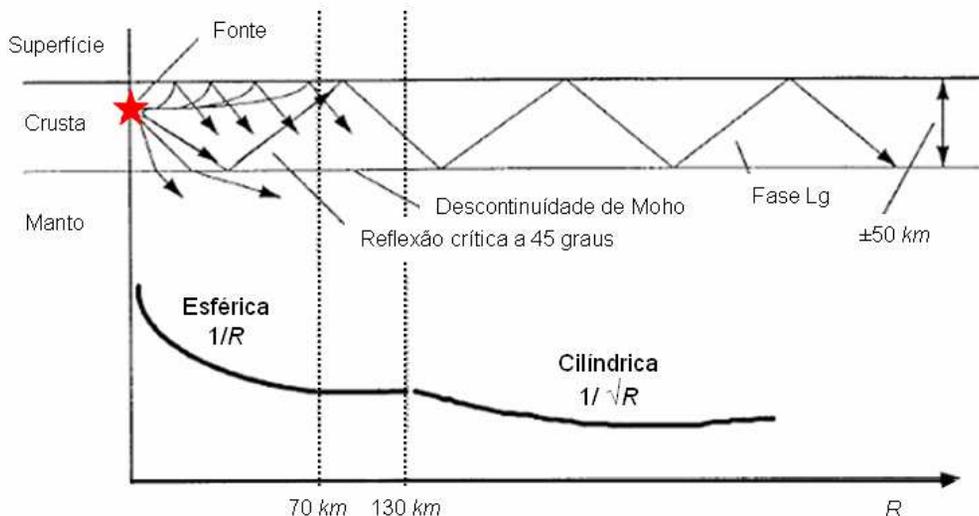


Figura 2.10 - Factor de atenuação geométrica, considerando uma espessura média da crosta de 50 km (adaptado de Lam *et al.*, 2000a).

Assim, a intensidade das ondas sísmicas tem um decaimento, resultante da atenuação geométrica, na forma [Atkinson & Boore, 1995]:

$$G(R) = \begin{cases} \frac{1}{R} & \text{se } R < 1,5 \cdot D \\ \frac{1}{1,5 \cdot D} & \text{se } 1,5 \cdot D < R < 2,5 \cdot D \\ \frac{1}{1,5 \cdot D} \cdot \sqrt{\frac{2,5 \cdot D}{R}} & \text{se } R > 2,5 \cdot D \end{cases} \quad (2.18b)$$

A expressão (2.18b), conhecida como modelo tri-linear da atenuação geométrica, deve, assim, ser adaptada à espessura média da crosta de cada região.

2.2.2.2. Factor de atenuação inelástica, $An(f,R)$

A perda de energia das ondas sísmicas, ao longo de um percurso, é um processo bastante complexo, pelo que a consideração das perdas unicamente devidas ao factor de atenuação geométrica, anteriormente descrita, é insuficiente.

Em particular, no que concerne à variação da atenuação com o conteúdo nas diferentes bandas de frequências do espectro, observa-se que a energia dissipada no processo de propagação aumenta de forma exponencial com a frequência, podendo ser escrita através da expressão [Anderson & Hough, 1984]:

$$At(f) = e^{-\pi \cdot f \cdot K} \quad (2.19)$$

em que K assume a forma :

$$K = \int \frac{ds}{Q \cdot \beta} \quad (2.20)$$

sendo ds o comprimento elementar do raio sísmico e Q o factor de qualidade do meio.

A expressão (2.20) pode ser dividida em dois termos: um correspondendo à propagação na crosta mais profunda e outro correspondendo à propagação nas camadas mais superficiais:

$$K = \frac{R}{Q(f) \cdot \beta} + \frac{H}{Q \cdot \beta} \quad (2.20a)$$

em que:

R é a distância percorrida pelas ondas sísmicas através de um meio caracterizado por um factor de qualidade $Q(f)$, descrito à frente;

$\bar{\beta}$ e \bar{Q} representam, respectivamente, a velocidade média das ondas e o factor de qualidade médio do meio até uma profundidade H , abaixo da superfície.

Da expressão (2.20a), verifica-se que K aumenta com a distância do local à fonte sísmica (1ª parcela) e é sensível a efeitos não lineares do comportamento dinâmico do solo (2ª parcela). Assim, considerando as expressões (2.19) e (2.20a), a atenuação nas altas frequências pode ser descrita por dois factores, que podem ser estudados separadamente e que descrevem dois efeitos diferentes da atenuação: i) em crusta profunda, dependente da distância fonte-local; ii) em crusta superficial.

A atenuação expressa em (2.19) pode, portanto, reescrever-se como:

$$At(f) = An(f, R) \cdot P(f) \quad (2.21)$$

sendo $An(f, R)$ a atenuação inelástica definida como

$$An(f, R) = e^{-\pi \cdot f \cdot R / Q(f) \cdot \beta} \quad (2.22)$$

e $P(f)$ o decaimento resultante das camadas mais superficiais da crusta e que será descrito na secção 2.2.3.

Na expressão (2.22), $Q(f)$, conhecido como “factor de qualidade do meio” é definido como:

$$Q(f) = Q_0 \left(\frac{f^\nu}{f_0} \right) \quad (2.23)$$

em que f_0 é a frequência unitária (1 Hz) e Q_0 e ν são parâmetros que devem ser calibrados para cada região (factores regionais).

O factor de qualidade é o quociente entre o pico de energia atingido num ciclo da onda sísmica e a energia dissipada nesse ciclo. A expressão (2.23) representa, assim, o amortecimento devido ao comportamento viscoelástico do meio de propagação e é tanto maior quanto menos atenuante for esse meio. Este amortecimento depende da qualidade média de transmissão do meio da região em estudo e, portanto, tem que ser determinado por monitorização sismológica regional.

Um dos métodos mais utilizados para o cálculo de Q é o método de Havskov *et al.* [1989] baseado na análise temporal do decaimento da amplitude (análise da coda das ondas sísmicas), cujas características físicas estão relacionadas não só com a fonte, mas também com a atenuação e a com dispersão ao longo do percurso das ondas sísmicas. Um

outro método, analisa a razão das amplitudes espectrais, medida em diferentes locais, a diferentes distâncias epicentrais usando as expressões (2.19) e (2.23).

A lei do factor de qualidade $Q(f)$, de acordo com a expressão (2.23), deverá apresentar valores de ν positivos. Constata-se, também, que Q_0 é geralmente maior para as rochas mais duras (mais antigas) que se encontram em zonas tectonicamente estáveis, e menor em zonas mais recentes e tectonicamente activas. Assim, a relação (2.23) poderá ser usada para caracterizar a natureza tectónica da região [Joshi, 2006; Canas & Pujades, 1995]. Em geral, Q_0 representa o grau de heterogeneidade observada e ν o nível de actividade tectónica da região.

Um estudo comparativo de $Q(f)$ sugere baixos valores de Q_0 e altos valores de ν para regiões sísmicamente activas (Guerrero México, Sul de Espanha, Califórnia e Turquia, por exemplo) e valores de Q_0 elevados e baixos valores de ν para zonas estáveis (regiões como Carolina do Sul, New England, Norte da Ibérica). Estes estudos sugerem valores $Q_0 < 200$ para zonas activas, valores $Q_0 > 600$ para zonas estáveis e valores intermédios para regiões moderadas [Joshi, 2006].

Na Tabela 2.3 apresentam-se as relações de $Q(f)$ para algumas regiões e na Figura 2.11 mostra-se a variação da atenuação inelástica, $An(f)$, para as leis $Q(f)$ correspondentes.

A determinação do factor de qualidade não é tarefa fácil e é muitas vezes de solução não única devido a questões ambíguas com o factor geométrico, particularmente no campo afastado [Atkinson, 1996]. No entanto, a Figura 2.11 permite concluir que a atenuação em função da frequência para zonas intraplaca (Europa e CENA) é substancialmente menor que a atenuação na Califórnia, uma zona tipicamente interplacas, facto que justificará a menor extensão de danos verificada para sismos em zonas activas em comparação com sismos de igual magnitude nas zonas continentais estáveis.

Para Portugal existem alguns estudos efectuados para a obtenção do factor de qualidade [Carvalho *et al.*, 1999; Vales *et al.*, 1998; Carrilho & Oliveira, 1997; Fitas *et al.*, 2000; Pujades *et al.*, 1990], para diferentes zonas do território português. Segundo estes estudos, os valores de Q_0 são inferiores aos evidenciados para o resto das zonas intraplaca, mostrando, no entanto, uma maior dependência com a frequência (maiores valores de ν). Assim, os valores de Q_0 parecem aumentar de sul para norte em Portugal Continental, com valores entre 70 e 239, facto também constatado por Pujades *et al.* [1990] embora segundo estes autores os valores variem de 200 a 500, com 250 no Algarve, 200 a 350 no centro e o norte apresentando valores entre 350 e 500. Em relação ao expoente, ν ,

para Portugal parecem ser observados valores entre 0,8 e 1,06 embora Pujades *et al.* [1990] apresente valores menores que 0,6 para o norte e entre 0,6 e 0,8 para o sul e centro.

Tabela 2.3 - Relações de $Q(f) = Q_0 f^\nu$, para algumas regiões.

Região	Q_0	ν	Referência
<i>Regiões activas:</i>			
Califórnia	204	0,56	[Atkinson & Silva, 1997]
Califórnia	180	0,45	[Raouf <i>et al.</i> , 1999]
Austrália	100	0,85	[Wilkie & Gibson, 1995]
Sul de Espanha	100	0,70	[Pujades <i>et al.</i> , 1990]
Sul de Espanha	155	0,89	[Ibanez <i>et al.</i> , 1990]
Himalaias	126	0,90	[Gupta <i>et al.</i> , 1995]
Himalaias	92	0,89	[Paul <i>et al.</i> , 2003]
Guerrero México	47	0,87	[Rodriguez <i>et al.</i> , 1983]
<i>Regiões estáveis:</i>			
Norte da Ibéria	600	0,45	[Pujades <i>et al.</i> , 1990]
Quebec (CENA)*	755	0,50	[Boore & Atkinson, 1992]
Canada (CENA)	680	0,36	[Atkinson & Mereu, 1992]
ENA**	$Q(f) = 228,615 \frac{1 + (f/0,3)^{2,65}}{(f/0,3)^2}$		[Dong, 1999]
Várias regiões intraplacas (CENA, Europa, China)	$Q(f) = 539 + 152f + 1,43f^2$		[Dahle <i>et al.</i> , 1990]
Portugal (norte)	239	0,79	[Vales <i>et al.</i> , 1998]
Portugal (norte)	500	0,60	[Pujades <i>et al.</i> , 1990]
Portugal (norte)	127	1,06	[Vales <i>et al.</i> , 1998]
Portugal (Vale do Tejo)	123	0,94	[Carvalho <i>et al.</i> , 1999]
Portugal (centro)	250	0,70	[Pujades <i>et al.</i> , 1990]
Portugal (centro)	138	0,96	[Vales <i>et al.</i> , 1998]
Portugal (sul)	70	0,90	[Fitas <i>et al.</i> , 2000]
Portugal (sul)	133	0,90	[Carrilho & Oliveira, 1997]

*CENA – Centro e Leste da América do Norte

**ENA – Leste da América do Norte

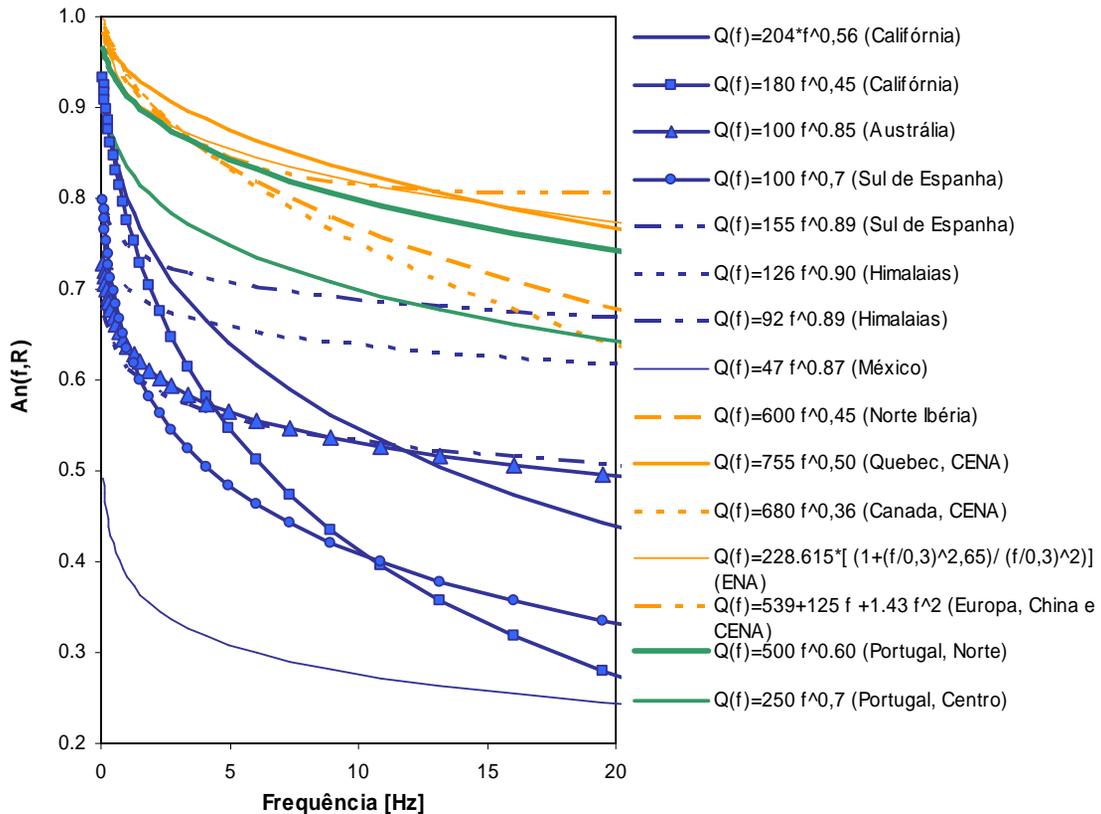


Figura 2.11 - Factor de atenuação inelástica para várias regiões, assumindo um valor de $\beta=3,5$ km/s e uma distância de 50 km.

As relações de $Q(f)$ para Portugal serão de novo analisadas no capítulo seguinte, na quantificação dos parâmetros que caracterizam os processos físicos envolvidos nos movimentos sísmicos intensos em Portugal continental.

2.2.3. Efeitos locais

2.2.3.1. Factor de atenuação na crosta superior, $P(f)$

Embora a crosta superior faça parte do percurso inelástico descrito anteriormente, os valores muito baixos encontrados para o factor de qualidade, Q , fazem com que a amplitude das ondas decaia tão rapidamente que a taxa de atenuação parece ser independente da distância.

Este decaimento, tal como referido no capítulo 1, poderá ser devido a processos na fonte como defendido por Papageorgiou & Aki [1983b] ou devido a efeitos locais como é sugerido por inúmeros autores [Hanks, 1982; Anderson & Hough, 1984; Beresnev &

Atkinson, 1997; Theodulidis & Bard, 1998] ou pela combinação destes dois efeitos [Frankel *et al.*, 1996].

Este fenómeno trunca as altas frequências do espectro de amplitude de Fourier e é responsável pela natureza de banda limitada do modelo estocástico. Os limites são a frequência-esquina da fonte sísmica, nas baixas frequências, e o decaimento espectral, nas altas frequências (Figura 1.1).

Tal como mencionado na secção anterior, este efeito de decaimento na crosta superior é modelado separadamente, podendo-se escrever na forma [Anderson & Hough, 1984]

$$P(f) = e^{-\pi \cdot f \cdot k} \quad (2.24)$$

em que k (em segundos) é o parâmetro definido como o segundo termo da expressão (2.20a) e representa o efeito da atenuação na crosta superior directamente por baixo do local em estudo (a distâncias de centenas de metros até poucos quilómetros), intitulando-se parâmetro de decaimento espectral.

O valor deste parâmetro pode ser obtido por análise de registos obtidos na região, depois de se remover o efeito da atenuação inelástica, isto é, o efeito de atenuação com a distância [Atkinson, 1996]. Este procedimento será efectuado na secção 3.3.3.

Na Califórnia, o valor de k é da ordem de 0,04 – 0,07 s, em que k varia entre cerca de 0,05 s, para 5,5M, e cerca de 0,07 s para 7,5M [Atkinson & Silva, 1997; Atkinson, 1995]. Esta dependência com a magnitude poderá resultar do comportamento não linear das ondas superficiais, embora alguns estudos não verifiquem a dependência de k com a magnitude.

Para os solos muito duros (“*hard rock*”) da zona ENA, o valor de k parece ser muito inferior a 0,01s [Frankel *et al.*, 1996], apresentando, para rocha, valores entre 0,02 s e 0,04 s [Boore & Atkinson, 1992; Atkinson & Silva, 1997; Boore & Joyner, 1997; Atkinson & Boore, 2006].

Segundo Papageorgiou & Aki [1983b], o decaimento espectral começa a partir de uma frequência bem determinada, f_{max} , e $P(f)$ pode ser escrito como um filtro na forma

$$P(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{max}} \right)^{2s} \right]^{-1/2} \quad (2.25)$$

Atkinson & Boore [1995] não encontraram, para os solos muito duros do ENA, evidências de decaimento da amplitude para frequências até 20 Hz, valor a partir do qual não havia dados, propondo, deste modo, um modelo de atenuação na crosta superior com a forma:

$$P(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{max}} \right)^8 \right]^{-1/2} \quad (2.26)$$

em que $f_{max} = 50$ Hz e $s = 4$ na expressão (2.25).

Este modelo corresponderia a $k = 0,002$ s usando o modelo dado pela expressão (2.24), para a atenuação da crosta [Atkinson & Boore, 1997].

Frankel *et al.* [1996] propuseram um modelo em que a atenuação seria dado pela multiplicação dos dois modelos (expressões 2.24 e 2.25) com $k=0,006$ s e $f_{max}=100$ Hz.

Assim, o efeito de atenuação na crosta superior pode ser importante e dominante em regiões associadas a formações geotécnicas relativamente novas, como a Califórnia. No entanto, em zonas antigas e estáveis e em solos muito duros, a atenuação nas altas frequências não parece ser tão significativa.

No capítulo 3 este efeito de atenuação crustal será estudado, para rocha, para Portugal Continental, com base nos registos da rede acelerográfica nacional.

2.2.3.2. Factor de amplificação na crosta superior, $F_z(f)$

Nos efeitos de amplificação consideram-se, geralmente, duas funções diferentes que caracterizam dois efeitos distintos: i) a impedância, causada pela variação de densidade e velocidade das ondas sísmicas, desde a fonte até ao local em análise; ii) a ressonância devida à configuração do local (aspectos geotécnicos e topográficos).

A função de amplificação $F_z(f)$ na expressão (2.1) pode assim ser expressa como

$$F_z(f) = F_{zi}(f) \cdot F_{zr}(f) \quad (2.27)$$

sendo $F_{zi}(f)$ a função de impedância e $F_{zr}(f)$ a função de ressonância.

A impedância é função do gradiente da velocidade das ondas S na crosta e pode ser obtida pela raiz quadrada da razão das impedâncias da fonte, Z_s , e da superfície, $\bar{Z}(f)$. Para o cálculo da impedância à superfície, a densidade e velocidade das ondas sísmicas

são valores médios calculados entre a superfície e uma profundidade $z(f)$ definida como $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda correspondente à frequência de interesse.

Assim, $\bar{Z}(f)$ seria calculada como [Boore, 2003]:

$$\bar{Z}(f) = \int_0^{z(f)} \rho(z) dz \bigg/ \int_0^{z(f)} \frac{1}{\beta(z)} dz \quad (2.28)$$

e a amplificação da crusta superior devido ao efeito de impedância seria obtida através da relação

$$F_{zi}(f) = \sqrt{Z_s / \bar{Z}(f)} = \sqrt{\rho \cdot \beta / \bar{Z}(f)} \quad (2.29a)$$

No entanto, $\rho(z)$ e $\beta(z)$ são parâmetros nem sempre disponíveis e fáceis de determinar.

Na prática, a função $F_{zi}(f)$ é determinada empiricamente, a partir do ajuste entre o espectro observado e o espectro calculado a partir da expressão (2.1).

Assim, a função $F_{zi}(f)$ pode ser representada por [Faravelli, 1987; Ferrer & Sánchez-Carratalá, 2004]:

$$F_{zi}(f) = \frac{2}{1 + \left(\frac{f_{zi}}{f}\right)^2} \quad f > f_{zi} \quad (2.29b)$$

sendo f_{zi} uma frequência empírica, determinada regionalmente.

Quanto ao efeito de ressonância, não é possível obter uma fórmula analítica que inclua todos os efeitos locais, pelo que um estudo detalhado deverá ser efectuado para cada local. De qualquer forma, o efeito mais estudado e aplicado genericamente é o efeito geotécnico.

A influência das formações geotécnicas nas características dos movimentos sísmicos pode ser estudada através de relações empíricas ou através de modelos analíticos.

Tradicionalmente, para a caracterização da acção sísmica através de relações empíricas, o solo é dividido em três categorias – solos brandos, intermédios e rígidos. Na Califórnia, em zonas de rochas recentes, com solos pouco consolidados, observaram-se aumentos de 2 a 3 vezes a amplitude das ondas sísmicas [Boore & Joyner, 1997].

Teoricamente, a amplificação é independente da frequência se a profundidade do estrato for significativamente superior ao comprimento de onda da onda sísmica. No entanto, tem sido observado que os pequenos comprimentos de onda são mais amplificados que os grandes comprimentos de onda.

Boore & Joyner [1997] estimaram uma amplificação em função da frequência baseada na relação das velocidades das ondas sísmicas em função da profundidade e em vários dados de campo, para solos duros ($V_{30m} = 0,620 \text{ km/s}$) e solos muito duros ($V_{30m} = 2,90 \text{ km/s}$). Segundo estes autores, a amplificação da crosta superior é pequena em solos muito duros como os encontrados na zona ENA, podendo geralmente ser ignorada ($F_{Zr}(f) = 1$), mas em solos menos duros, como os encontrados na Califórnia, a amplificação pode exceder 3,5 vezes para as altas frequências.

Para rocha, o espectro de amplitude de Fourier fica completamente definido através de todos os factores descritos até ao momento.

Para outro tipo de solos deverão ser considerados factores que expressem a amplificação não linear do solo em função da frequência [Serra & Caldeira, 1998; Cansado Carvalho *et al.*, 2002; Carvalho *et al.*, 2007]. A metodologia para a caracterização da acção sísmica à superfície, considerando os efeitos geotécnicos não lineares, será apresentada no capítulo 4, para obtenção dos valores de aceleração à superfície para os vários modelos de fonte propostos para o sismo de 1 de Novembro de 1755.

Outros aspectos que, para além do comportamento dos solos, influenciam reconhecidamente a caracterização dos movimentos sísmicos intensos num dado local, tais como efeitos topográficos e possibilidade de fenómenos de liquefacção, não são contemplados no modelo proposto. Na maioria das vezes, aqueles aspectos constituem situações muito particulares, que deverão ser analisadas caso a caso e objecto de estudos de microzonamento, que não se incluem nos objectivos deste trabalho.

Admite-se contudo que faça sentido proceder a estudos de microzonamento após a caracterização da acção sísmica nos moldes propostos neste trabalho.

Uma vez definido o espectro de amplitude de Fourier (expressão 2.1), a amplitude espectral dos movimentos intensos do solo será estimada utilizando a teoria dos processos estocásticos, que se apresenta na secção seguinte.

2.3. Modelação estocástica

2.3.1. Modelação estocástica estacionária

Está fora do âmbito deste trabalho expor a teoria dos processos estocásticos (ver, por exemplo, Cunha, 1990), fazendo-se apenas uma breve apresentação das expressões essenciais, utilizadas na metodologia estocástica aplicada à caracterização da acção sísmica.

A teoria dos processos estocásticos aplicada ao modelo sismológico foi descrita por Boore [1983] e Hanks & McGuire [1981] e utilizada, com sucesso, por inúmeros investigadores [Boore & Atkinson, 1987; Toro & McGuire, 1987; Atkinson & Boore, 1995] para simularem os valores de pico do movimento do solo a partir de modelos de fontes pontuais.

Sendo conhecido o espectro de amplitude de Fourier em aceleração, $A(f, M_0, R)$ (expressão 2.1), a função densidade espectral de aceleração (espectro de potência), definida para valores positivos de frequência, que define um processo estocástico estacionário, é estimada como [Bendat & Piersol, 1980]:

$$S_a(f) = 2|A(f, R)|^2 \quad (2.30)$$

Seja $\lambda_i(f)$ o momento espectral de ordem i da função densidade de potência, definido como

$$\lambda_i(f) = \int_0^{+\infty} (2 \cdot \pi \cdot f)^i \cdot S_a(f) \cdot df \quad (2.31)$$

Segundo Vanmarcke [1975], o valor médio dos máximos absolutos susceptíveis de ocorrerem num intervalo de duração T pode obter-se segundo a expressão

$$E[\max x(t)|T] = \left[\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)} + \frac{0,577216}{\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)}} \right] \cdot \sigma_{rms} \quad (2.32)$$

com

$$\sigma_{rms} = \sqrt{\frac{\lambda_0 \cdot (f)}{T}}, \quad (2.33)$$

$$f_e^\uparrow = \begin{cases} (1,63 \cdot \delta^{0,45} - 0,38) \cdot f_0 & , \delta < 0,69 \\ f_0 & , \delta \geq 0,69 \end{cases}, \quad (2.34)$$

$$\delta = \left(1 - \frac{\lambda_1^2}{\lambda_0 \cdot \lambda_2} \right)^{1/2} \quad (2.35)$$

onde δ é a largura de banda e

$$f_0 = \frac{1}{2 \cdot \pi} \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_0} \right)^{1/2} \quad (2.36)$$

é a frequência média de passagens ascendentes por zero estatisticamente independentes.

Uma vez conhecida a função de densidade espectral de potência (expressão 2.30) correspondente à aceleração do movimento sísmico, a obtenção de um espectro médio de resposta compatível pode ser conseguida identificando cada valor desse espectro com o valor médio dos picos de resposta estimado com base na expressão (2.32).

Com efeito, conhecida a função de densidade espectral de potência de um sismo $S_a(f)$, a densidade espectral de resposta, $S_x(f, f_n, \zeta)$, do sistema à excitação, é obtida através da relação estocástica de sistemas lineares:

$$S_x(f, f_n, \zeta) = S_a(f) \cdot |H_x(f, f_n, \zeta)|^2 \quad (2.37)$$

em que $H_x(f, f_n, \zeta)$, é a função de transferência da aceleração absoluta na base para o deslocamento relativo, de um sistema linear de um grau de liberdade, $1g$, com frequência $f_n = \omega_n / 2 \cdot \pi$ e amortecimento ζ , dada por:

$$H_x(f, f_n, \zeta) = \frac{1}{(2 \cdot \pi)^2} \frac{-1}{\left[f_n^2 - f^2 + 2 \cdot i \cdot \zeta \cdot f_n \cdot f \right]} \quad (2.38)$$

Uma vez obtido o espectro de potência da resposta, podem calcular-se os momentos espectrais da resposta, $\lambda_i(f, f_n, \zeta)$, e avaliar o valor médio dos extremos absolutos do deslocamento relativo da resposta, num intervalo de duração T , com base na expressão de Vanmarcke (2.32). Assim, fixado o valor de T , e fazendo variar a frequência natural ω_n , para cada valor arbitrado do coeficiente de amortecimento, ζ , pode determinar-se o valor correspondente do espectro médio de resposta em deslocamentos relativos, pela expressão:

$$RD(T, f, f_n, \zeta) = \left[\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)} + \frac{0,577216}{\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)}} \right] \cdot \sigma_{rms} \quad (2.39)$$

em que σ_{rms} e f_e são dados pelas expressões (2.33) e (2.34) mas em função dos momentos espectrais de resposta, que agora se escrevem como

$$\lambda_i(f, f_n, \zeta) = \int_0^{+\infty} (2 \cdot \pi \cdot f)^i \cdot S_X(f, f_n, \zeta) \cdot df \quad (2.40)$$

É de assinalar que o problema da determinação de um espectro de potência compatível com um dado espectro de resposta é, também, resolúvel, embora, ao obrigar à inversão do algoritmo anteriormente descrito se tenha que recorrer a um procedimento iterativo.

A duração, T_d , do movimento do solo é, na maior parte dos modelos estocásticos aplicados ao modelo sísmológico, assumida igual à duração da fonte, isto é, obtida como o inverso da frequência-esquina, f_c . No entanto muitos autores assumem valores de T_d dependentes da distância na forma:

$$T_d = T_s + b(R) \quad (2.41)$$

em que T_s é a duração da fonte dado por

$$T_s = \frac{1}{f_c} \quad (2.42)$$

e $b(R)$ o termo dependente da distância (expressa em *km*), que pode ter uma forma simples como $b = 0,05R$ [Boore & Atkinson, 1987; Atkinson & Silva, 2000] ou ser uma função trilinear com a distância [Atkinson & Boore, 1995].

Segundo Boore & Joyner [1984], para sismos de pequena magnitude, a duração é reduzida e o sistema não atinge a estacionariedade pelo que a duração da resposta do sistema com $1g$ e com uma frequência reduzida será maior que a duração da excitação e o oscilador terá um movimento transiente. Assim, o espectro de resposta dado pela expressão (2.39) deverá ter uma duração $T = T_{rms}$, no cálculo de σ_{rms} (expressão 2.33), determinado por Liu & Pezeshk [1999]:

$$T_{rms} = T_d + T_n \left(\frac{\gamma^2}{\gamma^2 + \alpha} \right) \quad (2.43)$$

em que

$$T_n = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot f_n \cdot \zeta} \quad (2.44)$$

$$\gamma = \frac{T_d}{T_n} \quad (2.45)$$

e

$$\alpha = \sqrt{2 \cdot \pi \left(1 - \frac{\lambda_1^2}{\lambda_0 \cdot \lambda_2} \right)} \quad (2.46)$$

As expressões apresentadas nesta secção permitem caracterizar a resposta de sistemas de 1g/ às diversas componentes do movimento sísmico, idealizadas como uma amostra de certa duração, de um processo estocástico vectorial estacionário gaussiano de valor médio nulo, como preconizado no Regulamento de Segurança e Acções [RSA, 1983].

No entanto, é reconhecido que a excitação sísmica reveste-se frequentemente de um carácter não-estacionário, quer em termos de intensidade, quer de conteúdo de frequências. Este carácter é observável nos registos sísmicos, em grande parte dos quais não é identificável qualquer fase com características verdadeiramente estacionárias, mesmo quando a análise recai exclusivamente sobre a zona mais intensa dos acelerogramas.

Apresenta-se, de seguida, as alterações ao exposto nesta secção, de modo a apresentar a idealização não estacionária, que foi seguida no âmbito deste trabalho.

2.3.2. Modelação estocástica não estacionária

Os acelerogramas obtidos a partir de fenómenos naturais apresentam, de forma geral, uma primeira fase de crescimento rápido da amplitude de excitação, uma segunda fase apresentando um patamar na amplitude e, por último, um decréscimo durante um período de tempo relativamente prolongado. Apresentam, também, um conteúdo em frequência que varia ao longo do tempo. Pelo contrário, os acelerogramas artificiais gerados mediante modelos estacionários apresentam uma variação em amplitude e um conteúdo em frequência relativamente uniforme.

Torna-se então conceptualmente mais adequado idealizar este tipo de acção aleatória através da consideração de processos estocásticos não-estacionários, fazendo intervir uma função de modulação dependente simultaneamente das variáveis tempo e frequência [Cunha, 1990].

Assim, Priestley [1967] introduziu o conceito de função de densidade espectral evolutiva definida por

$$S_a(f, t) = |m(t, f)|^2 \cdot S_a(f) \quad (2.47)$$

em que $S_a(f)$ representa a densidade espectral de potência associada ao processo estacionário correspondente, isento da contribuição da função determinística $m(t, f)$.

A forma correntemente usada, no domínio da engenharia sísmica, para traduzir a não-estacionaridade da excitação sísmica consiste em utilizar um processo uniformemente modulado em amplitude, isto é, modelar a acção sísmica como um produto de um processo estocástico estacionário gaussiano, de valor médio nulo, por uma função de modulação em amplitude, dependente do tempo.

Deste modo, a expressão anterior escreve-se simplificada como

$$S_a(f, t) = |m(t)|^2 \cdot S_a(f) \quad (2.48)$$

A resposta, face a uma excitação não estacionária, será traduzida por um processo igualmente não estacionário, pelo que a função densidade espectral de potência evolutiva da resposta pode ser definida como

$$S_x(t, f, f_n, \zeta) = |M(t, f, f_n, \zeta)|^2 \cdot S_x(f, f_n, \zeta) \quad (2.49)$$

em que:

$S_x(f, f_n, \zeta)$ é a densidade espectral de potencia da resposta do sistema à excitação estacionária;

$M(t, f, f_n, \zeta)$ representa uma nova função de modulação da resposta não estacionária.

Conhecendo-se a evolução temporal da densidade espectral de potência do processo não estacionário de resposta, podem quantificar-se os valores instantâneos dos momentos espectrais de ordem i como

$$\lambda_i(t, f, f_n, \zeta) = \int_0^{+\infty} (2 \cdot \pi \cdot f)^i \cdot S_x(t, f, f_n, \zeta) \cdot df \quad (2.50)$$

Considerando as relações usuais entre funções densidade espectrais da excitação e resposta estacionárias a função de modulação da resposta não estacionária, $M(t, f, f_n, \zeta)$ pode ser analiticamente obtida em função da função de transferência $H_x(f, f_n, \zeta)$ e

da função de modulação determinística da excitação, $m(t, f)$ [Cunha, 1990; Campos Costa, 1993]. No entanto, o cálculo dos momentos espectrais através da expressão analítica de $M(t, f, f_n, \zeta)$ exige uma quantidade excessiva de integrações numéricas pelo facto de, para cada frequência, se ter de determinar um integral de convolução ao longo do tempo.

No sentido de obviar estes problemas numéricos, Duarte [1978] introduz uma nova explicação de densidade espectral de potência evolutiva resultando, como primeira aproximação, da interpretação do espectro de potência evolutivo da excitação como a soma ao longo do tempo de N parcelas de densidades espectrais de potência estacionárias, j , estocasticamente independentes, actuando o sistema em intervalos de tempo $t_{ij} - t_{ij}$ sucessivos.

Os argumentos de natureza física, para a idealização de Duarte [1978], encontram-se expostas em Campos Costa [1993] e são aqui reproduzidos. As realizações da resposta evolutiva do sistema, devido à excitação estacionária de cada solicitação, dependerão das fases transientes, estacionárias e de regime livre amortecido do sistema, podendo ser obtida através dos seguintes pressupostos: para valores de $t < t_{ij}$ a resposta do sistema à parcela j é nula; para $t > t_{ij}$ o sistema começa a responder em regime transiente, podendo atingir o regime estacionário; para $t \geq t_{ij}$, quando a parcela j deixa de actuar, o sistema entraria em regime livre amortecido caso nova parcela não iniciasse a sua actuação. É portanto verosímil supor que os momentos espectrais da resposta possuam andamentos ao longo do tempo semelhantes à envolvente das realizações possíveis da resposta ao longo do tempo de um sistema que é actuado por amostras estacionárias, com duração finita e igual a $t_{ij} - t_{ij}$.

Assim, Duarte [1978] propôs uma idealização da evolução da resposta não estacionária, ao longo do tempo, através da introdução de uma função de modulação dependente do tempo, $\xi_j(t, f_n, \zeta)$, dada por, para cada parcela j :

$$\xi_j(t, f_n, \zeta) = \begin{cases} 0 & t \leq t_{ij} \\ \sqrt{1 - e^{-2 \cdot (2 \cdot \pi \cdot f_n) \cdot \zeta \cdot (t - t_{ij})}} & t_{ij} < t \leq t_{fj} \\ \sqrt{e^{-2 \cdot (2 \cdot \pi \cdot f_n) \cdot \zeta \cdot (t - t_{fj})} - e^{-2 \cdot (2 \cdot \pi \cdot f_n) \cdot \zeta \cdot (t - t_{ij})}} & t > t_{fj} \end{cases} \quad (2.51)$$

O que permite exprimir o momento espectral evolutivo de ordem i , da solicitação j , por

$$\lambda_{i,j}(t, f, f_n, \zeta) = \xi_j^2(t, f_n, \zeta) \cdot \lambda_{ij}(f, f_n, \zeta) \quad (2.52)$$

em que $\lambda_{ij}(f, f_n, \zeta)$ é o momento espectral da resposta estacionária.

Uma vez que os processos estacionários j são estocasticamente independentes, então os momentos espectrais finais, nas N solicitações, podem ser obtidos pela sobreposição das N parcelas de momentos espectrais de ordem i , ou seja,

$$\lambda_i(t, f, f_n, \zeta) = \sum_{j=1}^N \lambda_{ij}(t, f, f_n, \zeta) = \sum_{j=1}^N \xi_{ij}^2(t, f_n, \zeta) \cdot \lambda_{ij}(f, f_n, \zeta) \quad (2.53)$$

$$\lambda_i(t, f, f_n, \zeta) = \sum_{j=1}^N \xi_{ij}^2(t, f_n, \zeta) \cdot \int_0^{+\infty} (2 \cdot \pi \cdot f)^j \cdot S_X(f, f_n, \zeta) \cdot df \quad (2.54)$$

O espectro de resposta não estacionário é, assim obtido, substituindo nas expressões dadas pela estatística de extremos (2.33, 2.34, 2.39, 2.40) o momento espectral de ordem i pelo momento espectral de resposta evolutivo de ordem i dado pela expressão (2.54).

2.4. Simulação, no domínio do tempo, dos movimentos intensos do solo

Tal como já foi referido anteriormente, dado o espectro do movimento do solo num local (expressão 2.1) a metodologia estocástica permite obter o movimento intenso do solo através de: (i) simulações de séries temporais (acelerogramas) ou (ii) estimativa de picos do movimento e espectros de resposta. A segunda metodologia foi já apresentada no ponto 2.3, e é a utilizada neste trabalho, fazendo-se agora uma breve referência à metodologia para obtenção de séries no domínio do tempo.

A essência da metodologia estocástica de simulação de séries temporais é a de gerar séries cujo espectro “coincida”, em média, com um determinado espectro de amplitude de Fourier obtido através da expressão (2.1).

A Figura 2.12 ilustra os passos a desenvolver para obtenção das séries [Boore, 2003]:

- O método começa com a geração de uma série temporal de ruído branco (média nula e variância unitária), para uma duração finita do movimento (Figura 2.12a).
- O sinal é multiplicado por uma função modulação no tempo (Figura 2.12b) e transformado para o domínio da frequência (Figura 2.12c).
- O espectro resultante é normalizado (Figura 2.12d) e, de seguida, multiplicado pelo espectro de amplitude de Fourier calculado (expressão 2.1)(Figura 2.12e).
- O produto é transformado novamente no domínio do tempo de modo a se alcançar o acelerograma pretendido.

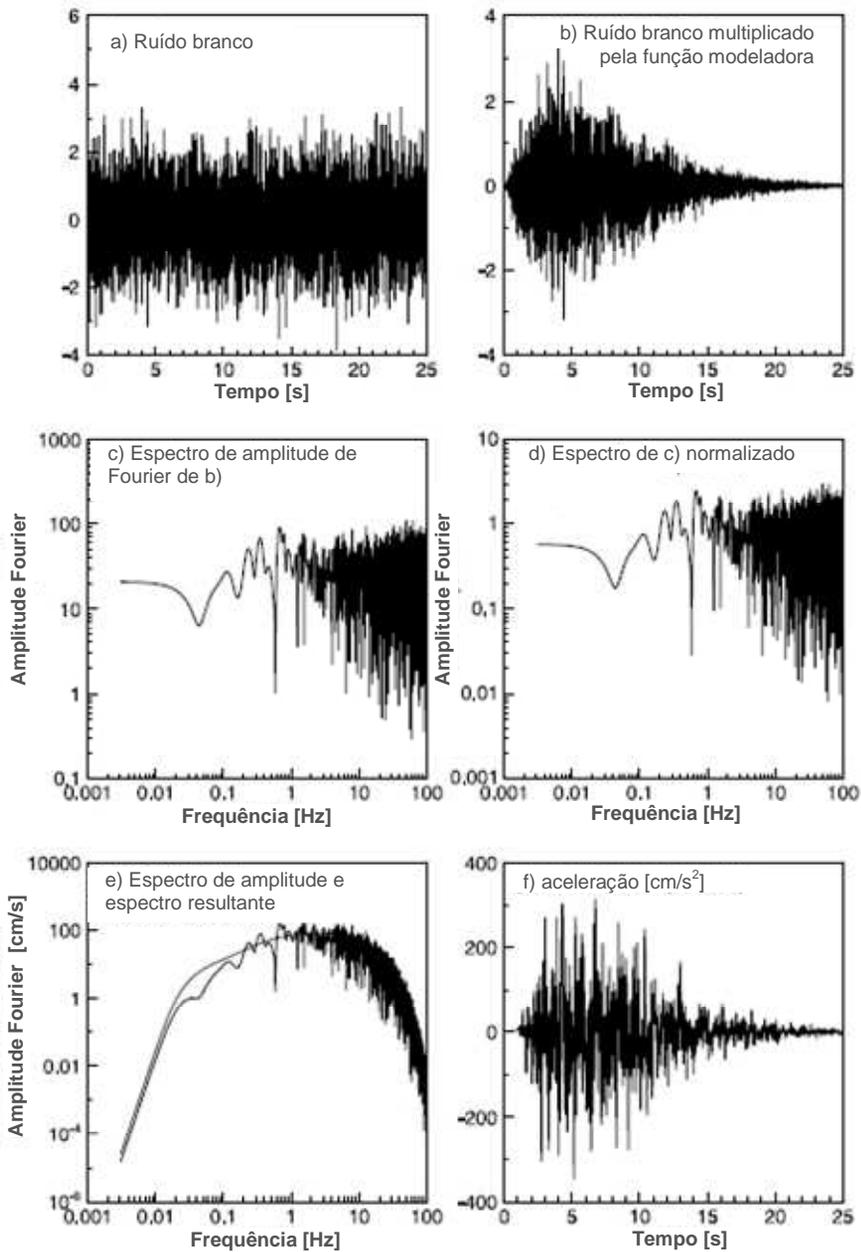


Figura 2.12 - Procedimento da metodologia estocástica para obtenção de séries temporais (adaptado de Boore, 2003).

Na utilização deste método uma série temporal individual deve ser usada com o devido cuidado, uma vez que não há garantia que o espectro dessa série seja próximo do espectro “alvo” dado pela expressão (2.1). O processo deverá ser repetido várias vezes para gerar um grande número de acelerogramas com diferentes ângulos de fase, e será a média dos espectros individuais que irá corresponder ao espectro desejado.

A função de modulação utilizada (Figura 2.12b) para traduzir a não-estacionaridade da excitação actuante pode ter várias formas, sendo no entanto de realçar as mais vulgarizadas, que são as sugeridas por Amin & Ang [1968], Shinozuta & Sato [1967] e Saragoni & Hart [1974].

A função moduladora definida por Amin & Ang [1968] tem a forma

$$\theta(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \left(\frac{t}{t_1}\right)^2 & 0 \leq t \leq t_1 \\ 1 & t_1 \leq t \leq t_2 \\ e^{-c(t-t_2)} & t > t_2 \end{cases} \quad (2.55)$$

em que t_1 , t_2 e c são parâmetros a calibrar.

A função moduladora definida por Shinozuta & Sato [1967] assume a forma:

$$\theta(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ \frac{1}{c}(e^{-at} - e^{-bt}) & t > 0 \end{cases} \quad (2.56)$$

sendo a e b constantes a definir e

$$c = \max(e^{-at} - e^{-bt}) = \left[\left(\frac{a}{b}\right)^{a/(b-a)} - \left(\frac{a}{b}\right)^{b/(b-a)} \right] \quad (2.57)$$

A função modeladora definida por Saragoni & Hart [1974] tem a forma

$$\theta(t) = a(t/t_n)^b \exp\left(-c\left(\frac{t}{t_n}\right)\right) \quad (2.58)$$

em que os parâmetros a , b , c são determinados de maneira a que a função modeladora tenha o pico igual à unidade quando $t = \varepsilon \cdot t_n$ e seja igual a η quando $t = t_n$. Assim,

$$b = -(\varepsilon \cdot \ln \eta) / [1 + \varepsilon (\ln \varepsilon - 1)], \quad (2.59)$$

$$c = \frac{b}{\varepsilon} \quad (2.60)$$

e

$$a = \left(\frac{\exp(1)}{\varepsilon} \right)^b \quad (2.61)$$

A Figura 2.13 apresenta as configurações características das representações gráficas destas 3 funções.

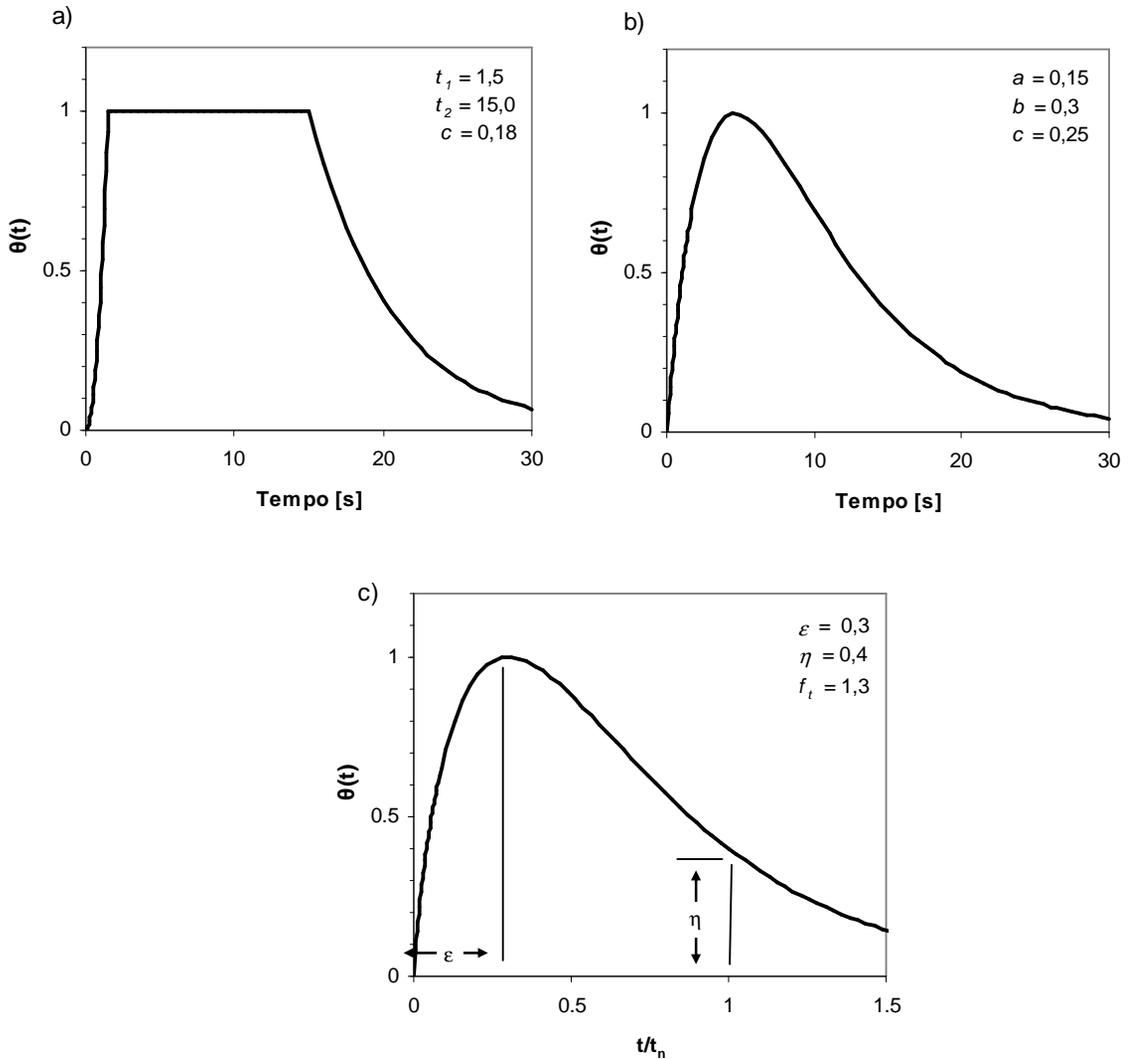


Figura 2.13 - Funções de modulação determinísticas utilizadas por a) Amin & Ang [1968]; b) Shinozuka & Sato [1967]; c) Saragoni & Hart [1974]

2.5. Programas de cálculo para caracterização dos movimentos do solo pela metodologia estocástica

O programa de cálculo para a modelação estocástica de resposta não estacionária, utilizado neste trabalho, teve como base outros programas existentes e constitui, face a estes, uma versão modificada e melhorada. Assim, nesta secção descrevem-se,

brevemente, os programas disponíveis para a comunidade científica e que caracterizam o movimento intenso do solo através da metodologia estocástica e apresenta-se o programa desenvolvido para a caracterização da acção sísmica em Portugal.

2.5.1. Software existentes considerando a metodologia estocástica para caracterizar os movimentos intensos do solo

Existem 3 programas disponíveis para a comunidade científica para caracterização dos movimentos intensos do solo: SMSIM, FINSIM e EXSIM.

Programa SMSIM

O programa SMSIM (cujo nome pode ser traduzido por **S**tochastic **M**odel **S**imulation ou **S**trong **M**otion **S**imulation) [Boore, 1996; 2000] calcula o espectro de amplitude de Fourier dado pela expressão (2.1) e a partir dele, caracteriza os movimentos intensos do solo através de duas subrotinas independentes: (i) a subrotina SMSIM_TD que permite a obtenção de séries temporais, pelo processo explicado na secção 2.4, (ii) a subrotina SMSIM_RV que utiliza a teoria dos processos estocásticos estacionários apresentada na secção 2.3. No entanto, a fonte sísmica é descrita como uma fonte pontual e o programa não considera a possibilidade de uma fonte-finita, pelo que o seu domínio de validade e aplicabilidade é, necessariamente, reduzido.

Este método, tem assim, as grandes desvantagens de não considerar heterogeneidades na ruptura da falha nem contemplar os efeitos de directividade. Além disso, ao utilizar a simulação no domínio do tempo, obriga à necessidade de gerar um número elevado de séries (na ordem das 50 séries ou mais, segundo o autor), de forma a calcular o espectro de resposta médio e os valores de pico.

Uma possível aplicação deste método a sismos de magnitude elevada é, com as mesmas limitações mencionadas, considerar (i) um espectro de fonte empírico, tal como os apresentados na tabela 2.1, caracterizado por duas frequência-esquina, e que traduza o efeito no local de uma fonte de falha-finita, e (ii) a distância fonte – local como a distância mais próxima da falha. No entanto as heterogeneidades de ruptura nunca estão contempladas.

Assim, para além da magnitude e distância do sismo ao local, os parâmetros de entrada são todos aqueles necessários às várias funções, que descrevem os processos físicos da fonte, da propagação e dos efeitos locais, existentes no cálculo do espectro de amplitude de Fourier (expressão 2.1) e o número de acelerogramas a simular.

Programa FINSIM

O programa FINSIM (**Finite-fault Simulation**) [Beresnev & Atkinson, 1998b; 1999] utiliza a metodologia estocástica no domínio do tempo mas colmatando a grande desvantagem existente no programa SIMSIM pois considera a fonte sísmica descrita com um modelo de falha – finita, de acordo com o exposto na secção 2.2.1.2.

Desta forma, o plano de falha é definido pelas suas características geométricas (dimensões, orientação, inclinação) e dividido em elementos rectangulares, cada um considerado como uma fonte pontual e caracterizado pelo espectro de fonte do modelo ω^2 (expressão 2.6). As séries temporais da componente horizontal da aceleração são calculadas para cada elemento de falha pelo processo explicado na secção 2.4 (e utilizado no programa SMSIM), e posteriormente são somadas no local, considerando os respectivos atrasos temporais devido à velocidade de ruptura da falha e à velocidade das ondas sísmicas, para a obtenção da série temporal final. O espectro de resposta é calculado pela média dos espectros de respostas de várias séries temporais.

O programa permite que o utilizador inclua um modelo de distribuição de deslizamentos ou, caso contrário, gera uma distribuição de deslizamento aleatória.

Algumas das desvantagens deste método são, por um lado, o de apenas simular um plano de falha, não permitindo contemplar rupturas múltiplas, e, por outro lado, o de exigir a geração de um número elevado de séries temporais para a obtenção do espectro de resposta médio (que irá depender do número de simulações escolhido). Para mais, apenas há a possibilidade da caracterização do movimento do solo num único local. Este programa não contempla o conceito de frequência-esquina dinâmica (secção 2.2.1.2) pelo que, ao considerar uma frequência-esquina constante para todas as subfalhas, leva, como foi referido anteriormente, a uma dependência dos resultados com o número de subfalhas considerado. A este propósito os autores aconselham a que o tamanho das sub-falhas não seja inferior a 5 km.

Os parâmetros de entrada são os parâmetros de falha (localização de início de falha em coordenadas geográficas, comprimento, largura, orientação, inclinação, número de subfalhas, quer em comprimento, quer em largura, e localização do ponto de início de ruptura), as coordenadas geográficas do local pretendido para a caracterização do movimento do solo, a magnitude do sismo a simular, a distribuição de deslizamento no plano de falha (caso o utilizador assim o deseje), o número de acelerogramas a gerar para o calculo do espectro de resposta médio e, tal como no programa SMSIM, todos os

parâmetros necessários para o cálculo das várias funções consideradas no espectro de amplitude de Fourier.

Programa EXSIM

O programa EXSIM [Motazedian & Atkinson, 2005] elimina a desvantagem conceptual do modelo estocástico de falha-finita FINSIM, introduzindo o conceito de frequência-esquina dinâmica apresentada na expressão (2.15), em que a frequência-esquina vai variando à medida que se desenvolve o processo de ruptura ao longo da falha. Este programa, apresentado à comunidade científica recentemente, tem, da mesma forma que o FINSIM, a desvantagem de apenas permitir a simulação de um plano de falha, não permitindo simular rupturas múltiplas, e a da geração de elevado número de séries temporais, para a obtenção do espectro de resposta médio. No entanto, permite a caracterização dos movimentos do solo para vários locais.

O ficheiro de entrada do programa EXSIM é igual ao ficheiro de entrada do programa FINSIM, uma vez que as diferenças se encontram no cálculo da frequência-esquina, apenas com a introdução do número de locais onde se pretende caracterizar o movimento do solo e as respectivas coordenadas geográficas.

2.5.2. O programa RSSIM

O programa desenvolvido no âmbito deste trabalho, RSSIM [Carvalho *et al.*, 2005; Carvalho *et al.*, 2007] introduz a metodologia dos processos estocásticos de resposta não estacionária descrito na secção 2.3.2, para modulação em falha-finita. No entanto, o programa permite, também, como opção e para uma maior abrangência de interesses, o cálculo de séries temporais de acordo com as rotinas dos programas anteriores.

O programa RSSIM utiliza as potencialidades do programa EXSIM (modelação de falha-finita com o conceito de frequência-esquina dinâmica, consideração de diferentes modelos de distribuição de deslizamento ou geração aleatória de um modelo de deslizamentos e caracterização do movimento do solo para múltiplos locais) e colmata as desvantagens deste, pois permite simular várias rupturas múltiplas e, efectuando os cálculos no domínio da frequência, não armazena um número elevado de dados.

Os parâmetros de entrada são: i) as características da falha (em que se inclui o número de planos de falhas e todos os parâmetros já mencionados no programa EXSIM, mas agora para cada plano de falha, nomeadamente, a localização de início de falha, o comprimento, a largura, a orientação, a inclinação, o número de subfalhas com o respectivo

comprimento e largura e o ponto de início de ruptura); ii) as coordenadas dos locais a considerar; iii) a magnitude do sismo a simular, bem como a magnitude correspondente a cada plano de falha; iv) tal como nos programas anteriores, todos os parâmetros necessários às várias funções do espectro de amplitude de Fourier. Caso se opte por calcular séries temporais, introduz-se o número de séries a simular.

O Programa RSSIM tem uma outra particularidade tendo em conta que está inserido no simulador de cenários sísmicos – LNECloss – existente no LNEC [Cansado Carvalho *et al.*, 2002; Sousa *et al.*, 2004; Sousa, 2006].

O LNECloss é um programa de simulação de cenários sísmicos constituído por um pacote de rotinas integradas num Sistema de Informação Geográfica (SIG) que permite modelar a acção sísmica (no substrato rochoso e à superfície), os danos no edificado e as perdas humanas e económicas para um cenário sísmico de ocorrência introduzido pelo utilizador. A sua estrutura modular oferece grande facilidade de actualização em termos de metodologias e dados uma vez que os dados e metodologias inerentes a cada módulo podem ser actualizados independentemente. Os módulos funcionam de forma sequencial e os resultados de um determinado módulo alimentam o módulo seguinte.

O módulo da acção sísmica à superfície determina, com a desagregação geográfica dos vários tipos de solo em cada unidade geográfica, os espectros de potência e de resposta de aceleração à superfície tendo em consideração os espectros de potência no substrato rochoso e o comportamento não linear das colunas de solo existentes em cada unidade geográfica, através de um processo estocástico estacionário equivalente (o que aligeirou significativamente o esforço computacional envolvido nos cálculos das respostas dinâmicas de interesse). Mais detalhes sobre este módulo podem ser encontrados no capítulo 4 (secção 4.4.3) e em Serra & Caldeira [1998], Cansado Carvalho *et al.* [2002] e Carvalho *et al.* [2007].

Dado que o módulo da acção sísmica à superfície é alimentada pelos resultados do módulo da acção sísmica no substrato rochoso, qualquer metodologia utilizada para a caracterização da acção sísmica terá que ter como resultado final o espectro de potência no substrato rochoso, ao nível da unidade geográfica.

Tornou-se, assim, indispensável, introduzir no programa RSSIM a rotina estocástica que permite determinar o espectro de potência compatível com um determinado espectro de resposta. Esta “conversão” entre as duas formas de representação do movimento sísmico em rocha é efectuada através de um processo iterativo [Vanmarcke, 1976; Duarte, 1978]

baseada na possibilidade de calcular os valores máximos do espectro de resposta, a partir do espectro de potência usando as expressões (2.39) e (2.40). Para iniciar o processo iterativo estipula-se uns valores iniciais para o espectro de potência. As iterações cessam, e o espectro de potência é determinado, quando se atinge um nível de convergência estipulado de comparação entre o espectro de resposta modelado e o espectro de resposta calculado em cada iteração.

O programa EXSIM serviu como teste de comparação e validação do programa RSSIM. Assim, e tendo em conta a limitação do programa EXSIM, a comparação dos resultados dos dois programas foi feita considerando um plano de falha e 30 simulações de séries temporais no EXSIM. Os resultados são comparados em termos de espectros de resposta, para 5% de amortecimento. Os valores dos parâmetros a introduzir são iguais nos dois programas, não correspondendo a qualquer caso concreto. No capítulo 4 far-se-á a validação do RSSIM caracterizando o movimento do solo para dois sismos reais: (i) o sismo de Irpinia, 1980 (Itália), 6,9M, que contemplou três rupturas múltiplas; (ii) o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, 5,9M_L, sentido no território português.

Considere-se, assim, um plano de falha de dimensões 218 km x 38 km, correspondendo a um sismo de 8,1M e um local a 130 km da falha (considerando a distância mais curta à projecção da falha à superfície). A Figura 2.14 apresenta a comparação do espectro de resposta, em aceleração, para o local considerado, obtido pelos programas RSSIM e EXSIM.

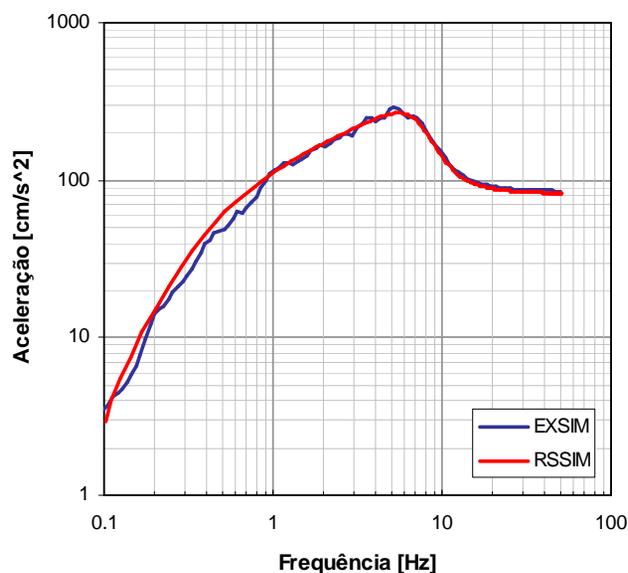


Figura 2.14 - Espectro de resposta em aceleração, utilizando os programas RSSIM e EXSIM com os mesmos parâmetros de entrada.

Conclui-se que os programas são bastante aproximados, o que atesta a validade do modelo estocástico não estacionário na resposta, utilizado no programa RSSIM, e das simplificações envolvidas e justifica a preferência deste modelo para os fins em perspectiva neste trabalho, uma vez que conduz a bons resultados sem armazenamento de um número elevado de dados (séries temporais) e sendo, conseqüentemente, mais rápido e eficiente em termos computacionais.

Os parâmetros de entrada para o RSSIM e que quantificam os processos físicos envolvidos na caracterização dos movimentos do solo em Portugal Continental, serão determinados através da análise dos registos sísmicos obtidos pela rede acelerográfica nacional (capítulo 3) e o programa será utilizado para caracterizar a acção sísmica espectral para cenários específicos (capítulos 4 e 5), para o estudo da variabilidade do risco sísmico na Área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes (AML) (capítulo 5) e para a estimativa de leis de atenuação espectral (capítulo 6), fundamentais para os estudos de perigosidade sísmica no nosso território.

Dada a incerteza inevitável em muitos dos parâmetros que descrevem os processos de geração e propagação dos sismos em Portugal, torna-se essencial um estudo da sensibilidade do modelo utilizado a tais parâmetros.

2.6. Estudo de sensibilidade de parâmetros

Foi efectuado um estudo de sensibilidade dos parâmetros que descrevem os processos físicos (i) da fonte sísmica, nomeadamente geometria da falha – orientação, inclinação, dimensões; e características de ruptura – velocidade de ruptura, ponto de nucleação, distribuição de deslizamentos e queda de tensão; (ii) do meio na vizinhança da fonte sísmica - velocidade das ondas S e densidade do meio; (iii) do meio de propagação - espessura crustal e factor de qualidade do meio; e (iv) do local - decaimento crustal.

O estudo foi realizado com o programa RSSIM, considerando-se um plano de falha de dimensões médias 100 km x 24 km (correspondendo a 7,6M) e um local a cerca de 60 km da falha. Em todos os casos os parâmetros de entrada são iguais, não correspondendo a nenhum caso concreto, variando apenas o parâmetro em estudo. Para melhor compreensão da sensibilidade da acção sísmica aos parâmetros utilizados no modelo, apresentam-se, além da abordagem espectral, as séries temporais simuladas através do algoritmo apresentado na secção 2.4. Os resultados encontram-se apresentados nas secções seguintes.

2.6.1. Fonte sísmica

Geometria do plano de falha

As Figuras 2.15 e 2.16 apresentam o espectro de resposta e as séries temporais, respectivamente, para a variação dos parâmetros que caracterizam a geometria da falha, nomeadamente a orientação, inclinação e dimensões do plano de falha. Neste último caso as dimensões (comprimento e largura) foram obtidas considerando a lei de Wells & Coppersmith [1994] para todo o tipo de falhas e a dispersão respectiva.

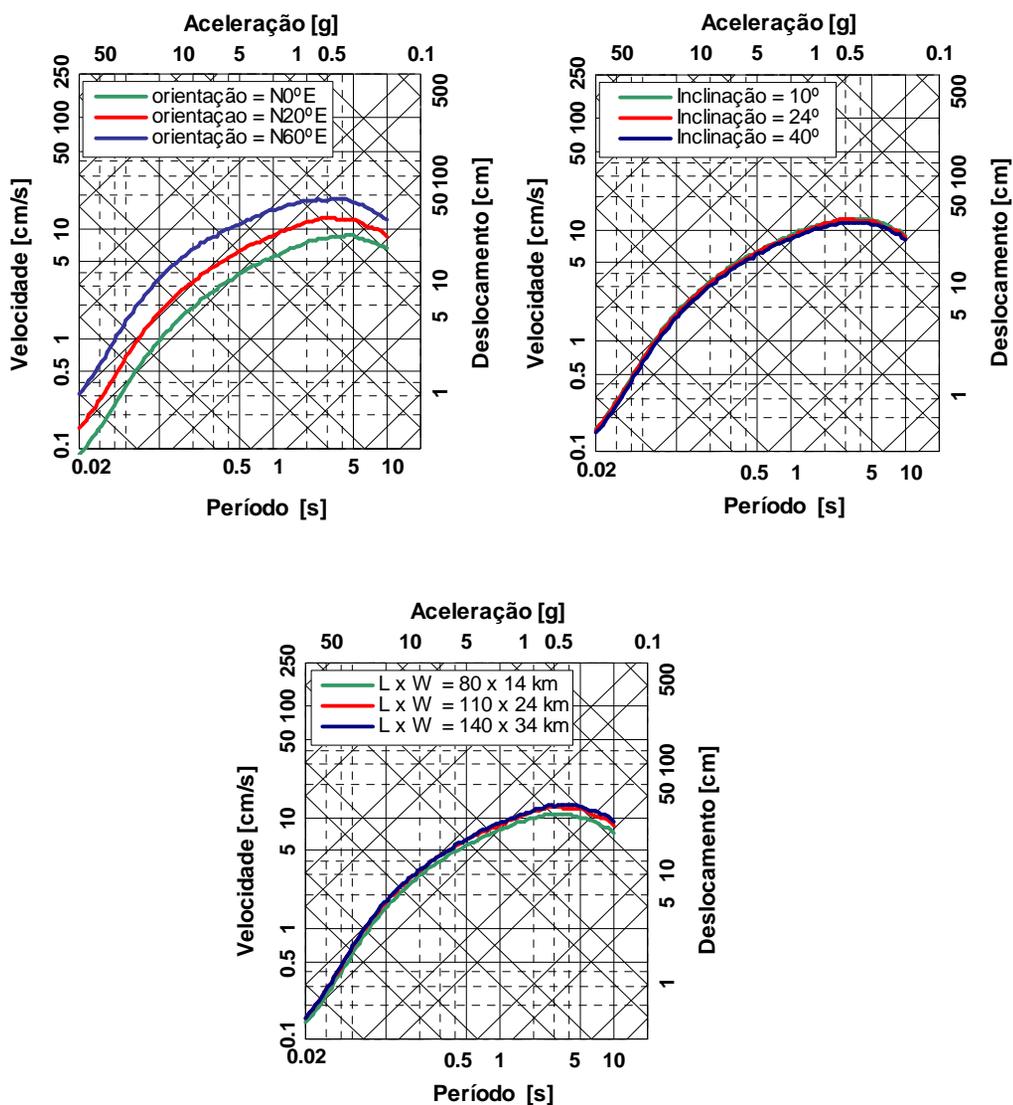


Figura 2.15 - Variação do espectro de resposta com a geometria da falha. Esquerda: orientação do plano de falha; Direita: inclinação do plano de falha; Em baixo: dimensões do plano de falha.

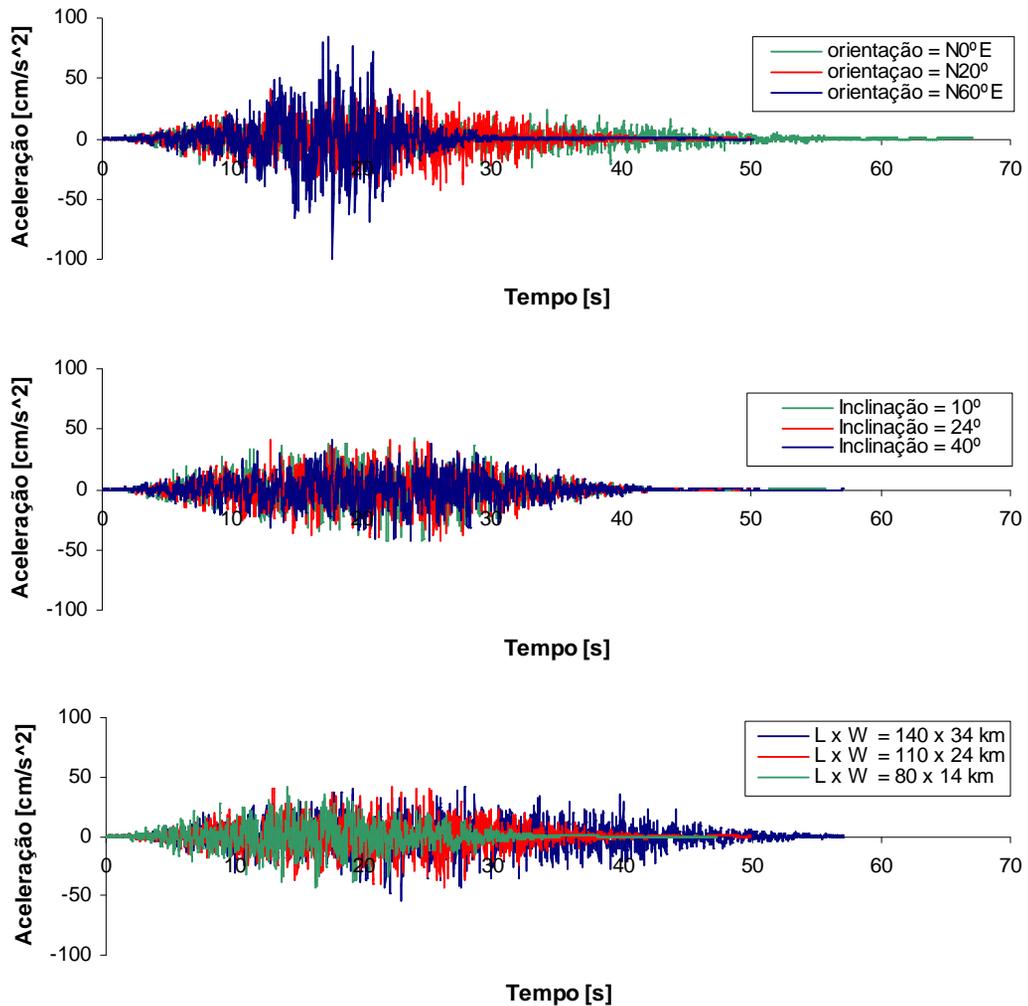


Figura 2.16 - Variação da série temporal com a geometria da falha. Em cima: orientação do plano de falha; No meio: inclinação do plano de falha; Em baixo: dimensões do plano de falha de acordo com as leis de Wells & Coppersmith [1994].

Heterogeneidades da ruptura

Nas Figuras 2.17, 2.18 e 2.19 apresentam-se o espectro de resposta e as séries temporais, para a variação dos parâmetros que caracterizam as heterogeneidades no plano de falha, respectivamente o ponto de início de ruptura (ponto de nucleação, Nn com $n=1, 2$ ou 3), a distribuição de deslizamentos, $slip$, e a velocidade de ruptura, Vr . Este estudo de sensibilidade encontra-se, também, em Carvalho *et al.* [2007].

A Figura 2.17 mostra a variação da acção sísmica para três localizações diferentes de início de ruptura no plano de falha, sendo N1 o ponto de nucleação que origina uma propagação de ruptura unilateral, em direcção ao local (aproximação), N2 o ponto de nucleação que origina uma propagação de ruptura bilateral, radial, e N3 o ponto de nucleação que origina uma propagação de ruptura unilateral, de direcção oposta ao local (afastamento).

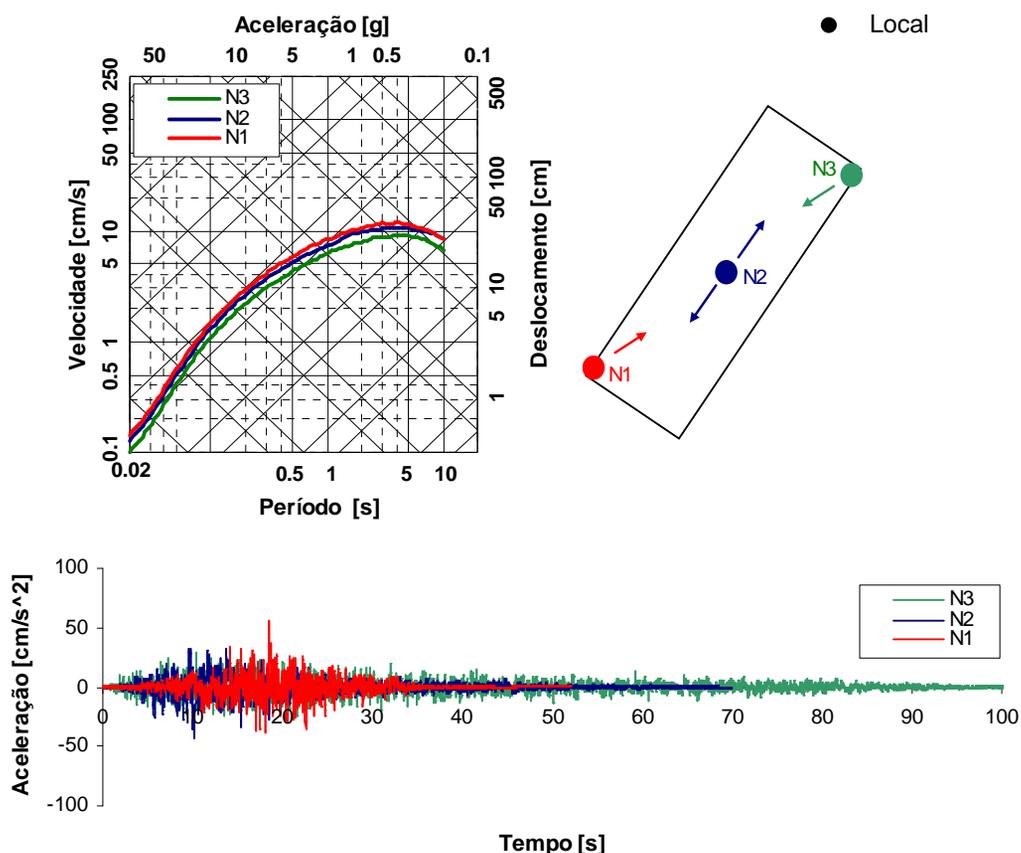


Figura 2.17 - Variação da acção sísmica com o ponto de nucleação (Ponto de início de ruptura, N1, N2 e N3). Esquerda: espectros de resposta; Direita: esquema com a localização de cada ponto de nucleação. Em baixo: série temporal para cada ponto de nucleação.

Na Figura 2.18 compara-se a acção sísmica para vários modelos de deslizamento ao longo do plano de falha. As distribuições *slip1*, *slip2* e *slip3* consideram uma distribuição gaussiana centrada nos pontos de nucleação N1, N2 ou N3, respectivamente. O modelo

slip_homog representa um deslizamento igual em todo o plano de falha e o modelo *slip_random* traduz uma distribuição aleatória ao longo do plano de falha, gerada pelo programa.

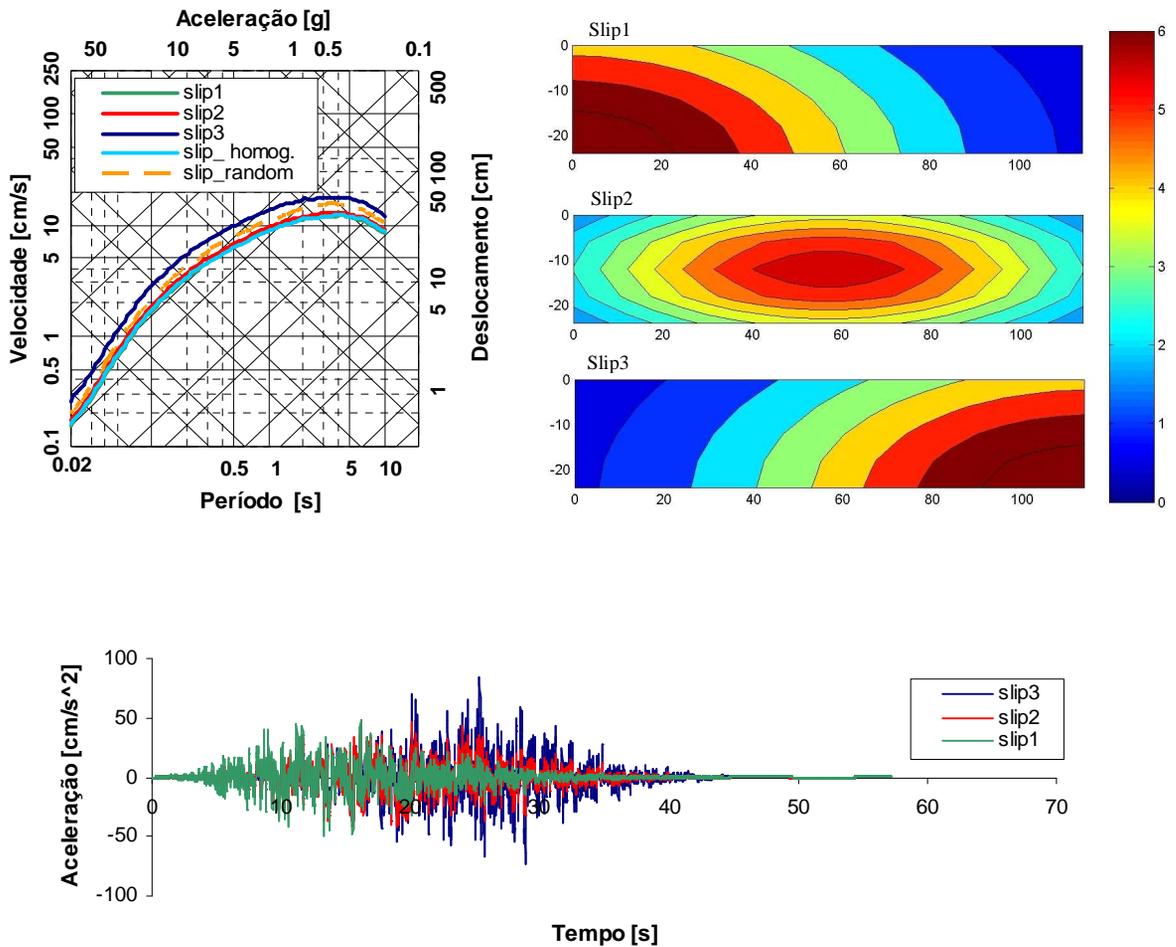


Figura 2.18 - Variação da acção com a distribuição de deslizamento ao longo do plano de falha. Esquerda: espectros de resposta; Direita: esquema com a distribuição de deslizamento [Carvalho et al., 2007]. Em baixo: Séries temporais para as distribuições de deslizamento *slip1*, *slip2* e *slip3*.

Na Figura 2.19 apresenta-se a variação da acção sísmica com a velocidade de ruptura, V_r , no plano de falha.

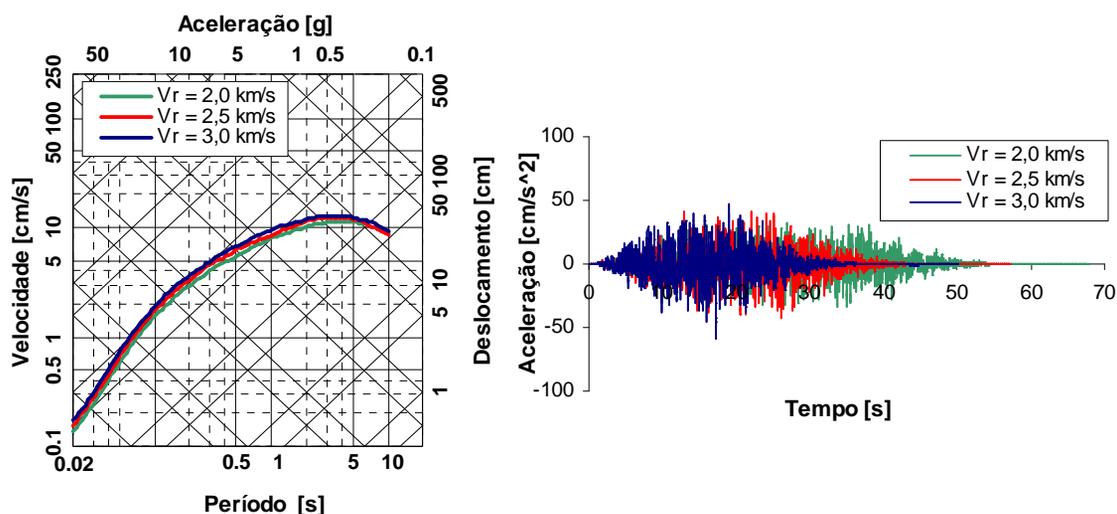


Figura 2.19 - Variação da acção sísmica com a velocidade, V_r , de ruptura no plano de falha. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.

Outras características da fonte sísmica

As Figuras 2.20 e 2.21 apresentam a sensibilidade do modelo a outros parâmetros que caracterizam a fonte sísmica, nomeadamente a queda de tensão, $\Delta\sigma$, a velocidade, β , das ondas sísmicas e a densidade, ρ , do meio na vizinhança da fonte sísmica. Para este último caso não são apresentados séries temporais por não existirem diferenças visíveis nas séries.

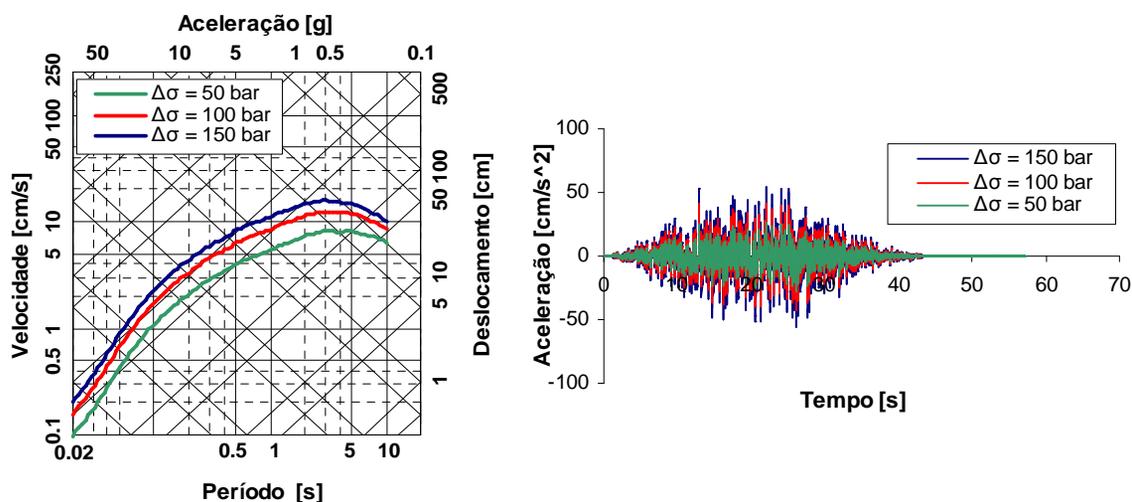


Figura 2.20 - Variação da acção sísmica com a queda de tensão, $\Delta\sigma$. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.

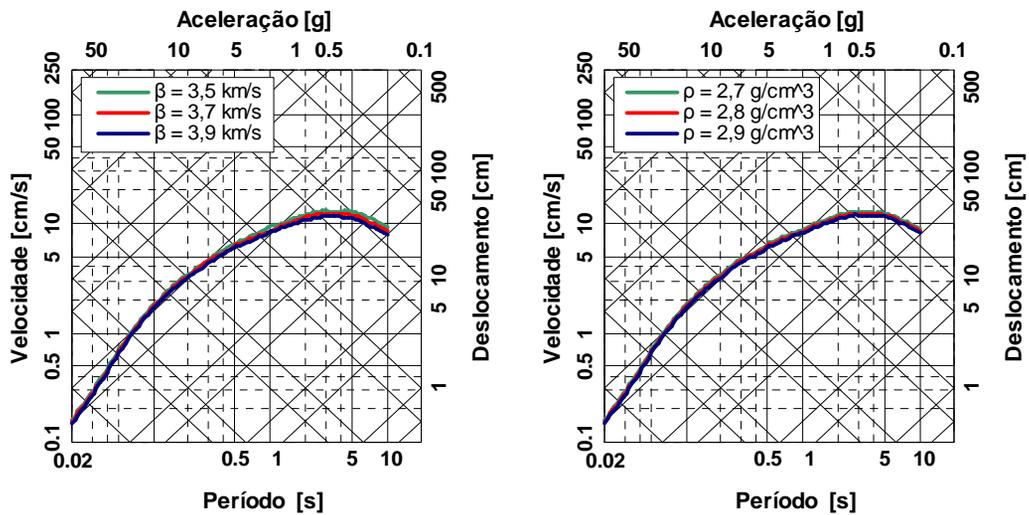


Figura 2.21 - Variação do espectro de resposta com as características do meio na vizinhança da fonte sísmica. Esquerda: velocidade, β , das ondas S. Direita: densidade, ρ , do meio.

No que se refere à sensibilidade da metodologia estocástica de falha-finita aos parâmetros que caracterizam a fonte sísmica, observa-se que:

1. Em relação à geometria da falha (Figuras 2.15 e 2.16), nas suas componentes de área, inclinação e orientação, o factor que mais contribui para a variação de resultados, quer em termos de espectro de resposta quer no domínio do tempo, é a orientação do plano de falha, isto é, a direcção da ruptura em relação ao local, que origina um efeito de directividade. Este parâmetro afecta em maior escala os altos conteúdos em frequência, isto é as acelerações (Figura 2.15), alterando deste modo a forma do espectro de resposta, e a duração do registo sísmico (Figura 2.16, em cima).
2. As dimensões da falha, dentro da variabilidade apresentada nas relações de Wells & Coppersmith [1994] para a mesma magnitude, não oferecem grande dispersão nos resultados a nível do espectro de resposta, apesar de, no caso analisado, afectarem ligeiramente os baixos conteúdos em frequência, isto é, os altos períodos (deslocamentos), e, conseqüentemente, alterarem a forma do espectro de resposta. Este parâmetro influencia de forma mais significativa a duração do registo (Figura 2.16, em baixo), esta sendo maior para uma maior dimensão do plano de falha.
3. A inclinação do plano de falha não causa variabilidade significativa da acção sísmica quer no conteúdo energético quer no domínio do tempo.

4. As heterogeneidades de ruptura (Figuras 2.17 a 2.19) no plano de falha têm influência significativa na caracterização dos movimentos intensos do solo.
5. Um dos factores principais de variação da acção sísmica, quer no domínio da frequência quer no domínio do tempo, é o ponto de início de ruptura no plano de falha. Este parâmetro faz variar a direcção de propagação da ruptura, originando um forte efeito de directividade, e, conseqüentemente, variando de forma significativa a forma do espectro e a duração do registo sísmico. Uma propagação da ruptura em direcção a um local (N1, na Figura 2.17) origina um movimento sísmico com maior intensidade e menor duração face a uma propagação de ruptura em sentido contrário ao da direcção do local (N3, na Figura 2.17) que origina um movimento sísmico de menor amplitude mas de maior duração. Este efeito de directividade, importante principalmente a nível das frequências intermédias e elevadas e na duração do movimento sísmico intenso, é determinado pelo compromisso entre o comprimento da fonte e a distância ao local [Caldeira *et al.*, 2003], sendo de esperar que a directividade seja visível para grandes distâncias, se a fonte for de dimensões elevadas, ou muito perto da falha (campo próximo) para falhas de dimensões reduzidas.
6. A distribuição dos deslizamentos ao longo do plano de falha é um factor importante na dispersão dos resultados (Figura 2.18), principalmente em termos dos valores espectrais máximos. É importante referir que a heterogeneidade particular de uma determinada ruptura em falha, mesmo se for conhecida para um determinado sismo, não pode ser usada para prever características futuras na ruptura, mesmo para aquele plano de falha. Na perspectiva da previsão da perigosidade sísmica, parece razoável modelar tais heterogeneidades como uma distribuição aleatória, particularmente em regiões de sismicidade moderada onde os sismos podem ocorrer em falhas não identificadas ou onde o conhecimento da geologia do meio de propagação é limitado. Para o caso analisado na Figura 2.18, observa-se que um modelo aleatório de deslizamento gerado pelo próprio programa permite representar um espectro médio, abordagem que, não sendo conservativa, é um bom compromisso na modelação das heterogeneidades de ruptura no plano de falha.
7. A velocidade de ruptura no plano de falha (Figura 2.19) não altera de forma visível o espectro de resposta, alterando a duração do movimento sísmico intenso. Esta duração será tanto maior quanto menor for a velocidade de ruptura.

8. A queda de tensão (Figura 2.20) tem influência significativa na forma do espectro, principalmente nas altas e médias frequências. Um aumento de 50% no valor da queda de tensão (exemplo: de 100 para 150 bar) traduz-se num aumento de cerca de 35% no valor da aceleração de pico, de cerca de 30% no valor da velocidade e em menos de 10% nos deslocamentos. A duração do movimento sísmico intenso não é alterada.
9. A velocidade de propagação das ondas sísmicas e a densidade do meio na vizinhança da fonte sísmica (Figura 2.21) não são parâmetros que afectem de forma apreciável os resultados.

2.6.2. Efeitos de propagação

A figura 2.22 apresenta a variação do espectro de resposta e das séries temporais com o valor da espessura, D , da crosta, traduzindo o efeito da atenuação geométrica (expressão 2.18b). As figuras 2.23 e 2.24 mostram o espectro de resposta e as séries temporais, respectivamente, para a variação dos parâmetros que caracterizam a qualidade do meio, $Q(f) = Q_0 f^\nu$, traduzindo o efeito da atenuação inelástica (expressão 2.22).

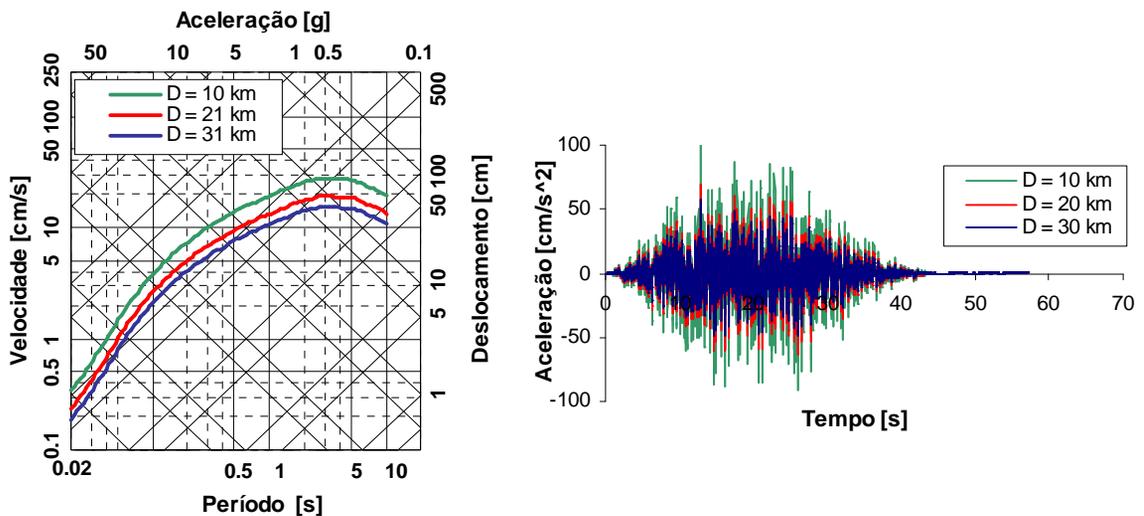


Figura 2.22 - Variação da acção sísmica com o valor da espessura, D , da crosta, para a consideração da atenuação geométrica. Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.

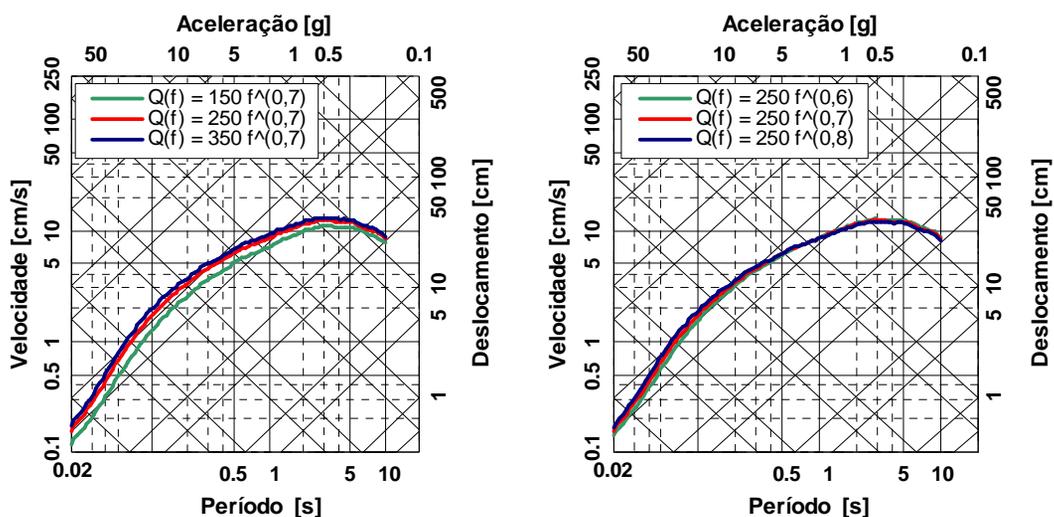


Figura 2.23 - Variação do espectro de resposta com a relação do factor de qualidade $Q(f) = Q_0 f^\nu$. Esquerda: variação da constante, Q_0 . Direita: variação com o expoente, ν .

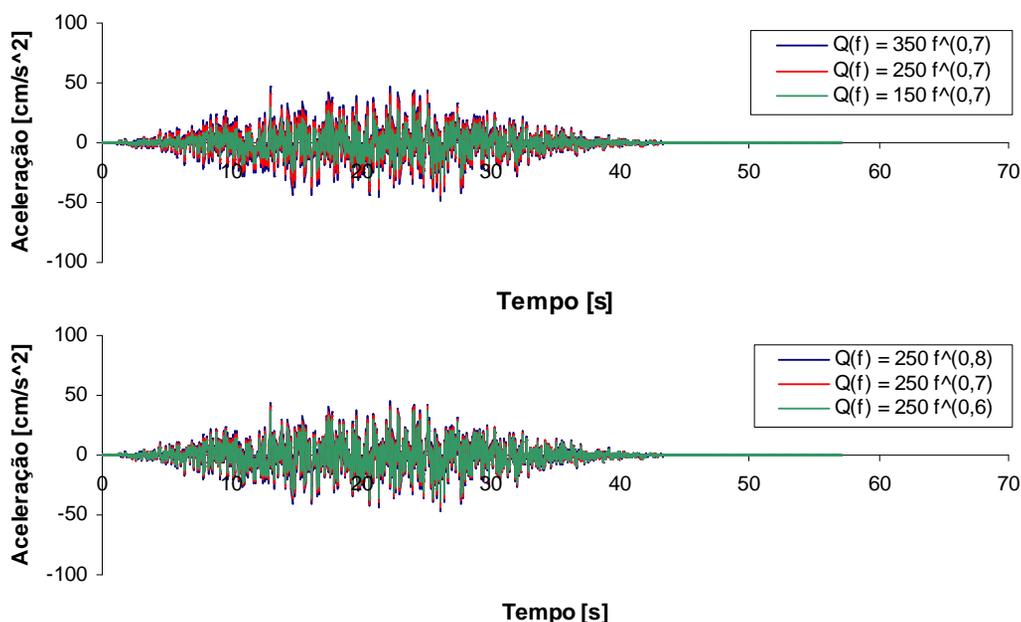


Figura 2.24 - Variação da série temporal com a relação do factor de qualidade $Q(f) = Q_0 f^\nu$. Em cima: variação da constante, Q_0 . Em baixo: variação com o expoente, ν .

No que se refere aos efeitos de propagação, observa-se que:

1. As propriedades do meio de propagação não alteram a duração do registo sísmico.
2. A variação da espessura crustal (Figura 2.22) não altera a distribuição do conteúdo energético do espectro nem a duração do registo, amplificando todas as frequências do movimento do solo pelo mesmo factor à medida que a espessura crustal diminui.

- Os efeitos de atenuação do meio (Figuras 2.23 e 2.24) afectam as médias, altas e baixas frequências (velocidade, aceleração e deslocamento, respectivamente) com relevância decrescente, alterando, portanto, a forma do espectro de resposta, para um determinado ponto de observação, a maior variação devendo-se à variação do valor da constante Q_0 . Este efeito de atenuação inelástica será tanto maior quanto mais distante estiver o ponto de observação, consistente com o facto das ondas de alta frequência atenuarem mais rapidamente, com a distância, quando comparadas com as de baixa frequência (excepto se $Q(f)$ for proporcional à frequência elevada a um expoente maior que 1).

2.6.3. Efeitos locais

A Figura 2.25 apresenta a variação do espectro de resposta e das séries temporais com o valor do parâmetro k , que descreve o efeito da atenuação crustal (expressão 2.24). Uma vez que o efeito da atenuação da crosta superior também pode ser traduzido, segundo alguns autores (ver secção 2.2.3.1) por uma relação que é função da frequência máxima, f_{max} (expressão 2.26), a partir da qual começa o decaimento espectral, a Figura 2.26 traduz a variação do espectro de resposta e das séries temporais com este parâmetro.

Tendo em conta que os dois parâmetros mencionados pretendem traduzir o mesmo efeito e, portanto estarão relacionados, a Figura 2.27 apresenta a comparação entre ambos. Admite-se a relação $f_{max} = 1/(2 \cdot \pi \cdot k)$ [Boore & Atkinson, 1987].

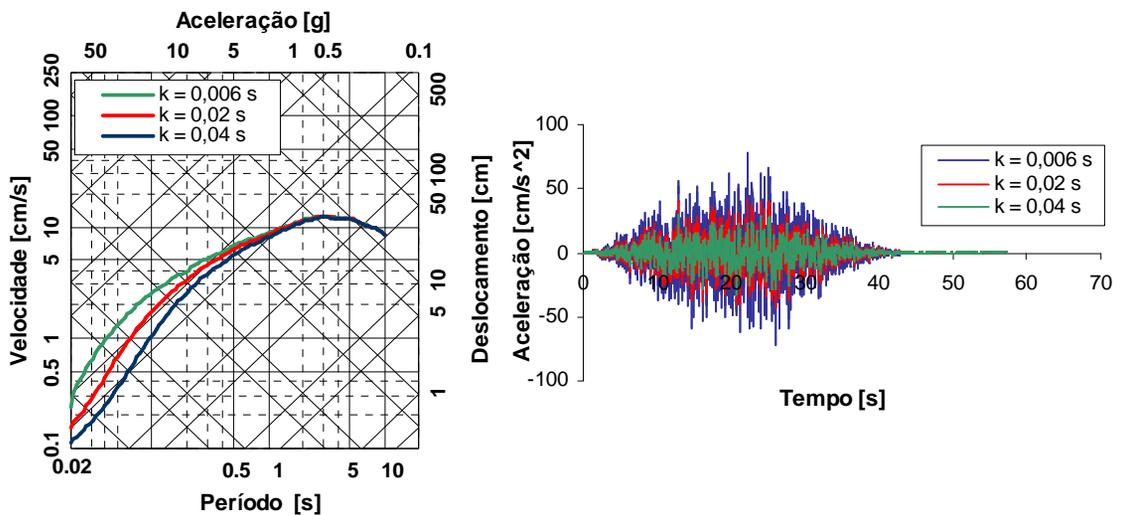


Figura 2.25 - Variação da acção sísmica com o parâmetro kappa, k . Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.

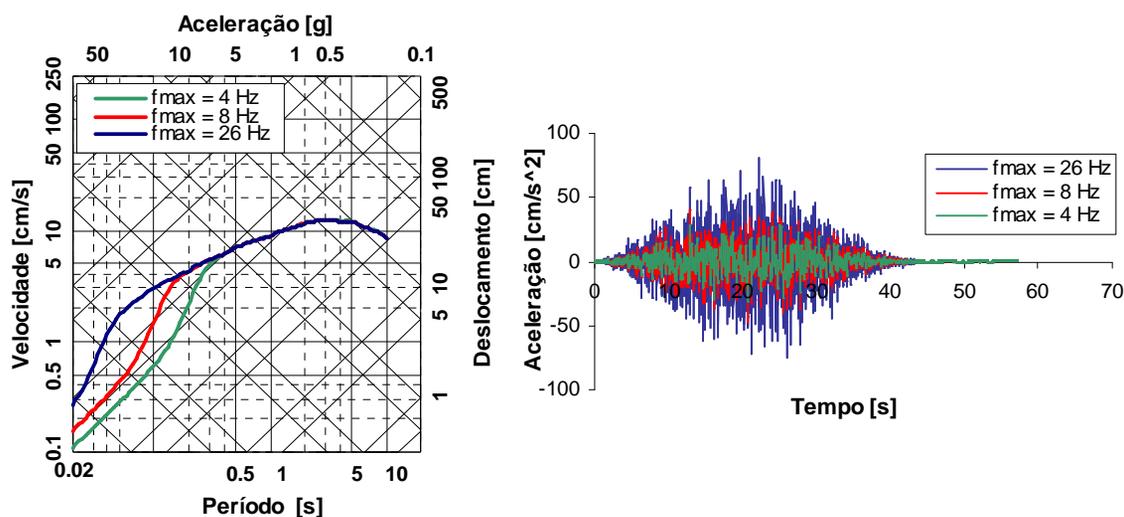


Figura 2.26 - Variação da acção sísmica com o parâmetro f_{max} . Esquerda: espectro de resposta; Direita: séries temporais.

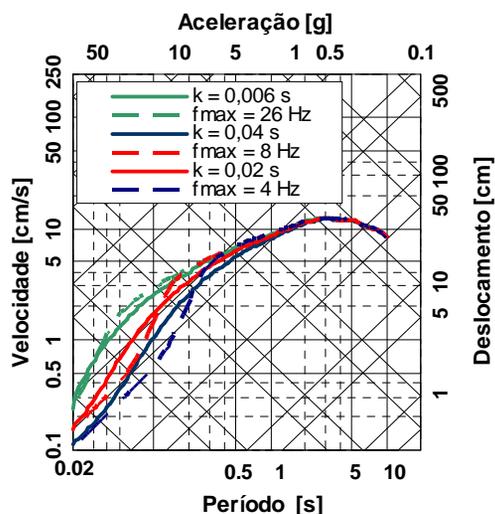


Figura 2.27 - Variação do espectro de resposta com os parâmetros k e f_{max} .

No que se refere aos efeitos locais, observa-se que:

1. De todos os efeitos dos vários processos físicos é o da atenuação da crosta superior que mais influencia a distribuição do conteúdo energético no espectro de resposta. Este efeito afecta principalmente as altas frequências, aumentando o valor da aceleração com a diminuição do valor de k , ou com o aumento de f_{max} .
2. A utilização do parâmetro f_{max} para descrever a atenuação da crosta (Figura 2.27) diminui o conteúdo energético nas frequências intermédias, não apresentando

variações nas altas e baixas frequências. O efeito da consideração deste parâmetro, em vez do parâmetro k , traduz-se por um decaimento mais abrupto nas frequências intermédia do espectro de resposta.

2.7. Considerações finais

Para uma adequada previsão dos movimentos do solo, é necessário considerar os processos da fonte sísmica, da propagação no meio e do local. Em relação à fonte sísmica é clara a necessidade, para sismos de magnitude moderada a elevada ou para locais no campo próximo da fonte sísmica, de uma descrição de falha-finita considerando a sua geometria, heterogeneidades no processo de ruptura e efeitos de directividade. Para ter em conta esses aspectos, a metodologia apresentada e aplicada neste trabalho, utiliza

- (i) as técnicas de modelação de fonte-finita: divisão do plano de falha em vários elementos, distribuição heterogénea do deslizamento, consideração da velocidade de ruptura e ponto de nucleação e soma das contribuições elementares através de um desfasamento temporal;
- (ii) o modelo pontual estocástico: cada elemento da falha é considerado uma fonte pontual descrito pelo modelo ω^2 , o espectro de amplitude de Fourier é calculado pelo produto de várias funções que traduzem os vários processos físicos e o espectro de resposta é calculado pela teoria dos processos estocásticos a partir da função densidade espectral de aceleração.

O modelo estocástico aqui apresentado é um modelo genérico, fácil de usar, apropriado para a caracterização dos movimentos intensos do solo do ponto de vista da engenharia, uma vez que descreve e simula as características fundamentais dos movimentos intensos do solo em termos de valores de pico e composição espectral, tendo a particularidade dos parâmetros regionais poderem ser determinados por observação de acelerogramas de sismos pequenos obtidos no local. Tal aspecto faz com que esta metodologia seja aplicada em estudos de perigosidade sísmica em zonas de fraca a moderada sismicidade, onde o potencial sísmico das fontes sismotectónicas é geralmente desconhecido.

Uma característica importante da metodologia é que os efeitos da fonte e os efeitos de propagação são analisados separadamente, uma vez que o espectro de amplitude é expresso como o produto de uma função de fonte e várias funções de propagação,

separando-se, assim, de forma clara, os vários mecanismos envolvidos no processo de geração do movimento do solo num determinado local. Esta característica constitui uma significativa melhoria na modelação empírica convencional em termos de versatilidade e sistematização do problema.

A capacidade da metodologia proposta para a caracterização dos movimentos intensos do solo foi comprovada e validada em inúmeros estudos até períodos de 5 s, o que cobre o período natural da maior parte das estruturas. É preciso, no entanto, considerar a limitação do modelo em estruturas que tenham valores de frequência natural muito baixos.

Os princípios desenvolvidos no modelo sismológico para o Centro e Este da América do Norte e para o Oeste da América do Norte podem ser utilizados na modelação dos movimentos de solo para outras regiões fora da América [Lam *et al.*, 2000a]. Nomeadamente, os modelos utilizados para o ENA podem ser considerados como representativos de ambientes intraplacas, como é o caso de Portugal Continental, pelo que a gama de valores obtidos em muitos dos parâmetros do modelo poderão servir de base para os modelos a utilizar em Portugal Continental.

O programa desenvolvido no âmbito deste trabalho, RSSIM, tem o mérito de colmatar as desvantagens do programa EXSIM. Assim, para além de permitir simular várias rupturas múltiplas, o programa RSSIM evita o armazenamento de número elevado de dados (séries temporais) sendo, conseqüentemente, mais rápido e eficiente em termos computacionais. No entanto, o programa permite, também, como opção e para uma maior abrangência de interesses, o cálculo de séries temporais.

Este modelo de falha-finita será aplicado de duas formas:

- (i) para simular directamente movimentos de solo para um determinado cenário determinístico fonte – percurso – local, aplicado a uma região específica;
- (ii) para simular movimentos do solo para uma grelha de magnitudes e distâncias, para várias frequências.

Os resultados das análises podem ser usados para a compreensão dos fenómenos de ruptura nas fontes sísmicas relevantes para Portugal Continental e como informação de base para regressões que permitam obter leis de atenuação regionais para uso nos cálculos de perigosidade sísmica determinística ou probabilística.

A quantificação dos parâmetros necessários para a simulação dos movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental é apresentada no capítulo seguinte.

Capítulo 3

Quantificação dos Parâmetros para Simulação dos Movimentos Sísmicos Intensos em Portugal Continental

Resumo

Neste capítulo procede-se à quantificação dos parâmetros necessários para a simulação estocástica dos movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental, com base nos sismos registados na rede acelerográfica nacional. Comparam-se os espectros de resposta obtidos pela análise dos registos com os resultados da modelação.

3.1. Introdução

Conforme referido no capítulo 2, a simulação dos movimentos sísmicos intensos do solo requer o conhecimento da fonte sísmica, das características do meio de propagação desde a fonte até ao substrato rochoso e das características geotécnicas do local.

Neste capítulo proceder-se-á à quantificação dos parâmetros regionais, que caracterizam os processos mencionados, necessários para a calibração do modelo estocástico apresentado no capítulo anterior. Recorrer-se-á, sempre que possível, a estudos regionais publicados e à base de dados da rede acelerográfica nacional.

Estudar-se-á os processos de propagação das ondas sísmicas (atenuação geométrica e inelástica) e de atenuação na crosta superior e desconvoluir-se-ão esses efeitos para analisar as características espectrais da fonte sísmica.

Quantificados os valores médios dos parâmetros regionais, a sua validação é feita comparando o espectro de resposta calculado com os espectros de resposta de cada registo da base de dados da rede acelerográfica nacional.

Neste trabalho apenas serão considerados os registos obtidos pelas estações instaladas em “rocha” (*rock*) ou “solo muito duro” (*hard rock*) e em campo aberto (*free field*) ou na base do edifício, para minimizar efeitos geotécnicos e da resposta da estrutura que condicionem os resultados obtidos.

3.2. Registos da rede acelerográfica continental

3.2.1. Rede acelerográfica

A rede acelerográfica instalada no continente, composta, actualmente, por 25 acelerógrafos digitais de 12, 16 e 18 bits, da marca Geosys, modelos GSR-12, GSR-16 e GSR-18 [GeoSys AG., 1995; GeoSys AG., 1999], teve a sua génese em 1996, no âmbito do projecto *Epoch CT91/0042 High Quality Strong Motion Measurements for Structural and Seismic Source Studies*, projecto da comunidade europeia cujo objectivo consistia no aumento da densidade de estações acelerográficas digitais em regiões seleccionadas de sismicidade elevada.

A rede consiste num sistema de medição e aquisição de movimentos sísmicos intensos, em três direcções ortogonais, cuja principal missão tem sido a obtenção de registos de boa qualidade de movimentos vibratórios intensos causados por sismos, complementando os

registos de sismos adquiridos na rede sismográfica nacional gerida pelo Instituto de Meteorologia. O Núcleo de Engenharia Sísmica e Dinâmica de Estruturas, do Departamento de Estruturas (NESDE/DE), do Laboratório Nacional de Engenharia Civil e o Departamento de Engenharia Civil do Instituto Superior Técnico colaboram na sua gestão.

Os acelerómetros digitais estão equipados com sensores triaxiais SSA-320 do tipo *Force Balance*. Os sensores possuem uma gama dinâmica de 120 dB, uma resposta dinâmica de DC a 50 Hz e um campo de medida de $\pm 2g$, sendo possível, em alguns deles, definir factores de ganho dum circuito de amplificação, com valores de 1, 2 ou 4, permitindo deste modo aumentar a sensibilidade dos sensores. A digitalização é feita a 12, 16 ou 18 bits pelo que, atendendo a que a escala é centrada em zero e são registados valores positivos e negativos, se obtém uma resolução máxima de $1/(2^{11})$, $1/(2^{15})$ e de $1/(2^{17})$, respectivamente. Em Martins [2007] encontram-se mais pormenores sobre a constituição e funcionamento dos GSR.

A rede acelerográfica, além de continuar a cumprir o objectivo inicial do projecto *Epoch*, tem sido utilizada para registar as vibrações induzidas em estruturas pelo tráfego rodoviário e ferroviário, por explosões, maquinaria diversa e ruído ambiente. Com efeito, a sua portabilidade, elevada gama dinâmica, capacidade de sincronização e autonomia (48 horas), confere a este conjunto de acelerómetros uma versatilidade que tem conduzido à sua utilização em diversos projectos de investigação (Azevedo *et al.*, 1997, 1999; Oliveira *et al.*, 1998a, 1998b; Campos Costa *et al.*, 1997a, 1997b; Sousa & Martins, 1997; Rodrigues & Campos Costa, 2002; Carvalho *et al.*, 2001, entre outros).

A escolha das estações, que serão a base deste trabalho, dependeu das condições geológicas do local onde a mesma se encontra (considerando-se apenas as estações em rocha ou solo muito duro) e do local de instalação da mesma (considerando-se somente as localizações em campo aberto ou na base de um edifício).

Na Tabela 3.1 apresentam-se as características das estações que constituem a rede acelerográfica continental, quanto ao nome e código, localização geográfica, altitude, orientação no terreno, condições geológicas e local de instalação. As estações não consideradas neste estudo encontram-se marcadas a cinzento.

A Figura 3.1 mostra a distribuição geográfica da rede acelerográfica continental e respectivo código da estação. Nesta figura, o símbolo ▲ indica as estações utilizadas.

Tabela 3.1 - Estações da rede acelerográfica continental.

Nome estação	Código estação	Lat. [°N]	Long. [°W]	Altitude [m]	Orientação ^a [°]	Solo ^{1,a}	Local de instalação ^{2,a}
Verdizela	VDZ	38,58	9,16	50	X-N0E	S	FF
Instituto Meteorologia	IME	38,78	9,12	93	X-N350E	H	B80
Portela, Cave	PO1	38,78	9,11	58	X-N90E	H	B110
Portela, 6º piso	PO2	38,78	9,11	58	X-N180E	H	B116
LNEC- NESDE- Fosso	PLA	38,76	9,14	85	-	H	Fosso
LNEC-NESDE-3º andar	N3E	38,76	9,14	85	-	H	B33
LNEC- Acústica	ACU	38,76	9,14	85	-	H	B30
S. Vicente Fora	SVF	38,72	9,13	64	X-N264E	H	B30
Aqueduto Águas Livres	AGU	38,73	9,18	50	X-N137E	R	Aqueduto
Ponte 25 Abril	P25	38,70	9,17	5	X-N80E	S	Pilar amarração
IST – DeCivil03	DE1	38,74	9,14	85	-	H	B70
IST – DeCivil2207	DE2	38,74	9,14	85	-	H	B77
IST – DeCivil2213	DE3	38,74	9,14	85	X-N90E	H	B77
FCUL	FCL	38,72	9,15	65	-	H	B30
ANPC - Carnaxide	SNP	38,72	9,24	-	-	-	B30
Mosteiro Jerónimos	JR1	38,70	9,21	-	X N240E	H	B10
Mosteiro Jerónimos	JR2	38,70	9,21	-	X N240E	H	B11
S. Teotónio	STE	37,55	8,73	119	X-N0E	R	FF
S. Vicente - Algarve	SVI	38,02	8,98	75	X-N303E	R	B30
Ponta Altar	PAL	37,11	8,52	22	X-N180E	R	B20
Penha - Faro	FAR	37,02	7,92	25	-	S	FF
Évora Monte	EVM	38,76	7,72	380	X-N135E	R	FF
Benavente	BEN	38,95	8,67	15	X-N30E	H	B30
Alcobaça	ALC	39,55	8,98	170	X-N0E	S	B20
SMPC - SMAS	VFX	38,95	8,99	7	X-N0E	S	FF

1 – S (*soft soil*); H (*hard rock*); R (*rock*).

2 – FF (*Free Field*); B_mn (*m* é o número total de andares do edifício B; *n* é o andar onde se encontra instalado o aparelho, onde 0 representa o rés-do-chão)

a – Oliveira, comunicação pessoal

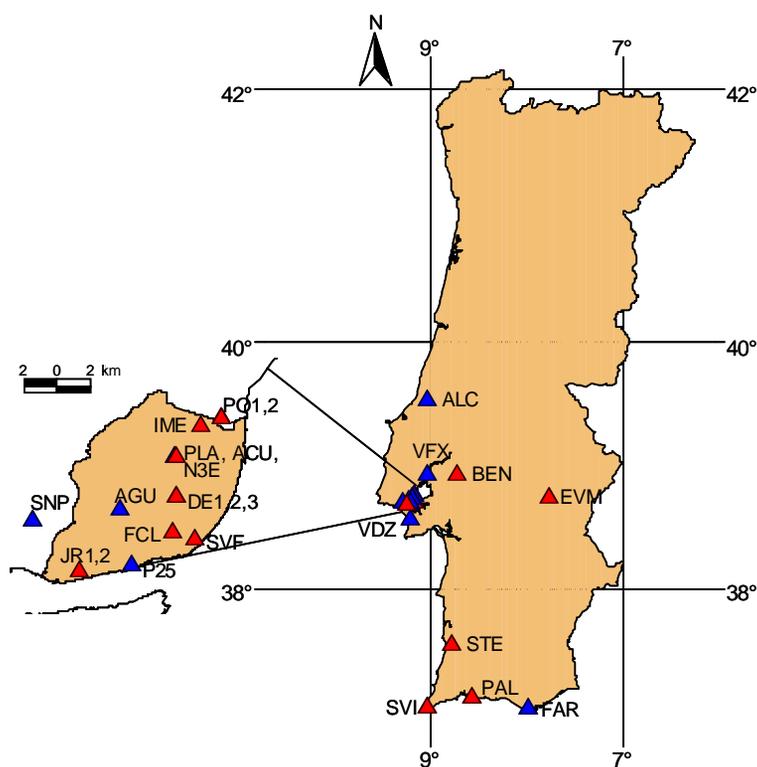


Figura 3.1 - Distribuição geográfica das estações que compõem a rede acelerográfica continental e respectivo código (ver Tabela 3.1). ▲ indica as estações utilizadas neste estudo.

3.2.2. Base de dados

Na Tabela 3.2 resumem-se algumas características dos eventos registados na rede acelerográfica continental desde 1997, nomeadamente data, hora, localização epicentral, magnitude M_L , profundidade, estações que registaram o evento e distância hipocentral. Os eventos numerados designam os sismos considerados e o código a negro as estações utilizadas neste estudo.

A Figura 3.2 exhibe a distribuição geográfica dos epicentros dos sismos registados e a respectiva magnitude.

No anexo A apresentam-se, para cada evento numerado e para as estações consideradas, os acelerogramas obtidos nas duas componentes horizontais, e os valores de pico obtidos através do software LNEC-SPA v1.0 [Mendes & Campos Costa, 2007]. A ficha de identificação completa, para cada sismo, encontra-se em Martins [2007].

Tabela 3.2 - Sismos registados na rede acelerográfica instalada no continente.

#Evento	Data ¹	Hora ²	Epicentro ¹		M _L ¹	Prof. ¹ [km]	Código estação	R [km]
			Lat. [°N]	Long, [°W]				
1	1998-07-31	9:27:5,80	38,79	7,88	4,0	3	EVM	14,61
							AGU	113,01
2	1999-09-20	21:54:35,28	38,55	9,44	4,0	18	PLA	39,38
							AGU	35,17
	1999-09-22	10:12:35,48	39,57	8,87	3,4		ALC	10,91
3	2000-10-16	3:22:31,93	38,64	9,27	3,3	7	SVF	16,71
							ALC	39,25
4	2002-03-28	4:9:27,35	38,03	9,27	3,9	25	SVF	82,27
							SVF	252,24
5	2002-07-24	4:13:42,88	39,07	12,00	4,4	10	PO2	252,90
							SVF	336,76
6	2003-07-29	5:31:32,63	35,914	10,51	5,4	31	AGU	336,22
							ALC	427,67
							STE	243,38
							VER	321,40
							PAL	224,95
							SVI	185,17
7	2004-12-13	14:16:11,60	36,27	9,94	5,4	31	SVF	284,25
							AGU	284,24
							BEN	321,64
							VFX	312,03
							EVM	341,5
PAL	161,17							
8	2005-12-29	4:25:44,50	38,87	8,21	4,2	5	BEN	41,10
							EVM	44,8
							SVF	81,36
							N3E	81,41
9	2005-12-29	5:01:2,80	38,89	8,23	4,4	0	VER	87,99
							ACU	80,06
							N3E	80,41
10	2006-04-15	19:52:15,20	39,26	9,23	3,6	19	SVF	63,32
11	2006-06-21	0:51:20,60	36,11	10,52	4,5	26	SVF	316,28
12	2007-02-12	10:35:27,00	35,93	10,50	5,9	37	ACU	338,41
							BEN	374,07
							STE	241,40
							EVM	400,58
							SVI	183,34
							JR1	329,96

1 - IM [2004]

2 - www.geo.ign.es

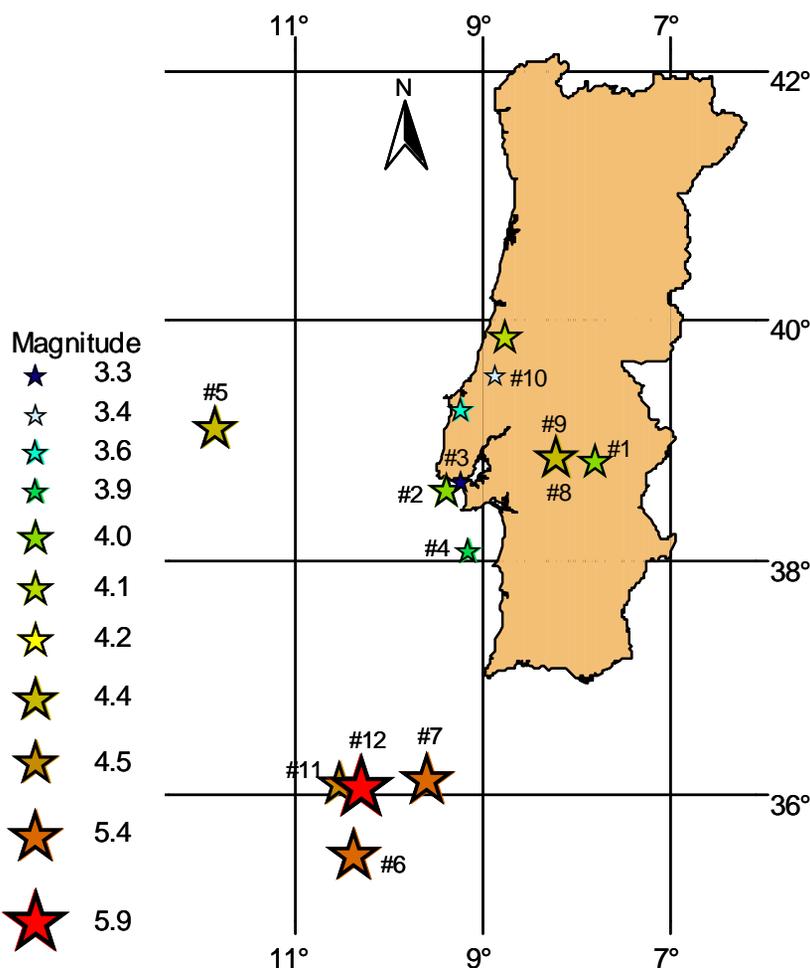


Figura 3.2 - Localização epicentral dos eventos registados na rede acelerográfica continental e respectiva magnitude, M_L . Numeração de acordo com a Tabela 3.2.

Da análise da tabela 3.2 é possível constatar a deficiente cobertura dos sismos com epicentro no território nacional (a partir daqui, para simplificação, denominados de sismos “terra”), uma vez que a maioria dos sismos foram registados unicamente em uma ou duas estações. Apenas os registos dos sismos localizados na região Atlântica (a partir daqui denominados de sismos “mar”) foram detectados em 6 ou mais estações.

Verifica-se, também, que algumas estações (concretamente as estações IME, PO1, DE1, FCL), embora preenchendo os requisitos mencionados para o processamento dos registos, não estão contempladas na Tabela 3.2, significando que não registaram qualquer evento sísmico.

A Figura 3.3 ilustra a distribuição de magnitudes e distâncias hipocentrais dos registos obtidos na rede acelerográfica continental.

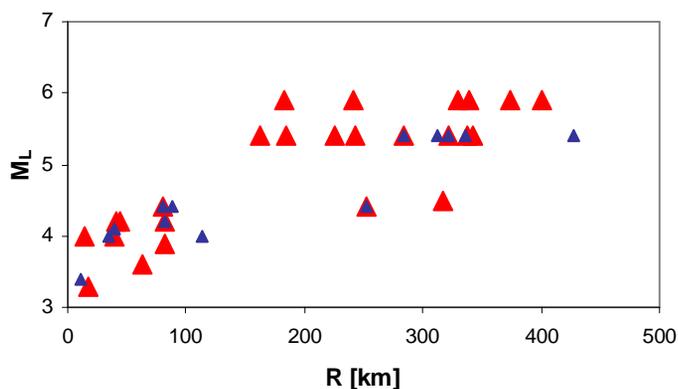


Figura 3.3 - Distribuição de magnitudes, M_L , e distâncias hipocentrais, R , dos registos obtidos na rede acelerográfica continental. \blacktriangle - registos não considerados neste estudo.

Deste modo, a base de dados para a obtenção dos parâmetros necessários para a simulação de movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental consistirá em 12 eventos registados na rede acelerográfica continental, correspondendo a 7 sismos “terra” e 5 sismos “mar”. Os registos considerados representam um total de 25, sendo 9 respeitantes a sismos “terra” correspondendo a sismos entre $3,3M_L$ e $4,4M_L$ e distâncias até 82 km e 16 respeitantes a sismos “mar”, entre $4,5M_L$ e $5,9M_L$ e distâncias entre 160 e 380 km .

Nas secções seguintes serão analisados os registos mencionados.

3.2.3. Espectros observados

No capítulo 2 descreveu-se o espectro de amplitude de Fourier das ondas volúmicas (expressão 2.1), que considera o processo físico de geração das ondas sísmicas descrito pelo espectro de deslocamento do modelo pontual de Brune [1971], espectro esse que é alterado pela propagação das ondas sísmicas ao atravessarem o meio desde a fonte até um determinado local.

Torna-se oportuno, antes da quantificação dos parâmetros que traduzem os vários processos físicos considerados no cálculo do espectro de amplitude de Fourier, observar e analisar, à luz da teoria subjacente à metodologia empregue, os registos obtidos na rede acelerográfica nacional, que servirão de base a este trabalho.

Mais concretamente, pretende verificar-se se os espectros de amplitude de Fourier dos registos da base de dados considerada apresentam a forma típica do modelo ω^2 e um decaimento crustal, tal como apresentado na Figura 1.1.

Assim, para todos os registos considerados, foi calculado, para as duas componentes horizontais, o espectro de amplitude de Fourier em deslocamento das ondas S, com base no software LNEC-SPA v1.0 [Mendes & Campos Costa, 2007].

A escolha das ondas S deve-se fundamentalmente a duas razões:

- (i) todos os sismos “terra” foram registados a distâncias inferiores a 80 km, existindo 6, dos 9 registos existentes, a menos de 60 km. A distâncias curtas os registos possuem maiores conteúdos espectrais nas altas frequências, garantindo-se um maior domínio das ondas S;
- (ii) para os sismos “mar” só em 2 estações foi possível obter todo o conteúdo das ondas P, não sendo detectado nas restantes estações o início destas ondas. Devido às grandes distâncias, o desfasamento temporal entre a chegada das ondas P e das ondas S é superior a 20 segundos. No entanto, as estações foram, na sua maioria, accionadas pelas ondas S com um pré evento estabelecido de 17 segundos, manifestamente inferior ao desejado.

A janela rectangular temporal utilizada, para o cálculo do espectro de amplitude de Fourier, foi escolhida de modo a começar com a chegada das ondas S e conter todo o seu conteúdo espectral. Na prática, tal resultou numa janela temporal a iniciar-se com a chegada das ondas S e a abranger pelo menos 90% da energia total. Refira-se que a forma do espectro de Fourier não se mostrou muito sensível a pequenas variações na janela temporal escolhida.

As Figuras 3.4 e 3.5 apresentam o espectro observado da amplitude de Fourier em deslocamento das ondas S (média geométrica das duas componentes horizontais) para os eventos #1 a #12 da Tabela 3.2. Apenas é mostrado o registo de uma estação por evento. As linhas a grosso representam as linhas que definem a amplitude nas baixas frequências e a assíntota nas altas frequências do espectro de deslocamento de Brune (tal como apresentado na Figura 1.1).

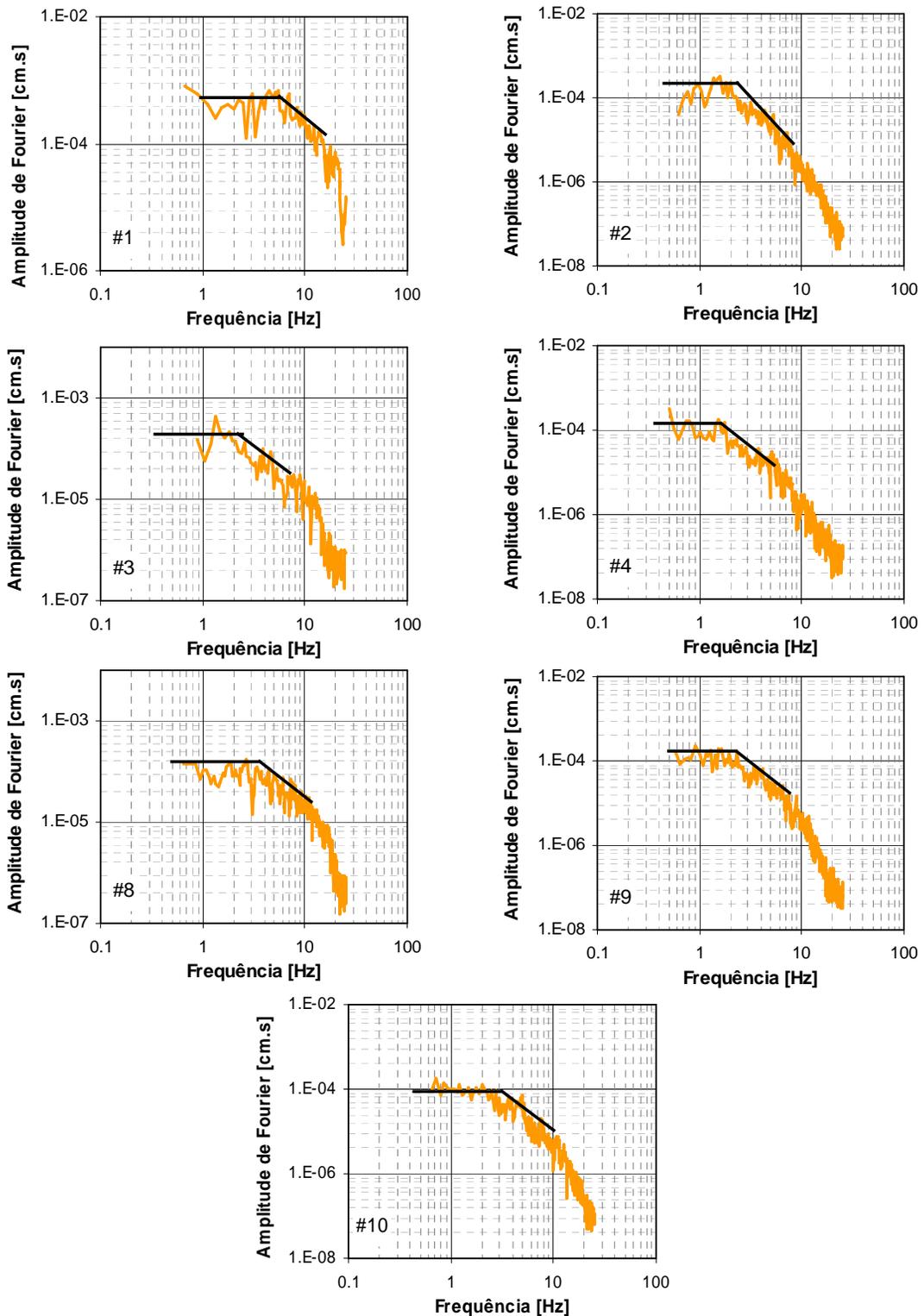


Figura 3.4 - Espectros de amplitude de Fourier, em deslocamento, das ondas S, (média geométrica das componentes horizontais), observados, para sismos “terra”. A linha a grosso representa as linhas que definem o espectro de Brune.

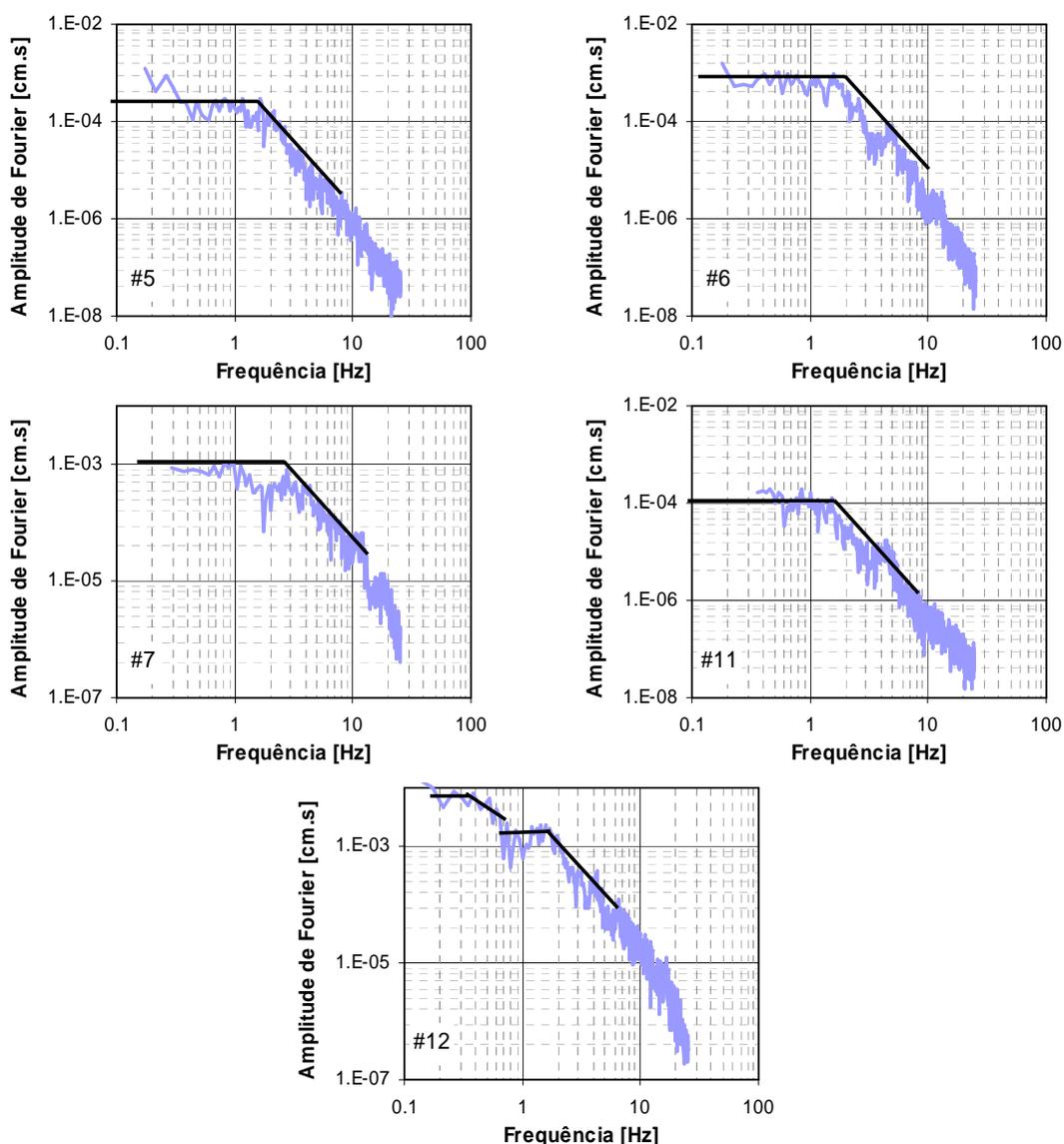


Figura 3.5 - Espectros de amplitude de Fourier, em deslocamento, das ondas S, (média geométrica das componentes horizontais), observados, para sismos “mar”. A linha a grosso representa as linhas que definem o espectro de Brune.

Da observação das Figuras 3.4 e 3.5 constata-se que:

1. Embora com diferenças no conteúdo energético, é notório a forma similar dos espectros de amplitude de Fourier dos vários eventos, independentemente da distância epicentral e azimute.
2. De uma forma geral, o espectro de amplitude de Fourier em deslocamento apresenta um patamar horizontal nas baixas frequências e um decaimento das amplitudes com f^2

a partir de uma determinada frequência-esquina de acordo com o modelo teórico ω^2 , evidenciando características de uma propagação de ruptura de forma circular e homogénea, não sendo esta evidência observada no sismo #12 (Figura 3.5).

3. É visível no espectro do evento #12, 5,9M_L, a existência de duas frequência-esquina, que correspondem a duas zonas em que o espectro altera o seu decaimento. Esta característica foi observada em todas as estações que registaram o sismo, como será apresentado mais à frente neste capítulo, não podendo ser, portanto, atribuída a um efeito local. De referir que os espectros do sismo #7 (5,4M_L) apresentam o mesmo comportamento para algumas estações. A presença de duas frequência-esquina, no espectro de amplitudes de Fourier em deslocamento, é evidência de uma ruptura heterogénea no plano de falha.
4. Os espectros decaem mais rapidamente que f^2 para frequências acima de um determinado valor. Este decaimento, que se verifica nas altas frequências, será, como já foi referido, analisado neste capítulo.

Concluindo, a visualização dos espectros registados permite afirmar que:

1. Os sismos de magnitude baixa a moderada registados na rede acelerográfica nacional apresentam espectros de amplitude de Fourier com a forma prevista no modelo ω^2 .
2. Para o sismo de magnitude 5,9M_L, o modelo ω^2 não deve ser aplicado, mas sim um modelo de plano de falha rectangular com ruptura heterogénea.

Assim, o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, 5,9M_L, será simulado no capítulo 4, através do modelo de falha-finita.

Na secção seguinte, apresenta-se a análise dos registos obtidos na rede acelerográfica nacional, que teve como objectivo a quantificação do valor médio dos parâmetros que caracterizam os processos físicos dos movimentos intensos do solo em Portugal Continental.

3.3. Determinação dos parâmetros regionais

Para a compreensão dos processos físicos que caracterizam os movimentos sísmicos intensos do solo, o espectro observado de amplitude de Fourier em deslocamento, é considerado descrito na forma:

$$U_{obs}(f, M_0, R) = S(f, M_0) \cdot G(R) \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot R / Q(f) \cdot \beta} \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot k} \quad (3.1)$$

em que,

$S(f, M_0)$ é o espectro de deslocamento da fonte de acordo com o modelo ω^2 , para um determinado momento sísmico (expressões 2.2 e 2.6);

$G(R)$ traduz a atenuação geométrica (expressão 2.18b);

$e^{-\pi \cdot f \cdot R / Q(f) \beta}$ traduz a atenuação inelástica (secção 2.2.2.2);

$e^{-\pi \cdot f \cdot k}$ reflecte o decaimento espectral da amplitude nas altas frequências (secção 2.2.3.1).

Assim, os parâmetros regionais a determinar, para a posterior caracterização espectral dos movimentos intensos do solo, são os seguintes:

- (i) velocidade, β , das ondas S, no local da fonte sísmica;
- (ii) densidade, ρ , do meio na vizinhança da fonte sísmica;
- (iii) espessura crustal, D , para a consideração da atenuação geométrica;
- (iv) factor de qualidade, $Q(f)$, para a consideração da atenuação inelástica;
- (v) factor de decaimento espectral, k , para a consideração da atenuação crustal;
- (vi) frequência-esquina, f_c , para o cálculo da queda de tensão, $\Delta\sigma$;
- (vii) queda de tensão, $\Delta\sigma$, a partir das expressões (2.8a) ou (2.8b);
- (viii) factor de dependência da duração com a distância, $b(R)$, (expressão 2.41) para o calculo do espectro de resposta (expressão 2.39).

Nas secções seguintes, descreve-se a metodologia empregue para a obtenção de cada um dos parâmetros mencionados, ou, conforme seja o caso, apresentam-se estudos regionais já efectuados e justificam-se os valores a utilizar para os parâmetros em questão. Mais concretamente, os valores dos parâmetros β , ρ , D e $Q(f)$, referidos em cima, serão adaptados a partir de estudos regionais existentes e os parâmetros k , f_c e $\Delta\sigma$ serão deduzidos com base nos registos obtidos na rede acelerográfica nacional.

3.3.1. Velocidade, β , das ondas S, densidade, ρ , do meio, espessura crustal, D

Velocidade das ondas sísmicas e densidade do meio na vizinhança da fonte

A velocidade das ondas sísmicas e a densidade no meio na vizinhança da fonte sísmica dependem da profundidade do sismo. No caso dos sismos considerados neste estudo, as profundidades hipocentrais variam entre 0 e 25 km para os sismos “terra” e entre 10 e 32 km para sismos “mar” (Tabela 3.2).

Para a determinação da velocidade, β , das ondas S, foi considerado o perfil 1D de velocidade, α , das ondas P (Figura 3.6, $V_p = \alpha$) e a relação $\alpha / \beta = 1,75$ [Carrilho, 2005].

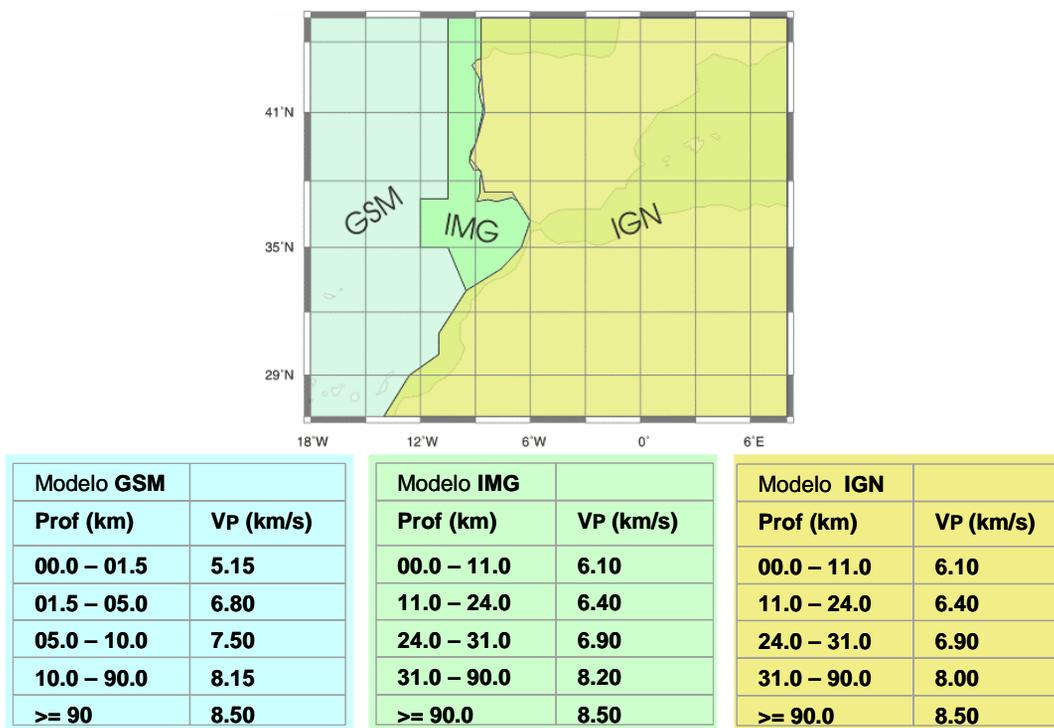


Figura 3.6 - Perfil 1D de velocidades. V_p - velocidade das ondas P [Carrilho, 2005].

A partir do conhecimento dos perfis 1D de velocidade, a densidade, ρ , foi obtida pela expressão em Pinheiro [1994]:

$$\rho = 1,74 \cdot \alpha^{1/4} \quad (3.2)$$

Na Tabela 3.3 exibem-se os valores da velocidade, β , das ondas S, da velocidade, α , das ondas P, e da densidade, ρ , utilizados para caracterizar o local na fonte sísmica.

Refira-se, no entanto, que ligeiras variações nestes parâmetros não têm grande influência nos espectros de resposta simulados, como se concluiu pelo estudo paramétrico efectuado no capítulo 2 (Figura 2.21).

Tabela 3.3 - Valores de velocidade, β , das ondas S, de velocidade, α , das ondas P, e densidade, ρ , utilizados para o meio na vizinhança da fonte sísmica.

Modelo GSM				Modelo IMG			
Prof. [km]	α [km/s]	β [km/s]	ρ [g cm ⁻³]	Prof. [km]	α [km/s]	β [km/s]	ρ [g cm ⁻³]
0 - 1.5	5.15	2.94	2.62	0 - 11	6.10	3.49	2.73
1.5 - 5	6.80	3.89	2.81	11 - 24	6.40	3.66	2.77
5 - 10	7.50	4.29	2.88	24 - 31	6.90	3.94	2.82
10 - 90	8.15	4.66	2.94	31 - 90	8.20	4.69	2.94
> 90	8.50	4.86	2.97	> 90	8.50	4.86	2.97

Modelo IGN			
Prof. [km]	α [km/s]	β [km/s]	ρ [g cm ⁻³]
0 - 11	6.10	3.49	2.73
11 - 24	6.40	3.66	2.77
24 - 31	6.90	3.94	2.82
31 - 90	8.00	4.57	2.93
> 90	8.50	4.86	2.97

Espessura crustal

Para o valor da espessura crustal para a consideração da atenuação geométrica, (expressão 2.18b), o perfil de velocidades 1D da Figura 3.6 permite constatar o aumento brusco da velocidade das ondas P nos modelos IGN e IMG, a partir dos 31 km, evidência da descontinuidade de Moho a esta profundidade. Assim, a espessura, D , da crosta continental foi considerada de 31 km, facto corroborado por Jiménez-Munt *et al.* [2001] (Figura 3.7) e Dèzes & Ziegler [2001] (Figura 3.8). Seguindo os mesmos autores, considerar-se-á o valor de 20 km para a espessura da crosta oceânica.

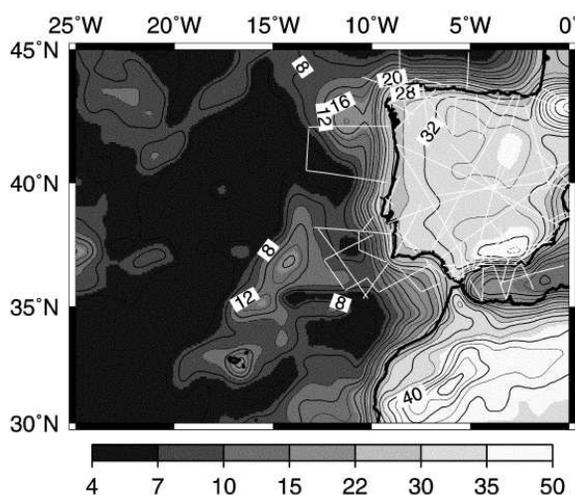


Figura 3.7 - Espessura crustal (contornos de 2,5 km) segundo Jiménez-Munt *et al.* [2001].

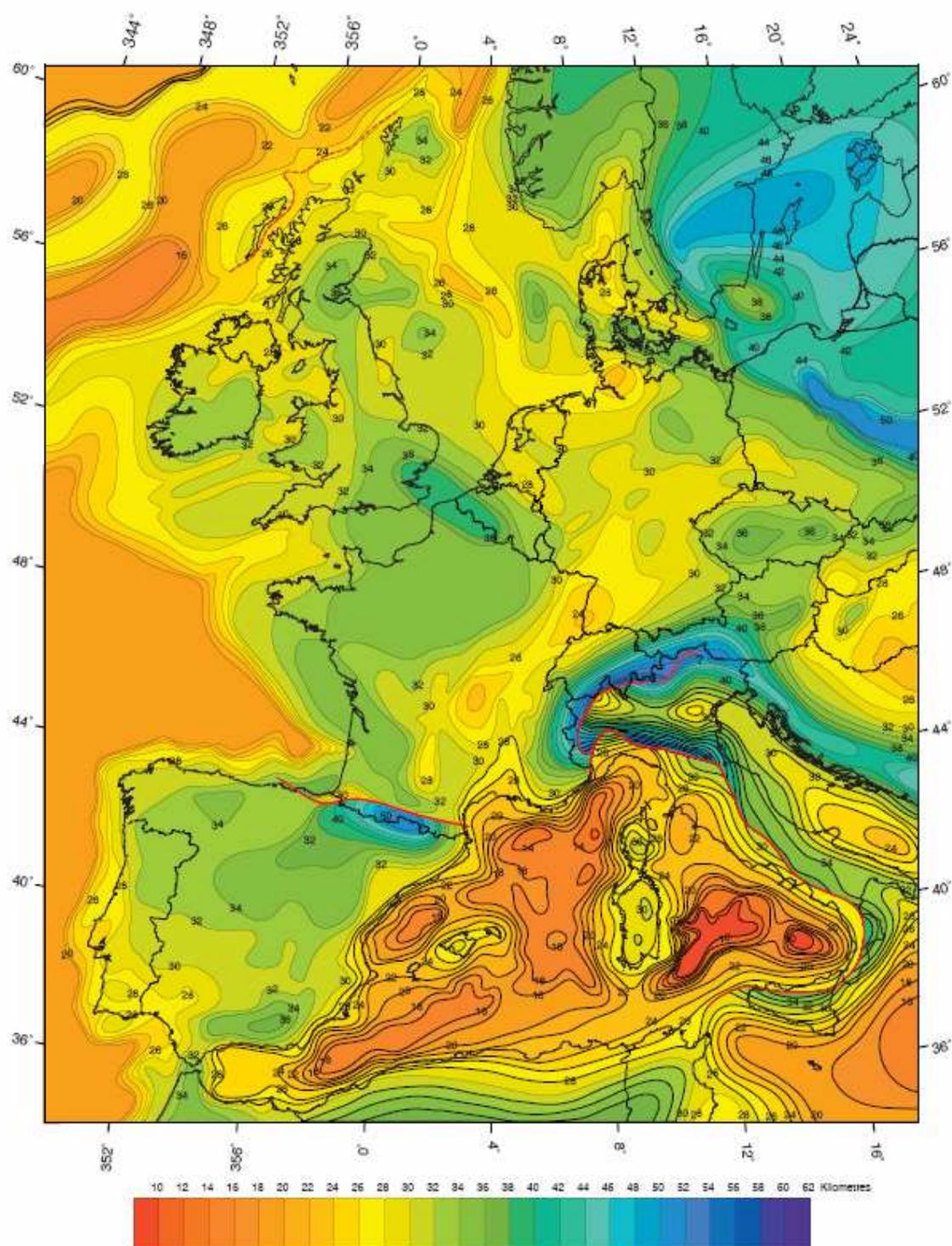


Figura 3.8 - Espessura crustal para a Europa [Dèzes & Ziegler, 2001].

3.3.2. Factor de qualidade, $Q(f)$, do meio de propagação

A atenuação inelástica, definida pela expressão (2.22) é função do factor de qualidade do meio, $Q(f)$, fortemente dependente do tipo de crosta percorrida pelas ondas sísmicas, ou seja, do ambiente tectónico da região (ver Tabela 2.3).

Como já foi mencionado no capítulo 2, existem alguns estudos de atenuação inelástica para Portugal Continental. Os resultados são apresentados na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 - Factor de qualidade, $Q(f) = Q_0 f^\nu$, para Portugal Continental

Região	Q_0	ν	Referência
Portugal (norte)	239	0,79	Vales <i>et al.</i> [1998]
Portugal (norte)	127	1,06	Vales <i>et al.</i> [1998]
Portugal (norte)	490	0,60	Pujades <i>et al.</i> [1990]
Portugal (centro)	138	0,96	Vales <i>et al.</i> [1998]
Portugal (Vale do Tejo)	123	0,94	Carvalho <i>et al.</i> [1999]
Portugal (centro)	306	0,70	Pujades <i>et al.</i> [1990]
Portugal (sul)	250	0,70	Pujades <i>et al.</i> [1990]
Portugal (sul)	70	0,90	Fitas <i>et al.</i> [2000]
Portugal (sul)	133	0,90	Carrilho & Oliveira [1997]

É facilmente constatável a grande disparidade nas expressões apresentadas para uma mesma zona de Portugal Continental. Mesmo os valores apresentados na Tabela 3.4 são valores médios associados a grande dispersão. Por exemplo, Fitas *et al.* [2000] apresentam $Q_0 = 70$ e $\nu = 0,90$ como valores médios para o sul de Portugal mas os seus resultados, deduzidos após o estudo de cerca de 50 registos de sismicidade provenientes da região de Monchique, Loulé e Portimão e obtidos em 7 estações instaladas no Algarve, variam entre 44 e 110 para Q_0 e entre 0,47 e 1,46 para ν . Da mesma forma, Vales *et al.* [1998] apresentam valores entre 69 e 389 para Q_0 e entre 0,53 e 1,10 para ν , para o norte de Portugal, após o estudo de cerca de uma centena de sismogramas correspondentes ao sismo de Lugo de 1997 e suas réplicas e a alguns sismos com epicentro na zona de Pinhel, detectados em 4 estações localizadas no norte de Portugal.

A Figura 3.9 faz a representação das leis do factor de qualidade apresentadas na Tabela 3.4 e a Figura 3.10 reflecte a atenuação inelástica (expressão 2.22) considerando as leis referidas.

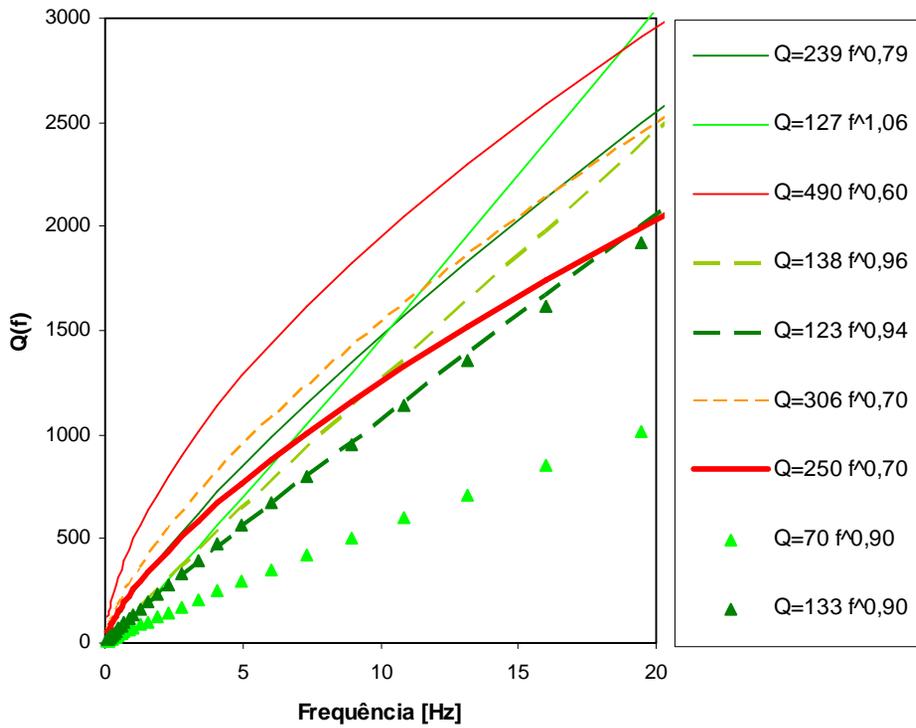


Figura 3.9 - Factor de qualidade, $Q(f)$, para Portugal Continental (ver Tabela 3.4).

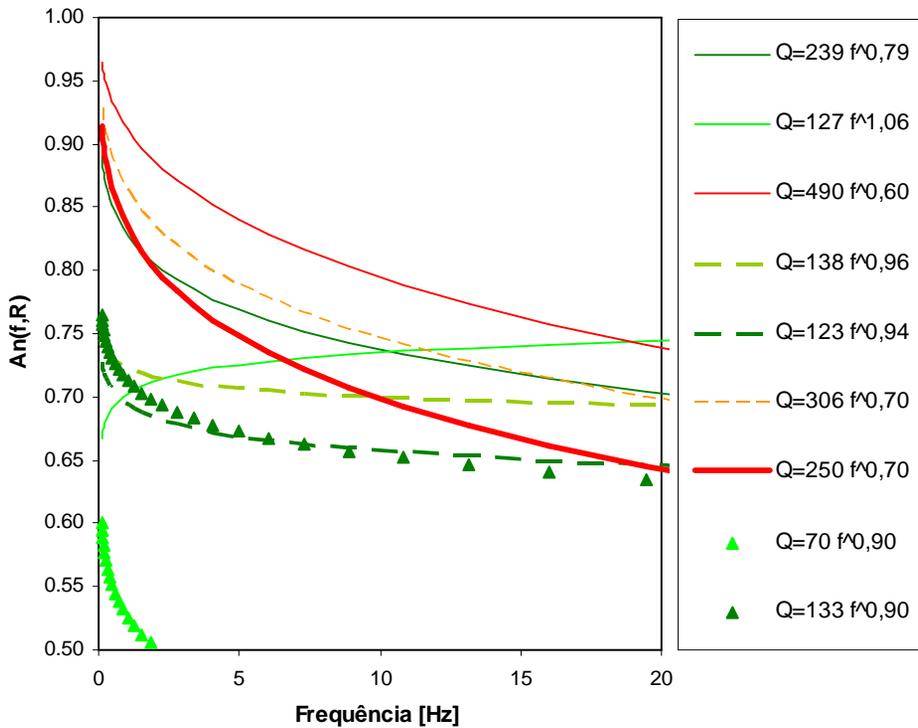


Figura 3.10 - Atenuação inelástica, considerando os factores de qualidade da Tabela 3.4, $\beta = 3,5 \text{ km/s}$ e $R=50 \text{ km}$.

sismicidade baixa a moderada, estáveis, com baixa atenuação crustal. Para o expoente ν , Pujades *et al.* [1990] determinaram valores variando entre 0,3 – 0,6 para o centro e nordeste da Península Ibérica e de 0,7 para os Pirinéus e valores entre 0,6 – 0,8 para sul e noroeste da Península Ibérica.

Assim, tendo em conta o mapa de isolinhas apresentado, o valor de 250 para Q_0 parece adequado para Portugal Continental, pois é o valor obtido para o sul e centro de Portugal, sendo o valor 0,7 para o expoente, ν , um compromisso entre os valores 0,6 - 0,8 obtidos por Pujades *et al.* [1990]. A relação utilizada neste trabalho será, então, $Q(f) = 250 f^{0,7}$, relação apresentada a traço grosso vermelho nas Figuras 3.9 e 3.10.

Considera-se, neste estudo, a mesma lei do factor de qualidade do meio de propagação para todos os eventos, pressupondo-se, portanto, que o meio percorrido pelas ondas sísmicas, desde a fonte ao substracto rochoso, é relativamente homogéneo. Esta simplificação, podendo ser uma limitação do estudo, tem, no entanto os seguintes fundamentos:

- (i) 7 dos 12 eventos analisados são sismos “terra”, registados a curtas distâncias, pelo que não é de esperar heterogeneidades significativas na estrutura litosférica que alterem de modo significativo o conteúdo espectral das ondas sísmicas através do meio de propagação;
- (ii) No estudo da atenuação inelástica para a região de Vale do Tejo, Carvalho *et al.* [1999], utilizando sismos gerados em diferentes zonas sismogénicas, concluíram que para os eventos gerados nas regiões de Vale do Tejo, Margem Alentejana e Algarve (regiões que englobam as localizações dos sismos “terra” e “mar” utilizados neste trabalho), os valores do factor de qualidade não apresentam diferenças consideráveis. Os autores concluíram, assim, que não se evidenciam variações regionais significativas no percurso das ondas sísmicas, comprovando propriedades semelhantes na atenuação da crosta;
- (iii) López Casado *et al.* [2000] ao estudarem a regionalização da atenuação das intensidades macrosísmicas com a distância epicentral na Península Ibérica (dividindo a atenuação em cinco categorias: muito elevada, elevada, média, baixa e muito baixa), com base nos raios médios de 254 mapas de isossistas de sismos históricos, concluíram que Portugal, a zona do Golfo de Cádiz e a margem SW de Portugal apresentam uma atenuação baixa a muito baixa, não evidenciando diferenças regionais.

Uma vez obtida a lei do factor de qualidade, é importante analisar o impacto da desconvolução da atenuação inelástica no espectro observado. A Figura 3.12 apresenta três eventos (evento #2 com uma distância hipocentral de cerca de 40 km, evento #8 a uma distância de cerca de 80 km e evento #12 a uma distância de 370 km) e os espectros de amplitude de Fourier de deslocamento observados e desconvoluídos dos efeitos da atenuação inelástica para diferentes leis do factor de qualidade.

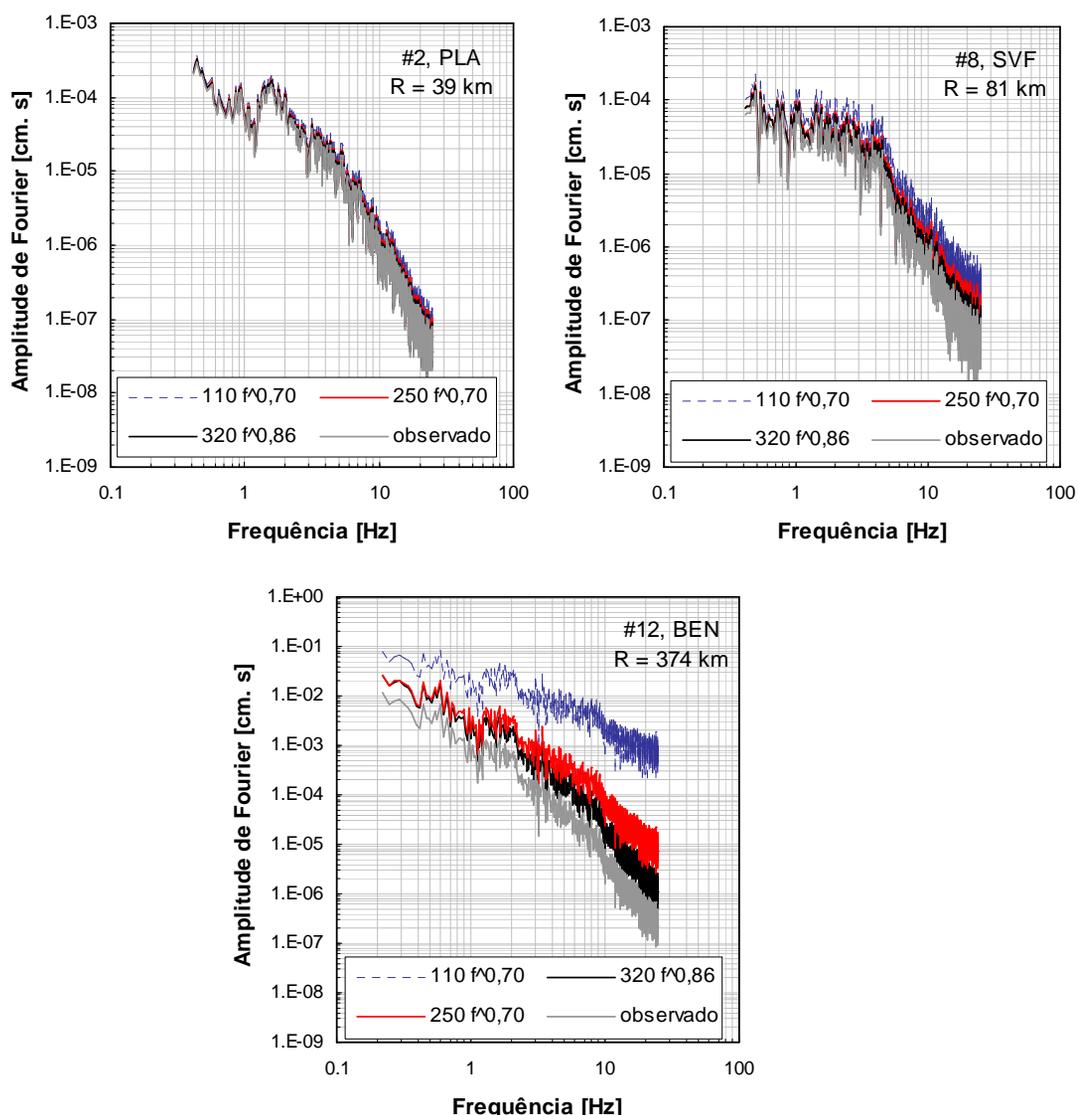


Figura 3.12 - Exemplo dos espectros de amplitude de Fourier de deslocamento observados para 3 eventos e desconvoluídos por vários factores de atenuação inelástica.

A Figura 3.12 evidencia que:

1. O efeito da atenuação inelástica apenas é irrelevante no sismo #2, a 40 km de distância. Para distâncias superiores, a consideração da atenuação inelástica altera a distribuição energética no espectro. Assim, a não consideração do efeito de atenuação inelástica para sismos de distância superior a cerca de 50 km pode conduzir a uma má estimativa dos movimentos sísmicos intensos do solo.
2. A forma do espectro corrigido (desconvoluido da atenuação inelástica) é significativamente alterada nas altas frequências considerando diferentes leis para o factor de qualidade. Esta alteração da distribuição de energia nas várias frequências é bastante elevada para a lei do factor de qualidade com Q_0 baixo ($Q_0 < 200$), principalmente para os sismos “mar”, a grandes distâncias (ver #12). É importante, assim, o conhecimento adequado da lei regional a utilizar pelo que se aconselha estudos mais pormenorizados da atenuação inelástica para Portugal Continental, com uma amostra significativa e de qualidade de registos sísmicos e estações e um procedimento homogéneo para todo o território, que permita detectar variações nas características do meio ao longo do percurso das ondas sísmicas.
3. A correcção do efeito da atenuação inelástica, no espectro observado, não afecta a existência das duas frequências-esquina do sismo #12, de 5,9M_L, o que é consistente com o facto da existência dessas duas frequência-esquina ser devido a processos complexos na fonte sísmica e não a um efeito de propagação, em particular no espectro de amplitude em deslocamento dos sismos regionais de elevada magnitude.

3.3.3. Factor de decaimento espectral, k

O parâmetro de decaimento espectral, k , respeitante à atenuação da crosta superior, é obtido assumindo a terminologia de Anderson & Hough [1984] em que o decaimento do espectro de amplitude de Fourier é descrito como (secção 2.2.3.1):

$$At(f) = e^{-\pi \cdot f \cdot k} \quad (3.3)$$

Os espectro de amplitude de Fourier em acelerações, para os registos obtidos nas estações da rede acelerográfica, têm a forma apresentada na Figura 1.1 (direita), isto é, possuem um patamar constante delimitado pela frequência-esquina, nas baixas frequências, e por uma frequência, f_{max} , nas altas frequências, a partir da qual o espectro apresenta um decaimento acentuado.

O factor k , que traduz esse decaimento, é obtido através do declive da recta de ajuste do decaimento das altas frequências do espectro de amplitude de Fourier em aceleração numa escala ln-linear (na Figura 3.15 apresenta-se um exemplo).

De referir, que o efeito do decaimento espectral observado nos espectros dos registos sísmicos é, obviamente, resultado dos vários processos físicos que caracterizam o movimento intenso do solo e que alteram o seu conteúdo espectral, nomeadamente, a atenuação inelástica devido às características do meio atravessado pelas ondas sísmicas e a atenuação crustal devido às características da crosta superior.

Desta forma, para o estudo da atenuação crustal, isto é, para o cálculo do parâmetro k , os espectros de amplitude de Fourier em aceleração devem ser desconvoluídos do efeito da atenuação inelástica.

O modo como a atenuação inelástica influencia o decaimento espectral depende das frequências de interesse, da lei regional do factor de qualidade e das distâncias hipocentrais.

Assim, é de esperar que, em regiões em que a atenuação é muito reduzida, a não consideração desta correcção para o estudo da atenuação crustal não acarrete grandes erros ou incertezas no cálculo do factor k , o mesmo não acontecendo para zonas em que a transmissão de energia não é realizada de forma eficiente. Por outro lado, a atenuação inelástica afectará mais significativamente o decaimento nas altas frequências para distâncias elevadas.

Estas afirmações são reforçada nas Figuras 3.13 e 3.14, que pretendem mostrar o efeito da atenuação inelástica no decaimento do espectro de aceleração na fonte, para diferentes distâncias e considerando vários modelos do factor de qualidade.

Mais concretamente, foram consideradas as distâncias de 40 km e 250 km e as leis, para o factor de qualidade, $Q = \infty$, $Q = Q_0$, $Q(f) = Q_0 f^{0.25}$, $Q(f) = Q_0 f^{0.5}$, $Q(f) = Q_0 f^{0.7}$ e $Q(f) = Q_0 f$. De notar que $Q = \infty$ significa ausência de atenuação inelástica e, portanto, o decaimento espectral é devido, unicamente à atenuação crustal.

Nestas figuras, o decaimento espectral é calculado pelo produto da atenuação inelástica com o decaimento da crosta superior, isto é, $e^{-\pi \cdot f \cdot R / Q(f) \beta} \cdot e^{-\pi \cdot f \cdot k}$.

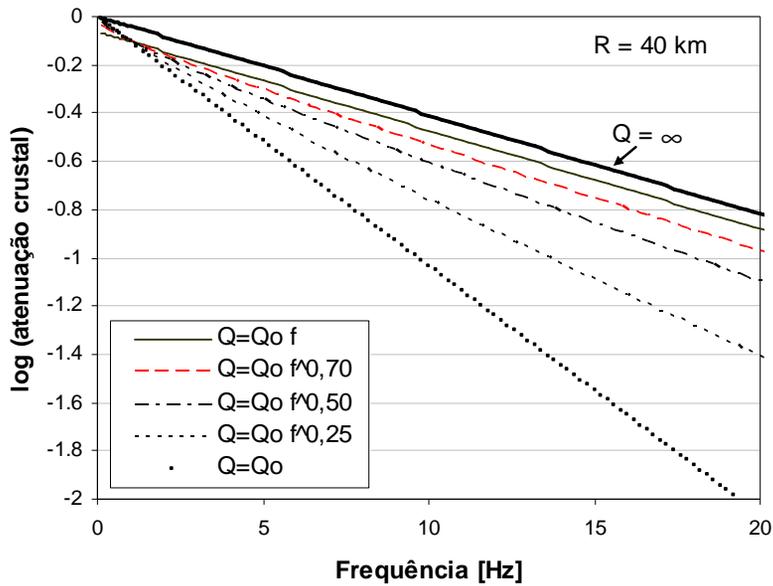


Figura 3.13 - Decaimento do espectro de amplitude de Fourier em aceleração, para uma distância hipocentral de 40 km, para várias leis do factor de qualidade, $k=0,03$ e $\beta=3,5$ km/s.

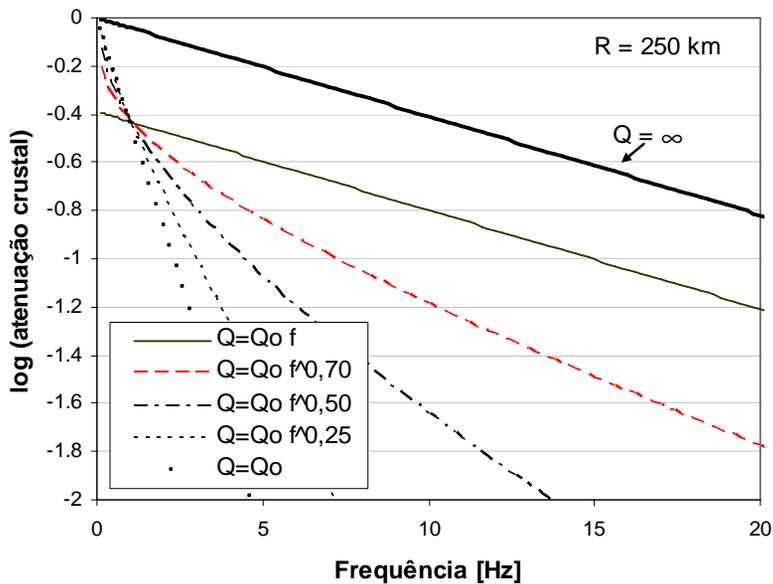


Figura 3.14 - Decaimento do espectro de amplitude de Fourier em aceleração, para uma distância hipocentral de 250 km, considerando várias leis do factor de qualidade, $k=0,03$ e $\beta=3,5$ km/s.

Verifica-se que se $Q(f)$ for proporcional à frequência ($Q(f) = Q_0 f$) o decaimento espectral (declive, nas Figuras 3.13 e 3.14) não sofre qualquer alteração, tendo a atenuação inelástica influência à medida que o expoente ν na relação $Q(f) = Q_0 f^\nu$ vai diminuindo. As Figuras 3.13 e 3.14 mostram, também, que a relação utilizada neste estudo para Portugal Continental

($Q(f) = Q_0 f^{0.7}$) altera o decaimento espectral nas altas frequências, pelo que este efeito de propagação do meio deve ser corrigido para a estimativa do efeito de atenuação crustal.

Assim, para todos os registos sísmicos considerados neste trabalho, foram calculados os respectivos espectros de amplitude em acelerações para as duas componentes horizontais. O efeito da atenuação inelástica foi posteriormente corrigido tendo em conta a lei regional estabelecida para o factor de qualidade.

O factor de decaimento espectral, k , foi obtido através do declive, k_0 , da recta de ajuste pelos mínimos quadrados, do decaimento nas altas frequências numa escala log-linear (num gráfico de escala log-linear, $k = k_0 * \ln(10) / \pi$). A Figura 3.15 apresenta, como exemplo, os espectros de amplitude de Fourier em aceleração das ondas S, para as componentes horizontais de dois dos registos considerados, e o ajuste linear do decaimento espectral. No anexo B são apresentados os espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para todos os registos nas duas componentes horizontais.

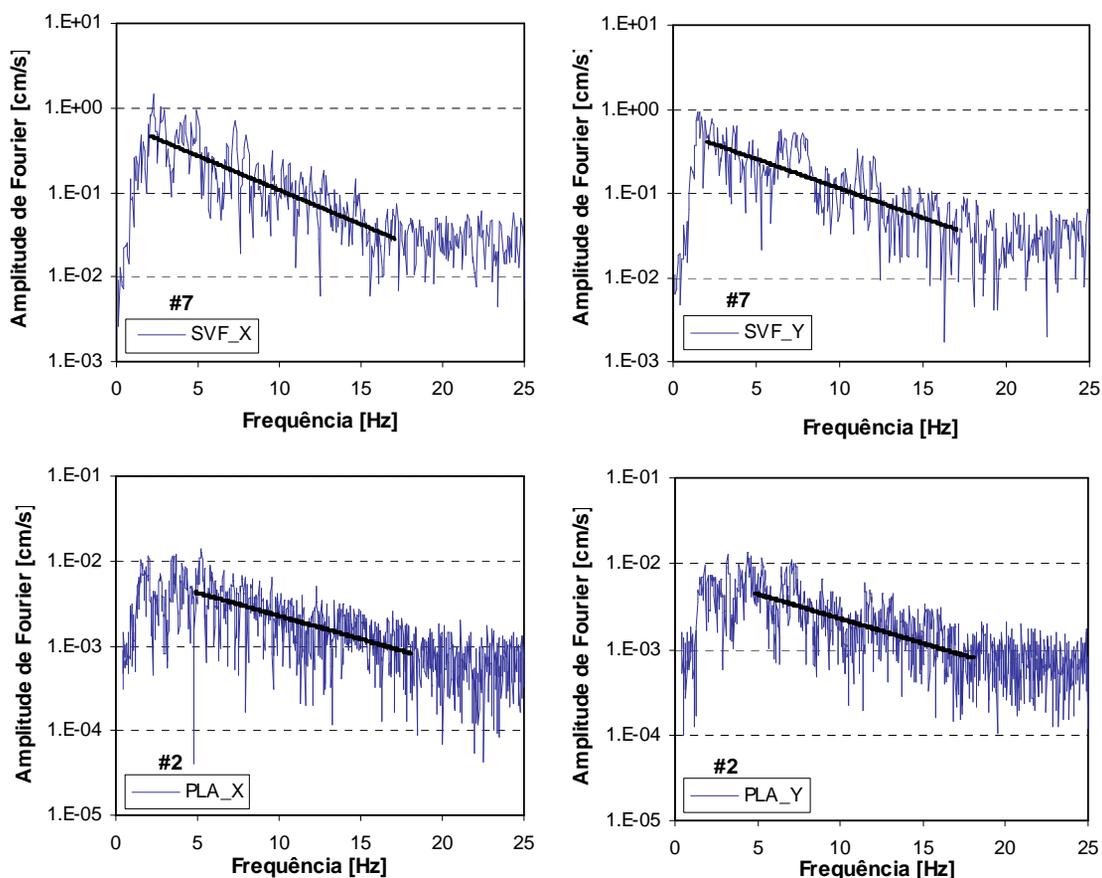


Figura 3.15 - Espectros de amplitude de Fourier em aceleração das ondas S, para dois eventos da base de dados, e recta de ajuste linear do decaimento espectral (na legenda: #número do evento, código da estação e componente considerada).

Uma apreciação geral dos espectros de aceleração das ondas S, dos vários registos, permite concluir que os espectros apresentam, na sua maioria, um decaimento espectral que se inicia em torno do intervalo 2-6 Hz e termina nas frequências 18-20 Hz, intervalo de frequências que será utilizada para o cálculo de k . A exceção verifica-se para os registos da estação EVM que não apresentam qualquer decaimento (ver Figura 3.18). Tendo em conta que esta estação não apresentou registos credíveis, como se demonstrará na secção seguinte (Figura 3.23), tais registos não serão considerados para o cálculo da média de k .

Os valores de k , para todos eventos e estações, para as duas componentes horizontais, encontram-se resumidos na Tabela 3.5. A cor castanha representa os sismos “terra” e a cor azul os sismos “mar”, formatação seguida nas restantes tabelas deste capítulo.

Tabela 3.5 - Valores de k (k_x e k_y para as componentes X e Y, respectivamente)

#Evento	Código estação	k_x [s]	k_y [s]
1	EVM		
2	PLA	0,034	0,040
3	SVF	0,023	0,034
4	SVF	0,036	0,030
5	SVF	0,023	0,031
6	SVF	0,037	0,018
	STE	0,026	0,016
	PAL	0,026	0,036
	SVI	0,026	0,040
7	SVF	0,054	0,048
	BEN	0,037	0,032
	EVM		
	PAL	0,018	0,027
8	BEN	0,032	0,026
	EVM		
	SVF	0,043	0,031
9	ACU	0,040	0,059
10	SVF	0,032	0,025
11	SVF	0,040	0,030
12	ACU	0,021	0,031
	BEN	0,027	0,025
	STE	0,022	0,024
	EVM		
	SVI	0,036	0,037
	JR1	0,032	0,035

Os valores médios de k e os intervalos de confiança a 95%, para sismos “terra” e sismos “mar”, são de $0,035 \pm 0,005$ s e de $0,030 \pm 0,003$ s, respectivamente. Considerando todos os registos obtém-se $k = 0,032 \pm 0,003$ s.

A Figura 3.16 apresenta os valores de k (média de k_x e k_y) para as diferentes magnitudes dos eventos considerados e para as diferentes distâncias hipocentrais.

A dispersão dos valores de k , em relação à média, não revela qualquer padrão com a variação da magnitudes pelo que não parece existir uma dependência de k com a magnitude, para a base de dados existentes. A mesma conclusão é válida para a variação dos desvios de k com a distância.

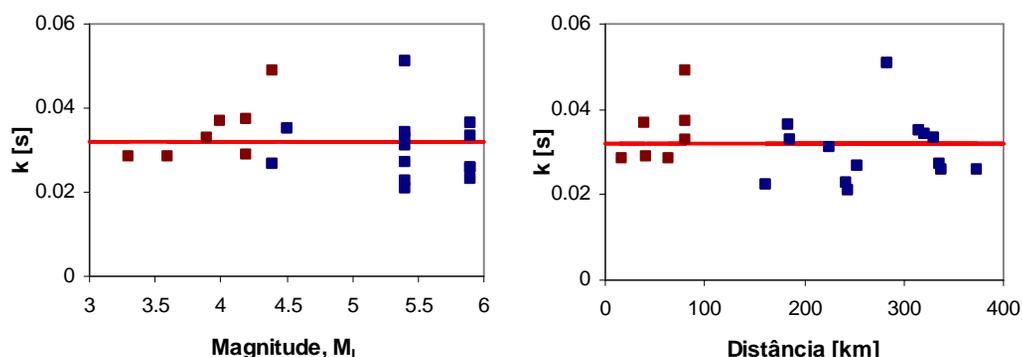


Figura 3.16 - Valores de k em função da magnitude (esquerda) e da distância hipocentral (direita) para todas as estações da base de dados. A cor castanha representa os sismos “terra” e a cor azul os sismos “mar”. A recta sólida, a vermelho, representa o valor médio de k .

Refira-se que a dispersão observada nos valores de k , dever-se-á não só a diferenças entre as características geomorfológicas dos locais onde estão situadas as estações mas, também, às incertezas na estimativa numérica de k , principalmente no que diz respeito à escolha da gama de frequências válida para a regressão linear. De facto, enquanto que para a escolha do limite superior da frequência, o nível de ruído do registo representa uma fronteira relativamente bem definida para a maioria dos registos, a escolha do limite inferior requer uma maior subjectividade pois, algumas vezes, o início do decaimento não está bem definido.

Na Figura 3.17 são exibidos os valores médios de k (média das componentes X e Y) por estação, para cada evento considerado.

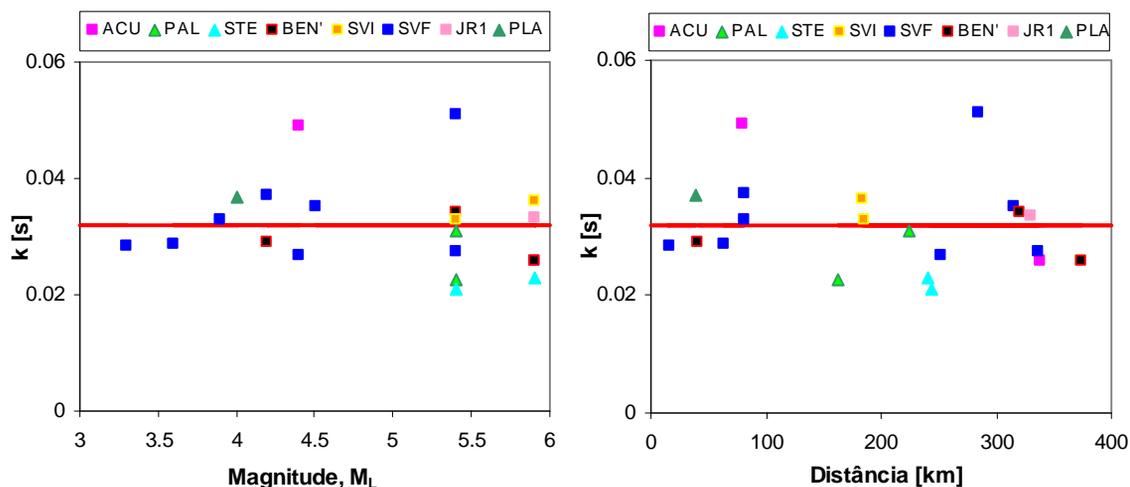


Figura 3.17 - Valores médios de k (média das componentes X e Y) por estação, em função da magnitude (esquerda) e da distância hipocentral (direita).

Pela observação dos espectros de amplitude em acelerações dos vários registos e tendo em conta os valores de k calculados para uma mesma estação (Figura 3.17) tornam-se pertinentes os seguintes comentários:

1. Todos os registos da estação Évora Monte (EVM), independentemente da magnitude ou da localização hipocentral do evento que os originou, apresentam um comportamento similar entre si mas diferente de todos os outros registos da base de dados. Mais concretamente, os espectros de amplitude de aceleração não apresentam, conforme já referido, decaimento espectral na gama de frequências considerada [2-6; 18-20] Hz.

A Figura 3.18 apresenta os espectros de aceleração para a componente X dos 4 eventos registados nesta estação.

2. Os registos da estação Ponte-Altar, Algarve (PAL) apresentam ressonâncias locais evidentes, sobrepostas ao decaimento espectral. Torna-se aconselhável uma revisão da classificação dos solos no local de instalação desta estação.

A Figura 3.19 apresenta dois exemplos de espectros de amplitude em aceleração registados nesta estação.

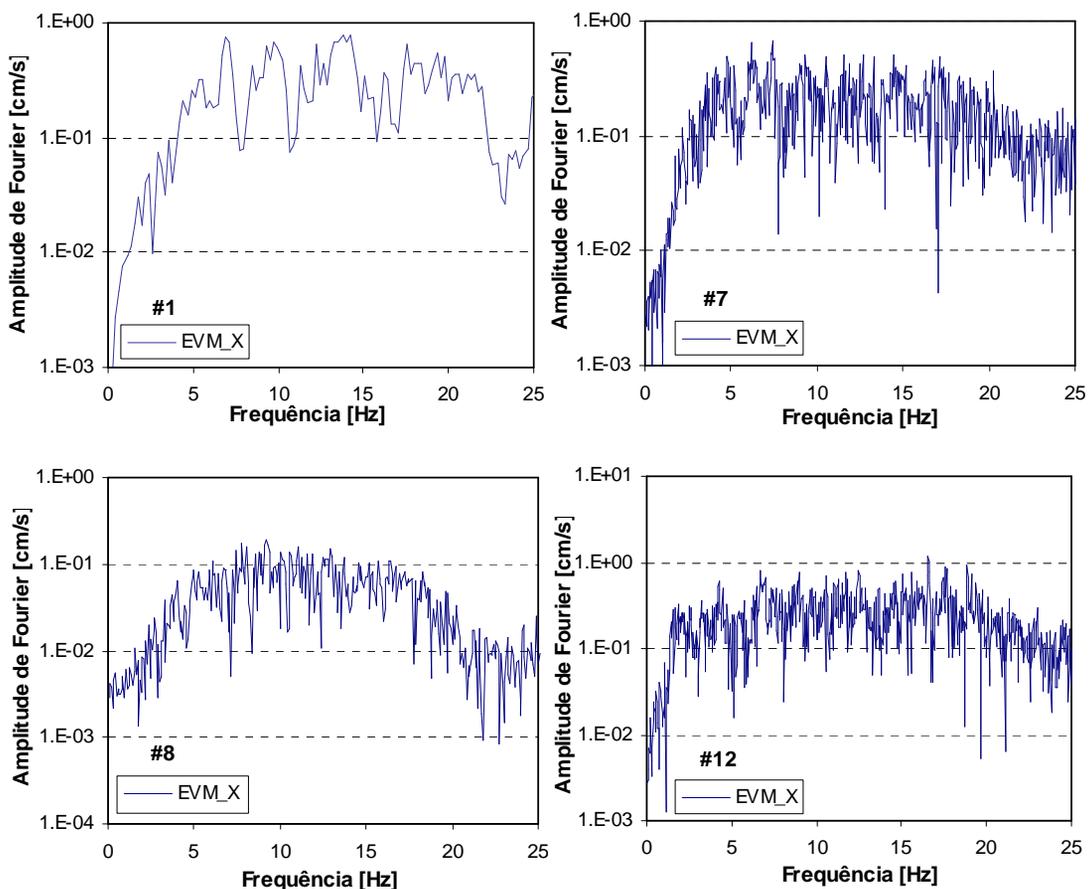


Figura 3.18 - Espectros de amplitude em aceleração para os eventos registados na estação de Évora Monte (EVM).

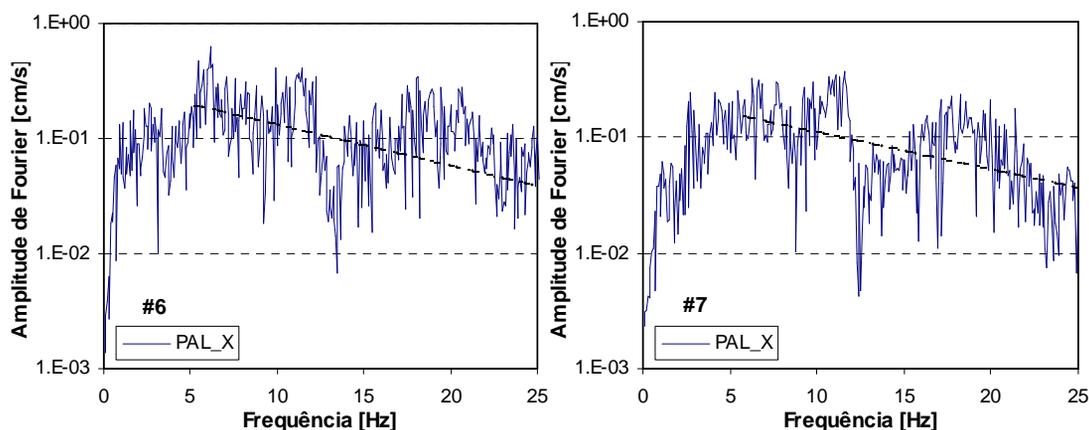


Figura 3.19 - Exemplo de dois espectros de amplitude em aceleração de dois eventos registados pela estação PAL, mostrando efeitos locais sobrepostos ao decaimento espectral.

3. No geral, as estações apresentam valores de k semelhantes, independentemente da distância e da magnitude do sismo. Repare-se, por exemplo, na estação SVF, estação que exhibe o maior número de registos (8), que com excepção do sismo #7 (5,4M_L, a 283 km), apresenta valores de k em torno da média observada. Tal constatação sugere que o valor de k não deverá ser uma característica do processo de ruptura na fonte sísmica e encoraja a utilização de um valor médio de k representativo do efeito de atenuação da crosta superior para Portugal Continental.

3.3.4. Frequência-esquina, f_c , momento sísmico, M_0 e queda de tensão, $\Delta\sigma$

Tendo um melhor conhecimento dos processos envolvidos na atenuação das ondas sísmicas, o espectro observado pode ser desconvoluído de tais efeitos, sendo possível obter um espectro da fonte e, conseqüentemente, determinar os parâmetros que caracterizam a fonte sísmica, nomeadamente momento sísmico, frequência-esquina e queda de tensão.

De referir, a este propósito, que a não correcção dos fenómenos físicos de atenuação pode levar a uma estimativa, por baixo, do valor da frequência-esquina e, conseqüentemente, a valores subestimados das quedas de tensão por um factor de 2 ou 3 [Rovelli *et al.*, 1991].

A título de resumo, para a desconvolução do espectro observado, considerou-se

- (i) a correcção geométrica utilizando a expressão (2.18b) com os valores de espessura crustal de 31 km e 20 km, para sismos “terra” e “mar”, respectivamente;
- (ii) os valores da velocidade das ondas sísmicas e da densidade na fonte sísmica estabelecidos em função da profundidade focal de acordo com a Tabela 3.3;
- (iii) a atenuação inelástica a partir da expressão (2.22), utilizando $Q(f) = 250 f^{0,70}$;
- (iv) a atenuação crustal a partir da expressão (3.3), com o valor médio de k determinado para cada estação, de acordo com a Tabela 3.5.

Uma vez obtido o espectro de amplitude na fonte, a determinação dos parâmetros da fonte pode ser feita recorrendo a diferentes técnicas.

Uma das técnicas possíveis é a técnica gráfica, que permite calcular simultaneamente os valores do momento sísmico e da frequência-esquina através das envolventes das assíntotas de baixa e de alta frequência do espectro de amplitude de Fourier de deslocamento, da fonte sísmica.

Sendo Ω_0 a amplitude do espectro nas baixas frequências (assíntota horizontal), o momento sísmico, M_0 , será determinado recorrendo às expressões (1.2) e (2.2) (e, portanto,

$M_0 = \Omega_0 / C$) e a frequência-esquina é obtida pela intersecção das asymptotas de baixa e alta frequência, tal como referido no capítulo 1 (Figura 1.1), isto é, considerando a asymptota horizontal como o patamar das baixas frequências e a asymptota de declive -2 como a envolvente do decaimento nas altas frequências.

A Figura 3.20 apresenta alguns exemplos da determinação destes parâmetros pelo método gráfico, encontrando-se no Anexo C, secção C.2, a metodologia gráfica realizada para todos os registos considerados.

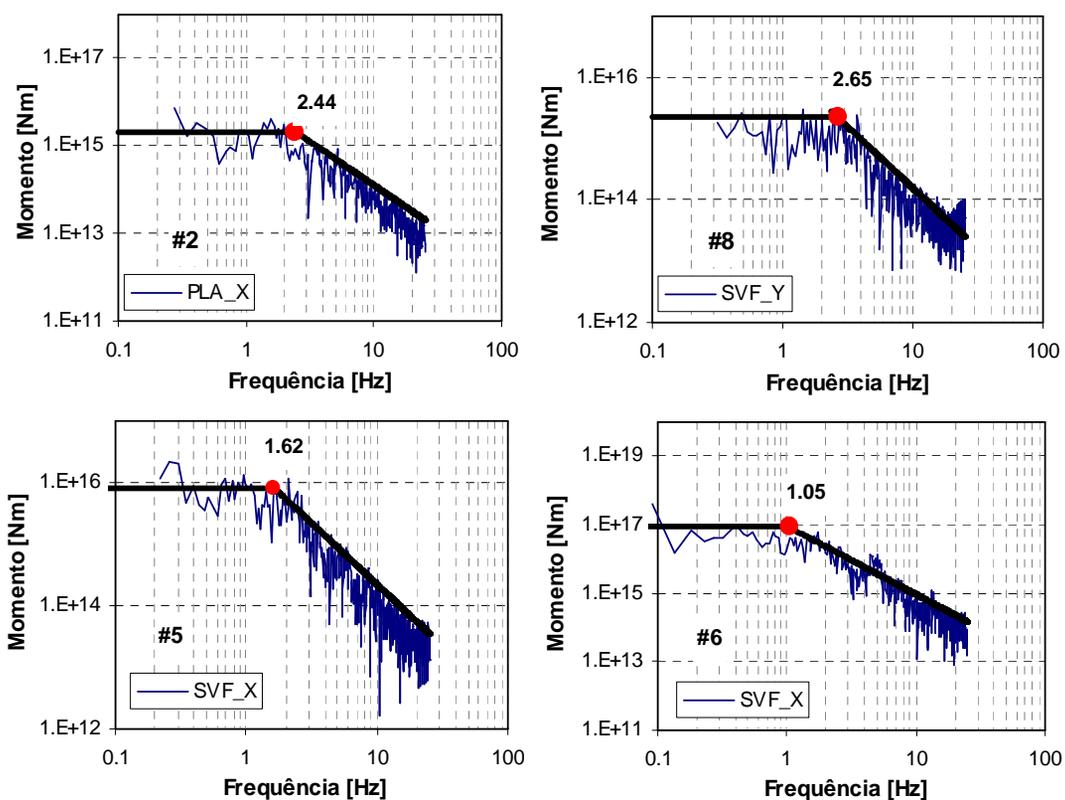


Figura 3.20 - Espectros de amplitude de deslocamento da fonte sísmica, em unidades de momento sísmico, para quatro eventos da tabela 3.2. Metodologia gráfica para determinação, simultânea, da frequência-esquina e momento sísmico.

Esta técnica foi a escolhida por Borges [2003] para obtenção do valor da frequência-esquina para eventos com epicentro no Algarve, entre 1996 e 1998, utilizando, maioritariamente, a componente vertical dos registos e o conteúdo das ondas P.

No entanto, esta técnica tem a desvantagem da subjectividade no traçado das envolventes.

Rovelli *et al.* [1991] concluem que o método gráfico para a determinação simultânea do momento sísmico e da frequência-esquina não é aconselhável, existindo grande dificuldade em controlar as incertezas na determinação dos dois parâmetros dada a sua dependência analítica, devendo estes dois parâmetros ser determinados independentemente.

Cranswick *et al.* [1985] e Andrews [1986] frisaram a necessidade de determinar a frequência-esquina por um método mais objectivo, uma vez que uma determinação visual introduz grandes incertezas e dispersão devido à presença frequente de picos de ressonância nos espectros, resultantes de outras causas que não a fonte sísmica (por exemplo, efeitos locais) que poderão dificultar a observação do início do decaimento espectral no espectro da fonte.

Assim, a frequência-esquina foi obtida, também, pelo método analítico de Andrews [1986] segundo a expressão:

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{\int_{-\infty}^{+\infty} V^2(f) \cdot df}{\int_{-\infty}^{+\infty} D^2(f) \cdot df}} \quad (3.4)$$

sendo $V(f)$ e $D(f)$ os espectros de amplitude de velocidade e deslocamento, respectivamente, corrigidos dos efeitos de atenuação geométrica, atenuação inelástica e atenuação crustal.

Por último, foi utilizado uma terceira técnica, em que se ajusta o espectro do modelo ω^2 ,

$$S(f, M_0) = C \cdot M_0 \cdot \frac{1}{1 + (f/f_c)^2} \quad (3.5)$$

ao espectro de deslocamento na fonte (média geométrica das componentes horizontais do espectro registado e posterior desconvolução dos efeitos de atenuação).

A técnica é executada utilizando a melhor relação do momento sísmico (ajuste nas baixas frequências) e da queda de tensão, $\Delta\sigma$, (ajuste nas altas frequências) determinando, assim, a frequência-esquina que melhor se adapta ao espectro observado e que se encontra relacionada com essas duas grandezas através da expressão (2.8a).

A Figura 3.21 apresenta o exemplo dessa técnica para alguns espectros, sendo os restantes mostrados no Anexo C.3.

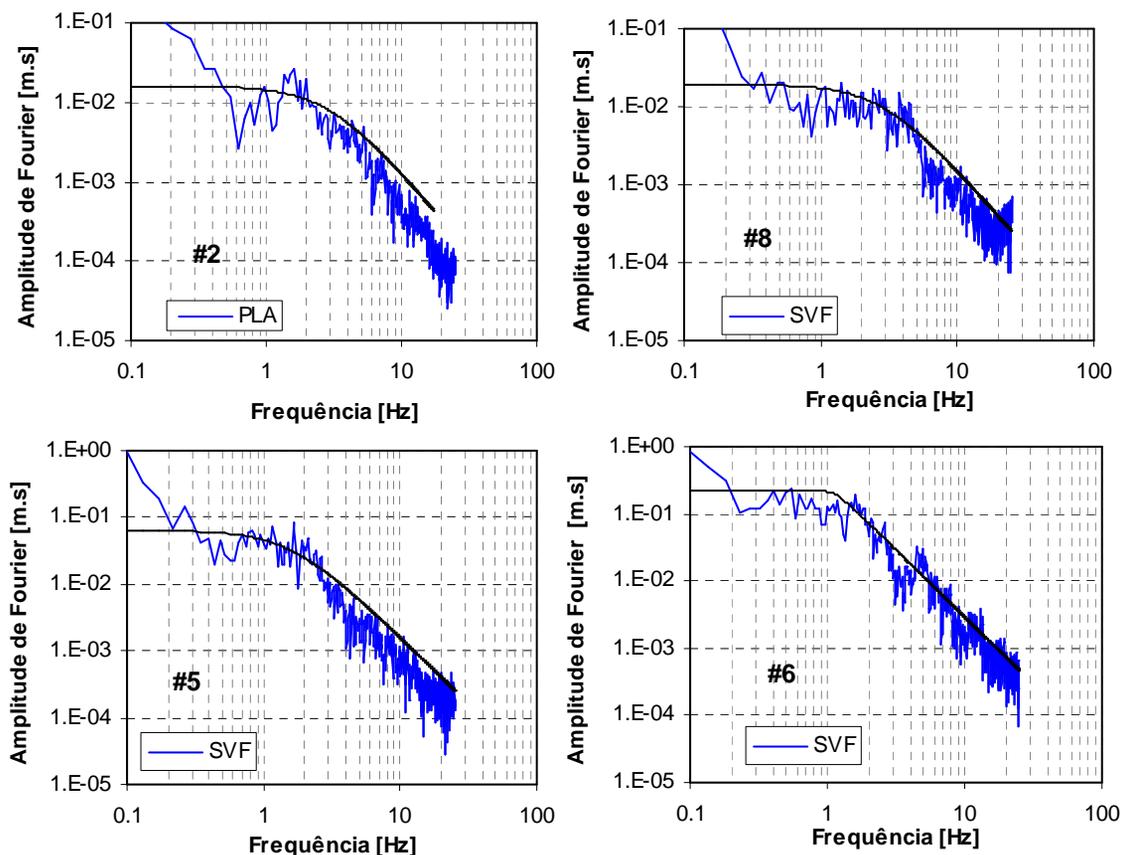


Figura 3.21 - Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica para 4 eventos da Tabela 3.2. Ajuste do espectro teórico do modelo ω^2 .

A análise da Figura 3.21 permite constatar, mais uma vez, que o modelo teórico de Brune, parece ser um modelo adequado para a descrição dos espectros dos registos da rede acelerográfica nacional, para sismos de magnitude baixa a moderada.

Na Tabela 3.6 encontram-se sintetizados os valores da frequência-esquina, para todos os registos e para as componentes X e Y, determinados pelas três técnicas aqui descritas.

São, no entanto, necessários alguns comentários:

Tabela 3.6 - Valores da frequência-esquina para os vários métodos utilizados. O parêntesis indica o valor da frequência-esquina mais baixa nos registos que apresentam duas frequências-esquina. Para estes casos o método analítico não foi considerado.

#Evento	Código estação	Método gráfico ¹		Ajuste teórico ²	Método Analítico ³	
		f_{c_x} [Hz]	f_{c_y} [Hz]	f_c [Hz]	f_{c_x} [Hz]	f_{c_y} [Hz]
1	EVM	7,124	6,771	6,675	6,826	4,372
2	PLA	2,440	3,645	2,606	1,981	2,357
3	SVF	4,439	3,546	3,680	3,085	4,603
4	SVF	2,177	3,530	3,109	1,916	2,195
5	SVF	1,620	1,527	1,197	0,857	1,028
6	SVF	1,048	1,060	1,197	1,853	1,365
	STE	1,066	1,150	1,027	1,025	1,219
	PAL	1,097	0,607	0,931	1,200	1,120
	SVI	1,202	1,239	1,298	1,350	1,254
7	SVF	1,593	1,331	1,185	1,914	1,825
	BEN	(0,315)	(0,465)	(0,522)	-	-
	EVM	-	-	-	-	-
	PAL	1,001	0,712	1,235	1,201	1,010
8	BEN	3,558	2,909	2,626	2,174	2,406
	EVM	4,353	3,281	2,626	3,154	3,905
	SVF	2,573	2,652	2,738	3,103	3,191
9	ACU	3,229	3,307	3,343	3,440	3,851
10	SVF	4,336	4,425	4,608	3,425	3,594
11	SVF	1,236	1,335	1,156	1,579	0,908
12	ACU	(0,126)	(0,436)	(0,289)	-	-
	BEN	(0,365)	(0,301)	(0,338)	-	-
	STE	(0,356)	(0,551)	(0,401)	-	-
	EVM	-	-	-	-	-
	SVI	(0,451)	(0,552)	(0,463)	-	-
	JRM	(0,322)	(0,338)	(0,216)	-	-

¹ Anexo C.2

² Anexo C.3

³ Expressão (3.4)

- Um registo do evento #7, 5,4M_L, apresenta duas frequências-esquina, isto é, o espectro de amplitude apresenta dois patamares horizontais e entre eles um decaimento espectral (Figura 3.22). O mesmo acontece, e conforme já foi mencionado na secção 3.2.3 e Figura 3.5, para todos os registos do sismo #12, 5,9M_L. Para estes eventos, e de acordo com Huang & Tein Yeh [1999], considerou-se o valor da primeira frequência-esquina (o valor mais baixo) para determinar as características da fonte. Estes valores são apresentados e identificados com parêntesis na Tabela 3.6.

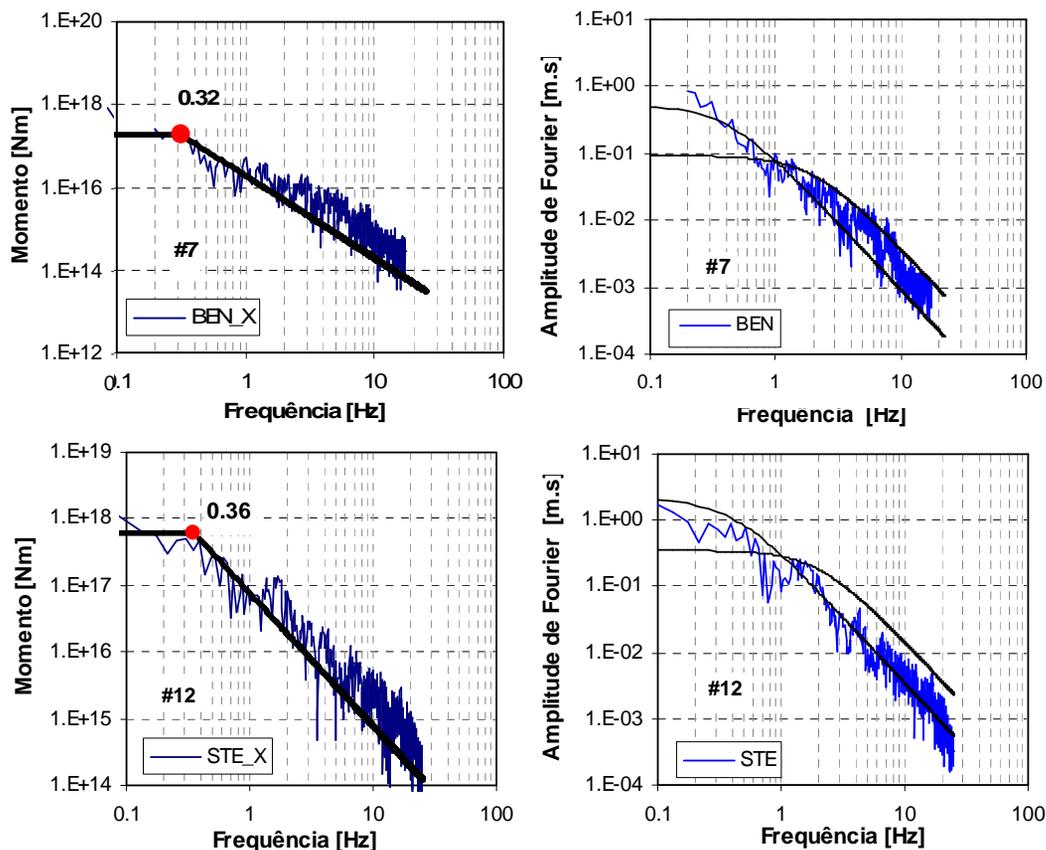


Figura 3.22 - Espectros de Fourier para alguns registos que apresentam duas frequência-esquina. Esquerda: metodologia gráfica para determinação da 1ª frequência-esquina. Direita: Ajuste do espectro teórico de Brune [1970].

2. Para os registos que apresentam duas frequência-esquina, o método analítico (expressão 3.4) não apresentou resultados fiáveis, mostrando a sua não aplicabilidade para sismos que não podem ser descritos pelo modelo de Brune [1970]. Assim, este método não será considerado nestes casos.
3. Os espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da estação EVM, para os sismos “mar” (eventos #7 e #12) não possuem conteúdo espectral para frequências inferiores a 1Hz (ver Figura 3.23), não permitindo obter valores razoáveis para o momento sísmico nem para a frequência-esquina, que deverá estar aquém destas frequências. Assim, estes registos não serão considerados e os valores da frequência-esquina não estão apresentados na Tabela 3.6.

A Figura 3.23 apresenta os registos da estação, para os eventos #7 e #12, onde a linha a grosso apresenta o valor do momento sísmico para os sismos correspondentes.

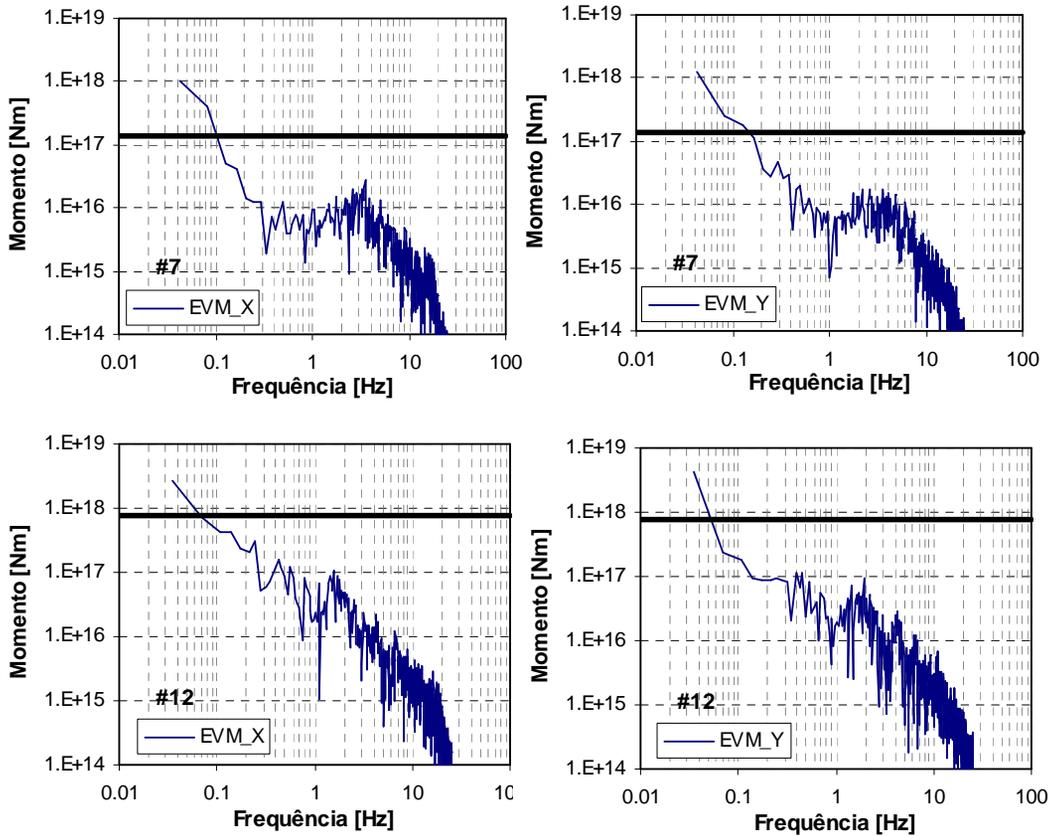


Figura 3.23 - Espectros de Fourier em deslocamento para os registos da estação EVM, correspondentes aos sismos #7 e #12, de $5,4M_L$ e $5,9M_L$, respectivamente. A linha a grosso apresenta a assíntota horizontal do valor do momento sísmico esperado para os sismos correspondentes.

O momento sísmico foi determinado, por dois processos:

- (i) pelo método gráfico, determinando o valor da assíntota horizontal do espectro de amplitude de deslocamentos (exemplo na figura 3.19 e Anexo C.1);
- (ii) pelo ajuste do espectro teórico de Brune (exemplo da Figura 3.21 e Anexo C.2), agora usando como conhecida a frequência-esquina (média das frequências apresentadas na Tabela 3.6, para cada registo) e variando na expressão (3.5) o valor do momento sísmico.

Os valores obtidos para todos os registos, determinados pelos três métodos, encontram-se na Tabela 3.7. Não se apresentam os valores da estação EVM, para os eventos #7 e #12, pelas razões previamente mencionadas.

Tabela 3.7 - Valores do momento sísmico para os dois métodos utilizados.

#Evento	Código estação	Método gráfico		Ajuste teórico
		$Mo_x [10^{22} \text{ dyne cm}]$	$Mo_y [10^{22} \text{ dyne cm}]$	$Mo [10^{22} \text{ dyne cm}]$
1	EVM	0,90	1,12	0,90
2	PLA	2,10	1,23	1,65
3	SVF	0,50	0,84	0,15
4	SVF	2,00	1,00	1,10
5	SVF	8,30	8,30	8,50
6	SVF	83,00	84,00	55,80
	STE	90,00	80,00	90,00
	PAL	100,00	150,00	127,00
	SVI	142,00	90,00	76,00
7	SVF	142,00	142,00	116,00
	BEN	190,00	152,00	160,00
	EVM	-	-	-
	PAL	40,00	40,00	15,00
8	BEN	2,39	4,00	2,60
	EVM	2,10	2,10	1,20
	SVF	1,70	2,20	1,40
9	ACU	2,90	2,70	1,70
10	SVF	1,00	0,80	0,80
11	SVF	9,00	10,00	6,60
12	ACU	850,00	700,00	900,00
	BEN	800,00	900,00	1200,00
	STE	600,00	500,00	670,00
	EVM	-	-	-
	SVI	950,00	900,00	900,00
	JRM	330,00	300,00	600,00

Os valores médios, considerando as metodologias utilizadas e todos os registos, para a frequência-esquina e momento sísmico, por evento, resumem-se na Tabela 3.8, assim como os valores para um intervalo de confiança de 95%.

Tabela 3.8 - Valores médios e intervalo de confiança a 95% do momento sísmico e da frequência-esquina, para cada evento considerado.

#Evento	M_0 [10^{22} dyne cm]	f_c [Hz]
1	0,97 ± 0,32	6,35 ± 1,39
2	1,66 ± 1,08	2,61 ± 0,78
3	0,50 ± 0,50	3,87 ± 0,79
4	1,37 ± 1,37	2,59 ± 0,86
5	8,37 ± 0,29	1,25 ± 0,40
6	97,20 ± 17,60	1,17 ± 0,24
7	110,78 ± 48,29	1,10 ± 0,37
8	2,19 ± 0,63	3,02 ± 0,32
9	2,43 ± 1,60	3,43 ± 0,30
10	0,87 ± 0,29	4,08 ± 0,66
11	8,53 ± 1,75	1,24 ± 0,30
12	740,0 ± 135,55	0,37 ± 0,06

Por último, a Tabela 3.9 apresenta os valores dos parâmetros da fonte para cada evento considerado, obtendo-se a queda de tensão, $\Delta\sigma$, através da expressão (2.8a), utilizando os valores da frequência-esquina e do momento sísmico apresentados na Tabela 3.8. Apresenta-se, também, o valor da duração da fonte, t_f , obtido pelo inverso da frequência-esquina, e a dimensão da ruptura, correspondendo ao raio circular do modelo de Brune, obtida pela expressão (1.3).

Tabela 3.9 - Parâmetros de fonte dos eventos considerados para este estudo. ΔM é a diferença entre magnitude estimada neste trabalho, M , e M_L da Tabela 3.2

#Evento	β [km/s]	M_0 [dyne cm]	M estimada	ΔM	f_c [Hz]	$\Delta\sigma$ [bar]	t_f [s]	r_o [m]
1	3,486	9,73E+21	4.0	0.0	6,354	501	0,157	203
2	3,657	1,66E+22	4.1	0.1	2,606	51	0,384	519
3	3,486	4,97E+21	3.8	0.5	3,870	58	0,258	333
4	3,943	1,37E+22	4.1	0.2	2,585	33	0,387	564
5	3,486	8,37E+22	4.6	0.2	1,246	32	0,803	1035
6	4,686	9,72E+23	5.3	-0.1	1,166	127	0,857	1487
7	4,686	1,11E+24	5.3	-0.1	1,100	122	0,909	1576
8	3,486	2,19E+22	4.2	0.0	3,017	121	0,331	428
9	3,486	2,43E+22	4.2	-0.2	3,434	198	0,291	376
10	3,657	8,67E+21	3.9	0.3	4,077	102	0,245	332
11	3,943	8,53E+22	4.6	0.1	1,243	23	0,805	1174
12	4,686	7,40E+24	5.9	0.0	0,367	30	2,724	4723

Pela observação da Tabela 3.9, verifica-se que os valores de magnitude encontrados através da análise dos registos obtidos pela rede acelerográfica nacional não diferem significativamente dos valores apresentados pelo Instituto de Meteorologia (Tabela 3.2) uma vez que o erro apresentado por esta instituição é da ordem dos 0,2-0,3. Exceptua-se o evento #3 que apresenta uma diferença de 0,5 no valor da magnitude estimada, quando comparada com o valor da Tabela 3.2.

Os resultados obtidos mostram que os eventos detectados na rede acelerográfica continental entre 1997 e 2006, com magnitudes $3,3 < M_L \leq 5,9$, apresentam valores de queda de tensão que variam de 23 a 122 *bar* para sismos “mar” e de 33 a 501 *bar* para sismos “terra”.

Refira-se que o valor de 501 *bar* foi obtido pelo registo de uma só estação (evento #1, Tabela 3.2). No entanto, Borges [2003] estudou o sismo de 1998 e obteve, para os dois registos das duas estações localizadas em Évora (um registo a 38 *km* e outro a 23 *km* do epicentro) valores entre 770 – 1000 *bar* com uma média de 880 *bar* e 160 *m* para a queda de tensão e dimensão da ruptura, respectivamente. O valor aqui apresentado poderá não ser, portanto, um efeito da estação. No entanto é conveniente um conhecimento mais rigoroso do solo, com a obtenção de um perfil geoténico na zona, pois amplificações nas altas frequências poderão dificultar a determinação do início do decaimento e, portanto, influenciar a estimativa da frequência-esquina.

Além do sismo de Évora, Borges [2003] estudou um conjunto de eventos com epicentro no Algarve, obtidos entre 1996 e 1998 com magnitudes entre 1,4 e 2,5 e obteve valores de queda de tensão entre 0,9 *bar* e 333 *bar* (ver a sua Tabela 5.9).

Tendo em conta todos os eventos analisados para Portugal Continental, quer neste trabalho, quer em Borges [2003], os valores médios e respectivo intervalo de confiança a 95% para a queda de tensão obtidos para Portugal, e considerados neste estudo, para sismos “terra” e “mar”, são, respectivamente, 101 ± 33 *bar* e 67 ± 48 *bar*.

3.3.5. Duração

O último parâmetro a ter em consideração para a simulação de movimentos intensos do solo é a duração (expressão 2.41) do movimento do solo.

Tal como foi explicitado no capítulo anterior, considerar-se-á a duração do movimento do solo, T , como a duração da fonte (inverso da frequência-esquina, f_c) mais um factor dependente da distância.

A obtenção da duração do movimento do solo revelou-se uma tarefa difícil, principalmente para os sismos “mar” em que, na maior parte das estações, não se obteve o registo completo, devido à má definição do tempo “pré evento” e tempo máximo de gravação.

Assim, optou-se por obter este parâmetro através do ajuste do espectro de resposta calculado, com os valores médios dos parâmetros obtidos neste capítulo, aos espectros de resposta dos vários eventos.

Algumas considerações adicionais serão feitas na secção seguinte onde se apresentará o ajuste dos espectros de resposta calculados aos espectros observados.

Para cada evento foi obtido o melhor valor do factor dependente da distância, calculando-se uma média de todos os valores obtidos, para sismos “mar” e sismos “terra”, independentemente.

As expressões obtidas para sismos “terra” foram:

$$T = 1/f_c + 0,1R \quad (3.7)$$

e para sismos “mar”

$$T = 1/f_c + 0,015R \quad (3.8)$$

3.4. Comparação com espectros de resposta dos registos

A validação dos valores médios obtidos para os parâmetros que caracterizam o modelo estocástico, é feita comparando o espectro de resposta obtido através da expressão (2.39), com o espectro de resposta de cada registo (Figura 3.24 para sismos “terra” e Figura 3.25 para sismos “mar”).

É importante referir que a simulação não pretende ajustar cada espectro simulado ao teórico nem obter os melhores parâmetros de ajuste para cada caso concreto, mas sim perceber a validade dos valores médios calculados e a utilização do modelo pontual de Brune como modelo elementar para a simulação de espectros de respostas para sismos futuros que possam afectar Portugal Continental.

Para ter em conta as incertezas inerentes aos valores médios considerados para cada parâmetro, foram calculados os limites superiores e inferior do espectro de resposta, para as várias frequências, tendo em conta as incertezas estimadas para cada parâmetro e apresentadas na Tabela 3.10.

A incerteza, em torno do valor médio, atribuída a cada parâmetro, teve em consideração os valores para um intervalo de confiança a 95% dos valores estimados, quando aplicável (nomeadamente para o decaimento espectral e queda de tensão), ou valores apresentados como incertezas para determinadas grandezas (nomeadamente magnitude) ou ainda variações consideradas razoáveis quando não existe qualquer referência a incertezas nas determinações das grandezas (nomeadamente para o factor de qualidade e espessura da crosta).

A variação na densidade do meio e a velocidade das ondas sísmicas não foi considerada uma vez que estes parâmetros não têm influência significativa no espectro de resposta (ver Figura 2.21).

Tabela 3.10 - Incertezas em torno do valor médio, dos parâmetros, para o cálculo dos limites superior e inferior dos espectros

Parâmetro	Variação	
	mar	terra
Magnitude	±0,2	
Espessura crustal, D [km]	±3	
Queda de tensão, $\Delta\sigma$ [bar]	±48	±33
$Q_0(Q(f) = Q_0 f')$	±50	
$v(Q(f) = Q_0 f')$	±0,1	
Decaimento crustal, k [s]	± 0,003	
Duração-distância, $b(R)$	± 0,005	

As Figuras 3.24 e 3.25 apresentam, para “terra” e “mar” respectivamente, as duas componentes horizontais dos espectros de respostas observados (calculados através do software LNEC-SPA de Mendes & Campos Costa, 2007), o espectro de resposta simulado e os limites inferior e superior do espectro considerando as incertezas dos valores médios dos parâmetros apresentadas na Tabela 3.10.

O espectro simulado foi obtido com o programa RSSIM, utilizando para o cálculo do espectro de amplitude de Fourier (expressão 2.1) os valores médios dos parâmetros apresentados ao longo deste capítulo.

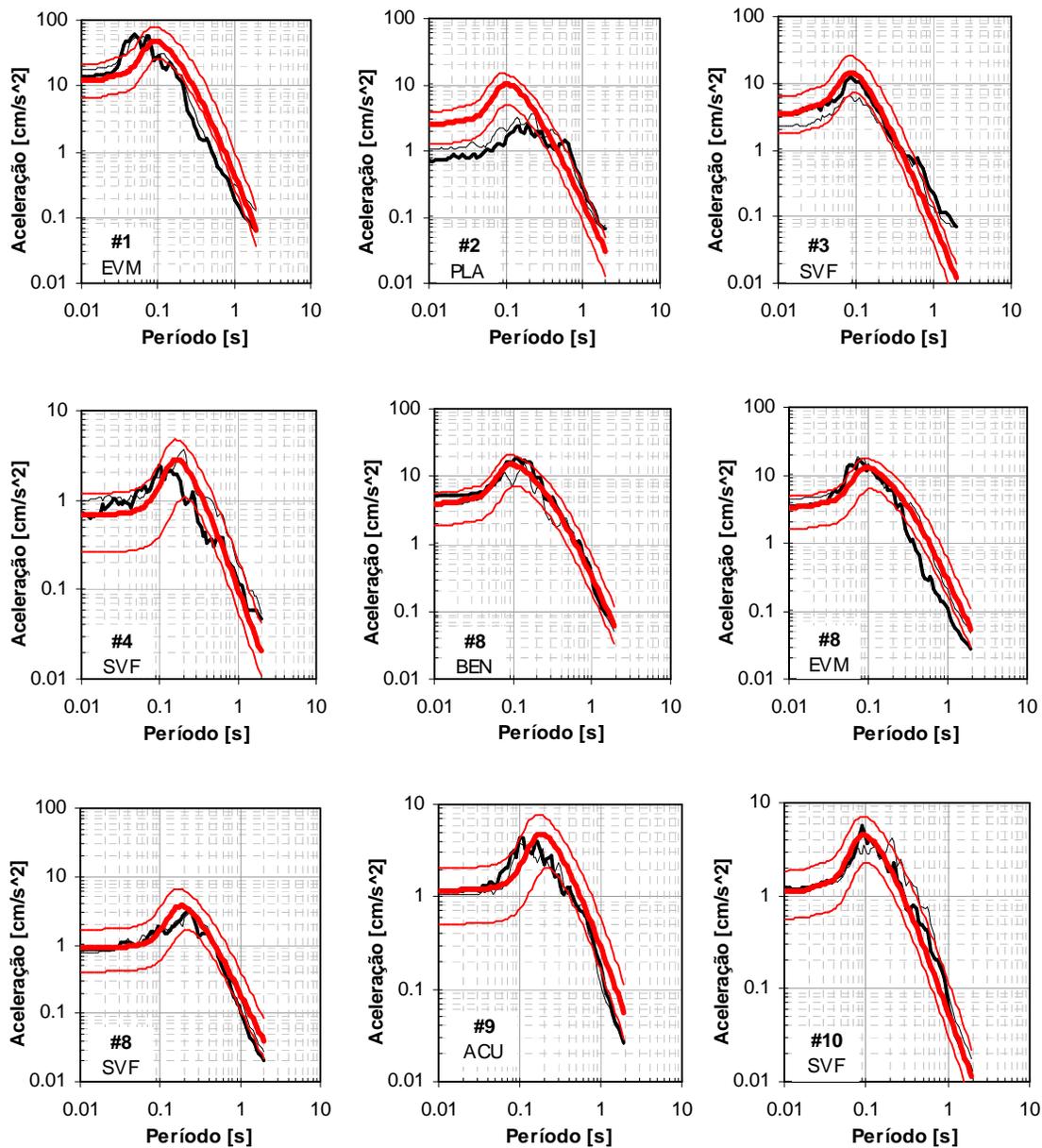


Figura 3.24 - Espectros de resposta simulados com o programa RSSIM (a vermelho) e espectros obtidos para cada registo (a preto cheio, componente X; a preto simples, componente Y). Sismos “terra”.

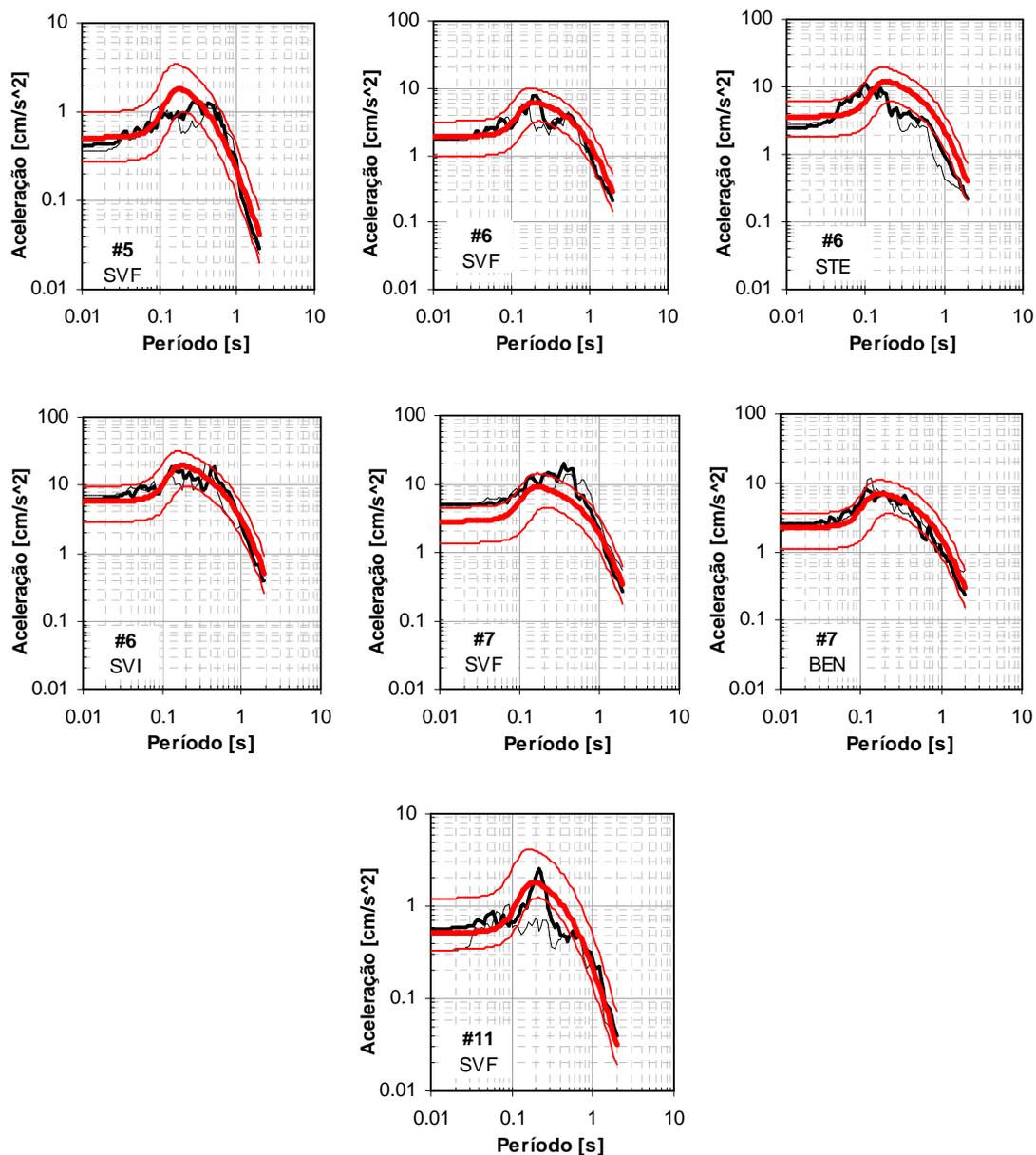


Figura 3.25 - Espectros de resposta simulados com o programa RSSIM (a vermelho) e espectros obtidos para cada registo (a preto cheio, componente X; a preto simples, componente Y). Sismos “mar”.

As considerações que se afiguram mais importantes são as seguintes:

1. Em geral conclui-se que o ajuste é satisfatório para todos os registos, excepto para o evento #2 em que o espectro calculado apresenta valores bastante mais elevados que o espectro observado, para frequências superiores a 3 Hz (períodos inferiores a 0,3 s). Este evento foi apenas registado numa estação (PLA), não existindo, por outro lado, mais registos, de outros sismos, nesta estação. Assim, não é possível interpretar este fraco ajuste.
2. Para os sismos “mar”, o melhor ajuste foi obtido introduzindo a função de impedância (expressão 2.29b), com $f_z=0,5$ Hz. Parece, assim, que existe uma maior variação de densidade e velocidade das ondas sísmicas entre a fonte sísmica dos sismos “mar” e o local em que o sismo é registado, variação essa que não tem um efeito significativo nos sismos “terra”. Importa referir, também, que quase todos os eventos “mar” aqui analisados apresentavam grandes profundidades focais, factor que terá, sem dúvida, influência nestas considerações.

Refira-se que a função de impedância foi analisada em simultâneo com o parâmetro, $b(R)$, factor dependente da distância no calculo da duração, T . Um ajuste satisfatório, mas não melhor, foi conseguido sem a consideração desta função de impedância e sem o factor de dependência com a distância na expressão (3.8) isto é, utilizando-se a relação $T = 1/f_c$ para a duração.

3. Os limites inferior e superior dos espectros calculados permitem verificar a grande influência dos parâmetros no conteúdo em altas frequências. Nas baixas frequências o parâmetro que tem maior influência é a magnitude.
4. O espectro de resposta para a estação EVM, para o evento #7, não foi considerado para análise uma vez que, por razões já aqui apresentadas, o registo da estação foi considerado pouco fiável (ver Figura 3.23).
5. Os espectros de resposta para a estação PAL, eventos #6 e #7, não são considerados para análise uma vez que os registos da estação revelaram apresentar efeitos locais bastante visíveis (ver Figura 3.19).

Conclui-se que o modelo estocástico pontual, com a consideração dos valores médios dos parâmetros que quantificam os processos envolvidos na caracterização do movimento do solo, apresenta um desempenho satisfatório e pode ser usado como modelo elementar na simulação de movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental.

3.5. Considerações finais

Neste capítulo foi efectuada uma análise dos valores médios dos parâmetros que descrevem os processos físicos da energia radiada na fonte e de propagação das ondas sísmicas. Para tal analisaram-se os registos da rede acelerográfica continental detectados entre 1997 e 2007 e utilizou-se informação existente de estudos regionais.

A Figura 3.26 resume todo o procedimento efectuado.

Foi analisado o efeito da atenuação inelástica e do decaimento espectral no espectro observado e constatada a importância da correcção destes efeitos para a obtenção do espectro da fonte. Concluiu-se que a ideia generalizada de que outros efeitos de atenuação, para além da atenuação geométrica, podem ser desprezados a curtas distâncias, não é válida.

Os parâmetros da fonte, momento sísmico e frequência-esquina, foram obtidos por diversas metodologias, de maneira a garantir a independência dos dois parâmetros e evitar estimativas em simultâneo do momento e frequência, que pudessem enviesar os resultados.

Excepto para os três sismos maiores ($M_L \geq 5,4$) todos os outros espectros analisados mostraram o mesmo comportamento espectral, isto é, a existência de duas assíntotas (uma horizontal e outra de declive -2) que se interceptam numa frequência, denominada frequência-esquina. Esta forma do espectro, com uma frequência-esquina claramente identificada, evidencia uma ruptura homogénea, circular, podendo o espectro na fonte ser descrito pelo modelo de Brune.

No entanto, estas propriedades deixam de ser válidas a partir de magnitudes maiores que $5,4M_L$. De facto, os espectros observados para os eventos de magnitude $M_L \geq 5,4$, para algumas estações, evidenciam a existência de duas frequência-esquina, característica essa que passa a ser dominante para os espectros do sismo de magnitude $5,9M_L$ mostrando que, para magnitudes superiores a $5,4M_L$ o modelo pontual de Brune deixa de ser válido.

É pertinente fazer aqui algumas considerações no sentido da validade do modelo pontual para grandes distâncias. É comum a ideia de que para grandes distâncias (entenda-se pelo menos duas a três vezes o comprimento da falha) o modelo pontual é válido e, portanto, a fonte sísmica pode ser descrita como uma ruptura circular, homogénea. Assim, um sismo de $5,4M_L$ ou $5,9M_L$ (que não terá mais que 10 km de comprimento de falha) a cerca de 200 km da fonte é geralmente caracterizado por uma fonte pontual e, portanto, descrito

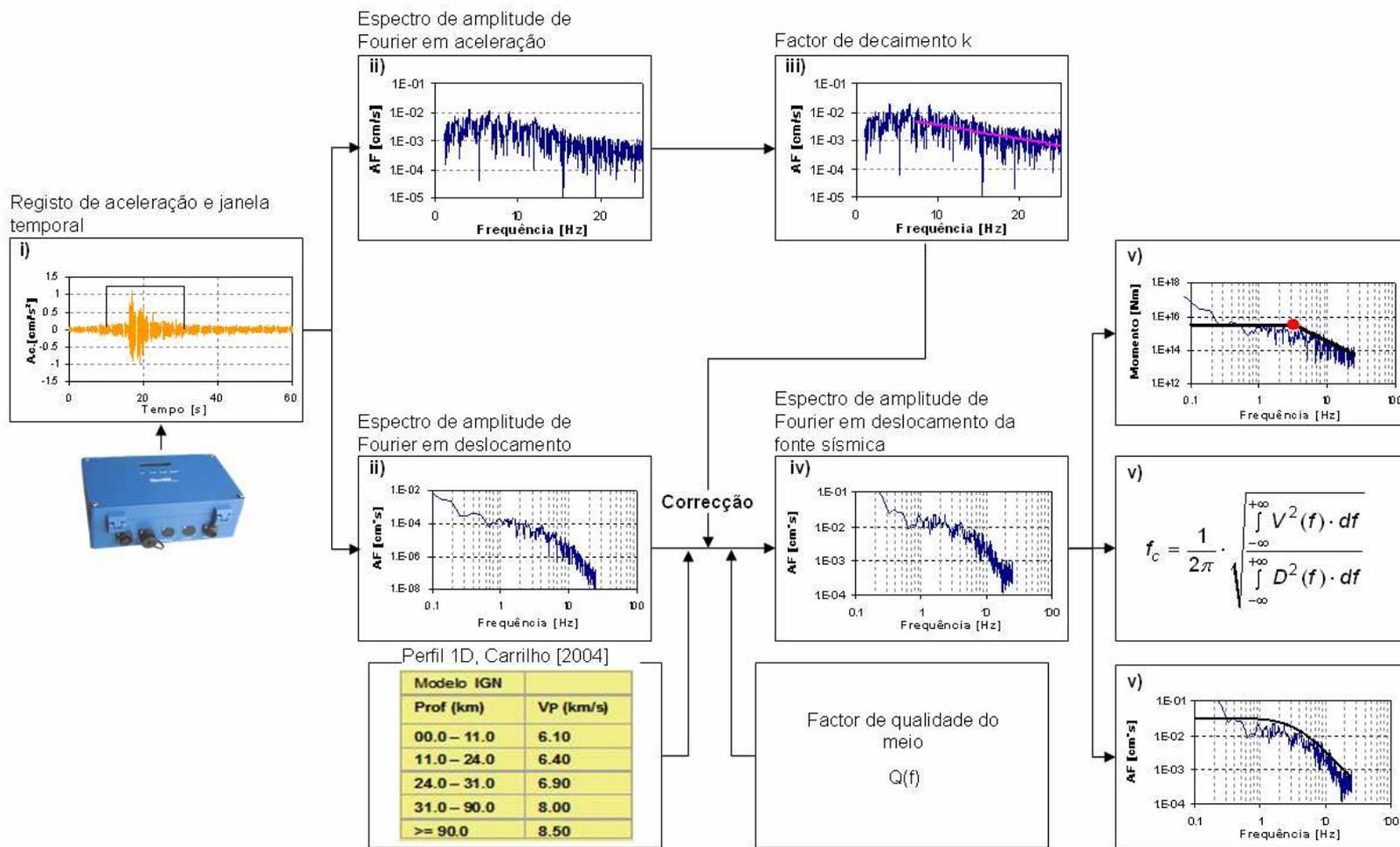


Figura 3.26 - Procedimento efectuado para a determinação dos parâmetros necessários à utilização do modelo estocástico de caracterização dos movimentos intensos do solo.

através do modelo de Brune. Foi aqui concluído que essa aproximação não será a mais correcta: um sismo $5,9M_L$, por efeito de fonte, independente da distância a que seja registado, não pode ser considerado como uma fonte pontual pois o modelo não é aplicável, facto bem evidenciado pela existência de duas frequência-esquina no espectro de amplitudes de deslocamento da fonte. Por outras palavras, os efeitos de falha-finita são observáveis em sismos moderados, a longas distâncias.

A existência de duas frequência-esquina, para distâncias elevadas, revela que a fonte terá que ser simulada com um plano de falha com as devidas considerações de heterogeneidade na ruptura, facto de extrema importância para estudos que exijam caracterizações rigorosas da acção sísmica, como por exemplo para simulação de séries temporais para estudos não lineares de resposta de estruturas ou para a obtenção de leis de atenuação espectrais.

A largura do espectro de amplitude de um sismo com ruptura de falha heterogénea é controlado pelo tamanho do subevento predominante (tamanho da aspereza no plano de falho), que origina a segunda frequência-esquina, e não pelo tamanho da fonte (que origina a primeira frequência-esquina). Assim, a aplicação do modelo pontual para a caracterização da fonte sísmica, para sismos de maior magnitude, tentando ajustar o espectro teórico ao observado, vai originar uma sobrestimação da frequência-esquina e, logo, valores mais elevados da queda de tensão.

Os parâmetros obtidos neste capítulo serão os parâmetros utilizados na modelação dos movimentos intensos do solo, utilizando o modelo estocástico de falha-finita, para a caracterização da acção sísmica em Portugal continental.

A validação do modelo pontual de Brune, para descrever os sismos de magnitude $M_L < 5,4$ registados em Portugal Continental, foi apresentada através do ajuste do modelo teórico ao espectro de amplitude de deslocamento dos vários registos (ver Figuras 3.20, 3.21 e Anexo C) e a validação dos valores médios, obtidos para os parâmetros que descrevem os processos físicos envolvidos nos movimentos sísmicos intensos, foi apresentada (Figuras 3.24 e 3.25) através da comparação do espectro de resposta simulado com o espectro de resposta dos vários registos obtidos na rede aceleográfica nacional

No geral, os resultados obtidos encorajam a utilização deste modelo como a base da previsão de movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental, região para a qual não existem registos que possibilitem estudos que requeiram uma caracterização da acção sísmica fidedigna.

Por consistência, tal previsão deverá usar o conjunto de todos os valores aqui apresentados, antecipando-se, desde já, a necessidade de nova calibração de parâmetros à medida que se tenham novos conhecimentos em relação a qualquer um dos processos intervenientes na modelação (fonte, propagação, local).

A título de resumo e conclusões, apresenta-se na Tabela 3.11 os parâmetros que serão utilizados nos próximos capítulos, para a modelação dos movimentos intensos do solo para Portugal Continental.

Tabela 3.11 - Parâmetros para aplicação do modelo RSSIM para Portugal Continental.

Parâmetro	Valor	
	mar	terra
Densidade do meio, ρ [g/cm ³]	2,73 – 2,97 (Tabela 3.3)	
Velocidade ondas S, β [km/s]	3,49 – 4,86 (Tabela 3.3)	
Espessura crustal, D [km]	20	31
Queda de tensão, $\Delta\sigma$ [bar]	67	101
Atenuação geométrica, $G(R)$	$1/R$ ($R \leq 1,5 D$) $1/R^0$ ($1,5 D \leq R \leq 2,5 D$) $1/R^{0,5}$ ($R > 2,5 D$)	
Factor de Qualidade, $Q(f)$	$250 f^{0,7}$	
Decaimento crustal, k [s]	0,032	
Impedância, f_{zi} [Hz]	0,5	-
Duração_distância	0,015	0,1

Finalmente, afigura-se pertinente fazer algumas considerações sobre a actual rede instalada no continente:

- (i) A cobertura azimutal é manifestamente insuficiente face aos sismos que assolam Portugal Continental, pelo que é urgente a expansão da rede acelerográfica;
- (ii) A classificação dos solos nos locais onde estão instaladas as estações deverá ser revista, sendo necessário um maior detalhe descritivo, nomeadamente o conhecimento do perfil geotécnico do local onde se encontra a estação;

- (iii) A maior parte das estações está colocada no interior dos edifícios, o que poderá dificultar uma correcta análise da caracterização da acção sísmica. É recomendável a instalação de novas estações em campo aberto;
- (iv) É necessário uma maior cobertura de diferentes tipos de solo, para posteriores estudos de efeitos de sítio;
- (v) Os parâmetros das estações, nomeadamente “pré-evento” e duração de registo revelaram-se mal definidos para os sismos “mar” pelo que necessitam de revisão;
- (vi) É necessário uma maior manutenção das estações (muitas das estações não registaram os sismos por falta de memória ou por não estarem em funcionamento) o que apenas poderá ser possível com a instalação de placas de rede e consequentemente actualização do hardware e software para acesso remoto.

De notar que a distribuição geográfica da rede acelerográfica pode e deve ser sujeita a alterações sempre que haja interesse em desenvolver estudos noutros locais, e/ou quando existirem condições para a instalação de estações em locais mais favoráveis, ou ainda quando haja um aumento da actividade sísmica em zonas menos cobertas pela instrumentação. Em Martins [2007] são perspectivadas melhorias para a rede acelerográfica.

Capítulo 4

Simulação Estocástica de Movimentos Sísmicos Intensos de Sismos Reais

Resumo

Neste capítulo aplica-se a metodologia estocástica de falha-finita na simulação de dois eventos sísmicos instrumentais: o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, 5,9M e o sismo de Irpinia (Itália), 6,9M. Utiliza-se a metodologia na simulação do sismo de 1 de Novembro de 1755 e tecem-se considerações a respeito das diferentes idealizações da fonte.

4.1. Introdução

Nos capítulos 1 e 2 foram focadas as complexidades dos processos inerentes a toda a fenomenologia de geração e propagação das ondas sísmicas, evidenciando a necessidade de uma descrição da fonte sísmica como uma falha rectangular apresentando heterogeneidades no processo de ruptura. De facto, o efeito de uma fonte-finita, que inclui geometria da falha, heterogeneidades na ruptura ao longo do plano de falha e directividade, influencia a amplitude, o conteúdo em frequência e duração do movimento do solo.

A metodologia estocástica apresentada no capítulo 2, utilizada no programa RSSIM, modela os efeitos acima descritos através da consideração de um plano de falha dividido em elementos rectangulares (sub-falhas), cada um representando uma ruptura homogénea de um sismo de baixa magnitude. Este sismo pode, portanto, ser modelado como uma fonte pontual, caracterizada pelo espectro de fonte de Brune [1971] e cujos movimentos sísmicos intensos do solo, num dado local, são sintetizados tendo em consideração os parâmetros regionais que descrevem os processos físicos na fonte e no meio atravessado pelas ondas sísmicas. As contribuições de cada subevento são sintetizadas no local receptor, mediante um atraso temporal atribuído a cada subevento, que resulta do tempo necessário para que a ruptura na falha atinja o elemento correspondente, desde o hipocentro, e do tempo de propagação das ondas sísmicas desde o elemento até ao local.

No capítulo 3 foi demonstrada a aplicabilidade do modelo pontual para os sismos de magnitude $M_L < 5,4$ registados na rede acelerográfica nacional e foi quantificado e validado o conjunto dos parâmetros que descrevem os processos físicos já mencionados. Os valores obtidos caracterizam o modelo pontual utilizado para descrever a contribuição de cada elemento de falha na metodologia de falha-finita para a simulação de movimentos intensos do solo em Portugal Continental. Neste capítulo, a metodologia é aplicada na simulação de dois eventos sísmicos que se sentiram em Portugal Continental, nomeadamente o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, $5,9M_L$, registado na rede acelerográfica nacional, e o sismo de 1 de Novembro de 1755.

Esta metodologia será utilizada, também, para a simulação do sismo de Irpinia (Itália), em 1980, $6,9M$, que apresentou ruptura múltipla, embora para esta simulação os parâmetros regionais tenham sido obtidos noutros estudos.

Desta forma, o programa RSSIM será testado nas vertentes de ruptura única e ruptura múltipla, através da comparação com os registos do sismo de Fevereiro de 2007 e do sismo de Irpinia, respectivamente. A aplicação da metodologia ao sismo de 1755, permitirá tecer

algumas considerações a respeito das diferentes idealizações da fonte que têm vindo a ser apresentadas por diversos investigadores.

4.2. Sismo de 12 de Fevereiro de 2007, Planície da Ferradura, 5,9M

4.2.1. Enquadramento

No dia 12 de Fevereiro de 2007 pelas 10h:36min (hora local) foi registado um sismo de magnitude 5,9_{M_L}, cujo epicentro se localizou a cerca de 160 km a SW de Cabo S.Vicente [IM, 2007]. Este sismo, de acordo com o Instituto de Meteorologia, “foi sentido com intensidade máxima V (escala de Mercalli Modificada) na região do Barlavento Algarvio, não causando estragos nas construções de média qualidade”. Foi ainda sentido no Alentejo e na Região de Lisboa com a intensidade IV, em Espanha, Marrocos, a cerca de 700 km do epicentro (Salamanca, Madrid) [EMSC, 2007] e Madeira [Carrilho *et al.*, 2007].

Na Figura 4.1 apresenta-se a distribuição de intensidades para este evento, tendo como base 183 questionários realizados pelo European Mediterranean Seismological Centre [EMSC, 2007].



Figura 4.1 - Distribuição de intensidades para o sismo de 12/02/2007 [EMSC, 2007].

A distribuição de intensidades para Portugal Continental segundo Carrilho *et al.* [2007], com base na análise de 600 inquéritos, obtidos através da página Web, do Instituto de Meteorologia é exibida na Figura 4.2.

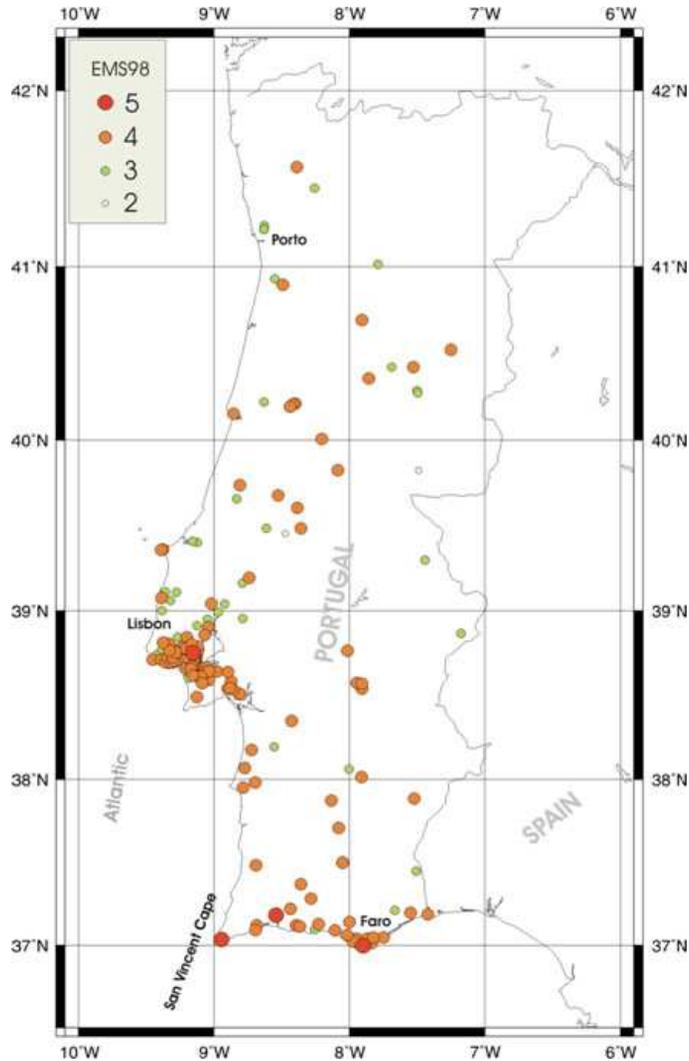


Figura 4.2 - Distribuição de intensidades (EMS-98) para o sismo de 12/02/2007 para Portugal Continental [Carrilho *et al.*, 2007].

O sismo teve epicentro na região da Planície Abissal da Ferradura e é o evento de maior magnitude que ocorreu da região desde 1969. São várias as soluções para o valor da magnitude, localização epicentral, profundidade de foco e mecanismo focais apresentadas por diferentes instituições. No geral, o mecanismo focal considerado é de tipo inverso, com uma componente de deslizamento e com a magnitude de momento a variar entre 5,7M e 6,1M.

Na Figura 4.3 apresentam-se as várias localizações e mecanismos focais e na Tabela 4.1 sintetizam-se as magnitudes, localizações e profundidades estimadas pelas diferentes instituições. Na Figura 4.4 apresentam-se os diversos mecanismos focais em função da magnitude e profundidade do foco.

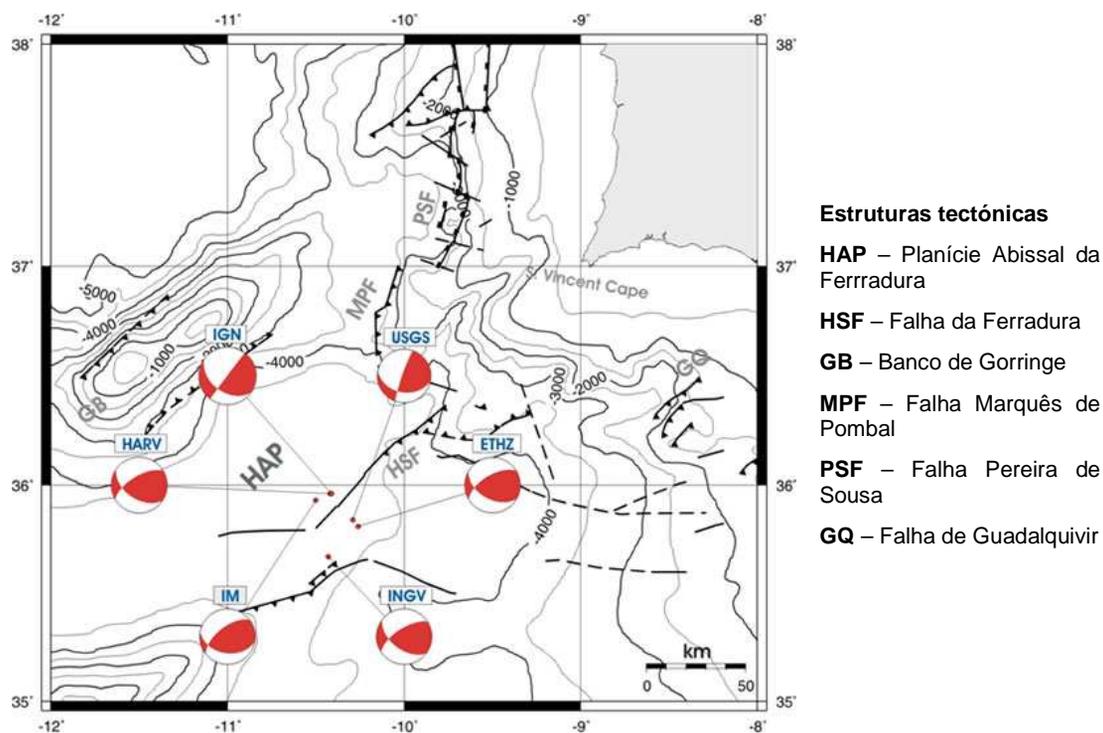


Figura 4.3 - Mecanismos focais e localizações para o sismo de 12/02/2007 [Carrilho et al., 2007].

Tabela 4.1 - Magnitude e localização do sismo de 12/02/2007

M*	Localização	Profundidade [km]	Referência
5,9M _L	35,93 N – 10,50 W	37 ^{a)}	IM ¹
5,9M	35,96 N – 10,41 W	30	Bufoin et al. [2007]
5,9M	35,67 N – 10,43 W	43	INGV ²
5,9M	35,81 N – 10,24 W	42	ETHZ ³
6,2M	35,84 N – 10,29 W	14	USGS ⁴
6,1M	35,96 N – 10,41 W	65	IGN ⁵
6,0M	35,96 N – 10,42 W	45	HARV ⁶

* M_L – magnitude local; M - magnitude de momento

a) Carrilho et al. [2007]

1 - <https://www.meteo.pt/pt/sismologia/sismObservGeral.jsp>; 2 - <http://mednet.rm.ingv.it/rcmt.php>;

3 - <http://www.seismo.ethz.ch/mt/>; 4 - <http://neic.usgs.gov/neis/FM/>;

5 - <http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisIndice.jsp>;

6 - <http://www.seismology.harvard.edu/projects/CMT/QuickCMTs/>

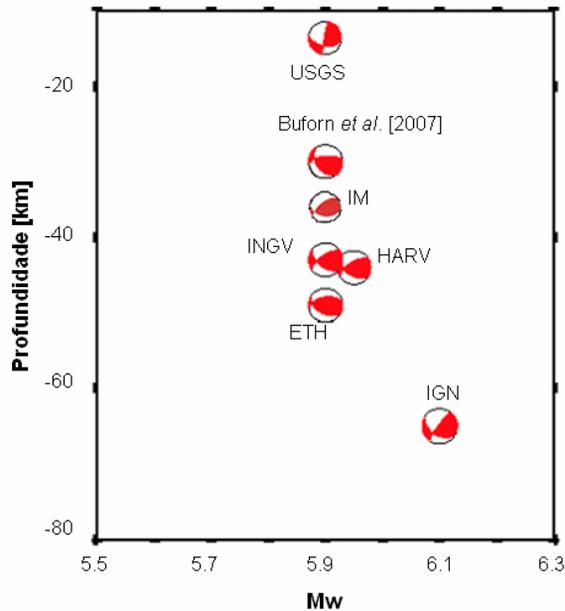


Figura 4.4 - Mecanismo focal do sismo de 12/02/2007, estimado por várias instituições, em função da profundidade focal e da magnitude de momento (adaptado de Buform *et al.*, 2007 e admitindo $M_L = M_w$).

Buform *et al.* [2007], utilizando um processo de inversão de ondas sísmicas para distâncias telesísmicas e um perfil de velocidades 1D da região, testaram vários modelos de planos de falha e profundidades de ruptura (ajustando os resultados à observação de 18 registos, 12 de ondas P e 8 de ondas SH, com distancias epicentrais entre 300 e 900 km) e obtiveram a melhor solução considerando um plano de falha de orientação E-W, com 14 km de comprimento e 12,5 km de largura e inclinação 45°, um momento sísmico de $8,5 \times 10^{17}$ Nm e uma profundidade focal de 30 km. Segundo os autores, a ruptura começou a 30 km de profundidade, propagando-se em direcção à superfície e apresentando uma possível aspereza a 32 km de profundidade e um deslizamento máximo de 0,63 m.

Segundo Carrilho *et al.* [2007] a profundidade do foco é de 37 ± 12 km, com base em 102 chegadas das ondas P, obtidas em 83 estações. Estes autores apresentam uma solução de mecanismo inverso com uma ligeira componente de desligamento com o plano principal apresentando uma orientação de 100° e uma inclinação de 40°.

Stich *et al.* [2007] assumindo um modelo pontual, de ruptura circular, estimaram para a fonte sísmica um raio de 4,1 km, uma área de 53 km², uma queda de tensão de 60 bar e um deslizamento médio de 0,27 m.

O sismo foi registado em 6 estações da rede acelerográfica nacional (ver Tabela 3.2) e reveste-se de extrema importância para a comunidade científica portuguesa, por ser o maior sismo alguma vez registado nas estações portuguesas e por se localizar na região do sismo de 28 de Fevereiro de 1969 [Martinez Solares *et al.*, 1979; Levret, 1991] e numa das áreas possíveis de ocorrência do sismo de 1 de Novembro de 1755. De notar que os sismos #6, #7 e #11, da Tabela 3.2, têm epicentro nesta região.

A análise dos registos obtidos, cujos acelerogramas e valores de pico estão apresentados, respectivamente, nas Figuras A.12a a A.12f e Tabelas A.12a a A.12f do Anexo A, representa uma óptima oportunidade para a compreensão da fonte sísmica da região e para a validação dos modelos de caracterização da acção sísmica (nomeadamente o programa RSSIM) permitindo simular séries temporais e espectros de respostas para sismos de magnitude moderada que possam afectar Portugal Continental.

4.2.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados para a modelação

Os parâmetros da fonte (momento sísmico, frequência-esquina e queda de tensão) foram já determinados no capítulo 3, com base nos 6 registos referidos anteriormente, e apresentados na Tabela 3.9. Para este sismo foi estimado um momento sísmico de $7,40 \times 10^{24}$ *dyne.cm*, correspondendo a uma magnitude de momento 5,9M, e uma queda de tensão de 30 *bar*.

Tal como já foi referido, na secção 3.2.3, os registos deste sismo apresentam duas frequências-esquina bem visíveis nos espectros de amplitude de Fourier de deslocamento (Figura 3.5 e Anexo C), mostrando a não aplicabilidade do modelo pontual de Brune [1970] e evidenciando um processo de ruptura com heterogeneidades.

Assim, a modelação do sismo será efectuada através do programa RSSIM, utilizando-se um modelo de falha-finita com um plano de falha de dimensões 11 X 7 *km* (de acordo com as relações de Wells & Coppersmith [1994] para falhas inversas), de orientação N100°E e um mergulho de 40° para Norte [Carrilho *et al.*, 2007]. A ruptura iniciar-se-á a cerca de 30 *km* de profundidade, e propagar-se-á em direcção à superfície [Buforn *et al.*, 2007]. Será utilizado um modelo de deslizamento aleatório, isto é, gerado no próprio programa e não estipulado à priori. No entanto, far-se-á um estudo da sensibilidade dos resultados a várias distribuições de deslizamento, para uma mesma estação, estudo apresentado na secção seguinte.

Na tabela 4.2 encontram-se resumidos os parâmetros utilizados para a modelação do sismo de 12 de Fevereiro de 2007.

Tabela 4.2 - Parâmetros de modelação para o sismo de 12 Fevereiro de 2007.

Magnitude, M	5,9
Orientação da falha	N100°E
Inclinação da falha	40°
Dimensões da falha, $L \times W$	11 km x 7 km
Profundidade do foco	30 km
Número de subfalhas	11 x 7
Velocidade, β , das ondas S	4,69 km s ⁻¹
Densidade, ρ	2,94 g cm ⁻³
Queda de tensão, $\Delta\sigma$	30 bar
Velocidade de ruptura, V_r	3,50 km s ⁻¹
Qualidade do meio, $Q(f)$	250 $f^{0,7}$
Decaimento espectral, k	de acordo com Tabela 3.5
Impedância, f_{zi}	0,5 Hz
Duração-distância, $b(r)$	0,015
Deslizamento	distribuição aleatória

4.2.3. Resultados obtidos

Para cada estação foi obtido, com o programa LNEC-SPA de Mendes & Campos Costa [2007], o espectro de resposta das componentes horizontais de cada registo. Com o programa RSSIM, utilizando-se os parâmetros apresentados na Tabela 4.2, foram calculados os espectros de resposta correspondentes a cada localização das estações e comparados com os obtidos através dos registos.

De modo a tentar inferir uma distribuição de deslizamento no plano de falha que reproduzisse melhor os resultados obtidos nas estações, foram testadas diferentes distribuições de deslizamento, que se apresentam na Figura 4.5.

Assim, gerou-se, inicialmente, uma distribuição aleatória de deslizamento cujo resultado, tendo em conta os parâmetros estabelecidos na Tabela 4.2, está apresentado em *slip_1* da Figura 4.5. Como se pode observar o deslizamento máximo obtido foi de 0,3 m, valor próximo do deslizamento de 0,27 m obtido por Stich *et al.* [2007]. De seguida foram

impostas distribuições de deslizamentos que representassem uma ou duas asperezas no plano de falha (zonas a cor de laranja, na Figura 4.5), atribuindo às asperezas o valor máximo de 0,3 m. Finalmente foi considerada uma distribuição homogénea, que originou um valor de 0,2 m de deslizamento.

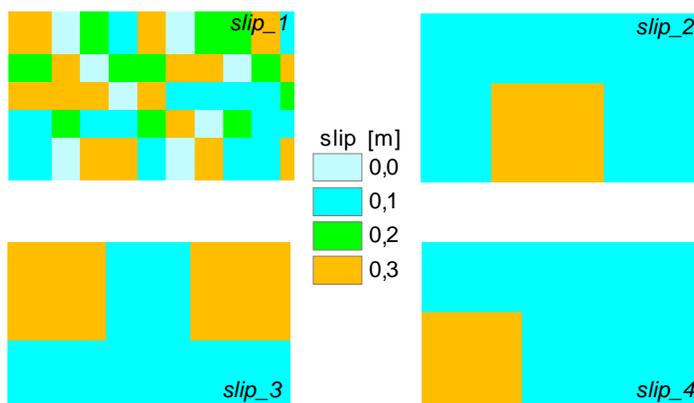


Figura 4.5 - Distribuições de deslizamento (slip) consideradas para o estudo do sismo de 12/02/2007

A figura 4.6 apresenta os espectros de resposta da estação BEN e os espectros calculados para as distribuições de deslizamento apresentadas na Figura 4.5 e para uma distribuição de deslizamento homogénea (slip_homogeneo, na legenda da Figura 4.6).

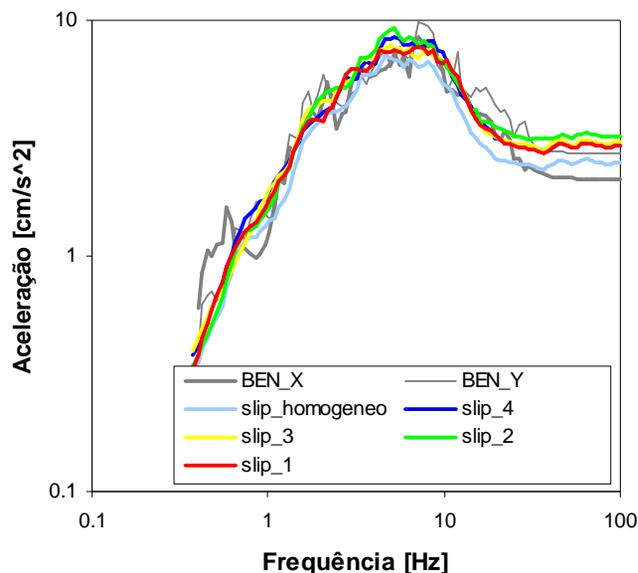


Figura 4.6 - Espectros de resposta na estação BEN, para o sismo 12/02/2007, considerando várias distribuições de deslizamento no plano de falha.

Observa-se que, uma vez que o plano de falha é de dimensões relativamente reduzidas, não existem diferenças significativas entre as várias distribuições de deslizamento, excepto quando se considera uma distribuição homogénea, em que os valores obtidos são mais baixos.

Assim, para todas as estações, os resultados vão ser apresentados considerando-se uma distribuição de deslizamento aleatória.

A Figura 4.7 apresenta a comparação dos espectros de resposta simulados, utilizando o programa RSSIM e adoptando os parâmetros apresentados na Tabela 4.2, com os espectros de resposta obtidos nas estações que registaram o sismo. A estação de EVM não será considerada na análise uma vez que os registos revelaram não conter conteúdo espectral nas baixas frequências (ver Figura 3.22).

Os resultados não são satisfatórios para a estação SVI, entre 1 e 5 Hz, em que o registo parece evidenciar efeitos superficiais nesta gama de frequências, que deverão ser melhor caracterizados no futuro, através de um estudo mais detalhado das características geotécnicas dos solos e/ou topográficas nesta localização. Estes efeitos superficiais já tinham sido evidenciados no estudo do decaimento espectral nas altas frequências (secção 3.3.3), em que o espectro de Fourier em aceleração apresenta efeitos locais sobrepostos ao decaimento espectral (ver Anexo B, Figura B6d).

No geral, o modelo estocástico, com os parâmetros obtidos através da análise dos registos sísmicos obtidos nas estações consideradas, reproduz razoavelmente bem a distribuição de energia, para a gama de frequências de interesse, nos espectros de resposta observados, em rocha, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007.

Uma vez que a distribuição aleatória utilizada nesta modelação permite reproduzir de forma satisfatória os espectros de resposta observados, a metodologia aplicada a este estudo, a par com a calibração regional dos parâmetros, constitui uma ferramenta eficiente para aplicações na área da engenharia e sismologia.

Assim, pode obter-se estimativas credíveis para eventos moderados, futuros, que ocorram nesta região, mesmo sem conhecer a distribuição de deslizamento no plano de ruptura.

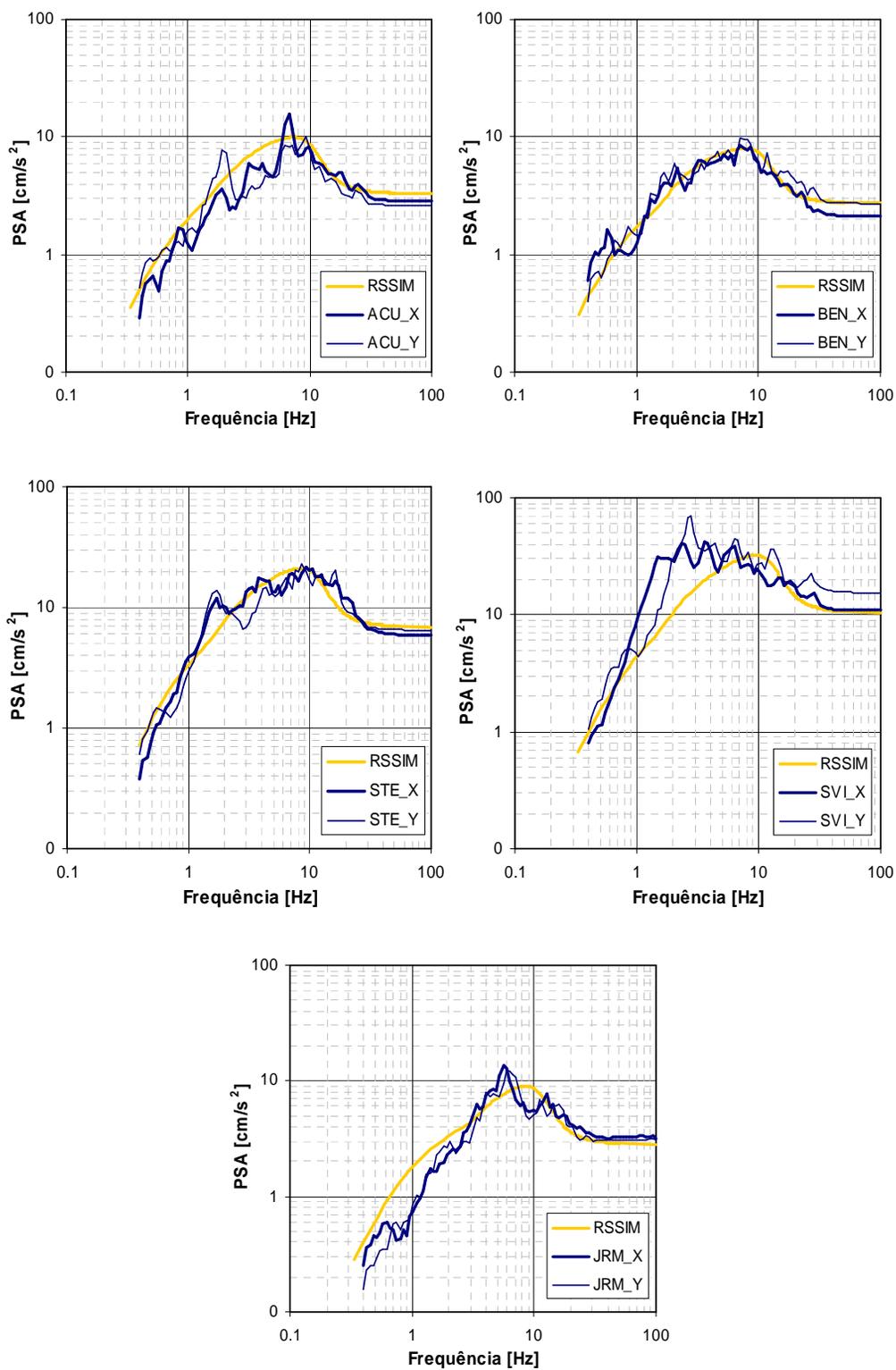


Figura 4.7 - Comparação dos espectros de resposta obtidos e simulados para as estações que registaram o sismo de 12 Fevereiro de 2007 e consideradas neste trabalho.

4.3. Sismo de 23 de Novembro de 1980, Irpinia (Itália), 6,9M

4.3.1. Enquadramento

O sismo de Irpinia de 1980, de magnitude momento 6,9M, é um evento complexo de ruptura múltipla, envolvendo um sistema de 3 rupturas distintas, que se encontram representadas na Figura 4.8. O evento principal (falha ABCD) foi seguido de uma ruptura cerca de 18 a 20 segundos depois (falha EFGH) e de um terceiro episódio 40 segundos depois do primeiro abalo (falha PRST) [Bernard & Zollo, 1989]. O sismo foi registado em 15 acelerómetros analógicos, 8 dos quais a menos de 50 km do hipocentro [Cocco & Pacor, 1993].

A Figura 4.8 apresenta o sistema das 3 falhas segundo Bernard & Zollo [1989], correspondentes aos três episódios mencionados de ruptura, o mecanismo do sismo obtido para cada ruptura e a localização das 8 estações a menos de 50 km do sistema de falhas. A Tabela 4.3 apresenta as características dessas estações e os valores da aceleração de pico observados.

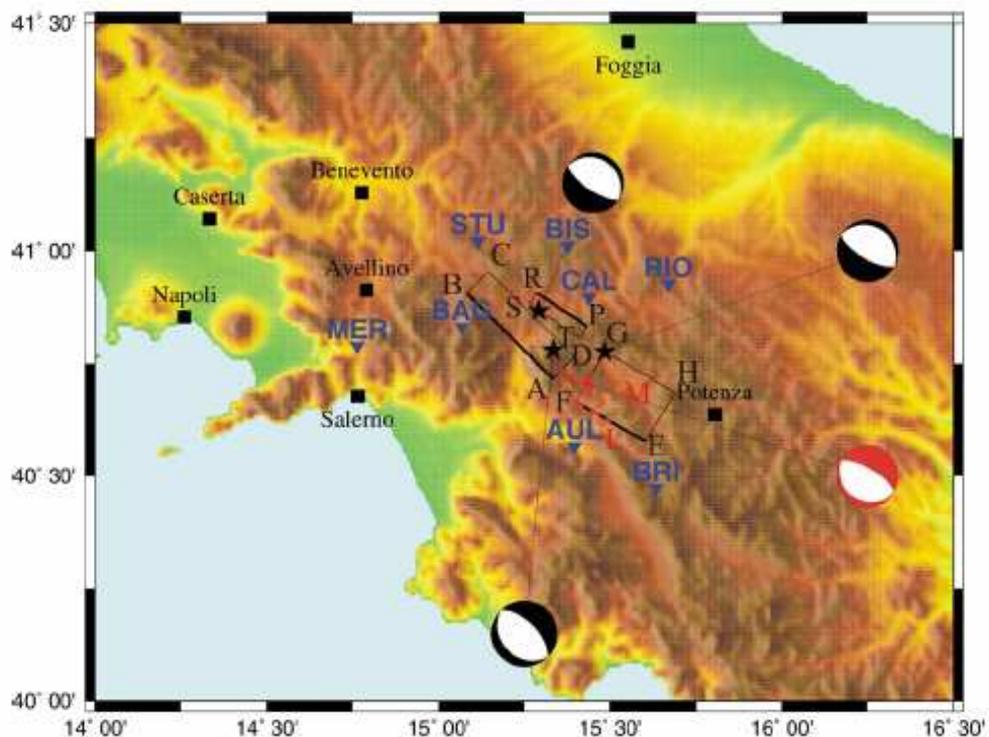


Figura 4.8 - Representação geométrica do sistema de falhas do sismo de Irpinia, 1980, mecanismo focal e ponto de nucleação (estrelas a preto) para as 3 rupturas. A vermelho localização epicentral e mecanismo focal do sismo segundo Westaway & Jackson [1987]. A azul, siglas das 8 estações a menos de 50 km do hipocentro [Pacor et al., 2006].

Tabela 4.3 - Estações a menos de 50 km do hipocentro de Irpinia, 1980, distância hipocentral e valores de aceleração de pico observados.

Nome estação	Código estação	Lat. [°N]	Long. [°W]	Solo ¹	R [km] ^{2,*}	PGA [cm s ⁻²] ²
Auletta	AUL ou ALT	40,56	15,40	R	27	59
Bagnoli	BAG ou BGI	40,83	15,07	H	24	174
Bisaccia	BIS ou BSC	38,78	9,11	R	28	94
Brienza	BRI ou BRN	41,01	15,38	S	44	210
Calitri	CAL ou CLT	40,47	15,63	R	19	137
Mercato	MER ou MRT	40,89	15,44	S	49	141
Rionero	RIO ou RNR	40,79	14,76	S	35	102
Sturno	STU ou STR	40,93	15,67	Rocha fracturada	34	314

1 - S – soft soil; H – Hard rock, R – stiff soil [Zonno, comun. pessoal, 2006]

2 - Cocco & Pacor [1993]

* Distância hipocentral em relação à localização epicentral de Westaway & Jackson [1987]

A Figura 4.9 apresenta os registos de velocidade, para as 3 componentes, para 6 das estações da Tabela 4.3.

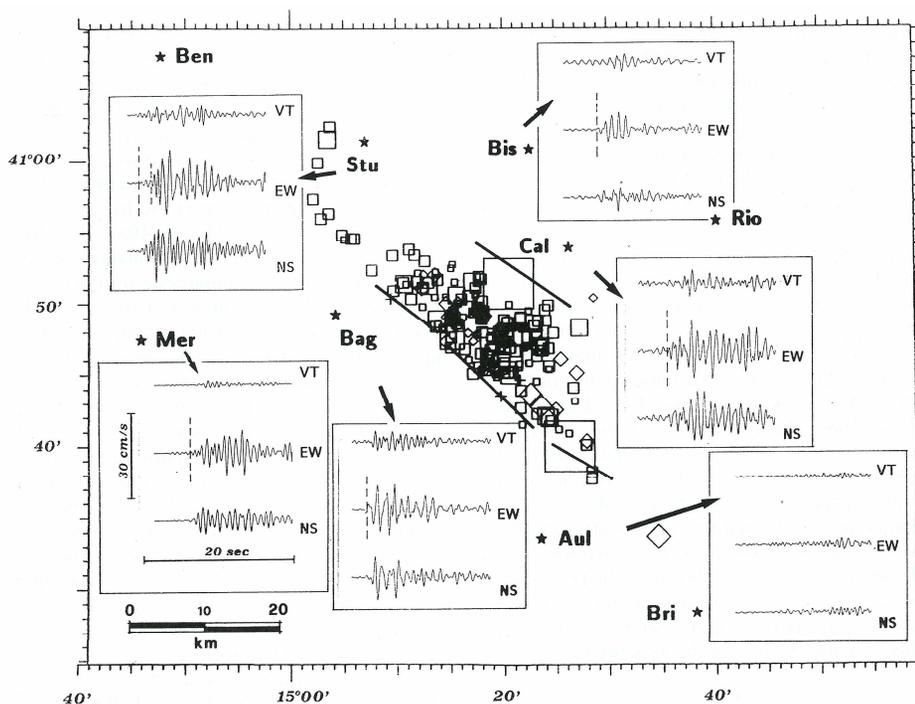


Figura 4.9 - Registos de velocidade das estações BAG, STU, CAL, BIS e AUL. Os registos apresentados estão à mesma escala e com a mesma duração [Cocco & Pacor, 1993].

Devido à proximidade das estações em relação aos planos de falha e à distribuição azimutal das mesmas, observa-se, como seria de esperar, efeitos de directividade,

traduzidos na amplitude e na duração dos registos obtidos nas estações. Os registos das estações STU e BAG, onde não se esperam grandes efeitos locais, são os que apresentam maiores amplitudes e menores durações evidenciando uma ruptura na direcção das estações, ou seja, uma ruptura para NW no primeiro ou nos dois primeiros episódios de ruptura. Da mesma forma, o registo da estação AUL, de amplitude muito baixa, mostra que a estação apenas foi disparada pelo segundo episódio de ruptura e que a primeira ruptura não se propagou para SE da falha, em direcção à estação [Cocco & Pacor, 1993].

O complexo sistema de rupturas durante o sismo de Irpinia de 1980, juntamente com os registos das estações no campo próximo do sistema de falhas, representa uma oportunidade valiosa para testar o programa RSSIM, na sua vertente de rupturas múltipla. É de esperar que a modelação consiga, com a consideração de parâmetros regionais adequados, traduzir os efeitos de directividade observados nas estações. A secção seguinte expõe os parâmetros considerados para a modelação e a secção 4.3.3. apresenta a comparação dos resultados obtidos pela modelação com os registados pelo sismo, quer no domínio espectral (em termos de espectros de resposta), quer no domínio do tempo (em termos de séries temporais).

4.3.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados na modelação

Existem dois modelos de fonte considerados para este sismo, que serão descritos brevemente, não sendo intenção deste trabalho distinguir e analisar os dois modelos, mas tão só validar o programa RSSIM, testando a sua capacidade em reproduzir os espectros de respostas observados, em estação rocha, por um sistema de ruptura múltipla. De referir que este trabalho resultou de um esforço conjunto com uma equipa do INGV (*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*) e foi apresentado em Zonno & Carvalho [2006].

O modelo de Bernard & Zollo [1989], aqui intitulado de modelo A, foi baseado num estudo detalhado dos registos de campo próximo (menos de 50 km), analisando a chegada das ondas P e S, permitindo aos autores construir um cenário consistente para o tempo e duração dos episódios de ruptura. Combinando o estudo com medições geodésicas, Bernard & Zollo [1989] caracterizaram as 3 fontes sísmicas (Figura 4.10, modelo a preto), determinaram os pontos de nucleação e o momento sísmico para cada ruptura.

Um outro modelo, de Valensise *et al.* [1989], aqui intitulado de modelo B, foi baseado no estudo dos mecanismos focais derivados dos vários registos, na extensão espacial das falhas através da realocização das réplicas utilizando perfis de velocidade 3D e no estudo geológico detalhado da expressão superficial das falhas. O modelo proposto por estes

autores é semelhante ao de Bernard & Zollo [1989], excepto na falha correspondente à segunda ruptura que é bastante mais estreita e de maior inclinação (Figura 4.10, modelo a verde).

A Figura 4.10 apresenta a projecção à superfície das falhas propostas pelos dois modelos mencionados e a Tabela 4.3 apresenta os parâmetros da fonte considerados, para os dois modelos, para o sistema de 3 rupturas do sismo de Irpinia de 1980 (os 3 episódios de ruptura denominar-se-ão, daqui para a frente, de 0_s, 20_s e 40_s, respectivamente).

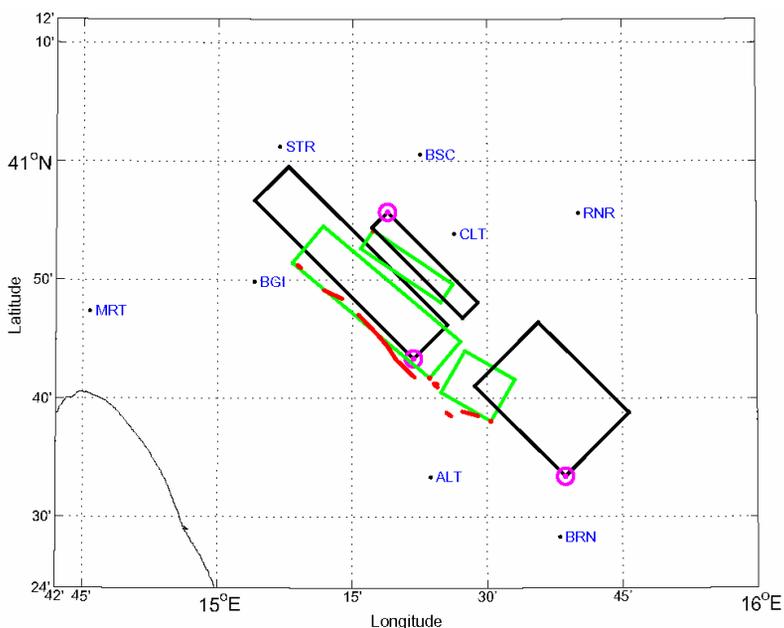


Figura 4.10 - Geometria das falhas propostas para o sismo de Irpinia de 1980 [Zonno & Carvalho, 2006]. A preto: modelo de Bernard & Zollo [1989]; a verde: modelo de Valensise et al. [1989]. Os círculos a rosa representam a origem da falha, seguindo a convenção de que a inclinação da falha é para a direita da sua orientação.

Tabela 4.4 - Parâmetros da fonte considerados neste trabalho para a modelação do sismo de Irpinia de 1980 [Zonno & Carvalho, 2006]. Geometria da falha segundo Bernard & Zollo [1989] (modelo A) e Valensise et al. [1989] (modelo B).

	Modelo A			Modelo B		
	0_s	20_s	40_s	0_s	20_s	40_s
Magnitude, M	6,7	6,3	6,2	6,8	6,2	6,2
Orientação da falha [°]	315	315	135	310	300	124
Inclinação da falha [°]	60	20	70	60	60	70
Dimensões da falha, $L \times W$ [km]	35 x 15	20 x 15	20 x 10	28 x 15	9 x 15	15 x 10
Número de subfalhas	15 x 7	10 x 8	10 x 5	14 x 7	5 x 7	7 x 5

Na Figura 4.11 é exibido o modelo de distribuição de deslizamento que serviu de base à distribuição utilizada (adaptada ao número de subfalhas de cada falha) e o ponto de nucleação considerado para cada falha. Para o modelo B foi considerado o centro de cada falha como ponto de nucleação, depois de várias simulações com vários pontos de nucleação. Relativamente aos parâmetros de propagação, estes forem adaptados da literatura e assumiram-se iguais para os dois modelos (Tabela 4.5).

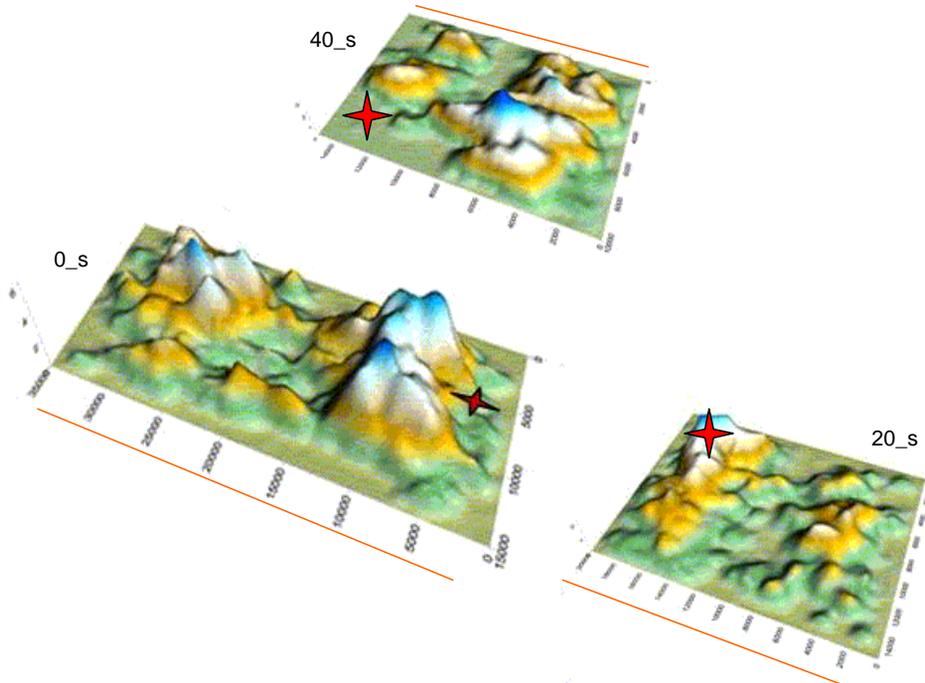


Figura 4.11 - Modelo de deslizamento adaptado na simulação do sismo de irpinia de 1980 [modificado de Pacor et al., 2006]. Os traços a vermelho indicam a superfície e as estrelas o ponto de nucleação considerado.

Tabela 4.5 - Outros parâmetros de modelação para o sismo de Irpinia de 1980 [Zonno & Carvalho, 2006]

Velocidade, β , das ondas S	$3,75 \text{ km s}^{-1}$
Densidade, ρ	$2,60 \text{ g cm}^{-3}$
Queda de tensão, $\Delta\sigma$	100 bar
Velocidade de ruptura, V_r	$2,90 \text{ km s}^{-1}$
Qualidade do meio, $Q(f)$	100
Decaimento espectral, k	0,03 s
Impedância, f_{zi}	0,32 Hz
Duração-distância, $b(r)$	0,1 R
Deslizamento	distribuição Figura 4.11

4.3.3. Resultados obtidos

Foram simulados espectros de resposta para as estações a menos de 50 km do sistema de falhas do sismo de Irpinia (Tabela 4.3) que estão localizadas em solos classificados como duros ou muito duros. Mais concretamente, foram consideradas as estações ALT, BGI, BSC, CLT e STR cuja localização se apresenta na Figura 4.10.

A modelação foi efectuada para os dois modelos de fonte propostos para o sistema de falhas do evento considerado e os resultados comparados com os espectros de resposta obtidos nas estações mencionadas, fornecidos pelo INGV. Tendo em conta a conclusão de que a estação ALT apenas foi disparada pela ruptura da segunda falha, para esta estação foram apenas consideradas as rupturas 20_s e 40_s.

A Figura 4.12 apresenta a comparação dos espectros de respostas, para as 5 estações consideradas.

À parte considerações acerca dos dois modelos, fora do âmbito do tema deste capítulo e apresentadas em Zonno & Carvalho [2006], verifica-se que os espectros calculados com a modelação de ruptura múltipla ajustam-se de forma satisfatória aos espectros observados nas estações consideradas.

Devido à complexidade da ruptura e para melhor estudar os efeitos de directividade (nomeadamente o seu efeito na duração dos registos), a Figura 4.13 apresenta as duas componentes horizontais dos registos de aceleração nas estações estudadas e a série temporal simulada, para o modelo A. A rotina para cálculo das séries temporais é a apresentada no programa EXSIM, com as devidas alterações para considerar a hipótese de ruptura múltipla, e segue a metodologia apresentada na secção 2.4.

A comparação dos resultados da modelação, quer no domínio espectral quer no domínio do tempo, com os registos do sismo, permite concluir que as opções relativas aos mecanismos de ruptura e modelação numérica são bastante satisfatórias uma vez que foi possível reproduzir os efeitos de directividade presentes.

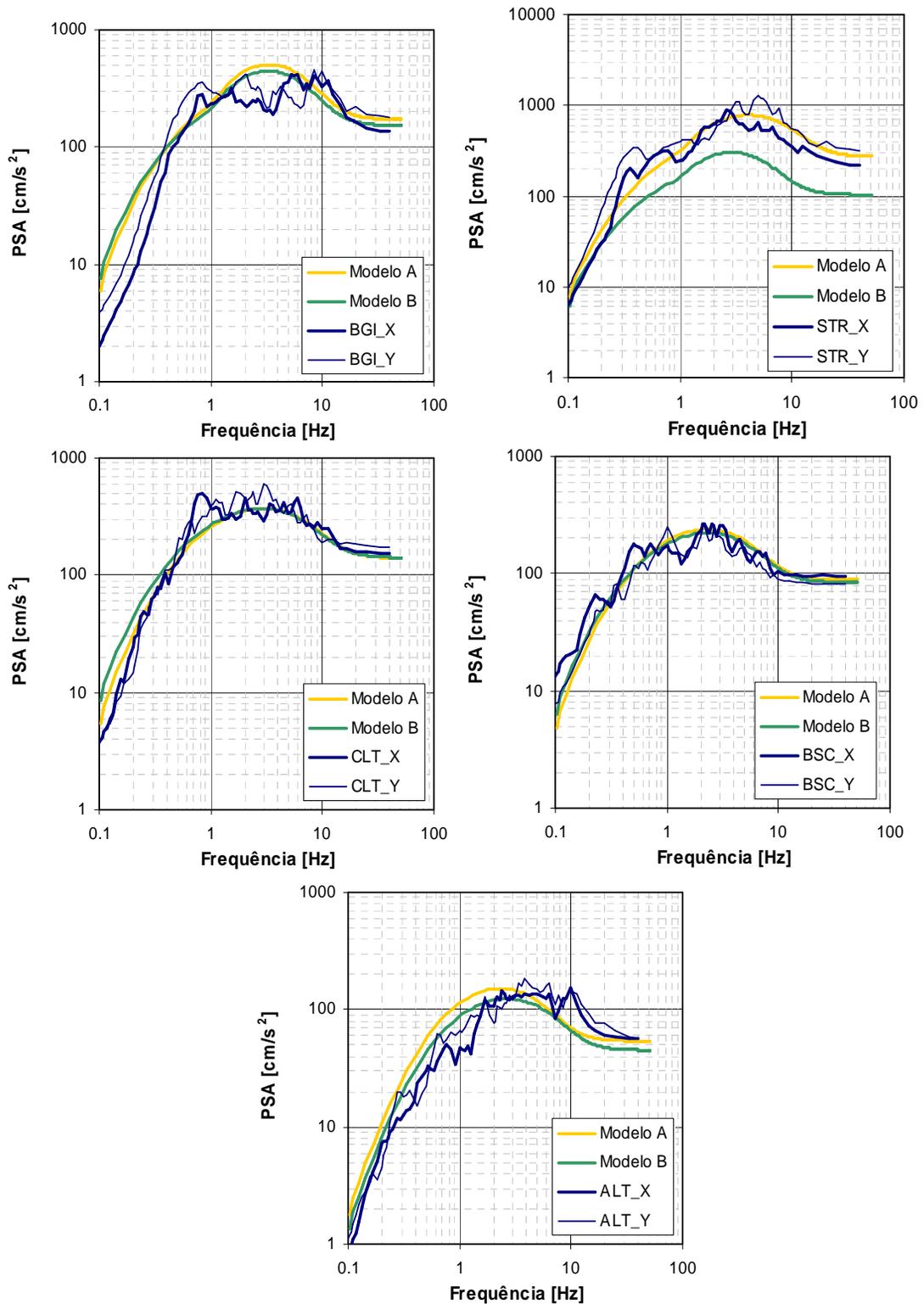
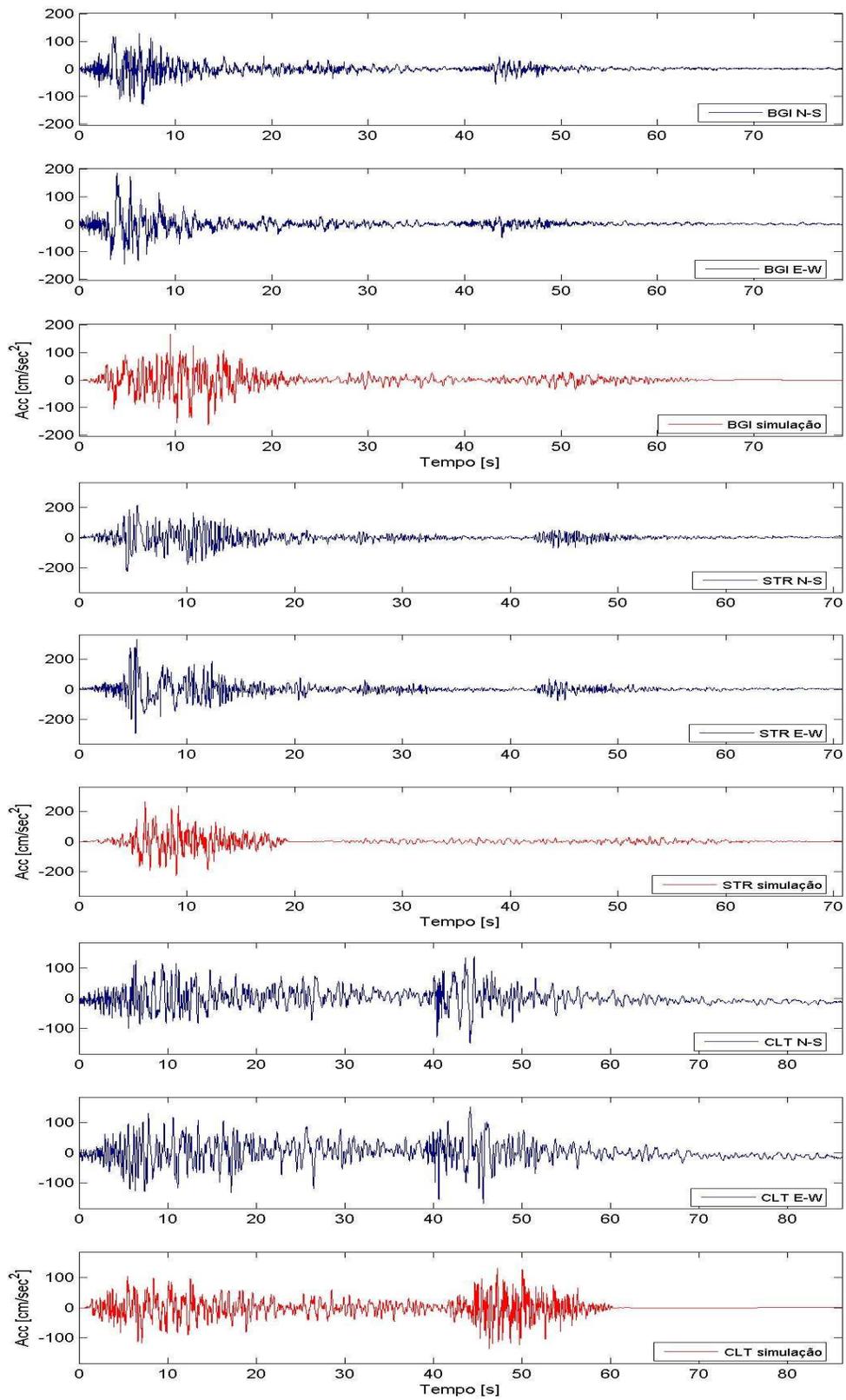


Figura 4.12 - Comparação entre os espectros obtidos nas estações e os espectros de resposta simulados para os dois modelos A e B considerados para o sismo de Irpinia, 1980.



(continua)

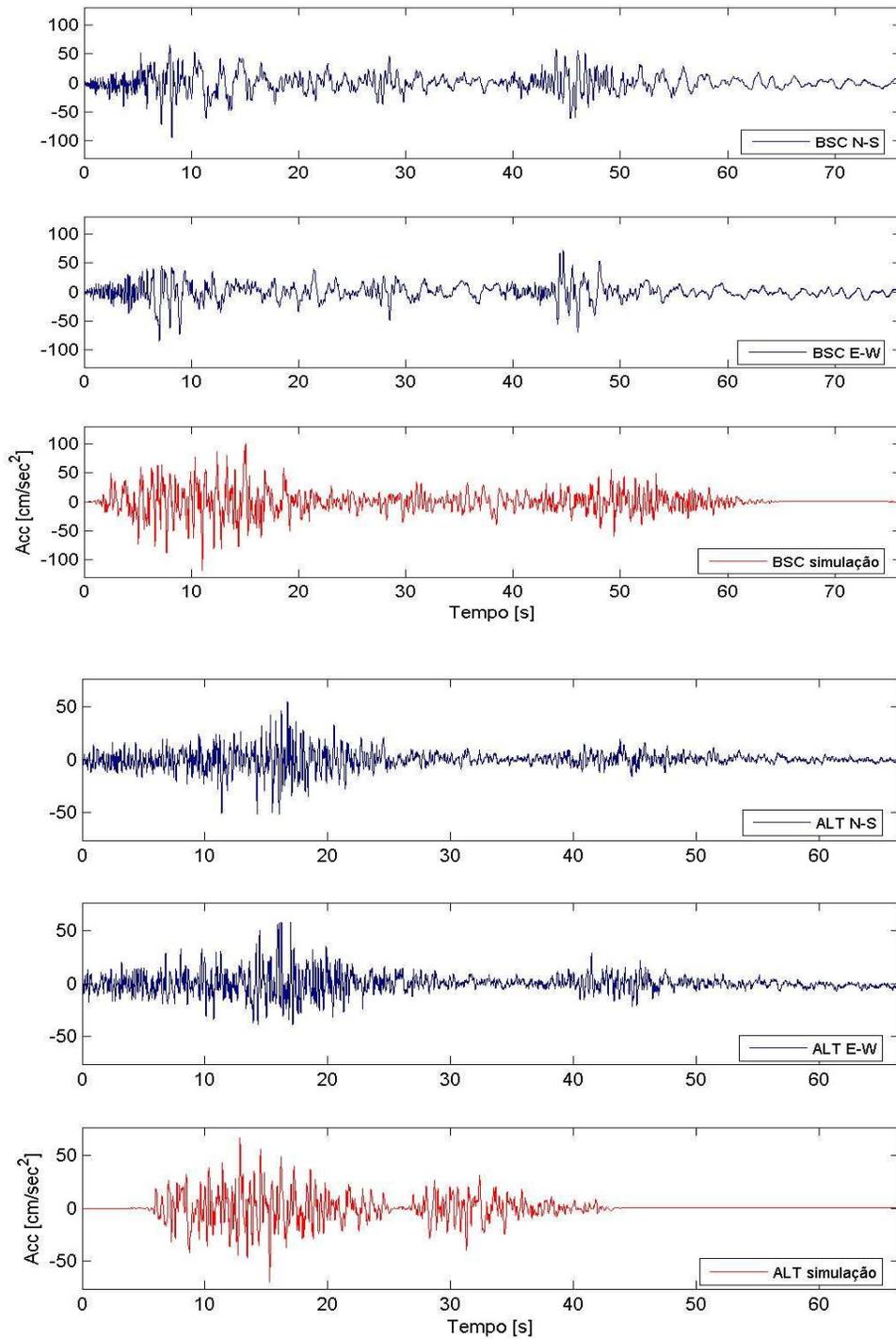
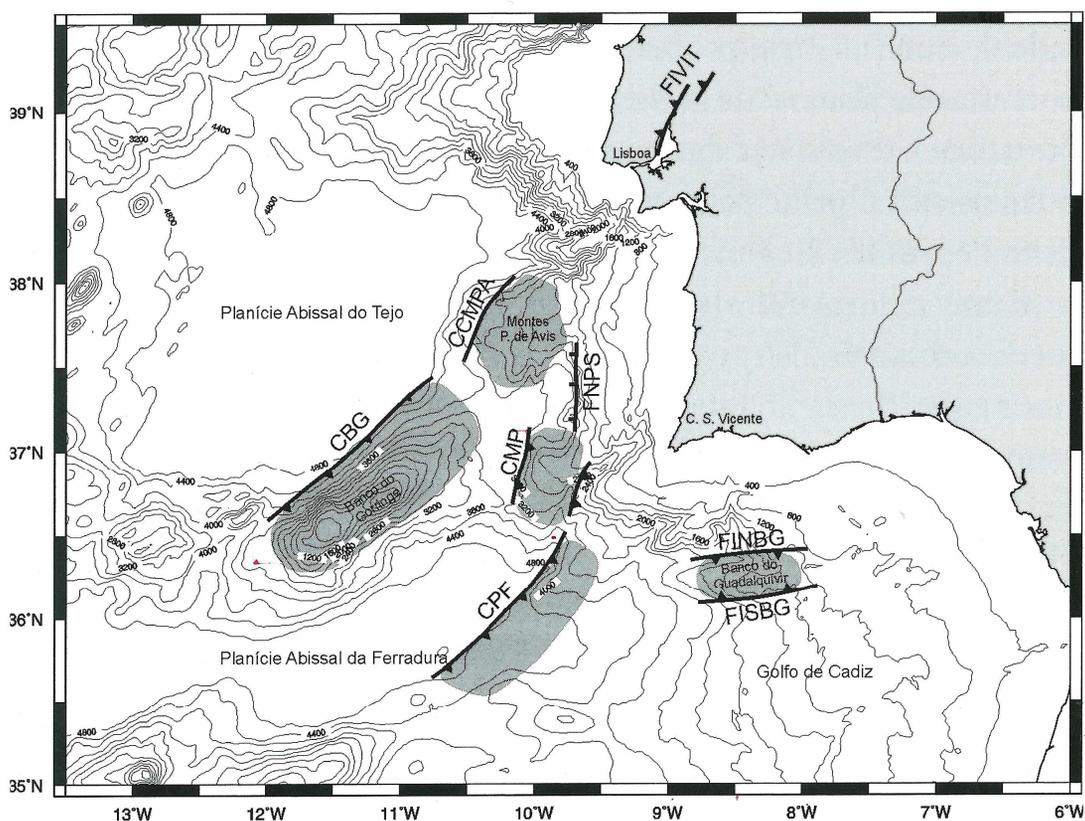


Figura 4.13 - Séries de aceleração, componentes N-S e E-W, e séries simuladas, tendo em conta o modelo A, para as estações consideradas

4.4. Sismo de 1 de Novembro de 1755

4.4.1. Enquadramento

O sismo de 1 de Novembro de 1755, também conhecido pelo terramoto de Lisboa, tem uma magnitude estimada por vários autores em cerca de 8,5 M – 8,9 M [Gutenberg & Richter, 1949; Arroyo & Udias, 1972; Abe, 1979; Martins & Mendes Victor, 1990; Johnston, 1996]. A fonte geradora deste sismo é uma questão que continua em aberto, havendo vários modelos que englobam diferentes estruturas individualmente ou combinadas. A controvérsia reside no facto de nenhum modelo conseguir explicar, em simultâneo, os efeitos do sismo e as características do tsunami gerado e da elevada magnitude do sismo requerer uma superfície de ruptura muito grande, para a qual não há muitas candidatas entre as estruturas tectónicas da margem SW-Ibérica, que se apresentam na Figura 4.14.



CBG – Carreamento do Banco de Goringe; **CCMPA** – Carreamento da Montanha Príncipes de Avis; **CPF** – Carreamento da Planície da Ferradura; **CMP** – Carreamento do Marquês de Pombal; **FNPS** – Falha normal de Pereira de Sousa; **FINBG** e **FISBG** – Falha inversa Norte e Sul, respectivamente, do Banco de Guadalquivir; **FIVIT** – Falhas inversas do Vale Inferior do Tejo.

Figura 4.14 - Zonas sísmogénicas da margem continental SW-Ibérica [Ribeiro, 2005].

A génese do sismo de 1755 terá que ser abordada através da interpretação dos seus efeitos, relatados por testemunhos da época, sobre o sismo e tsunami e pela interpretação geológica do registo sedimentar datado, sobretudo do tsunami [Ribeiro, 2005].

A informação macrossísmica existente sobre o sismo foi primeiramente compilada por Pereira de Sousa [1919 a 1932]. Baseado na leitura dos inquéritos realizados às diversas paróquias do país, por ordem do Marquês de Pombal, Pereira de Sousa efectuou um estudo exaustivo sobre o sismo de 1755, tendo publicado as primeiras cartas de intensidade macrossísmica que se exibem na Figura 4.15.

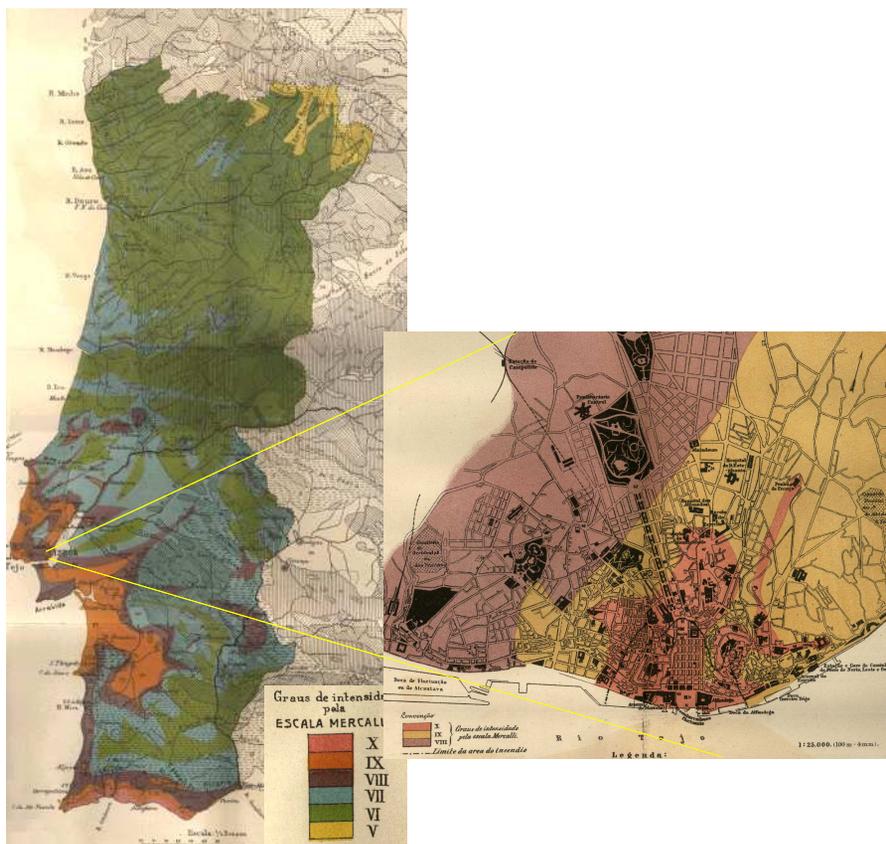


Figura 4.15 - Isossistas do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755, segundo Pereira de Sousa [1919 a 1932], para Portugal Continental e detalhe da cidade de Lisboa.

O sismo causou danos importantes em Lisboa, na faixa litoral a sul desta cidade, no Algarve e em Marrocos. Na sequência de estudos de sismicidade histórica mais recentes foram elaboradas diversas cartas de intensidade macrossísmica [Machado, 1966; Martinez Solares *et al.*, 1979; Mezcua, 1982; Moreira, 1984, entre outros]. Na figura 4.16

apresenta-se a carta de isossistas do sismo para o território de Portugal Continental, Península Ibérica e Marrocos segundo Moreira [1984; 1991].

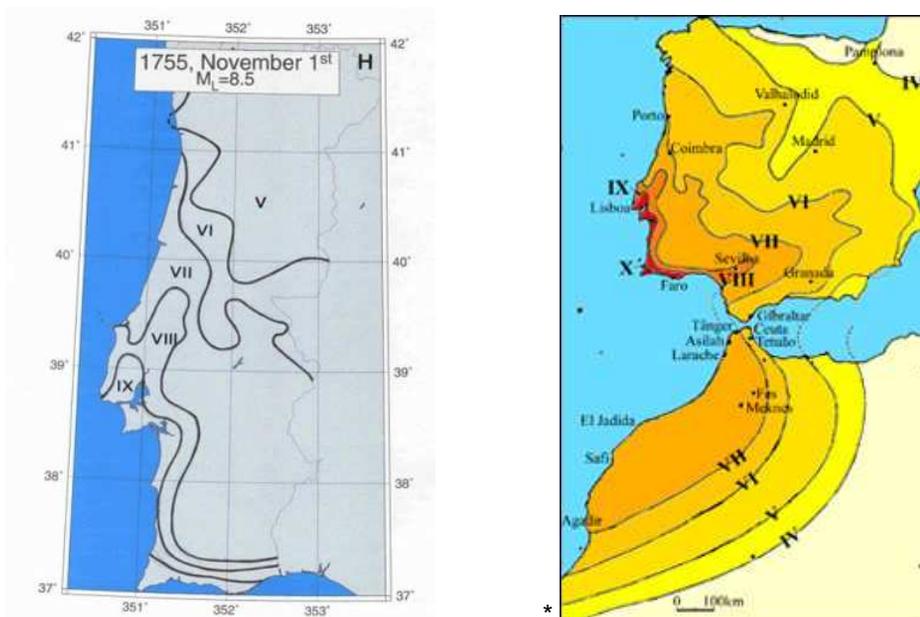


Figura 4.16 - Isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755. Esquerda: segundo Moreira [1984]. Direita: segundo Moreira [1991]

As várias cartas apresentadas, baseadas nos valores de intensidade macrossísmica relativamente aos 3 países mais fortemente afectados pelo sismo, permitem atribuir uma magnitude de cerca de 8,5 M -8,9 M e uma localização preferencial da fonte a SW de Lisboa.

Com o conhecimento progressivo das estruturas tectónicas na margem SW Ibérica, foram aparecendo, nas últimas décadas, várias propostas para a fonte geradora do sismo de 1755, propostas essas que serão aqui apresentadas, como retrospectiva histórica da evolução dos conhecimentos e como enquadramento para os vários modelos de fonte sísmica que serão modelados na secção seguinte.

Banco de Gorringe

Até à década de 80, os especialistas acreditavam que o padrão das isossistas do sismo de 1755 favorecia uma localização de início de ruptura na vizinhança do Banco de Gorringe (CBG, na Figura 4.14), um monte submarino situado a cerca de 120 milhas do Cabo de S. Vicente que se apresenta como uma estrutura alongada com cerca de 200 km de comprimento e 80 km de largura.

Esta conclusão foi bastante influenciada pelo sismo de 28 de Fevereiro de 1969, com epicentro na vizinhança do Banco de Gorringe, e por este ser uma das estruturas de maior envergadura na margem SW Ibérica, tendo, por isso, permanecido, durante décadas, como a fonte sismogénica do sismo de 1755.

No entanto, o padrão das isossistas do sismo de 1969 (com menor intensidade em Lisboa que no Algarve) é diferente do padrão do sismo de 1755, que apresenta igual intensidade em Lisboa e Algarve. Começaram, assim, a aparecer propostas de ruptura complexa com um ramo mais próximo de Lisboa, mesmo sem evidências geofísicas: Martinez Solares *et al.* [1979] e Levret [1991] concluem que a localização do epicentro, a profundidade focal, e o mecanismo de ruptura do sismo de 1755 são semelhantes ao sismo de 28 de Fevereiro de 1969 (magnitude 7,3 *M_s*, na Planície Abissal da Ferradura, a sudeste do Banco de Gorringe, de coordenadas epicentrais 36,01°N-10,57°W) e que a longa duração do sismo de 1755 e igual valor de intensidade em Lisboa e Algarve, poderá ser explicado com um evento de ruptura múltipla.

Johnston [1996], através das áreas das isossistas do sismo de 1755, estimou uma magnitude de momento $8,7M \pm 0,39$ e, tendo em conta a rigidez da litosfera oceânica e o regime térmico da região, concluiu que a energia libertada pelo sismo requeria uma falha com cerca de 180-280 *km* de comprimento e 50-80 *km* de largura, um deslizamento superior a 10 *m* e uma queda de tensão entre 40 a 100 *bar*. Segundo o autor, a única estrutura tectónica capaz de acomodar estes valores é a falha inversa do Banco de Gorringe.

A interpretação de perfis de reflexão sísmica sobre o Banco de Gorringe [Terrinha, 1998, citado em Ribeiro, 2005] e a monitorização da sismicidade instrumental na última década mostram que o cavalgamento na face NW de Gorringe é inactivo, provavelmente desde o Miocénico superior ($\approx 6\text{Ma}$) [Zitellini *et al.*, 2004].

Estudos baseados em modelações hidrodinâmicas [Baptista, 1998; Baptista *et al.*, 1998b] mostram que a zona do Gorringe não é compatível com os tempos de chegada e altura das ondas do *Tsunami* e indicam como provável a localização de uma extensa zona de ruptura ao longo da margem portuguesa, a leste do Banco de Gorringe. Este facto é corroborado por investigações geológicas recentes [Zitellini *et al.*, 1999; 2001; Terrinha *et al.*, 2003].

Baptista [1998] e Baptista *et al.* [1998a], com o objectivo de obter uma localização preliminar da fonte do *tsunami* que fosse compatível com o conjunto de tempos de chegada

ao longo da costa portuguesa, espanhola e marroquina, procederam à análise dos documentos existentes nos três países mais afectados pelo evento e, desta forma, obtiveram uma estimativa dos parâmetros do *tsunami*, nomeadamente polaridade do primeiro movimento do mar, tempos de chegada do *tsunami* à costa, período do movimento do mar, número de ondas observadas e duração da perturbação observada no mar.

Os resultados serviram como ponto de partida para testar três tipos de fontes alternativas, tendo em conta os valores da Intensidade sísmica atribuídos a Lisboa e Lagos, X-XI na escala de Mercalli, os valores de VII-IX ao longo de Cádiz e os valores atribuídos para o norte de Marrocos variando entre VII em Ceuta e X em Agadir.

Os autores concluíram que a localização da fonte do *tsunami* de 1 de Novembro de 1755 é diferente da localização da fonte do *tsunami* de 28 de Fevereiro de 1969, mostrando que o Banco de Gorringe é uma localização bastante improvável e que a fonte associada ao *tsunami* do sismo de 1755 se localiza muito mais próximo da costa portuguesa. Esta conclusão deve-se ao facto da simulação com uma fonte semelhante ao sismo de 1969, localizada no Banco de Gorringe, produzir um conjunto de tempos de percurso mais longos do que os apresentados nos documentos históricos.

As soluções possíveis apontam uma ruptura única que se estende ao longo da margem oeste Ibérica desde a latitude de Lisboa até ao sul do Cabo de S. Vicente ou uma ruptura múltipla com dois trocos que se estende para Sul desde o Esporão da Estremadura até sul do Cabo de S. Vicente. Na Figura 4.17 exibem-se estas duas localizações possíveis.

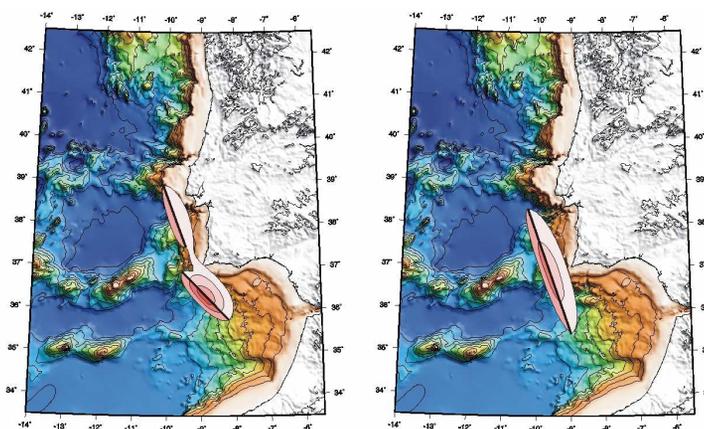


Figura 4.17 - Localizações possíveis para a fonte geradora do sismo de 1755, constringidas pela análise dos dados sobre o *tsunami*, segundo Baptista [1998] [Baptista & Miranda, 2005].

A fonte múltipla é considerada a mais credível pois, para além de representar melhor as intensidades encontradas no território português [Baptista, 1998; Mendes *et al.*, 1999], contempla uma ruptura múltipla considerada por alguns autores como necessária para justificar a longa duração do sismo.

Refira-se que os estudos de Baptista [1998] não pretendiam identificar a fonte geradora do sismo de 1755 mas tão só restringir a sua localização, com base nos dados sobre o *tsunami*.

Marquês de Pombal

Na localização possível, segundo Baptista [1998], para a fonte geradora do sismo de 1755, encontra-se a Falha Marquês de Pombal (CMP na Figura 4.14 e MPTF na Figura 4.18), estrutura compressiva, de orientação NNE-SSW, a sudeste do Banco de Gorringe, inicialmente detectada na campanha RIFANO, em 1992, na qual se adquiriu um perfil sísmico de reflexão (AR92-19, na Figura 4.18) paralelo à orientação da compressão máxima gerada pela colisão das placas africana e eurasiática.

Esta estrutura, segundo Ribeiro *et al.* [1996], corresponde ao traçado de uma zona de subducção incipiente da litosfera oceânica do Atlântico sob a litosfera continental da Ibéria, significando que a margem W Ibérica está em transição de passiva para margem activa, mais avançada a Sul que a Norte.

Com o objectivo de estudar e detalhar esta falha, foi efectuada uma expedição em 1998 na área localizada entre o Banco de Gorringe e o Cabo de S. Vicente no âmbito do projecto BIGSETS –*Big Sources of Earthquake and Tsunamis*. Um dos resultados principais foi a constatação de actividade tectónica recente da Falha Marquês de Pombal (baptizada depois desta campanha), que apresenta um comprimento de ruptura de cerca de 55 km, uma inclinação de 30° [Zitellini *et al.*, 1999], e que, segundo estes autores, provavelmente, é a falha tectónica do sismo de 1755.

No entanto, com base nas relações empíricas entre as áreas de ruptura de um plano de falha e a magnitude de um sismo [Wells & Coppersmith, 1994], o segmento detectado da falha MPTF é demasiado pequeno para libertar a energia prevista para o sismo de 1755. Um estudo tridimensional mais detalhado permitiu a descoberta de uma segunda estrutura activa, caracterizada por um complexo processo de desdobraimento, com uma inclinação oposta à da falha MPTF (BTF, na Figura 4.18) e que se une a esta em profundidade, podendo, pois, as estruturas terem sido activadas no mesmo evento sísmico.

Tendo em conta a área total deformada (100 km x 70 km), o deslocamento médio de 15 m obtido por Baptista [1998] e uma rigidez crustal de 3×10^{10} Pa, obtém-se um momento sísmico resultante de $3,15 \times 10^{21}$ Nm, que corresponderá a 8,3M o que, embora aquém, estará próximo da magnitude de momento estimada para o sismo de 1755, permitindo a Zitellini et al. [2001] sugerir que o sistema MPTF – BTF pode ter rompido simultaneamente, sendo um forte candidato a fonte sísmogénica do sismo de 1 de Novembro de 1755.

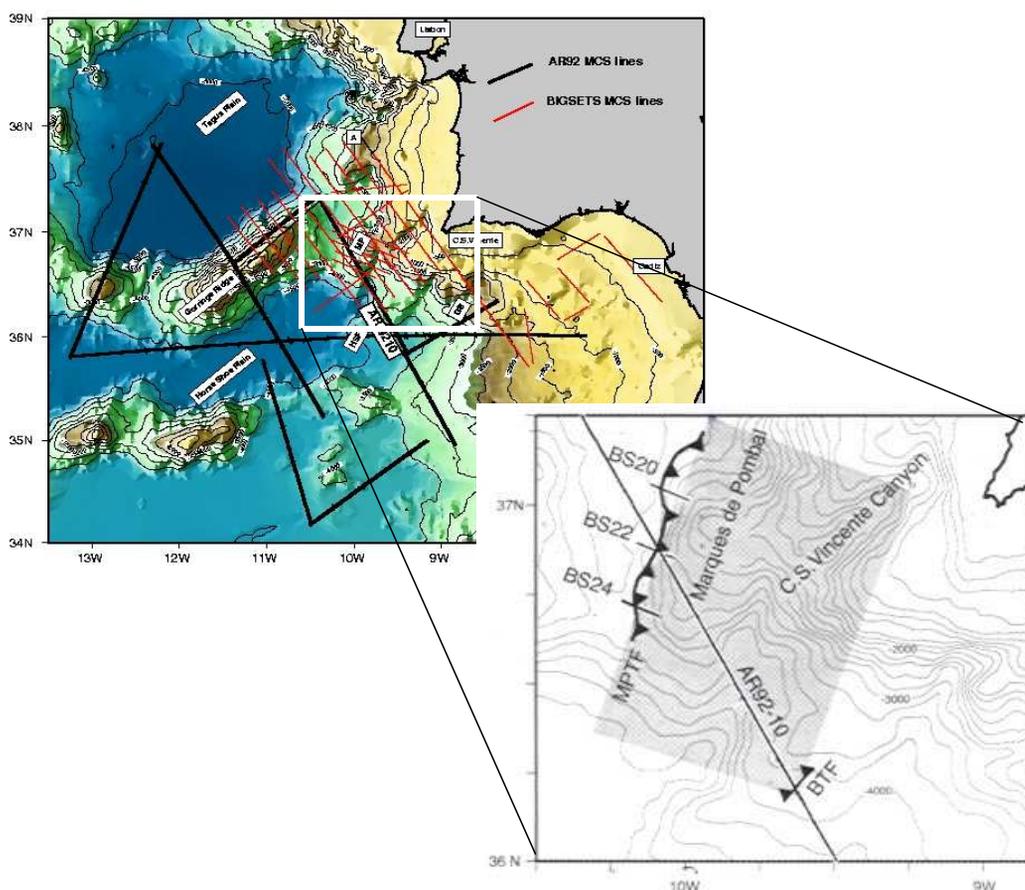


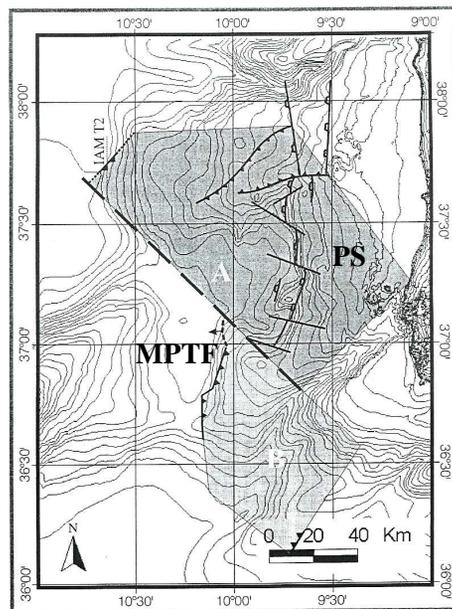
Figura 4.18 - Localização das linhas sísmica da campanha BIGSETS (BS20, BS22, BS24) e da campanha RIFANO92 (AR92-10) (extraído de Zitellini et al., 2002). Localização da falha Marquês do Pombal (MPTF) e da falha BTF (Backthrust Fault). A área a cinzento corresponde à área deformada observada [Zitellini et al., 2001].

A área deformada do Marquês de Pombal parece, no entanto, insuficiente para gerar um sismo de 8,7M e estudos hidrodinâmicos considerando o Marquês de Pombal como fonte única e com um deslizamento de 20 m [Baptista et al., 2000] mostram que a altura das ondas sintéticas estão subestimadas em toda a Ibérica, Madeira e Marrocos [Baptista et al., 2003].

Tais constatações levaram à procura de outros acidentes próximos do carreamento Marquês de Pombal e foram propostas outras zonas de geração adicionais, como a falha Pereira de Sousa (FNPS, na Figura 4.8), a Falha da Ferradura (CFF, na Figura 4.8) e o Banco de Guadalquivir (FINBG e FISBG, na Figura 4.8).

Marquês de Pombal – Pereira de Sousa

Segundo Terrinha *et al.* [2003] a falha que originou o sismo de 1755 deverá ter uma extensão mínima de 150 km e, conseqüentemente, deverá existir uma ruptura adicional associada à deformação MPTF – BTF. Para estes autores, a falha Pereira de Sousa (FNPS, na Figura 4.14 e PS na Figura 4.19), normal, com alinhamento NS, de 65 km de extensão, localizada ao longo da margem portuguesa, poderá fazer parte da área de deformação adicional à área de ruptura da falha Marquês de Pombal.



*Figura 4.19 - Modelo de Terrinha et al. [2003] da estrutura sismogénica do sismo de 1755. A zona B (7 000 km²), corresponde à área de deformação proposta por Zitellini et al. [2001]. A zona A (12 000 km²) representa a área de deformação associada à falha Pereira de Sousa, **PS**. **MPTF** – Falha Marquês de Pombal (adaptado de Terrinha et al., 2003).*

Esta estrutura, activa segundo Terrinha *et al.* [2003], encontra-se seccionada por pequenas falhas transversais que sugerem a orientação NW-SW para a compressão máxima, consistente com o movimento inverso da falha Marquês de Pombal. Foi levantada e rodada pela compressão actual [Terrinha *et al.*, 2003] o que implica a existência de um carreamento para oeste, que não atinge a superfície sob a montanha submarina do Príncipe

de Avis (CCMPA, na Figura 4.14) e levanta o bloco que suporta a Falha Pereira de Sousa. Este sistema está, portanto, associado a uma grande área de deformação.

Assim, segundo Terrinha *et al.* [2003] a área total de ruptura passará de 7000km^2 [Zitellini *et al.*, 2001] para 19000km^2 , capaz de gerar um sismo de 8,6M.

A solução Falha Pereira de Sousa - Montanha do Príncipe de Avis pressupõe descontinuidade de ruptura no descolamento basal, o que não é impossível do ponto de vista geométrico e cinemático [Ribeiro, 2005], mas é uma solução que necessita de investigação adicional para se tentar compreender a arquitectura das estruturas em profundidade na margem SW Ibérica [Zitellini *et al.*, 2004]. Para mais, esse sistema, tal como o Banco de Goringe, parece estar inactivo desde o Miocénico Superior e a sismicidade do presente é praticamente ausente [Zitellini *et al.*, 2004].

Marquês de Pombal – Falha da Ferradura

A falha da Ferradura (CMF, na Figura 4.14) situa-se no prolongamento para SW da falha inversa do canhão do Cabo de S. Vicente, ocupando o bordo SE da Planície da Ferradura. Tem orientação SW-NE e uma extensão que pode atingir aproximadamente 180 km , correspondendo a um cavalgamento em que a ruptura não é visível à superfície [Zitellini *et al.*, 2004].

Em 2004, a bordo do N/O D. Carlos I, realizou-se uma campanha de levantamento batimétrico que permitiu a visualização de estruturas de deformação tectónica na zona do limite de placas Ibéria-Africa. No interior da Planície Abissal da Ferradura foram, detectadas pequenas elevações, inferiores a 100 m , (Figura 4.20), as quais poderão estar associadas a rupturas provocadas por sismos recentes [Terrinha, 2005].

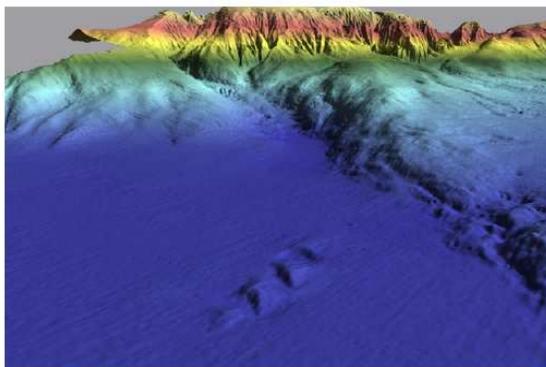


Figura 4.20 - Escarpa da falha do bordo NE da Planície Abissal da Ferradura no offshore SW de Portugal. Imagem tridimensional elaborada a partir da batimetria multifeixe. O Comprimento total da escarpa na imagem é de aproximadamente 40 km [Terrinha, 2005]

Segundo Ribeiro [2005] e Zitellini *et al.* [2004], a solução da Falha inversa da Ferradura como estrutura de geração do sismo de 1755, adicional à falha Marquês de Pombal, é a mais plausível porque a situação de quase continuidade e orientação subparalela com o sistema de carreamento do Marquês de Pombal facilita a transferência de tensão geradora de sismos entre os 2 sistemas. Ribeiro [2005] alerta, no entanto, para o facto desta solução levantar problemas de interpretação porque o evento complexo se situaria na interacção de 3 placas, Ibérica, África e Eurásia. Este modelo de geração e as suas implicações na cinemática das 3 placas exigem mais investigação.

Marquês de Pombal – Banco de Guadalquivir

Baptista *et al.* [2003] apresentaram uma reapreciação da fonte do sismo de 1755 propondo uma fonte dupla (Figura 4.21) composta pelos segmentos da falha do Marquês de Pombal e do Banco de Guadalquivir. A geometria das referidas fontes foram impostas pelos perfis de reflexão e são de 105 km de comprimento e 55 km de largura, inclinação 24° e orientação 21,7° para a Falha Marquês de Pombal e de 96 km de comprimento e 55 km de largura, inclinação 45° e orientação 70° para o segmento do Banco de Guadalquivir. Segundo os autores, para esta geometria é necessário um valor de 20 m de deslizamento para reproduzir a altura de onda do *tsunami* no SW da Ibéria e para obter um momento sísmico correspondente a um sismo de magnitude de momento 8,7M.

Este modelo de ruptura múltipla, está de acordo, segundo os autores, com os perfis sísmicos, com considerações energéticas do sismo e do *tsunami* e produz um ajuste satisfatório com o padrão de isossistas do sismo de 1755.

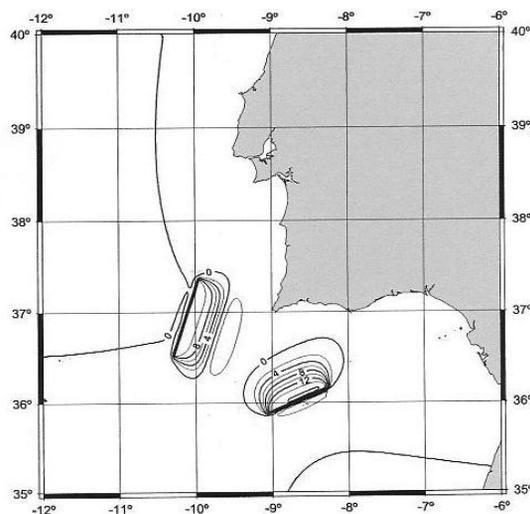


Figura 4.21 - Modelo de falha composta pelos segmentos da falha do Marquês de Pombal (segmento a oeste) e do Banco de Guadalquivir (segmento a leste) [Baptista *et al.*, 2003].

A altura de onda e tempo de chegada do tsunami foi simulada e comparada com as observações em 13 cidades (5 em Portugal Continental, 2 na Madeira, 1 em Espanha, 2 no continente africano, 2 em Inglaterra e 2 nas Caraíbas). Os resultados são bons para a maioria das localidades na Península Ibérica, para Madeira e Porto Santo, mas não conseguem explicar as observações no continente africano (a altura de onda em Cádiz e o tempo de chegada em Safi), em Inglaterra (tempos de chegada simulados muito baixos comparados com as observações) e nas Caraíbas (altura da onda simulada muito baixa em relação às observações).

Baptista *et al.* [2003] justificam estes resultados com uma fonte de dimensões reduzidas e a falta de conhecimento de batimetria detalhada nas regiões em causa e concluem que é necessário uma fonte com uma área superior à proposta, e talvez com um menor deslizamento, para reproduzir os dados do *tsunami* em campo afastado.

Ribeiro [2005] afirma que esta solução do Banco de Guadalquivir tem, também, a dificuldade de exigir a transmissão quase instantânea de tensão entre 2 estruturas distantes com orientações distintas e polaridade de movimento cavalgante principal eventualmente oposta.

Estrutura offshore – Falha Vale Inferior do Tejo

Vilanova *et al.* [2003] propuseram um modelo composto, alternativo, no qual o sismo de 1755, localizado *offshore*, terá provocado alterações da tensão estática que terão induzido uma ruptura na falha do Vale do Tejo (FIVIT, na Figura 4.14). Estes autores mostram que, mesmo para o cenário mais longínquo, em que o sismo de 1755 teve origem no Banco de Goringe, é possível a alteração de tensão na falha do Vale Inferior do Tejo, que, estando esta na iminência de romper, terá provocado a ruptura da falha e originado um sismo 6,5M –7,0M.

Segundo estes autores, as intensidades elevadas sentidas na área de Lisboa não podem ser atribuídas a efeitos de sítio uma vez que:

- (i) o padrão de intensidades do sismo de 1969, também localizado *offshore*, não mostra amplificações da zona de Lisboa e Vale do Tejo (Figura 4.22). De facto, o padrão de intensidades no Algarve, devido a este sismo, é semelhante ao padrão observado no sismo de 1755 (com as diferenças de valores devido às diferenças de magnitude dos dois sismos), não havendo indicação de amplificações devido a efeitos de sítio no Vale do Tejo;

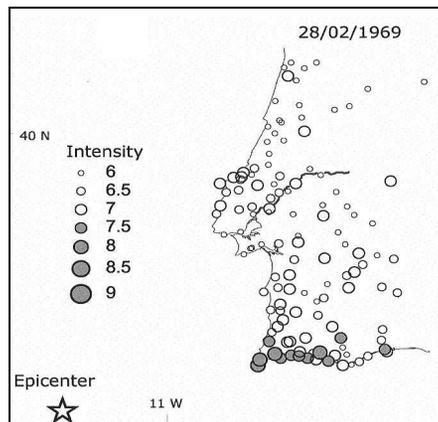


Figura 4.22 - Pontos de alta intensidade ($IMM \geq 6$) para o sismo de Fevereiro de 1969, de $M_s=7.9$, localizado no Banco de Gorringe. [Vilanova et al., 2003].

- (ii) existe uma correlação negativa entre os locais de elevada intensidade e os tipos de solos, uma vez que os danos maiores foram observados em igrejas da Bacia Lusitânica, construídas em terrenos do Mesozóico muito consolidados e não na Bacia do Tejo, constituída por aluviões e depósitos do Quaternário (figura 4.23).

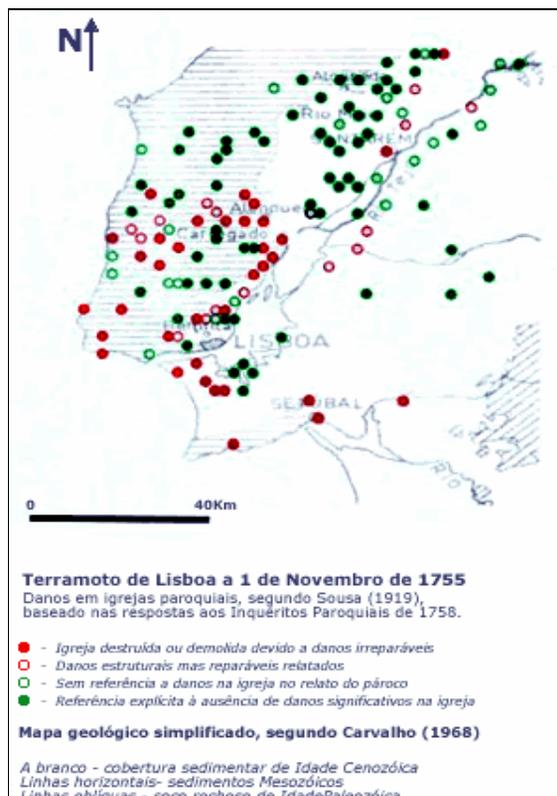


Figura 4.23 - Danos em igrejas paroquiais e mapa geológico da zona do Vale Inferior do Tejo (<http://einstein.fisica.ist.utl.pt/~sismo/Portugues/Tagusnet/Tagusnet.htm>).

Além das elevadas intensidade na zona de Lisboa, o modelo proposto por Vilanova *et al.* [2003] e Vilanova [2004] explicaria, também, segundo os autores:

- (i) o padrão de destruição das réplicas, com danos provocados num raio de 30 km de Lisboa e sem danos no Algarve. Assim, os danos causados em Lisboa, após o sismo, seriam resultado de réplicas do sismo da fractura do Vale do Tejo, enquanto que as réplicas do sismo principal, offshore, só se sentiriam no Sul do país;
- (ii) a duração atribuída ao sismo e o número de abalos sentidos. Os relatos e testemunhos referem a existência de 2 ou 3 abalos, separados por alguns minutos, sendo o segundo abalo de menor duração mas de maior intensidade (Figura 4.24). Assim, minutos depois do primeiro sismo, existiu um segundo na região do Vale do Tejo, de curta duração mas mais destrutivo;

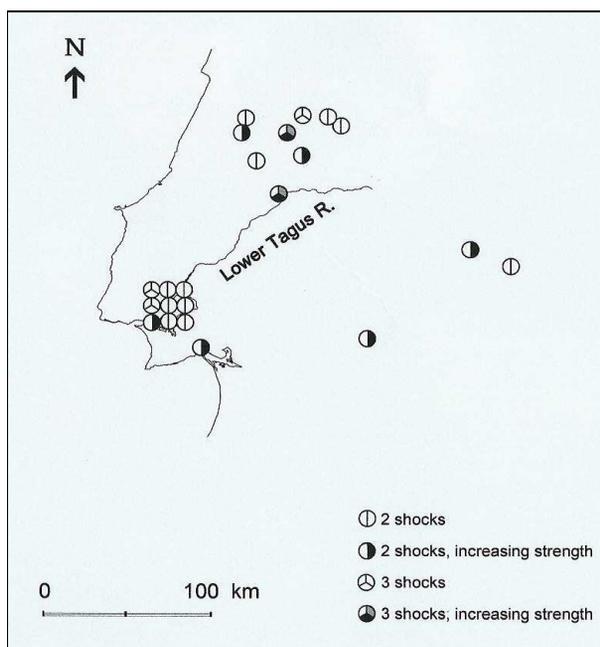


Figura 4.24 - Distribuição geográfica do número abalos múltiplos, de acordo com testemunhos da época [Vilanova *et al.*, 2003]

- (iii) os distúrbios observados na água do rio Tejo. O tempo atribuído aos primeiros efeitos observados não é compatível com a propagação do tsunami a partir de uma fonte sísmica offshore e não são explicados pelos modelos hidrodinâmicos de Baptista [1998]. Assim, estes efeitos seriam devido ao sismo na falha de Vale do Tejo, ocorrido após o sismo principal e antes da chegada do tsunami.

Matias *et al.* [2005] criticam este modelo de Vilanova *et al.* [2003], afirmando que

- (i) a distribuição de intensidades na região de Lisboa, IX na escala de Mercalli modificada, com efeitos de sítio que as elevou para X nos aluviões com menos de 20 000 anos de idade no vale do Tejo e seus afluentes (baixa Pombalina, Lezíria) exclui ruptura próximo a Lisboa na Falha do Vale Inferior do Tejo;
- (ii) a teoria de que existe um período de retorno de 200 anos para sismo de magnitude moderada na Falha do Vale Inferior do Tejo (que teria gerado a sequência de eventos sísmicos de 1344, 1531, 1755 e 1909), implicaria que os segmentos da falha se movessem, dada a geometria de falha inversa, a cerca de 4,8 mm/ano, originando uma taxa de convergência superior ao movimento entre a Placa Ibérica e o domínio Atlântico a oeste da margem W- Ibérica. A este propósito refira-se que Fonseca & Vilanova [2005] contestam esta estimativa da taxa de convergência, afirmando que os sismos gerados com um intervalo de 200 anos na Falha do Vale Inferior do Tejo correspondem a rupturas parciais da falha em segmentos distintos, pelo que cada sector da falha romperia, em média, a cada 600 anos, originando uma taxa de convergência de cerca de 1,6 mm/ano.

Golfo de Cádiz

Na região do Golfo de Cádiz e Gibraltar aparecem revelações de estruturas de grande envergadura. Gutscher *et al.* [2002] e Gutscher [2004] apresentam evidências de tomografia sísmica para a existência de uma zona de subducção com laje descendente (*slab*), de oeste para leste, estendendo-se desde a superfície até uma profundidade de cerca de 700 km sob o Arco de Gibraltar (Figura 4.25).

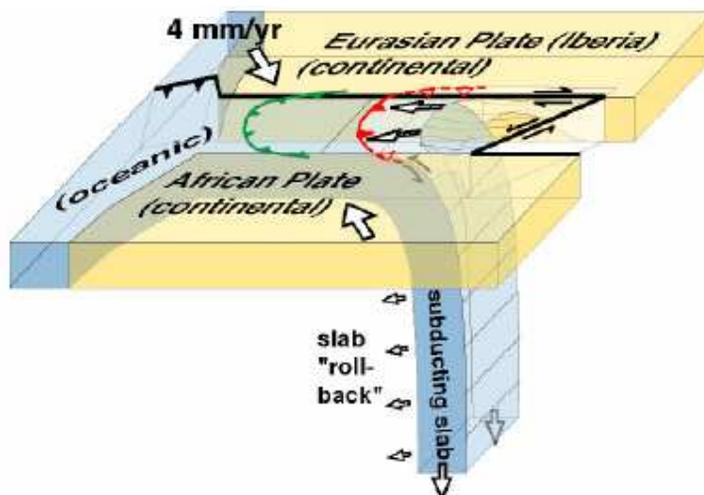


Figura 4.25 - Diagrama 3D de blocos indicando o afundamento para leste e recuo da litosfera oceânica (*slab roll-back*) [Gutscher, 2004]

Os autores sustentam que o movimento dos blocos tectónicos na região sul da Ibéria pode ser explicado por um modelo de laje com enrolamento para trás (*slab roll-back*) durante a subducção, provocando uma bacia extensional de litosfera continental adelgada. O limite sudeste da deformação nesta região do arco aparenta ser uma falha em desligamento, de grande dimensão, com alinhamento sudeste-nordeste ao longo do sector oriental do Mar de Alboran.

Gutscher *et al.* [2002], Gutscher [2004] e Thiebot & Gutscher [2006] apresentam esta zona no Golfo de Cádiz (Figura 4.26), associada à zona de subducção em Gibraltar, como a fonte geradora do sismo de 1755.

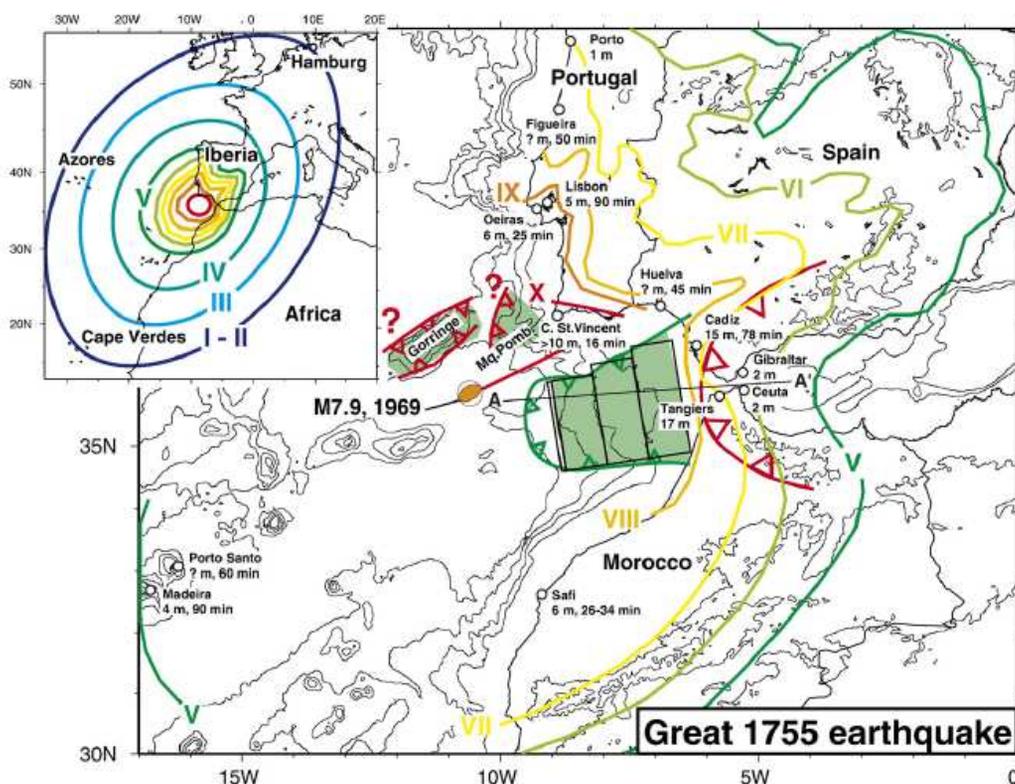


Figura 4.26 - Localização (a verde) do sistema de falhas proposto por Gutscher [2004] para a fonte geradora do sismo de 1755. O ponto de interrogação indica outras fontes para o sismo de 1755, propostas por outros estudos. Apresenta-se, também, o tempo de chegada e a amplitude da onda do tsunamis segundo Baptista *et al.* [1998b]. A caixa apresenta um mapa de isossistas para o sismo de 1755 [Gutscher *et al.*, 2006].

A discussão sobre a deformação e sismogénese nesta região é dinâmica, pois não existindo motivos para descrença nos dados apresentados, as discordâncias residem na interpretação dos mesmos e dos seus significados cinemáticos e cronológicos [Terrinha, 2005].

Ribeiro [2005] e Ribeiro *et al.* [2006] afirmam que este modelo de subducção activa é criticável pois, apesar de estar estabelecida a continuidade aproximada da laje descendente do ponto de vista geométrico por tomografia sísmica:

- (i) a dinâmica actual do segmento superficial, até cerca de 120 *km*, e do segmento profundo, aos 600 - 660 *km* podem exprimir processos diferentes, nomeadamente, colisão continental à superfície e delaminação em profundidade;
- (ii) não há continuidade na actividade sísmica ao longo da laje;
- (iii) uma subducção por *roll-back* implicava a abertura de uma bacia extensional de litosfera continental adelgada que poderia passar gradualmente a bacia oceânica e estaria, no presente caso, representada pela litosfera de características intermédias do Mar de Alboran. No entanto, não há abertura recente do mar de Alboran mas um regime de desligamento direito ENE-WSW que induz desligamento esquerdo NNE-SSW, em domínio;
- (iv) apesar das incertezas geodinâmicas sobre o magmatismo no mar de Alboran, não há evidências de magmatismo relacionado com o processo de subducção nos últimos 5 MA. Tal sugere que a subducção em recuo da laje descendente parou no fim do Miocénico.

Gutscher [2005] e Thiebot & Gutscher [2006] defendem que esta zona de subducção é activa mas a zona de falha está bloqueada, o que explica a ausência de sismicidade, estando a zona sismogénica a acumular tensão até ser libertada num próximo sismo. Segundo os autores, a zona de subducção do Golfo de Cádiz terá, assim, um comportamento idêntico às zonas de subducção de Cascadia (NW EUA), Sumatra (Indonésia) e Nankai (SW Japão), zonas que são marcadas por longos períodos de calma, durante os quais o movimento relativo entre as placas é armazenado em forma de deformação elástica, estado asísmico que pode durar dezenas ou milhares de anos.

Segundo Matias [2007], mesmo admitindo que a subducção em recuo ainda é hoje em dia o processo tectónico dominante no Golfo de Cádiz, as características do prisma de acreção indicam que se trata de um sistema sedimentar com um pequeno ângulo no seu topo e na sua base, tratando-se, portanto, de um prisma com um baixo coeficiente de atrito basal e que por isso o acoplamento sísmico será muito baixo. Além disso, a comparação do prisma de acreção com outros prismas semelhantes existentes no globo mostra que a região sismogénica mais activa se deve encontrar nas proximidades do estreito de Gibraltar

e não a sul de Portugal, localização incompatível com os dados históricos de destruição observados para o sismo de 1755.

Gutscher *et al.* [2006] consideraram a geometria da fonte proposta por Gutscher *et al.* [2002] e Gutscher [2004] e testaram o modelo através de uma modelação hidrodinâmica e de um estudo macrosísmico. O plano principal da falha é representado através de uma série de rectângulos (representados a verde na Figura 4.26) desde uma profundidade de 6,5 *km* até 24 *km*, com uma inclinação que aumenta progressivamente de 2,5°, 5° e 7,5°. As dimensões médias do plano de falha são de 180 *km* de comprimento (d direcção N-S) e 210 *km* de largura (d direcção E-W), a que corresponderá 8,8M, para um deslizamento de 20 *m*, e 8,64M considerando um deslizamento de 10 *m*. Segundo os autores, a ruptura do sismo de 1755 terá um deslizamento médio de 10 *m*, com picos locais até 20 *m*.

Os resultados hidrodinâmicos foram comparados com as observações para algumas cidades do SW da Península Ibérica e NW de África. Os tempos de chegada das ondas estão, de um modo geral, de acordo com as observações para o Cabo de S. Vicente (6 minutos de diferença) para as duas estações na Madeira (5 e 15 minutos de diferença) e para Huelva e Vila Real (7 e 8 minutos mais cedo que os 45 minutos observados). Para Cádiz a diferença do tempo de chegada é de 40 minutos (36 minutos calculados e 78 minutos observados), consequência da extensão para leste do plano mais fundo da falha, em que o limite inferior foi considerado com base na estrutura térmica do Arco de Gibraltar, apresentado em Thiebot & Gutscher [2006]. Os tempos de chegada para a costa portuguesa e para Safi (Africa) são 25 a 40 minutos mais que os tempos reportados nos registos históricos.

A análise macrossísmica é efectuada, considerando funções de efeito de sítio calculadas a partir das isossistas de dois sismos, gerados na área em estudo (o sismos de 7,9M de 1969, na Planície da Ferradura e o sismo de 6,8M de 1964, no Golfo de Cádiz).

Tendo em conta funções de atenuação, em intensidade, propostas na literatura para os sismos de 1755 e 1969, Gutscher *et al.* [2006] subtraem a função de atenuação radial aos mapas de isossistas dos dois sismos considerados e determinam os efeitos de sítio para os dois eventos. Considerando a média dos efeitos dos dois eventos, para cada local, os autores determinam, desta forma, os efeitos de sítio para Portugal Continental. De seguida, considerando estes efeitos e a lei de atenuação para o sismo de 1755 de Levret [1991], os autores apresentam o mapa de isossistas para 3 possíveis fontes (Figuras 4.27 e 4.28):

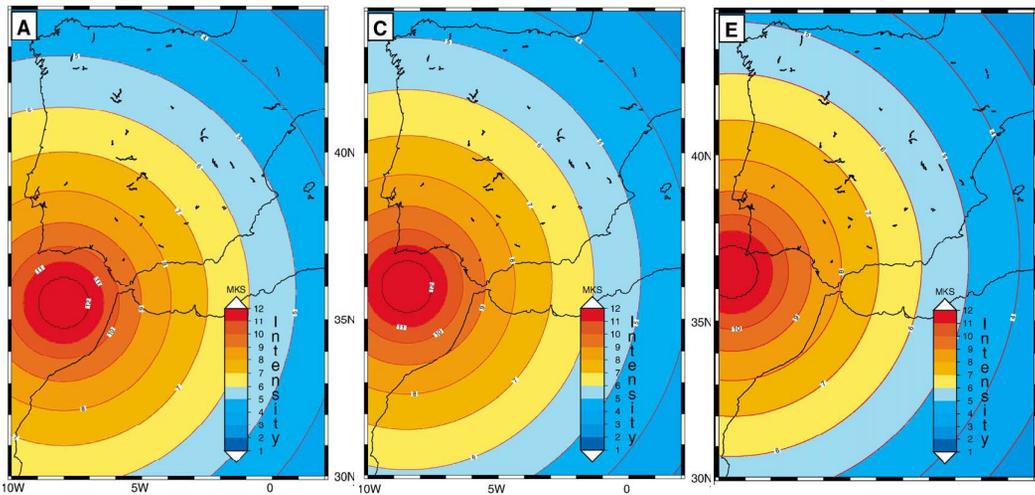


Figura 4.27 - Função de atenuação radial para três fontes: Esquerda: fonte centrada em 8°W e $35,5^{\circ}\text{N}$; Centro: fonte centrada em $8,5^{\circ}\text{W}$ e 36°N ; Direita: fonte centrada em $9,5^{\circ}\text{W}$ e $36,5^{\circ}\text{N}$ [Gutscher et al., 2006].

- (i) uma fonte centrada em 8°W e $35,5^{\circ}\text{N}$ correspondendo ao plano da falha de subducção (Figura 4.27, esquerda). Esta fonte prevê (Figura 4.28, esquerda) um bom ajuste de intensidades no SW de Espanha mas valores de intensidade mais elevados, em relação ao observado, no NW de Marrocos (intensidades de 8 e 9, comparadas com as 7 e 8 observadas). Para Lisboa, esta fonte prevê intensidades de 7,5, valor 1,5 mais baixo que o observado.
- (ii) uma fonte centrada em $8,5^{\circ}\text{W}$ e 36°N (Figura 4.27, centro), correspondendo ao bordo NW do plano da falha de subducção, que poderá representar uma zona de aspereza, de grande deslizamento, no plano de falha ou, em alternativa, um modelo conjugado com a falha de subducção e uma falha de orientação N75E, representando a fronteira de placas África-Eurásia no norte do Golfo de Cádiz e situada do flanco norte do prisma de acreção. O mapa de isossistas calculado para esta fonte (Figura 4.28, centro) prevê intensidades 10 no Algarve, intensidades 8-9 no SW de Espanha e NW de Marrocos e intensidade 8 em Lisboa.
- (iii) uma fonte centrada em $9,5^{\circ}\text{W}$ e $36,5^{\circ}\text{N}$ (Figura 4.27, direita), a cerca de 100 km do cabo de S. Vicente, que poderá representar a Falha Marquês de Pombal e um segmento para leste, da fronteira de placas África-Iberia. Esta fonte prevê (Figura 4.28, direita) intensidades 10 no SW de Portugal, 8-9 em Lisboa e 6-7 no MW de Marrocos. No entanto, os valores, bastante incertos, da intensidade registadas no

interior de África parecem indicar 1 a 2 valores de intensidades inferiores ao previsto por este modelo.

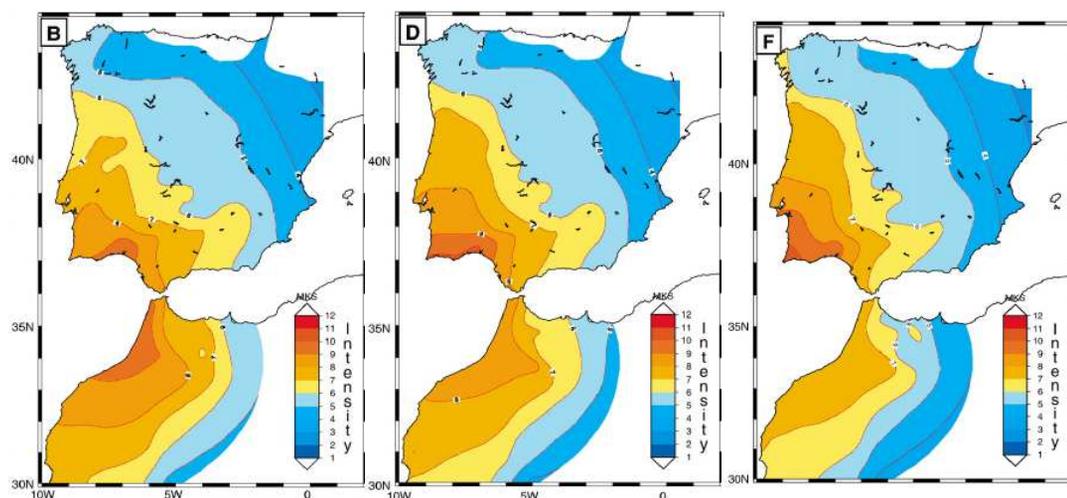


Figura 4.28 - Mapa de isossistas sintéticas, considerando as fontes apresentadas na Figura 4.27 [Gutscher et al., 2006].

Assim, Gutscher et al. [2006] concluem que:

- (i) as dimensões da falha de subducção em Gibraltar podem gerar o sismo de 1755;
- (ii) a modelação do tsunami ajusta razoavelmente bem com os tempos de chegada e a altura das ondas para cerca de metade das cidades estudadas; no entanto prevê tempos de chegada tardios e baixas amplitudes de onda na costa portuguesa e em Safi (Marrocos);
- (iii) a zona de subducção, por si só, oferece um melhor ajuste aos dados históricos do tsunami na área Golfo de Cádiz – Marrocos, que qualquer outra fonte sismogénica considerada em estudos prévio;
- (iv) a análise macrosísmica sugere que uma fonte a NW do Golfo de Cádiz consegue reproduzir as intensidades observadas, enquanto que a zona de subducção por si só não parece ser suficiente;
- (v) um modelo composto pela falha de subducção e uma fonte adicional para NW pode ser a melhor explicação para o tsunami e padrão de isossistas do sismo. Um cenário possível é uma ruptura orientada ENE, de um segmento da fronteira de placas na área Goringe – Norte Golfo de Cádiz, ter induzido, minutos depois, a ruptura a longo do plano da falha de subducção;

(vi) a falha de subducção parece ter tido um papel relevante na geração do sismo de 1755, contribuindo para o elevado valor de momento sísmico e para a altura das ondas observadas no Golfo de Cádiz.

Para terminar, refira-se o trabalho recente de Gradin *et al.* [2007b] que, não propondo um modelo para a fonte sísmica geradora do sismo de 1755, testaram três dos modelos propostos e aqui referidos: a solução Banco de Goringe de Johnston [1996], a solução Marquês de Pombal - Falha Pereira de Sousa de Terrinha *et al.* [2003] e o modelo de subducção no Golfo de Cádiz de Gutsher *et al.* [2002]. Os autores aplicaram uma metodologia baseada no método dos elementos finitos aplicados ao cálculo da propagação das ondas em meios elásticos, construindo um modelo 3D detalhado para a região sudoeste da Península Ibérica e validando a metodologia através da simulação de 3 sismos recentes de magnitude moderada (5,0M) e respectivo ajuste entre sismogramas sintéticos e observados e através do ajuste entre intensidades sintéticas e observadas para o sismo de 1969.

Os resultados obtidos demonstram claramente, segundo os autores, que, dos três modelos propostos, o mais provável é o que considera o Banco de Goringe como fonte geradora do sismo de 1755, com uma propagação de ruptura de NE para SW (Figura 4.29).

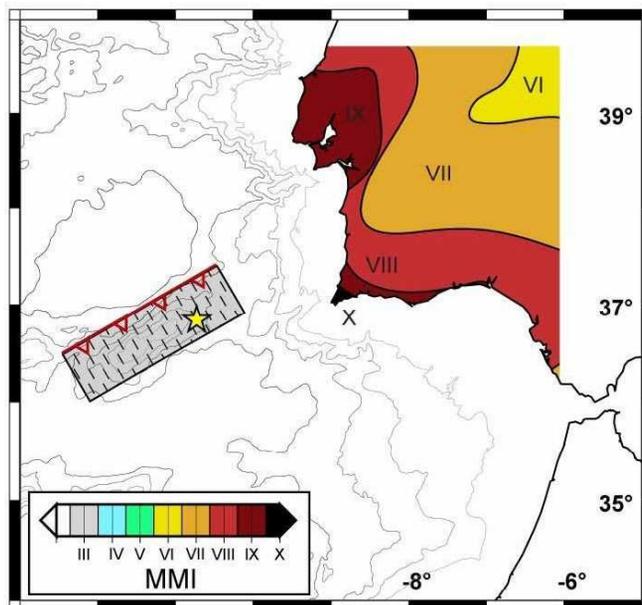


Figura 4.29 - Intensidades sísmicas sintéticas para o sismo de 1755, considerando o Banco de Goringe como fonte geradora [Gradin *et al.*, 2007b].

É evidente, pelo que foi exposto nesta secção, o desafio científico que é o sismo de 1755. Muitos autores estudaram, e muitos outros continuarão a estudar, a origem deste sismo e, conseqüentemente, muitas propostas de explicação são apresentadas. Os argumentos invocados pelas várias equipas a trabalhar na fonte sísmica são diversos e não são suficientemente concludentes para se poder claramente preferir um em detrimento aos outros [Oliveira, 2005].

No sentido de introduzir mais elementos para a discussão das várias propostas apresentadas para a geração do sismo de 1755, a secção seguinte apresenta mapas de acelerações máximas (PGA), de velocidades máximas (PGV) e de intensidades sintéticas, para Portugal Continental, bem como séries temporais simuladas, para os vários modelos de fonte sísmica, com base no programa RSSIM, modelo estocástico calibrado para o território português.

4.4.2. Parâmetros da fonte e da propagação considerados na modelação

As geometrias de fonte consideradas para os vários modelos são as propostas pelos vários autores. A magnitude considerada foi, quando não especificada pelos autores, determinada segundo as leis de Wells & Coppersmith [1994] com base nas dimensões das estruturas sismogénicas consideradas nos respectivos modelos.

A Tabela 4.6 apresenta a geometria da fonte e magnitude consideradas para cada modelo. A designação da fonte utiliza a notação considerada na Figura 4.14.

Para cada modelo foi considerado uma distribuição de deslizamento heterogénea, aleatória e foram testadas diferentes rupturas no plano de falha (pontos de nucleação diferentes) para considerar os efeitos da directividade. Os pontos de nucleação escolhidos tentam considerar 3 casos distintos de propagação no plano de falha, isto é, 3 efeitos de directividade: propagação unilateral de aproximação (ruptura em direcção ao local), propagação unilateral de afastamento (ruptura na direcção contrária ao local) e propagação bilateral (ruptura no centro da falha). Excepção feita para o caso da consideração da Falha do Vale Inferior do Tejo que, tendo em conta a escala nacional a ser reproduzida e a reduzida dimensão da falha, apenas foi considerado um ponto de nucleação. A velocidade de ruptura admitida foi de 2,5 km/s [Carvalho *et al.*, 2007; Grandin *et al.*, 2007b]. Os valores dos restantes parâmetros considerados foram os determinados no capítulo 3 e apresentados na Tabela 3.11.

Tabela 4.6 - Geometria da fonte sísmica e magnitude, para os vários modelos simulados

Modelo	Orientação	Inclinação	Dimensões (L x W) [km]	Magnitude	Referência
CMP	N20°E	24°	100 x 70	8,3	Zitellini et al. [2001]
CBG	N60°E	40°	200 x 80	8,7	Johnston [1996]
CMP	¹ N20°E	¹ 24°	¹ 100 x 70	¹ 8,3	¹ Zitellini et al. [2001]
FNPS	² N180°E	¹ 24°	^{2,a} 100 x 120	*8,45	² Terrinha et al. [2003]
CMP	N21,7°E	24°	100 x 55	*8,3	Baptista et al., [2003]
FISBG	N70°E	45°	96 x 55	*8,3	
CBG	¹ N60°E	140°	¹ 200 x 80	¹ 8,7	¹ Johnston [1996]
FIVIT	² N38°E	^b 55°	³ 40 x 28	² 6,7	² Vilanova et al. [2003]
					³ Fonseca & Vilanova [2005]
CMP	¹ N20°E	¹ 24°	¹ 100 x 70	¹ 8,3	Zitellini et al. [2001]
FIVIT	² N38°E	55°	³ 40 x 28	² 6,7	² Vilanova et al. [2003]
					³ Fonseca & Vilanova [2005]
CPF	¹ N60E	¹ 45°	¹ 175 x 140	² 8,3	¹ Ribeiro et al. [2006]
CMP	² N20°E	² 24°	² 100 x 70		² Zitellini et al. [2001]
°GC	N11°W	2,5°	162 x 68	*8,4	Gutscher et al. [2006]
		5,0°	174 x 68	*8,45	
		7,5°	198 x 6.8	*8,5	

(*) valor de magnitude estimado neste trabalho e não mencionado pelos autores dos modelos

(a) de modo a perfazer os 12 000 km² de área de deformação, segundo Terrinha *et al* [2003] e conforme apresentado na Figura 4.19.

(b) Vilanova [2004, comunicação pessoal]

(c) Golfo de Cádiz

A modelação da acção sísmica para o sismo de 1755, para Portugal Continental, tem que ter em consideração os efeitos do solo uma vez que a validade dos modelos é feita à custa da comparação dos valores obtidos com o padrão de isossistas do sismo. Assim, e uma vez que o modelo RSSIM utiliza parâmetros calibrados para rocha, apresenta-se de seguida o procedimento efectuado para a caracterização da acção sísmica à superfície.

4.4.3. Caracterização dos movimentos sísmicos à superfície

4.4.3.1. Metodologia numérica

Os movimentos sísmicos superficiais são o resultado de um complexo processo de geração e propagação das ondas sísmicas, o qual inclui, para além da transmissão até ao substrato rochoso, o efeito da propagação nas formações superficiais mais recentes do ponto de vista geológico. A presença de formações superficiais induz alterações das características da propagação dado o contraste entre a sua impedância e a do meio

rochoso através do qual se processa a incidência das ondas, podendo produzir atenuação ou amplificação das ondas sísmicas e consequentemente alterar as intensidades espectrais que irão actuar na base dos edifícios, produzindo maiores ou menores danos [Cansado Carvalho *et al.*, 2002].

Assim, torna-se essencial, em qualquer estudo de sismos intensos históricos, como o sismo de 1755, ter em consideração as formações superficiais existentes no território continental, uma vez que esse factor afecta de maneira determinante as intensidades observadas.

Neste estudo foi considerado o módulo da acção sísmica à superfície existente no Simulador de Cenários Sísmicos LNECloss, que, tal como já referido na secção 2.5.2, determina os espectros de potência e de resposta de aceleração à superfície tendo em conta os espectros de potência no substrato rochoso e o comportamento não linear das colunas de solo. Detalhes deste módulo podem ser encontrados em Cansado Carvalho *et al.* [2002] e Carvalho *et al.* [2007], apresentando-se de seguida um breve resumo.

O modelo adoptado, o de propagação vertical de ondas de corte, constitui uma solução consagrada para o estudo dos efeitos de sítio, na qual a utilização do programa SHAKE91 [Idriss & Sun, 1991] representa a via mais comum de concretização. Pese embora a utilidade e a versatilidade deste programa, o seu carácter determinístico inviabiliza a sua utilização num simulador SIG do movimento sísmico superficial dado que para assegurar suficiente representatividade estatística seria necessário proceder a numerosas análises para cada local.

Assim, foi desenvolvido no LNECloss, uma rotina de resolução estocástica da propagação unidimensional de ondas S incidentes a partir de um substrato com rigidez de corte muito superior, vulgarmente designado por firme rochoso. Este programa reproduz a resolução adoptada no programa SHAKE91, sendo, no entanto a estimativa dos valores máximos da resposta ao longo do tempo de análise efectuada no domínio da frequência, supondo a formulação estocástica gaussiana do problema dinâmico e o recurso à estatística de extremos mencionadas na secção 2.3.1.

A correcção iterativa das propriedades dos estratos permite considerar o efeito não-linear da degradação da rigidez de corte e da variação do amortecimento introduzido pela variação da deformação de corte na propagação. Este processo iterativo é feito considerando curvas adimensionais de redução do módulo de distorção, G , e curvas de variação da fracção de amortecimento crítico, ζ , em função do índice de plasticidade, P ,

do estrato considerado e uma equação constitutiva do modelo linear equivalente que expressa a dependência entre a tensão e a deformação de corte, γ , mediante uma parcela de rigidez elástica (representada pelo módulo de distorção) e uma parcela dissipativa associada à fracção de amortecimento crítico.

O conjunto de parâmetros de natureza geotécnica necessários para a caracterização de um dado perfil geotécnico no âmbito da estimativa do conteúdo espectral do movimento superficial através do método linear equivalente é, por conseguinte: (i) Espessura de cada estrato, h_i ; (ii) Massa volúmica de cada estrato, ρ_i ; (iii) Velocidade de propagação de ondas de corte de cada estrato, $v_{0,i}$; (iv) Índice de plasticidade de cada estrato, P_i .

Para cada estrato, i , pertencente a um perfil num dado local, é determinada a função de transferência complexa $H_\gamma(\omega | \bar{h}, \rho, \bar{\zeta}, \bar{G})_i$, entre a aceleração no substracto rochoso e a deformação de corte e, conhecendo-se o espectro de potência no substracto rochoso, $S_{r_o}(\omega)$ (determinado com o programa RSSIM) obtém-se, para cada estrato, a função de densidade espectral de potência da deformação, $S_\gamma(\omega)_i$ pela relação

$$S_\gamma(\omega)_i = H_\gamma(\omega | \bar{h}, \rho, \bar{\zeta}, \bar{G})_i \cdot S_{r_o}(\omega) \cdot H_\gamma^*(\omega | \bar{h}, \rho, \bar{\zeta}, \bar{G})_i \quad (4.1)$$

Pela estatística de extremos, já apresentada na secção 2.3.1, é possível calcular os valores de pico da deformação, através da expressão (2.32).

Integrando o processo para todos os estratos do perfil é calculada, para um dado perfil, a função de transferência $H_a(\omega)$ entre a aceleração no substracto rochoso e a aceleração no topo da coluna vertical de solo, obtendo-se, então, o espectro de potência que caracteriza o movimento do solo à superfície, pela expressão

$$S_a(\omega) = S_{r_o}(\omega) \cdot |H_a(\omega)|^2 \quad (4.2)$$

Mais detalhes teóricos sobre os procedimentos numéricos podem ser encontrados em Kramer [1996] e Serra & Caldeira [1998].

4.4.3.2. Dados considerados

No âmbito de um projecto de investigação patrocinado pelo então Serviço Nacional de Bombeiros e Protecção Civil (SNBPC) denominado “*Caracterização, vulnerabilidade e estabelecimento de danos para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico na Área metropolitana de Lisboa e nos municípios de Benavente, Salvaterra de Magos,*

Cartaxo, Alenquer, Sobral de Monte Agraço, Arruda dos Vinhos e Torres Vedras” construíram-se para cada freguesia (num total de 277) perfis em profundidade das grandezas relevantes do ponto de vista sísmico, mencionadas na secção anterior. Este procedimento será referido no capítulo 5.

No entanto, o conhecimento da composição estratigráfica e das velocidades e espessuras das camadas que constituem o solo em cada ponto de observação é um processo dispendioso e, conseqüentemente, pouco vulgarizado em estudos de âmbito regional. Assim, até á data deste trabalho, os únicos estudos detalhados de perfis geotécnicos são os resultantes do projecto do SNBPC, para a AML e concelhos limítrofes, dados manifestamente insuficientes para um estudo à escala do território nacional, como é o caso do estudo que se pretende neste capítulo, da caracterização dos movimentos do solo à superfície para as várias proposta de fonte sísmica do sismo de 1755. A este propósito mencione-se o projecto “Caracterização e estudos de vulnerabilidade para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico do Algarve”, iniciado há poucos meses e liderado pela Autoridade Nacional de protecção Civil (ANPC) em que já foi iniciada [Sousa *et al.*, 2007] a etapa de recolha de informação geotécnica, para posterior caracterização dos perfis geotécnicos da região.

Conseqüentemente, na prática, para estudos da influência dos solos, generalizou-se a tendência para se estabelecer classificações mais ou menos simplificadas das condições geológicas locais.

A pesquisa das condições geológicas superficiais de várias localidades onde foram sentidos sismos no continente português foi desenvolvida por Oliveira *et al.* [1995] e Paula & Oliveira [1996]. Estes autores desenvolveram a Base de Dados de Informação Macrossísmica de Portugal Continental em que a informação sobre a geologia local foi recolhida da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:500 000. Essa informação encontra-se classificada em dois campos na Base de Dados: Geologia1 e Geologia2.

O campo Geologia1 foi preenchido pelo descritor da formação geológica superficial da localidade em questão, coincidente com a legenda explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:500 000. As diferentes formações geológicas superficiais foram posteriormente agrupadas em três grandes categorias, solos brandos, intermédios e rijos ou rocha, (que preenchem o campo Geologia2), por forma a se enquadrarem, aproximadamente, nos tipos de terreno preconizados no Eurocódigo 8 [IPQ, 2000] e nas

categorias de solo contempladas nas leis de atenuação europeias mais divulgadas a nível mundial, nomeadamente Ambraseys *et al.* [1996] e Bommer *et al.* [1998].

Assim, a categoria de *solo brando* compreende:

- (i) todos os solos do Antropozóico (aluviões, dunas e areias eólicas, depósitos de vertente - do Holocénico, depósitos de praias antigas e de terraços fluviais inferiores a 100 metros, dunas consolidadas, depósitos glaciários e tufos calcários);
- (ii) todos os solos classificados como Plio-pleistocénico indiferenciado, incluindo os depósitos de praias antigas e de terraços fluviais superiores a 100 metros.

A classificação em *solo intermédio* inclui, exclusivamente, solos correspondentes ao Cenozóico:

- (i) todos os solos do Pliocénico (Astiano-Placenciano);
- (ii) todos os solos classificados como Mio-pleiocénico indiferenciado (depósitos de facies continental das bacias fluviais Mondego-Liz e Tejo-Sado; Miocénico de facies marinha e de facies continental).

A categoria *solo rijo e rocha* engloba:

- (i) do Cenozóico todos os solos classificados como Paleogénico-Miocénico indiferenciado (os arenitos de Nave de Haver e de Coja; e as "Arcoses da Beira Baixa") e os solos correspondentes a todo o Paleogénico (Eocénico e Oligocénico);
- (ii) todos os solos do Mesozóico; Paleozóico e Precâmbrico;
- (iii) todos os solos constituídos por rochas eruptivas;
- (iv) todos os solos constituídos por rochas metamórficas.

A partir da Base de Dados de Informação Macrossísmica de Portugal Continental e tendo em vista posteriores análises de risco, à escala nacional, agregaram-se os dados pela unidade geográfica concelho.

Na Figura 4.30 apresenta-se a distribuição geográfica das classes de solo por concelho.

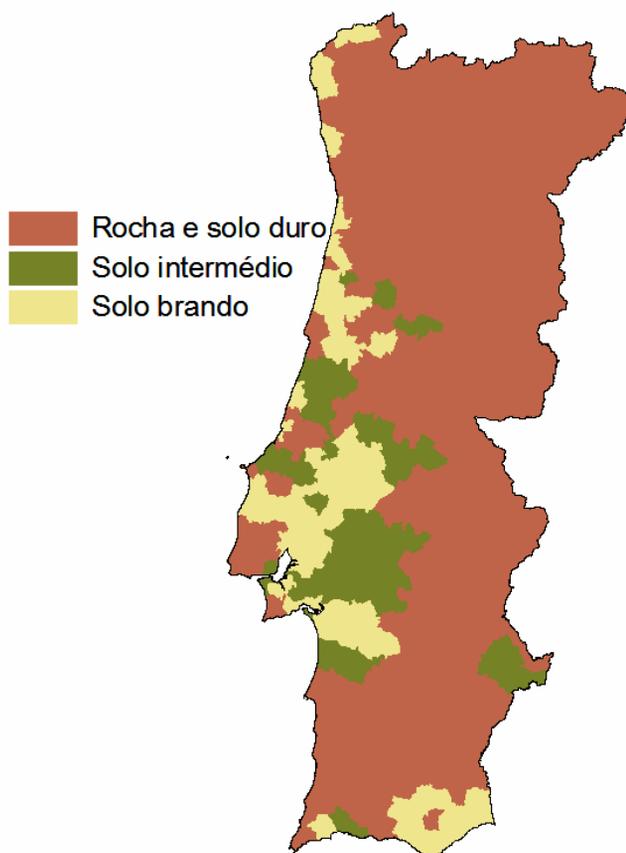


Figura 4.30 - Classe de solos, por concelho, em Portugal Continental.

Para se considerar a metodologia estocástica de propagação das ondas S apresentada na secção anterior, para todo o território português, escolheram-se 3 perfis geotécnicos de 3 freguesias da AML, resultantes do estudo geotécnico, no âmbito do projecto de investigação patrocinado pelo SNBPC, que se enquadrassem nas classes de solo mencionadas, considerando esses perfis como representativos do comportamento das camadas de solo tipo brando, intermédio e rijo de todo o continente. A cada local do continente foi, assim, atribuído um perfil geotécnico, de acordo com a respectiva classe de solo atribuída.

4.4.4. Resultados obtidos

Considerando a metodologia de falha-finita exposta e desenvolvida neste trabalho e os parâmetros da fonte e propagação apresentados nas Tabelas 4.6 e 3.11, foram calculadas, para cada modelo de geração e para diferentes rupturas no mesmo plano de

falha, os valores de pico e os espectros de resposta e potência, para o substracto rochoso, para vários locais em Portugal Continental.

A partir do espectro de potência no substracto rochoso e considerando o perfil geotécnico atribuído a cada local de acordo com a classificação de Paula [1996], aplicou-se a metodologia estocástica apresentada na secção 4.4.3.1 e caracterizou-se os movimentos do solo à superfície.

Para comparação dos valores do movimento do solo obtidos com o mapa de isossistas do sismo de 1755, é necessário utilizar uma lei de conversão de um parâmetro espectral em intensidade macrossísmica. A escolha da lei a utilizar apresenta algumas dificuldades devido à dispersão de resultados que existe entre as diversas leis e à decisão sobre o parâmetro de medida do movimento do solo a correlacionar com as intensidades.

Apesar de já ser aceite na comunidade científica que a aceleração de pico (PGA) é de valor limitado para a engenharia sísmica, as leis de conversão utilizam maioritariamente este parâmetro como factor de correlação. No entanto a velocidade de pico (PGV) é o parâmetro directamente relacionado com a energia cinética, que, por sua vez se relaciona com os danos observados, e nas últimas décadas têm aparecido alguns trabalhos que relacionam este parâmetro com as intensidades macrossísmicas.

Trifunac & Bardy [1975] estabeleceram leis entre PGV e IMM mas as suas regressões foram realizadas em intensidades para que o resultado fosse a velocidade de pico. Mais recentemente têm surgido estudos em que, a partir de observações de PGV, se estabelece relações entre os dois parâmetros.

Wald *et al.* [1999] mostraram que baixos valores de intensidade estão bem correlacionados com a PGA e PGV, mas valores mais elevados de intensidade ($IMM > VII$) relacionam-se melhor com os valores de PGV. Boatwright *et al.* [2001], com os dados do sismo de Northridge 1994, concluíram existir uma melhor relação da intensidade macrossísmica com a PGV.

É de salientar ainda que a maior parte das leis que são geralmente utilizadas, quer em PGA quer em PGV, são da Califórnia, facto que se deve à abundância de dados face a outras regiões de sismicidade moderada. Kaka & Atkinson [2004] e Atkinson & Kaka [2007] estabeleceram relações entre a PGV e a Intensidade macrossísmica para o ENA e concluíram que as equações de Wald *et al.* [1999] não são apropriadas para essa zona.

Grandin *et al.* [2007b] utilizando a metodologia baseada no método de elementos finitos, já mencionada, e tendo em conta a fonte sísmica do sismo de 28 de Fevereiro de 1969, correlacionaram os valores sintéticos de PGV obtidos com o mapa de isossistas do referido sismo e obtiveram a lei (PGV em m/s):

$$IMM = 3,5 \log(PGV) + 10,50 \quad (4.3)$$

Esta lei foi obtida com uma metodologia credível apenas para baixas frequências, considerando, no caso particular do trabalho em questão, uma frequência máxima de 0,3Hz.

No entanto esta é, até à data, a única lei que relaciona intensidades macrossísmica com PGV para o SW da Península Ibérica, validada com dados de sismos com epicentro na área, pelo que será a lei utilizada neste trabalho para conversão dos resultados espectrais obtidos, com o mapa de isossistas do sismo de 1755.

As Figuras 4.31 a 4.37 apresentam os resultados das simulações para os vários modelos de fonte propostos na literatura para a fonte sísmica do sismo de 1755, em termos de PGA no substrato rochoso, PGA e PGV à superfície e o mapa de intensidades sintéticas obtidas a partir da expressão (4.3).

As Figuras 4.38 a 4.44 apresentam os resultados das séries temporais simuladas para Lisboa e Lagos, para os modelos de fonte considerados.

Os resultados serão analisados à luz da comparação dos mapas das isossistas sintéticas e reais, em termos de valores de pico do movimento do solo e em termos do padrão dos registos sísmicos simulados.

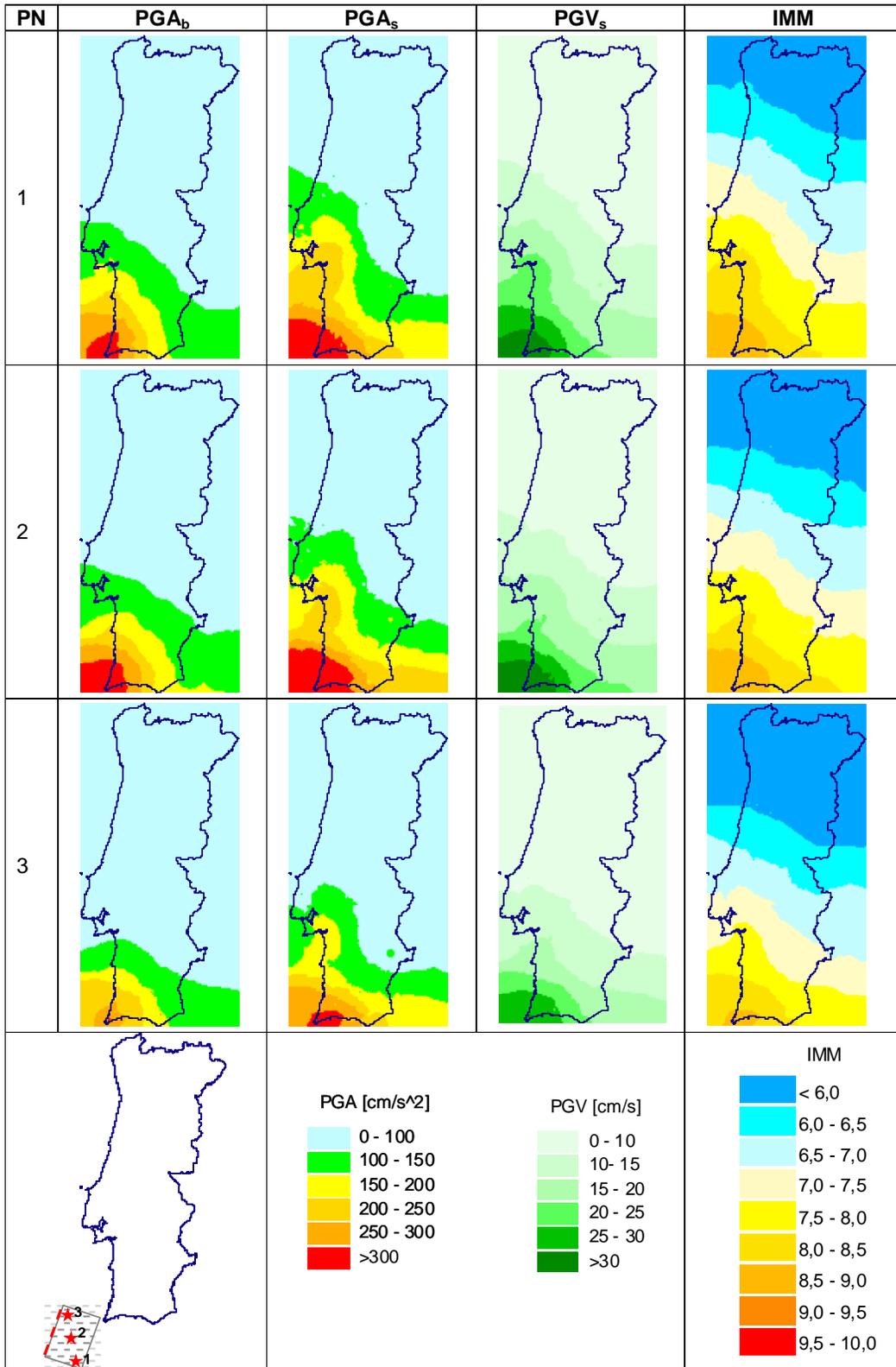


Figura 4.31 - Aceleração de pico no substracto rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP.

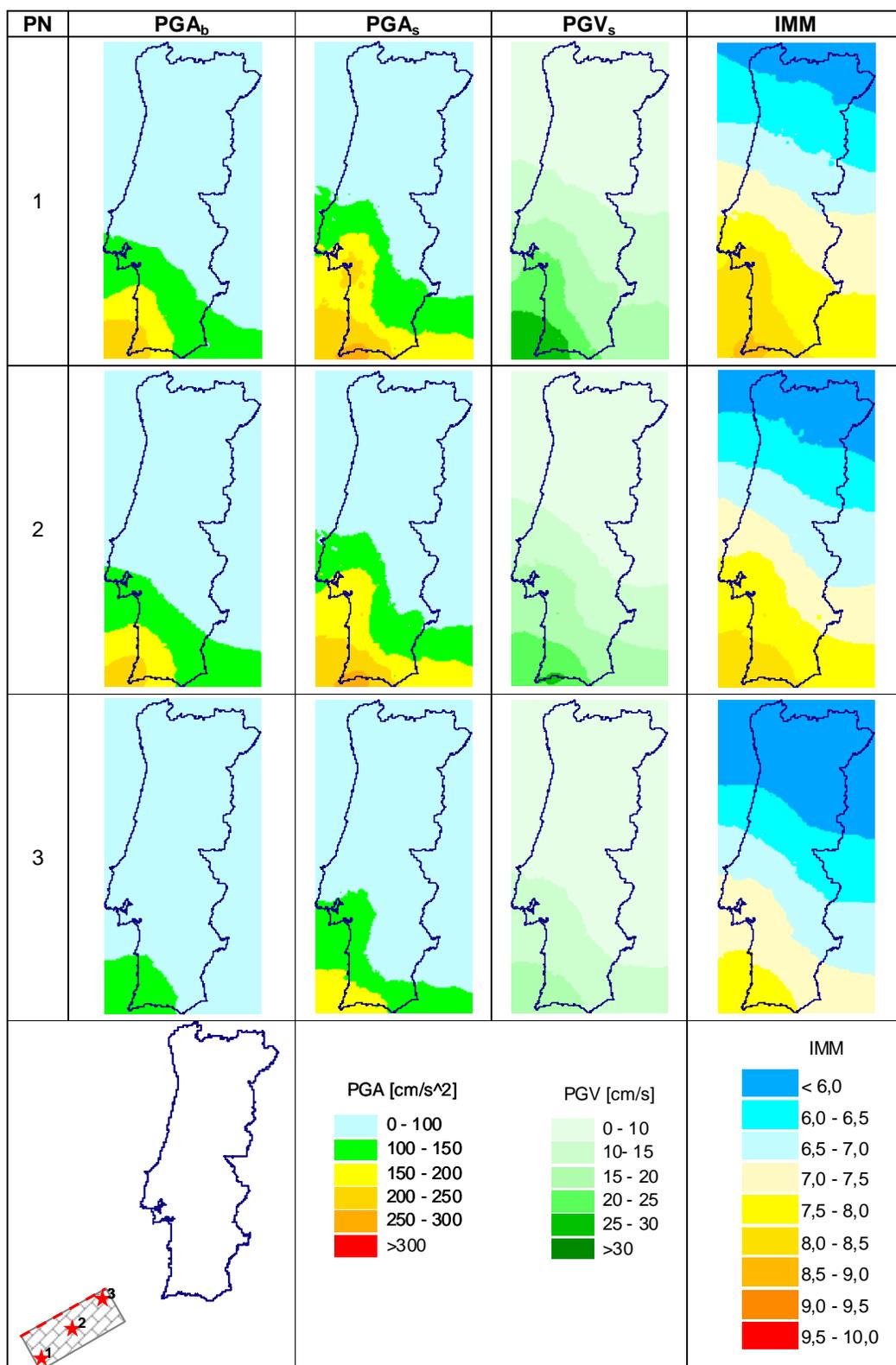


Figura 4.32 - Aceleração de pico no substracto rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CBG.

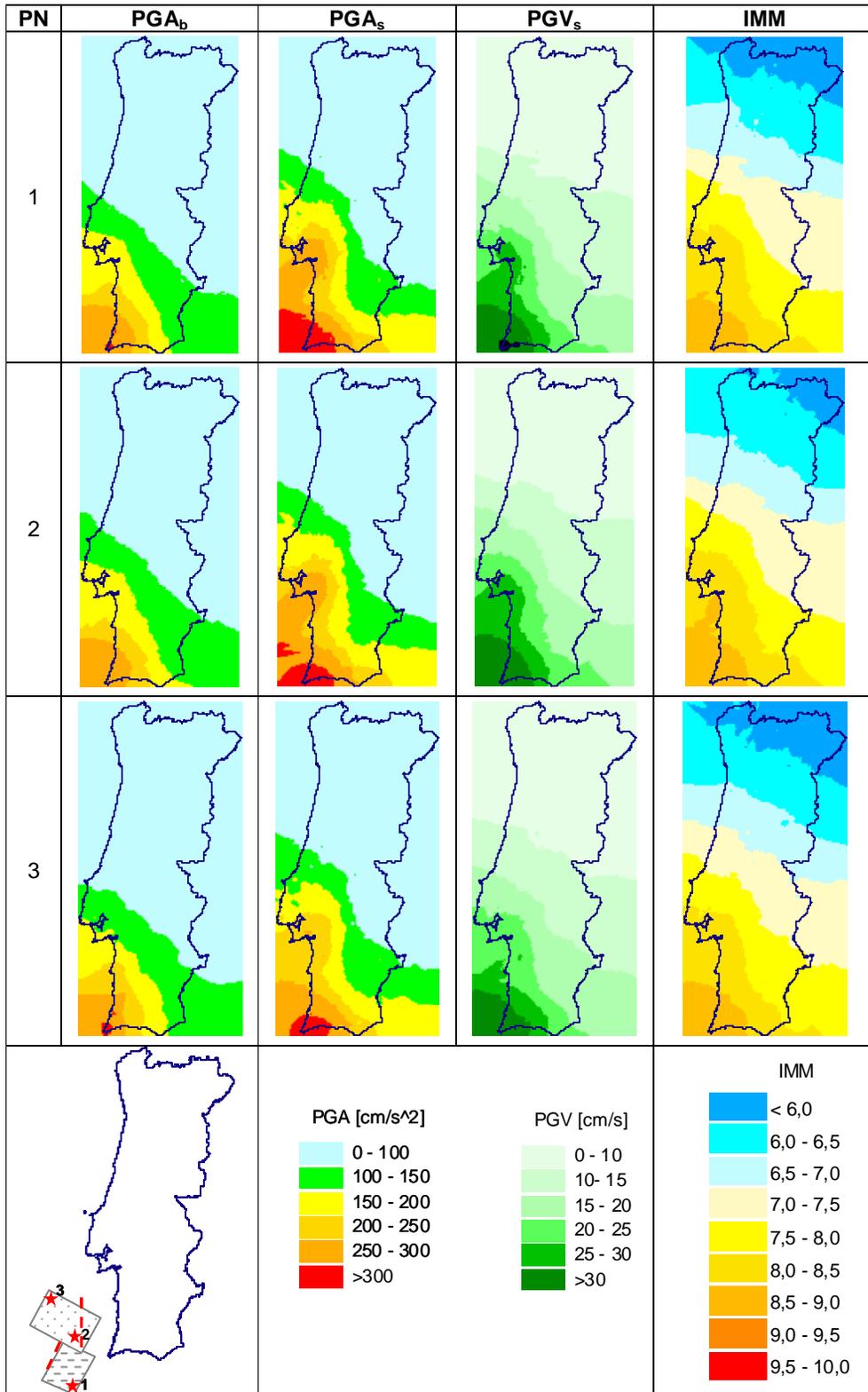


Figura 4.33 - Aceleração de pico no substracto rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP - FNPS.

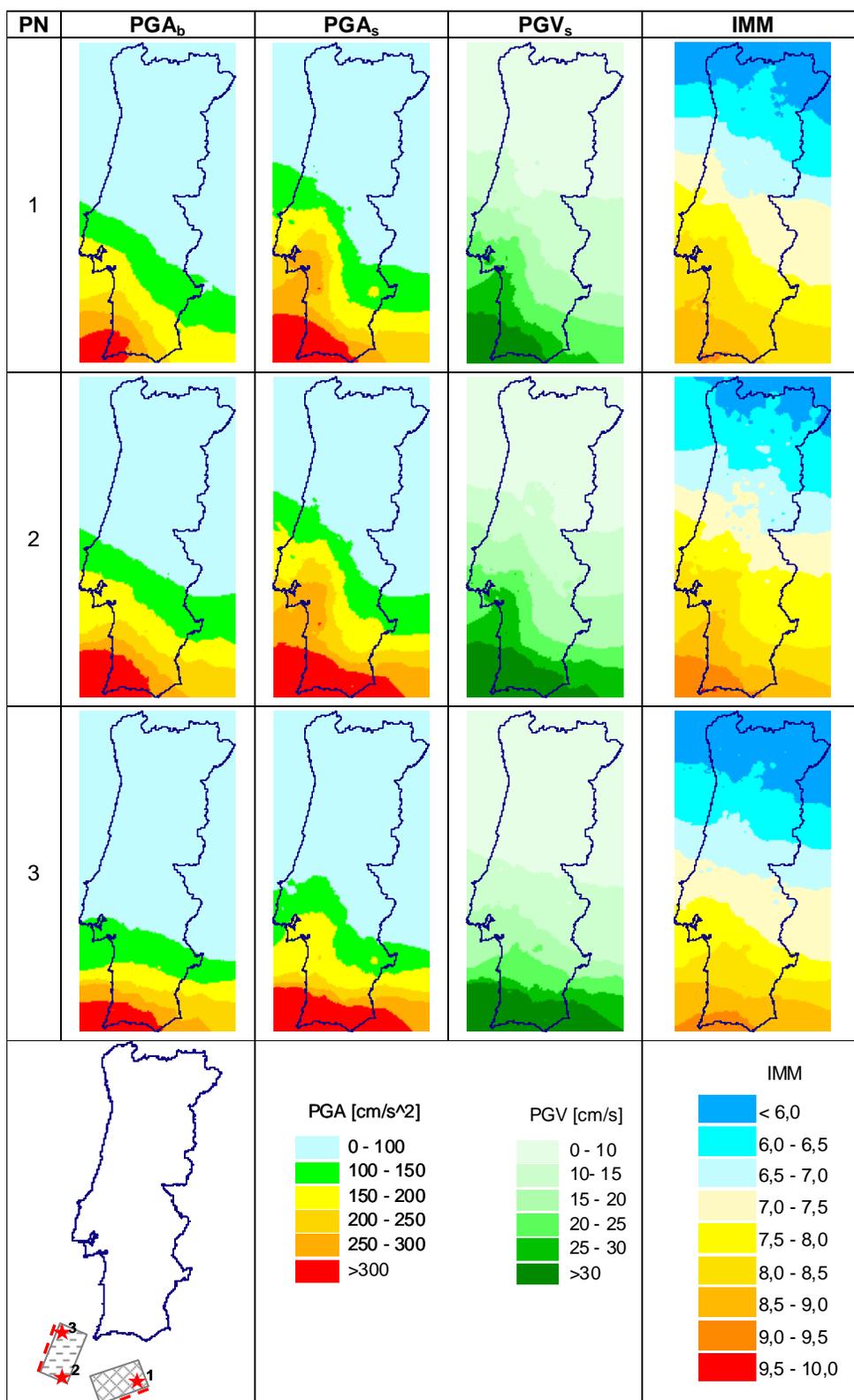


Figura 4.34 - Aceleração de pico no substrato rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CMP - FISBG.

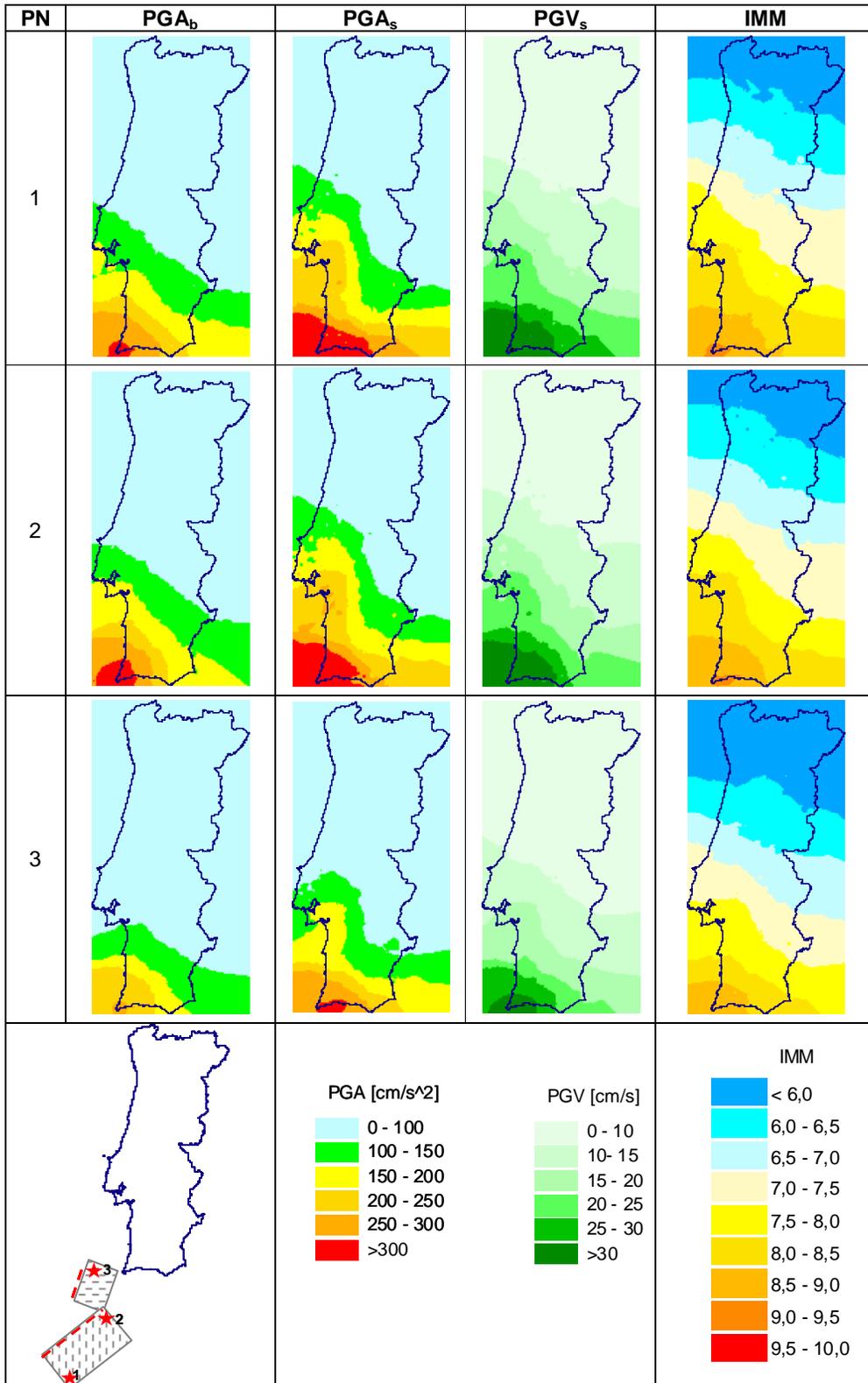


Figura 4.35 - Aceleração de pico no substracto rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo CPF -CMP.

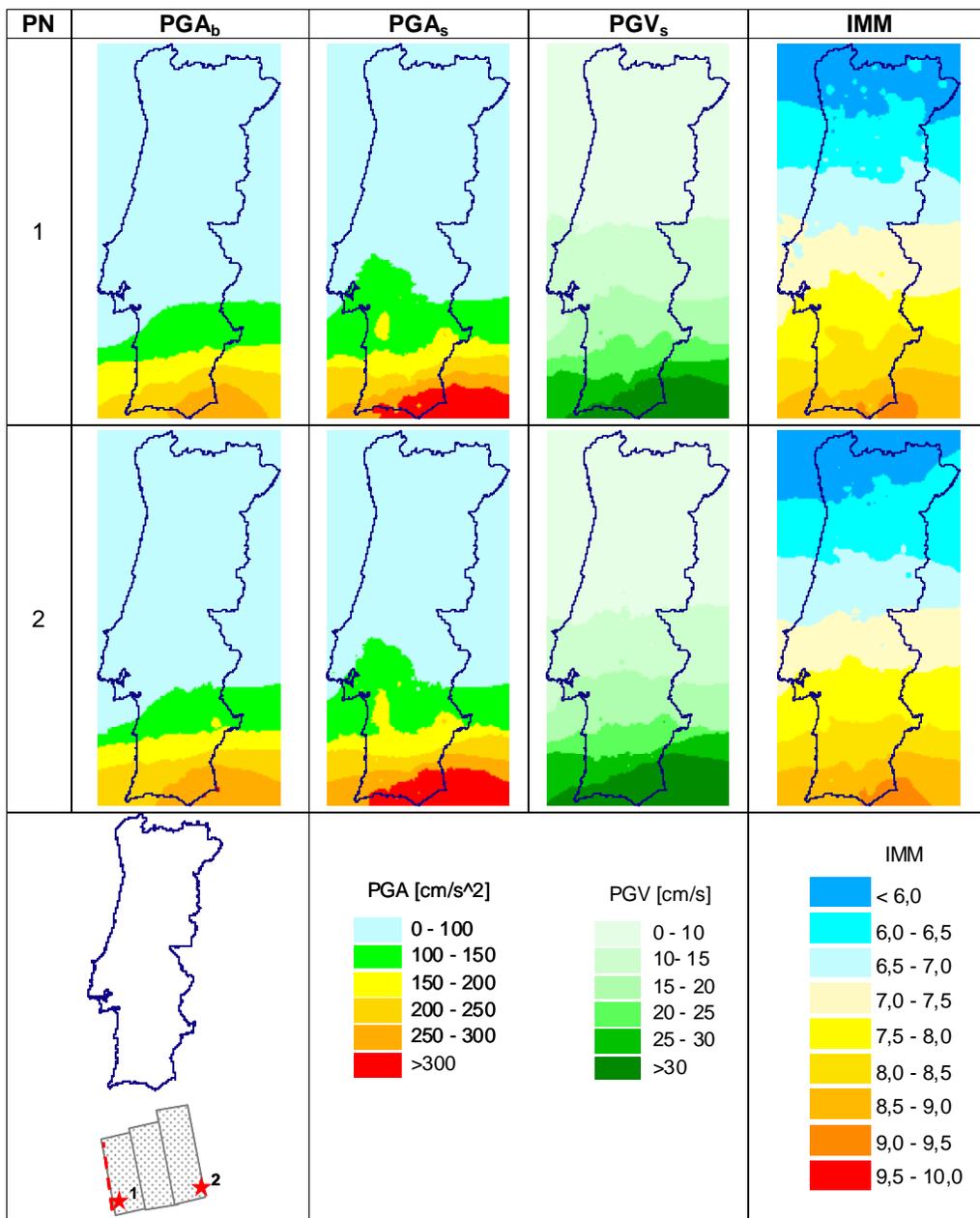


Figura 4.36 - Aceleração de pico no substracto rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para o modelo GQ.

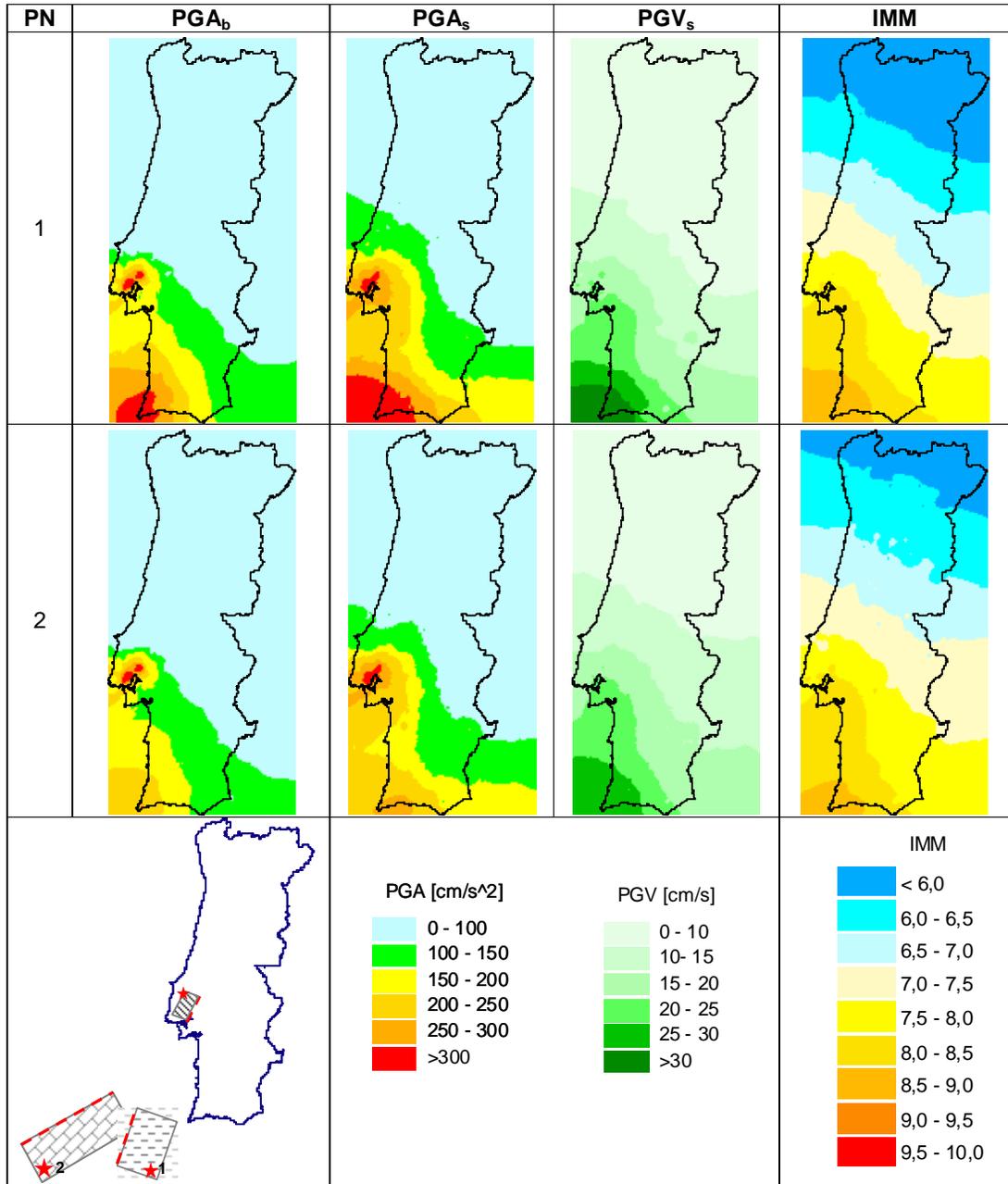


Figura 4.37 - Aceleração de pico no substrato rochoso (PGA_b), Aceleração e Velocidade de pico à superfície (PGA_s e PGV_s), e Intensidades sintéticas (IMM) para os modelos FIVIT – CMP e FIVIT – CBG.

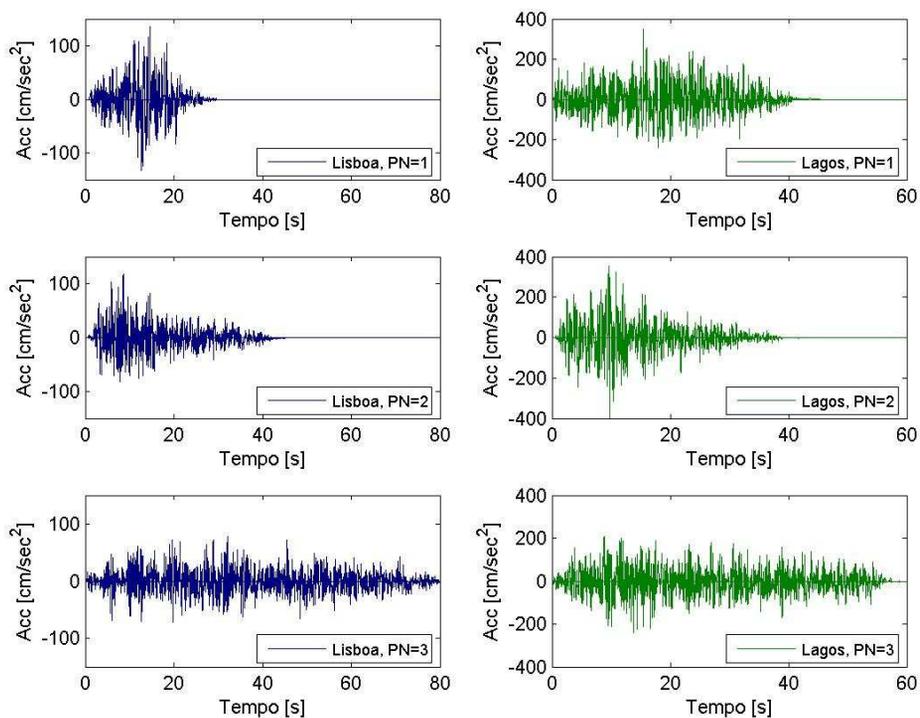


Figura 4.38 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP (ver Figura 4.31).

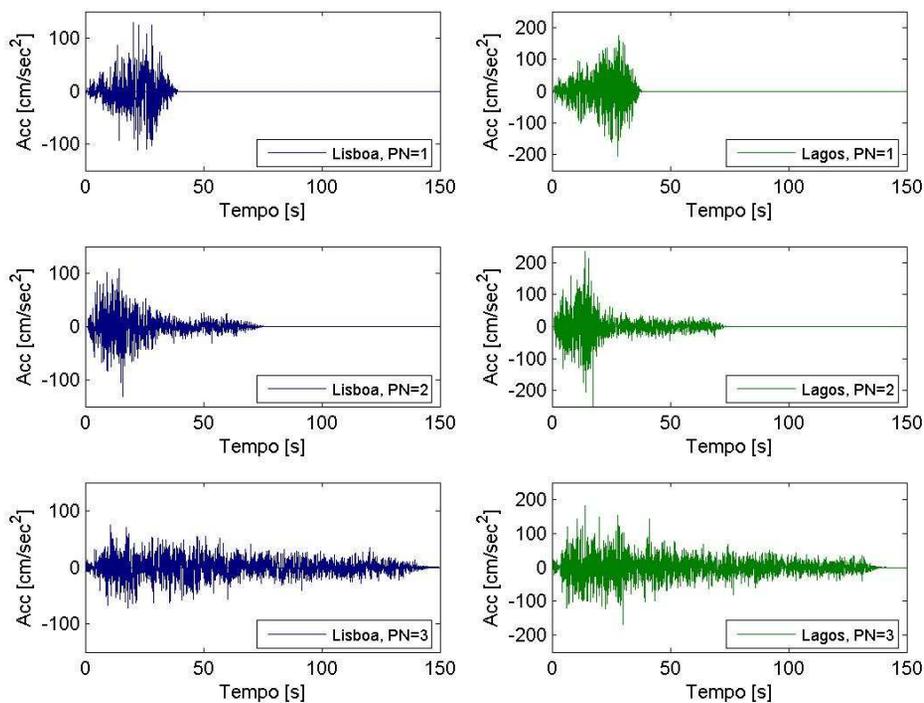


Figura 4.39 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CBG (ver Figura 4.32).

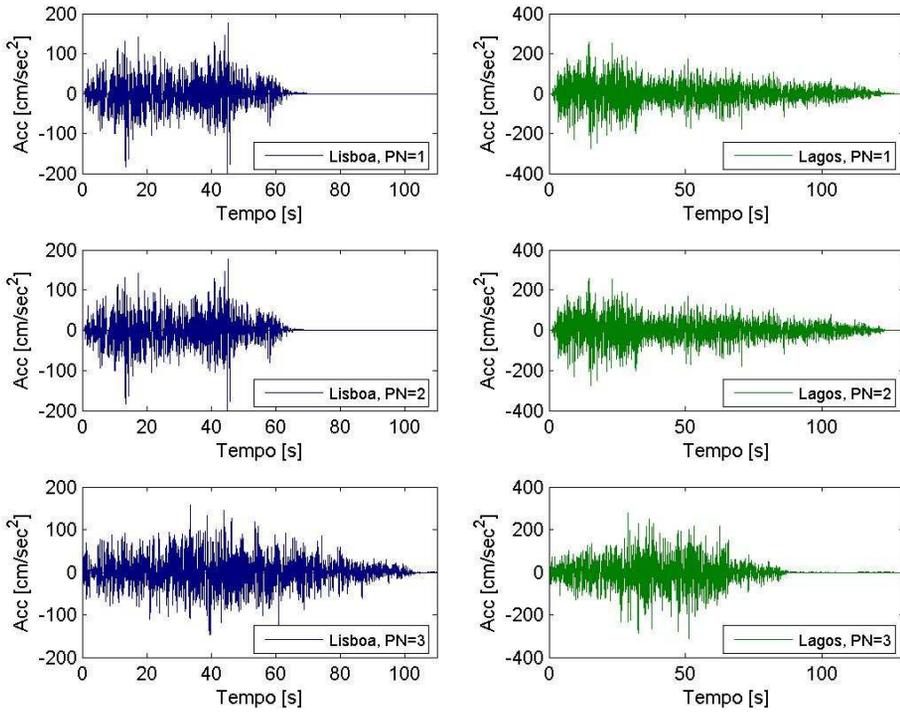


Figura 4.40 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP – FNPS (ver Figura 4.33).

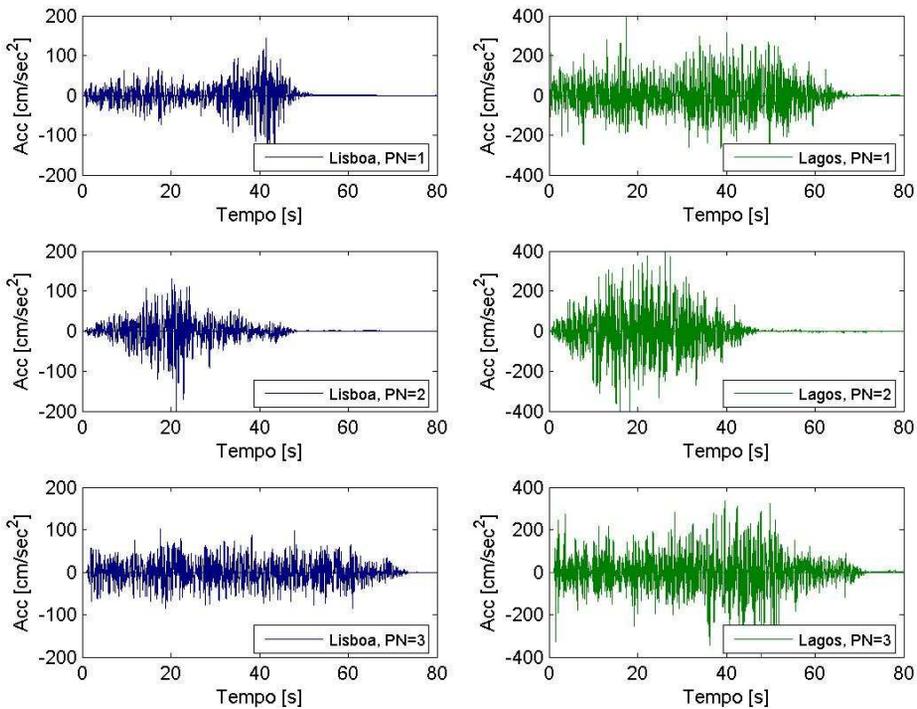


Figura 4.41 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CMP – FISBG (ver Figura 4.34).

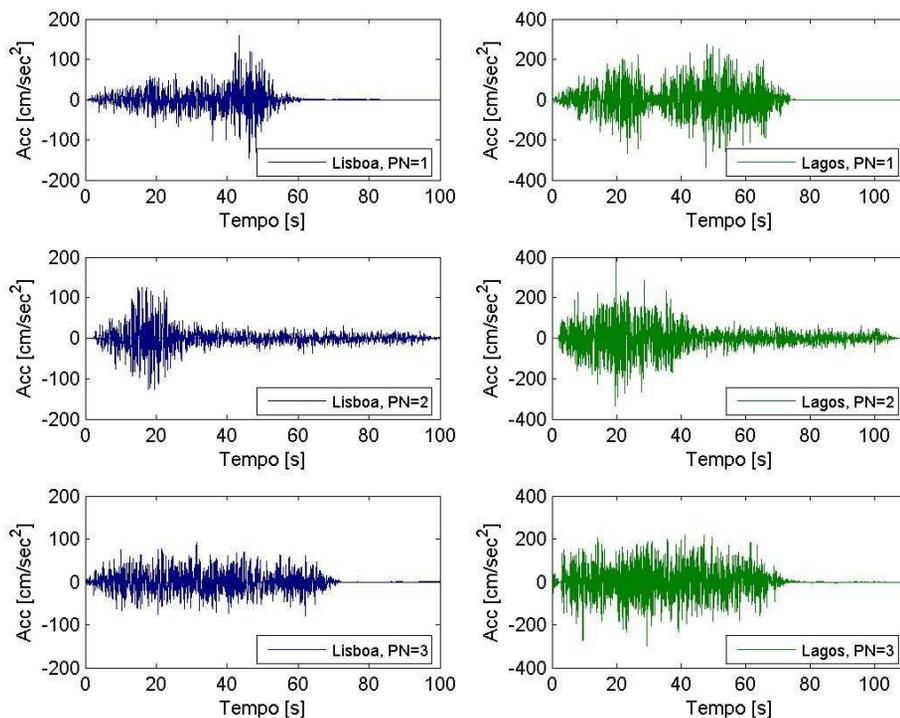


Figura 4.42 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo CPF–CMP (ver Figura 4.35).

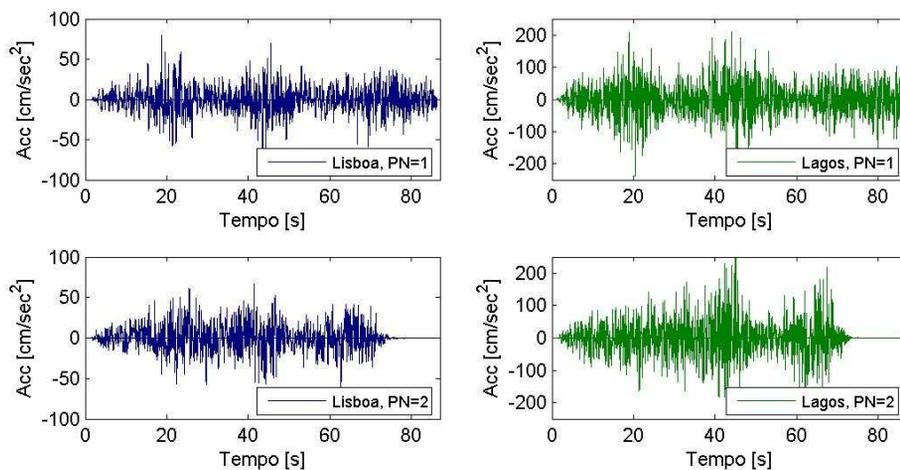


Figura 4.43 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para o modelo GQ (ver Figura 4.36).

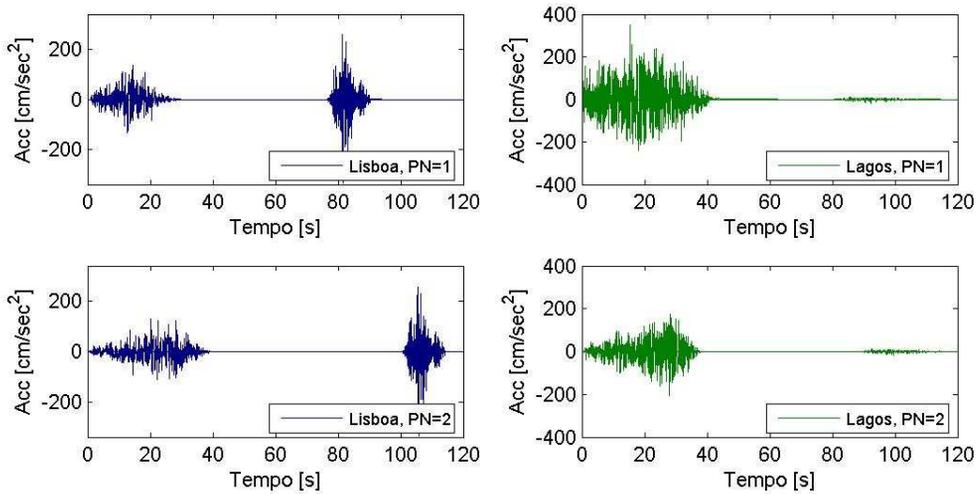


Figura 4.44 - Séries temporais em aceleração para Lisboa e Lagos, para os modelos FIVIT – CMP e FIVIT – CBG (ver Figura 4.37).

Da análise das figuras é possível tecer algumas considerações no que diz respeito ao efeito da fonte sísmica, ao efeito dos solos e à capacidade dos vários modelos de fonte propostos para reproduzir o padrão observado das isossistas do sismo de 1755.

No que diz respeito à fonte sísmica verifica-se que:

1. É notório o efeito da directividade, não só nos valores da aceleração de pico mas também na duração dos registos. A acção sísmica no substrato rochoso, que evidencia unicamente o efeito da fonte sísmica, varia substancialmente para os diferentes cenários de ruptura (diferentes pontos de nucleação) para uma mesma fonte sísmica. Este efeito de directividade foi também constactado por Gradin *et al.* [2007b], que mostraram ser elevada a dependência entre a direcção e sentido de propagação da ruptura e as intensidades máximas simuladas.
2. Os valores de aceleração de pico são maiores quando a ruptura se propaga na direcção do local e menores quando a ruptura se propaga afastando-se do local. Inversamente, a duração do sinal (Figuras 4.38 a 4.44) é menor quando a ruptura se propaga na direcção do local e maior quando a ruptura se propaga afastando-se do local.
3. A distância ao epicentro e a profundidade do foco condicionam, também, os resultados. A ruptura bilateral tem, por vezes, valores de pico em aceleração maiores que a ruptura unilateral na direcção do local devido à menor distância epicentral e à

menor profundidade do ponto de nucleação. São exemplos as Figuras 4.31 e 4.35, para os concelhos do SW algarvio.

Relativamente à acção sísmica à superfície observa-se que:

1. Os solos têm um efeito determinante no padrão da acção sísmica à superfície. Com efeito, mesmo quando a acção sísmica no substracto rochoso apresenta uma configuração próxima da radial, (ver por exemplo Figuras 4.31 e 4.32, que representam uma única ruptura de falha), a acção sísmica à superfície apresenta contornos na zona do Vale Inferior do Tejo e na margem alentejana que se assemelham aos contornos do mapa de isossistas do sismo de 1755.

No que diz respeito aos vários modelos de fonte propostos, constata-se o seguinte:

1. O modelo de ruptura considerando a Falha Marquês de Pombal (Figura 4.31) não consegue reproduzir as intensidades observadas em Lisboa e no Algarve. Mesmo considerando o caso mais gravoso, da ruptura unilateral de sul para norte, na direcção de Lisboa, o valor máximo de intensidade que se obtém é de 8,1 em Lisboa e de 8,9 no Algarve. Admitindo que as incertezas nas intensidades podem chegar a um grau, é importante referir que estes valores foram obtidos considerando uma falha de dimensões $100\text{ km} \times 70\text{ km}$ e $8,3M$, o que originou um deslizamento médio de $12,2\text{ m}$ com valores máximos de $24,0\text{ m}$. Estes valores parecem um pouco exagerados, tendo em conta que só em sismos de magnitude uma ordem de grandeza superior à magnitude aqui considerada ($M > 9,0$) é que se constatou deslizamentos superiores a 20 m [Grandin et al., 2007b]. Por outro lado, o registo temporal da fase intensa do sismo (Figura 4.38), em Lisboa, não permite justificar os dois ou 3 abalos que são referidos nos relatos das testemunhas nem a longa duração do sismo.
2. O modelo de ruptura no Banco de Goringe (Figura 4.32), no caso da ruptura unilateral de SW para NE, permite obter valores de 8,1 em Lisboa e 8,6 no SW Algarvio. Para esta fonte, considerando as dimensões $200\text{ km} \times 80\text{ km}$ e $8,7M$, foi obtido um deslizamento médio de 24 m e um valor máximo de 35 m . Em termos de intensidades macrossísmicas e padrão das séries temporais, os resultados são muito semelhantes aos obtidos considerando o modelo de ruptura da falha Marquês de Pombal, pelo que a maior distância hipocentral foi compensada pela maior energia libertada considerada. Os valores da aceleração de pico à superfície são, no entanto, ligeiramente diferentes, principalmente no Algarve, em que se obtém, para o caso

desta fonte, 246 cm/s^2 de valor máximo, e 345 cm/s^2 considerando a falha Marquês de Pombal.

3. O modelo conjunto da Falha Marquês de Pombal e sistema Falha Pereira de Sousa e Montanha Príncipe de Avis (Figura 4.33) permite obter valores de pico de aceleração à superfície de 284 cm/s^2 em Lisboa e 358 cm/s^2 no SW Algarvio e intensidades de 8,5 em Lisboa e 8,9-9,0 no Algarve. A extensão da falha Marquês de Pombal, para norte, permitiu obter idênticos valores de movimento do solo no Algarve mas valores mais altos em Lisboa e na costa alentejana, quando comparado com os valores obtidos considerando o Marquês de Pombal como falha única. O registo temporal (Figura 4.40), para o caso de ruptura unilateral na direcção de Lisboa permite visualizar, para esta cidade, dois abalos distintos.
4. O modelo de ruptura múltipla considerando a falha Marquês de Pombal e o Banco de Guadalquivir (Figura 4.34) é o que permite obter valores mais altos de aceleração de pico, 450 cm/s^2 , e intensidades macrossísmicas de 9,5 no sudoeste algarvio, quando se considera uma ruptura inicial na falha do Marquês de Pombal, estendendo-se posteriormente para leste, obtendo-se valores de pico de 420 cm/s^2 e 9,2 de intensidade macrossísmica quando se considera uma ruptura inicial no banco de Guadalquivir e a propagar-se em direcção a Lisboa. O registo temporal (Figura 4.41) reproduz melhor dois abalos em Lisboa quando se considera a ruptura a propagar-se de Este para Oeste, em direcção a Lisboa.
5. A consideração da ruptura múltipla Falha da Ferradura – Marquês de Pombal (Figura 4.35) permite obter valores de acelerações de 386 cm/s^2 e 250 cm/s^2 no Algarve e Lisboa, respectivamente, intensidades macrossísmicas de 8,2 em Lisboa e 9,2 no Algarve. Para este modelo, foi obtido um deslizamento médio de 10 m na Falha da Ferradura, com um valor máximo de 19 m. O cenário de propagação unilateral, de Sul para Norte permite obter dois abalos quer em Lisboa quer em Lagos (Figura 4.43).
6. O modelo de subdução na zona do Golfo de Cádiz (Figura 4.36), é, de entre todos os modelos, o que pior se ajusta ao padrão de isossistas do sismo de 1755, produzindo valores de intensidade 9,5 no SE algarvio e valores muito inferiores ao esperado na costa alentejana e Vale Inferior do Tejo.
7. Considerando a hipótese de ruptura induzida no Vale Inferior do Tejo (Figura 4.37) e uma vez que, pelo menos as intensidades no Algarve estão condicionadas à fonte afastada, o modelo considerando a Falha do Marquês de Pombal como ruptura inicial

é o que melhor reproduz as intensidades no Algarve. No entanto, as acelerações de pico em Lisboa são da mesma ordem de grandeza das do Algarve (330 e 350 cm/s^2 , respectivamente) pelo que a consideração de um sismo 6,7M parece sobrestimar a acção sísmica verificada em Lisboa. Para o modelo de falha considerado neste estudo, para a Falha do Vale Inferior do Tejo, obteve-se um deslizamento médio de 0,3 m com valores máximos de 0,6 m. Os registos das séries temporais (Figura 4.44) permitem visualizar a existência de dois abalos distintos, em Lisboa, em que o segundo abalo, correspondendo à ruptura na FIVIT, é mais intenso e de menor duração. No entanto, a análise da Figura 4.35 permite concluir que os valores de velocidade de pico, que se correlacionam com as intensidades, são condicionadas, na Zona do Vale Inferior do Tejo, pela fonte sísmica afastada (Banco de Goringe ou Marquês de Pombal) e não pelo sismo local.

4.5. Considerações finais

Neste capítulo aplicou-se a metodologia estocástica de falha-finita na simulação de dois eventos sísmicos que se sentiram em Portugal Continental (o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 e o sismo de 1 de Novembro de 1755) e na simulação do sismo de Irpinia de 1980, de ruptura múltipla.

No geral, o modelo estocástico, com os parâmetros obtidos através da análise dos registos sísmicos obtidos nas estações consideradas, reproduz razoavelmente bem os espectros de resposta observados para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, em rocha, quer em forma quer em amplitude. A distribuição aleatória utilizada nesta modelação foi suficiente para justificar os resultados o que permite concluir que é possível obter estimativas credíveis para eventos moderados que ocorram nesta região, mesmo sem conhecer a distribuição de deslizamento no plano de ruptura.

A aplicação da metodologia ao sistema de ruptura múltipla do sismo de Irpinia de 1980 permitiu concluir que o modelo RSSIM consegue reproduzir os efeitos de directividade presentes em rupturas complexas ou em sismos de magnitude elevada.

Assim, foi possível inferir que a metodologia estocástica, a par com a calibração dos parâmetros, constitui uma ferramenta eficiente para aplicações na área da engenharia sísmica.

A aplicação da metodologia ao sismo de 1755, permitiu evidenciar o efeito da directividade, quer em termos de valores da acção sísmica quer em termos de duração e

forma das séries temporais, comprovando a necessidade da utilização de modelos de ruptura em falha para a simulação e compreensão das características dos sismos de magnitude elevada.

Um outro facto evidente e decisivo, no padrão da intensidade da acção sísmica à superfície, é a consideração dos efeitos de solo, levando a concluir que o mapa de isossistas do sismo de 1755, reflecte, para além do efeito da fonte sísmica, as condições geotécnicas dos terrenos.

A velocidade de pico (PGV) foi o parâmetro de medida do movimento do solo a correlacionar com as intensidades macrossísmicas, utilizando-se, para tal, a lei de Gradin *et al.* [2007b] obtida considerando uma metodologia credível apenas para baixas frequências [Gradin *et al.*, 2007a] e utilizando frequências até 0,3 Hz. Uma vez que a metodologia seguida no âmbito desta tese pretende descrever as altas frequências do conteúdo dos movimentos intensos do solo, a utilização desta lei pode subestimar a estimativa das intensidades macrossísmicas pelo que os resultados das intensidades macrossísmicas devem ser lidos com as devidas cautelas e em termos relativos e não absolutos.

À luz destas considerações, os modelos que se apresentam como melhores candidatos para a descrição dos danos sofridos em Portugal Continental devido ao sismo de 1755 são aqueles que consideram uma ruptura múltipla em que a Falha Marquês de Pombal tem um papel interveniente, nomeadamente os modelos que consideram a Falha da Ferradura, o Banco de Guadalquivir ou o sistema Falha Pereira de Sousa - Monte dos Príncipes de Avis. Para qualquer destes modelos é imprescindível uma ruptura unilateral, na direcção de Lisboa.

Se porventura se analisar os resultados em termos dos valores de aceleração de pico, escolhendo este parâmetro como indicador de dano, os modelos que melhor reproduzem o padrão e os valores das isossistas do sismo de 1755 são os modelos do sistema Pereira de Sousa – Monte Príncipes de Avis, Banco de Guadalquivir e Falha do Vale Inferior do Tejo.

Referia-se que este estudo não pode, por si só, determinar qual o modelo da fonte sísmica do sismo de 1755, pois isso é uma matéria interdisciplinar que envolve também estudos geológicos e tectónicos que determinem se a fonte sismogénica é considerada activa e se o mecanismo conjugado das falhas é compatível em profundidade, estudos hidrodinâmicos que determinem se a fonte sismogénica é capaz de gerar um tsunami com as características observadas e estudos de engenharia que permitam compreender melhor a correlação dos parâmetros do movimento do solo com as intensidades macrossísmicas.

Só uma continuada investigação em diversas frentes de análise poderá no futuro vir a diminuir o intervalo de incerteza em torno das estimativas do movimento vibratório e do tsunami associado ao sismo de 1755 [Oliveira, 2005].

Não obstante, é pertinente referir que a necessidade de considerar fontes complexas e rupturas múltiplas para magnitudes elevadas acarreta uma necessidade de revisão das metodologias tradicionais de determinação da perigosidade sísmica para que se possa contemplar tais fenómenos extraordinários. Esta temática não é abordada neste trabalho mas é, sem dúvida, um desafio que se coloca à comunidade científica da área da engenharia sísmica.

Neste capítulo ficou bem evidente a grande variabilidade da acção sísmica devido à heterogeneidade de ruptura num plano de falha. Torna-se, assim, fundamental avaliar as consequências dessa variabilidade espacial em estudos regionais de risco sísmico. Este será o tema do próximo capítulo, onde se estuda a relevância dos fenómenos de ruptura de falhas na avaliação do risco sísmico para a área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes.

Capítulo 5

Relevância dos Fenómenos de Ruptura de Falhas na Avaliação do Risco Sísmico

Resumo

Neste capítulo aplica-se o modelo estocástico de falha-finita ao caso concreto da Área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes. Efectua-se uma análise de sensibilidade da acção sísmica face à direcção de ruptura (directividade) e estuda-se a relevância dos fenómenos de ruptura de falhas na avaliação do risco sísmico, em termos de área perdida, para dois cenários (próximo e afastado) que representam as duas acções sísmicas relevantes para a perigosidade sísmica da região.

5.1. Introdução

Existem 3 factores principais e interligados que contribuem para o risco sísmico de uma região: (i) o perigo potencial de ocorrência de sismos que afectam a região; (ii) a exposição, ou o valor dos elementos em risco e a sua distribuição geográfica e (iii) a vulnerabilidade sísmica dos elementos expostos e a extensão e grau da sua danificação, face à acção dos sismos. Desta forma é compreensível que a variação de qualquer dos 3 factores mencionados condicione a severidade do risco sísmico [Sousa, 2006].

O inventário dos elementos em risco de Portugal Continental foi realizado a partir de informação apurada nos Censos 2001 e encontra-se exaustivamente apresentado em Sousa [2006]. No mesmo trabalho, faz-se a avaliação da vulnerabilidade sísmica dos elementos em risco. Relativamente ao estudo da análise da perigosidade sísmica, refere-se a necessidade da caracterização da acção sísmica em termos espectrais e de um estudo de sensibilidade do risco face a variações na acção sísmica.

Os capítulos anteriores responderam à primeira necessidade apontada, através do desenvolvimento e aplicação do programa RSSIM, que permite uma caracterização credível da acção sísmica em Portugal Continental, em termos espectrais. Mais à frente, no capítulo 6, essa caracterização será formalizada em termos de leis de atenuação espectrais. O objectivo do presente capítulo é responder à segunda necessidade apontada, e estudar em que medida as heterogeneidades de ruptura num plano de falha pode condicionar e alterar os estudos de risco numa região, por exemplo na área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes (aqui designada por AML, por simplificação de linguagem).

Assim, começar-se-á por descrever, para a AML, os factores que influenciam uma avaliação de risco sísmico, nomeadamente as características geotécnicas, o parque edificado e sua vulnerabilidade. A descrição incidirá, apenas, nos elementos essenciais para a posterior análise do risco sísmico.

Apresentar-se-á, de seguida, a definição dos cenários utilizados para a avaliação do risco. Tendo em conta as duas acções sísmicas relevantes para a perigosidade sísmica em Portugal Continental, foram escolhidos dois cenários regionais, nomeadamente uma falha que pretende representar um segmento da Falha do Vale Inferior e a falha do Marquês de Pombal.

Far-se-á, por fim, uma análise da variação da acção sísmica face às características da ruptura em cada falha considerada e o consequente efeito sobre os níveis de risco sísmico

(tendo em conta o efeito dos solos, a distribuição geográfica do edificado e a sua vulnerabilidade). A avaliação de risco é efectuada recorrendo-se ao simulador LNECLoss e analisada em termos de área perdida associada ao parque habitacional, utilizando-se a metodologia FEMA & NIBS [1999], que será descrita na secção seguinte, para a quantificação da severidade dos danos no edificado.

5.2. Caracterização da AML

5.2.1. Caracterização geotécnica local

No âmbito do projecto de investigação já mencionado no capítulo 4 “*Caracterização, vulnerabilidade e estabelecimento de danos para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico na Área metropolitana de Lisboa e nos municípios de Benavente, Salvaterra de Magos, Cartaxo, Alenquer, Sobral de Monte Agraço, Arruda dos Vinhos e Torres Vedras*” foi recolhida e processada por Vozzone *et al.* [2002] a informação de natureza geotécnica necessária à execução do módulo da caracterização da acção sísmica à superfície, existente no simulador.

No contexto do referido projecto, os dados circunscreveram-se às 277 freguesias da AML. Inicialmente foi elaborada uma ficha de inquérito geológico-geotécnico com o objectivo de sistematizar a recolha de informação necessária para a elaboração das análises locais de propagação de ondas S. O resultado final foi a construção de perfis em profundidade das grandezas relevantes do ponto de vista sísmico (massa volúmica, velocidade de propagação de ondas de corte e índice de plasticidade) e em que cada freguesia ficou associada ao número mínimo de perfis necessários para modelar a diversidade de situações encontradas.

A Figura 5.1 apresenta a distribuição geográfica dos perfis geotécnicos, para as freguesias da AML. Os perfis em profundidade das três grandezas relevantes referidas podem ser encontrados em Cansado Carvalho *et al.* [2002].

Esta informação geotécnica encontra-se disponível no Simulador para as 277 freguesias da área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes e vai ser utilizada para o cálculo da acção à superfície, recorrendo-se ao módulo de acção à superfície do simulador, que considera a metodologia estocástica apresentada na secção 4.4.3.1.

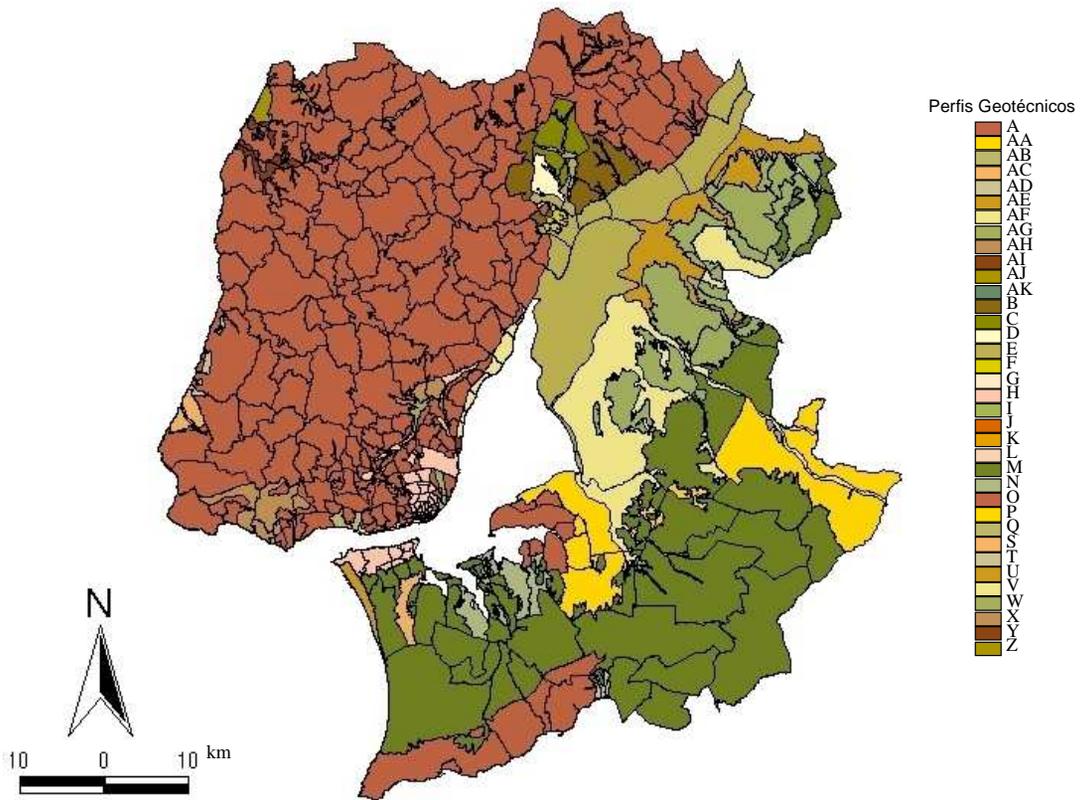


Figura 5.1 - Distribuição geográfica dos perfis geotécnicos na região em estudo [Carvalho et al., 2002]

Com o objectivo de enfatizar a correlação das perdas e o tipo de solo, no âmbito do projecto *LESSLOSS*¹, os 37 perfis geotécnicos foram agrupados [Campos Costa et al., 2007] por três categorias de solo (duro, intermédio e mole) de acordo com as 3 classes da velocidade de corte, v_s , preconizadas no Eurocódigo 8 [IPQ, 2000].

O procedimento consistiu na determinação da frequência natural, f_1 , de cada uma das colunas de solo e considerando a profundidade, H , ao substracto rochoso (considerado como $v_s > 600$ m/s), obteve-se uma velocidade aparente de onda de corte através da expressão $v_s = f_1 \cdot 4 \cdot H$ [Kramer, 1996].

¹ Projecto europeu *LESSLOSS* – Risk Mitigation for earthquakes and landslides (www.lessloss.org)

A Figura 5.2 apresenta a distribuição geográfica obtida, na AML, das 3 classes de solo. Esta classificação e distribuição de solos será utilizada na análise do risco sísmico na secção 5.4.2.

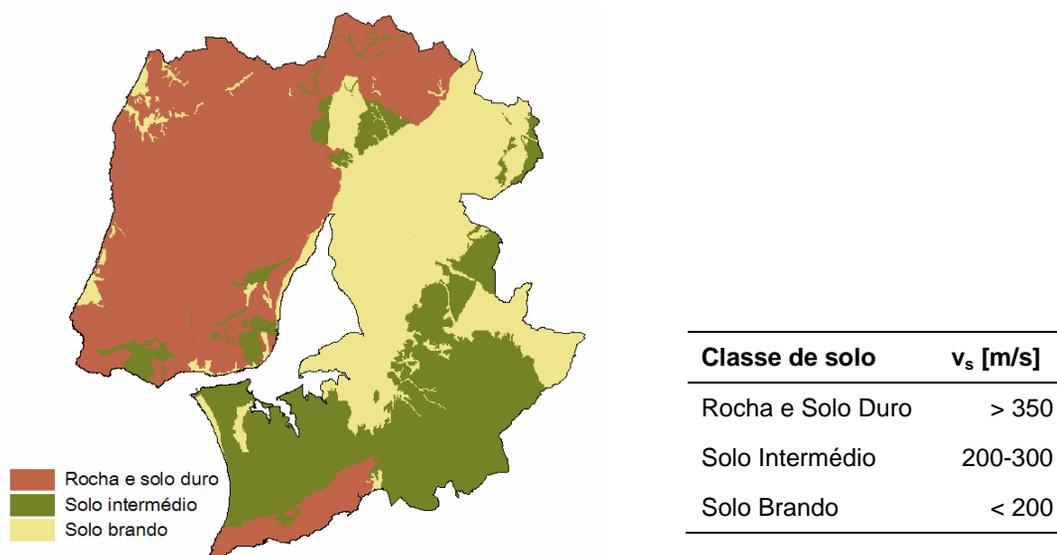


Figura 5.2 - Classes de solos segundo o Eurocódigo 8 e sua distribuição na AML [Campos Costa et al., 2007]

5.2.2. Inventário do parque habitacional

Tal como foi já referido, Sousa [2006] apresenta um estudo exaustivo da análise dos Censos 2001 e faz o inventário dos elementos em risco (edifícios, alojamentos familiares e indivíduos) apresentando uma análise estatística dos elementos, sua distribuição geográfica e estado de conservação para Portugal Continental.

Naquele trabalho, as variáveis seleccionadas com o objectivo de uma posterior caracterização da vulnerabilidade sísmica foram o número de pavimentos, a época de construção ou reconstrução dos edifícios e o tipo de estrutura da construção. O tipo de estrutura foi dividido em cinco categorias: Estruturas de Betão armado (BA); Paredes de alvenaria argamassada, com placa (ACP); Paredes de alvenaria argamassada, sem placa (ASP); Paredes de adobe, taipa ou de alvenaria de pedra solta (ATAPS) e Outros (O); o número de pavimentos e as épocas de construção são divididos em 7 classes.

Estas variáveis e suas classes estão apresentadas na Tabela 5.1.

Os apuramentos efectuados nos Censos 2001 permitiram obter o número de edifícios pertencentes a uma dada tipologia construtiva² com a desagregação geográfica da freguesia. Esta base de dados com os quantitativos habitacionais (edifícios, alojamentos familiares e colectivos) para todas as freguesias de Portugal Continental, descritos pelos factores de vulnerabilidade sísmica identificados nos Censos, está incorporada no Simulador LNECLoss.

Tabela 5.1 - Factores de vulnerabilidade e respectivas modalidades obtidas nos censos 2001 [Sousa, 2006]

Número de pavimentos	Época de construção ou reconstrução dos edifícios	Tipo de estrutura da construção do edifício
1	antes de 1919	Estrutura de Betão armado (BA)
2	1919 a 1945	Paredes de alvenaria argamassada, com placa (ACP)
3	1946 a 1960	Paredes de alvenaria argamassada, sem placa (ASP)
4	1961 a 1970	Paredes de adobe, taipa ou de alvenaria de pedra solta (ATAPS)
5 a 7	1971 a 1980	
8 a 15	1981 a 1985	
	1986 a 1990	
	1991 a 1995	
+ de 15	1996 a 2001	Outros (madeira, metálica, etc.)

Para a caracterização da vulnerabilidade sísmica segundo os critérios da metodologia de danos FEMA & NIBS (descrita na secção seguinte), Sousa [2006] organizou os factores de vulnerabilidade, apresentados na Tabela 5.2, em 7 grandes classes de vulnerabilidade com base na época de construção e tipo de estrutura: Como a altura dos edifícios influencia a resposta sísmica dos mesmos, cada uma das sete classes foi ainda subdividida noutras sete, recorrendo-se ao terceiro factor de vulnerabilidade, o número de pavimentos, originando 49 tipologias diferentes, designadas de tipologias FEMA & NIBS.

Grosso modo, as tipologias FEMA & NIBS enquadram-se em quatro classes de vulnerabilidade de estruturas de alvenaria, «ATAPS + Outros», «Alvenaria ≤ 1960», «Alvenaria 1961-85» e «Alvenaria 1986-01» e em três classes de vulnerabilidade de

² Tipologias são conjuntos de sistemas construídos com características idênticas em termos da sua vulnerabilidade à acção sísmica. No caso do sistema construído ser um conjunto de edifícios, as tipologias identificam-se pelo respectivo desempenho sísmico, o qual é condicionado basicamente pelas respectivas soluções estruturais. Nesta perspectiva, as classes de edifícios são também designadas de tipologias estruturais ou de tipologias construtivas [Sousa, 2006].

estruturas de betão, repartidas por grandes épocas de construção idênticas às da alvenaria, «BA ≤ 1960», «BA 1961-85» e «BA 1986-01».

No âmbito do projecto LESSLOSS, essas tipologias foram agrupadas [Campos Costa et al., 2007a], para a AML, pelos 3 tipos de solos.

As figuras seguintes pretendem traduzir a exposição do parque habitacional, na AML, no que se considera pertinente para a posterior avaliação do risco. Assim, a Figura 5.3 apresenta a distribuição geográfica da área de construção total, por freguesia, a Figura 5.4 distribui a área total de construção por classe de solo e a Figura 5.5 reflecte a área de construção por classe tipológica, e sua distribuição pelas 3 classes de solos.

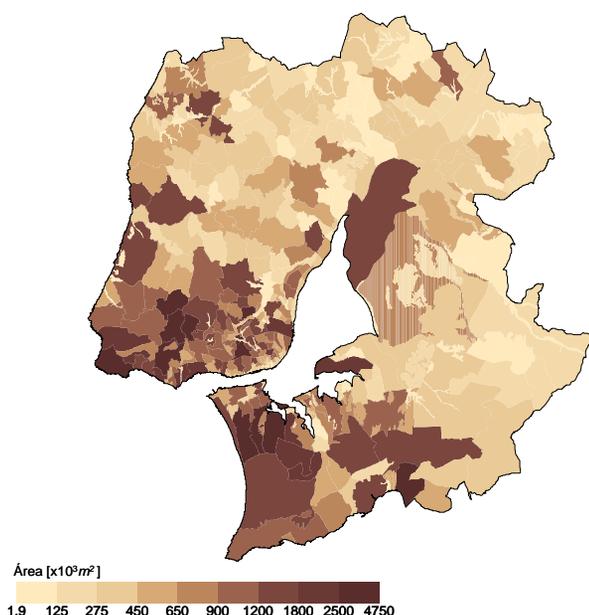


Figura 5.3 - Distribuição geográfica da Área de construção [m²], por freguesia da AML.

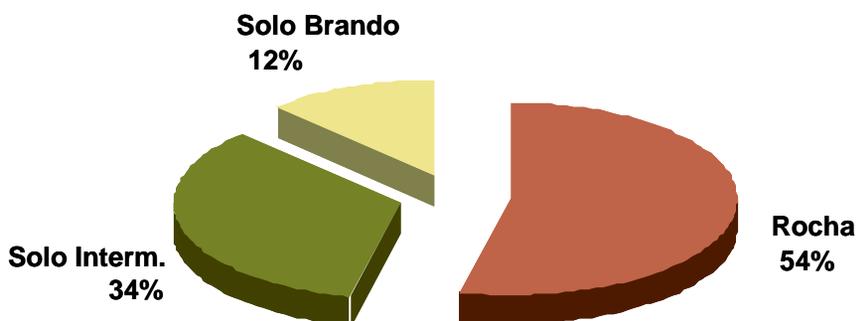


Figura 5.4 - Distribuição da área de construção por classe de solo, para a AML.

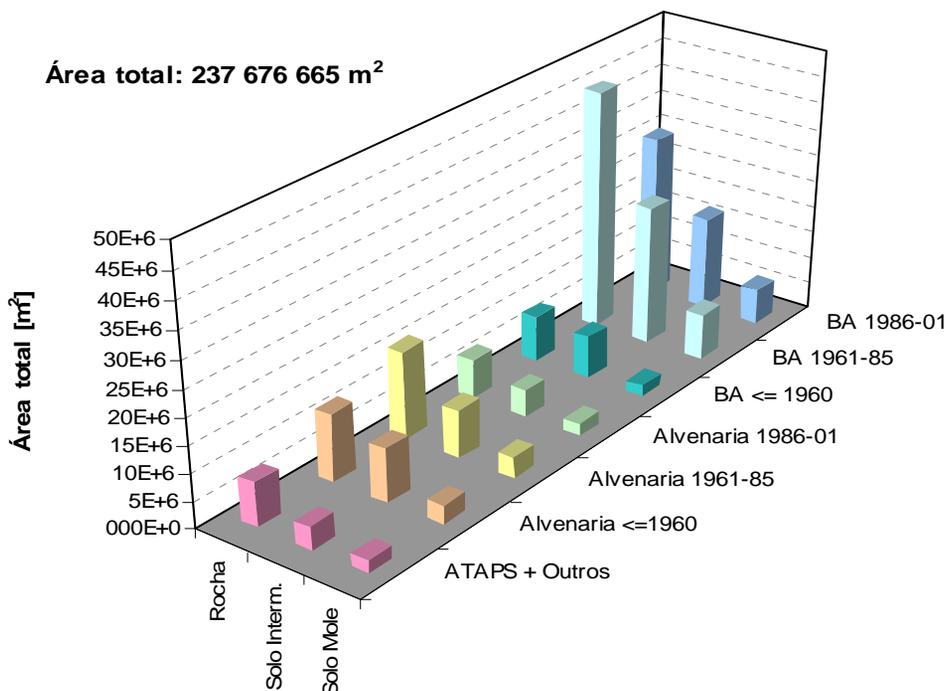


Figura 5.5 - Área total [m²], na AML, por classe tipológica e tipo de solo.

5.2.3. Vulnerabilidade do parque habitacional

5.2.3.1. Metodologia FEMA & NIBS

O módulo dos danos no edificado do simulador contempla duas vias de modelação, a primeira baseada em modelos estatísticos originários de levantamentos de danos de sismos Europeus e mundiais e a segunda baseada em modelos mecanicistas para a avaliação de danos estruturais em edifícios.

É reconhecido que o modelo mecanicista, calibrado, deverá ser a escolha preferencial relativamente aos métodos estatísticos pois, para além de admitirem uma acção sísmica espectral, estão bem mais próximos do comportamento físico dos edifícios do que os modelos empíricos ou estatísticos [Sousa, 2006].

Assim, esta foi a opção seguida para a avaliação de risco sísmico na AML. A metodologia, designada por FEMA & NIBS (correntemente conhecida por HAZUS@99), será exposta nessa secção de forma muito resumida. Maiores desenvolvimentos poderão ser encontrados em Cansado Carvalho *et al.* [2002] e Sousa [2006], de onde se extraiu o presente resumo.

O simulador, tendo por opção esta metodologia, fornece como resultados: Estimativas do número e percentagem de edifícios nos estados de dano Ausência de Danos, Danos Ligeiros, Moderados, Severos e Totais, por unidade geográfica e tipologia, e os totais sintetizados para a região analisada.

Na essência do módulo de danos físicos directos da metodologia FEMA & NIBS há duas etapas fundamentais [Sousa, 2006]:

- (i) A avaliação do desempenho sísmico de um edifício com base em análises estáticas não lineares com imposição de deslocamentos horizontais, que passa pela definição de curvas de capacidade resistente dos edifícios, de espectros de sollicitação reduzidos e de um processo iterativo para a convergência de ambos. Este processo iterativo de avaliação da resposta sísmica máxima das estruturas baseia-se no método do espectro de capacidade, que compara a capacidade das estruturas resistirem a forças laterais com as exigências impostas pelo movimento sísmico do solo.
- (ii) A avaliação dos quantitativos de danos em edifícios que envolve a definição de curvas de fragilidade sísmica para vários estados de dano, em função do deslocamento relativo entre pisos, no ponto de resposta máxima do edifício determinado na etapa anterior.

Curvas de capacidade

A curva de capacidade de um certo edifício representa uma relação generalizada força-deslocamento horizontais que sintetiza a envolvente do seu comportamento dinâmico não-linear quando sujeito a acções sísmicas de intensidade crescente, até situações próximas do colapso. Estas curvas permitem, de forma expedita mas aproximada, determinar a resposta sísmica máxima desse edifício dada a ocorrência de um determinado nível de intensidade da acção sísmica.

As curvas de capacidade caracterizam-se, num espaço de aceleração espectral, A , versus deslocamento espectral, D , por três troços distintos, delimitados por dois pontos de controlo representativos da capacidade de cedência (SD_y , SA_y) e da capacidade última (SD_u , SA_u), conforme se exemplifica na Figura 5.6 e se explica de seguida [Carvalho *et al.*, 2002]:

1. Até ao ponto de cedência, a curva de capacidade do edifício é praticamente linear com uma rigidez estimada a partir do período real do edifício.

2. No ponto de cedência (SD_y , SA_y) a curva representa a resistência lateral do edifício antes deste iniciar uma resposta não linear.
3. Entre o ponto de cedência e o ponto de capacidade última, a inclinação da curva de capacidade evolui de um estado essencialmente elástico para um estado totalmente plástico. Genericamente este trecho corresponde ao processo de abertura desde a primeira rótula plástica até à última rótula plástica que transforme o sistema estrutural num certo mecanismo de ruptura (SD_u , SA_u).
4. No ponto de capacidade última (SD_u , SA_u) a curva representa a resistência máxima do edifício a forças laterais. A aplicação de forças horizontais superiores a esta capacidade acarreta necessariamente o colapso do edifício.
5. Para além do ponto de capacidade última, a curva de capacidade mantém-se praticamente horizontal podendo aplicar-se acréscimos de deslocamento sem grande aumento de aceleração espectral, caracterizando um comportamento plástico até à rotura.

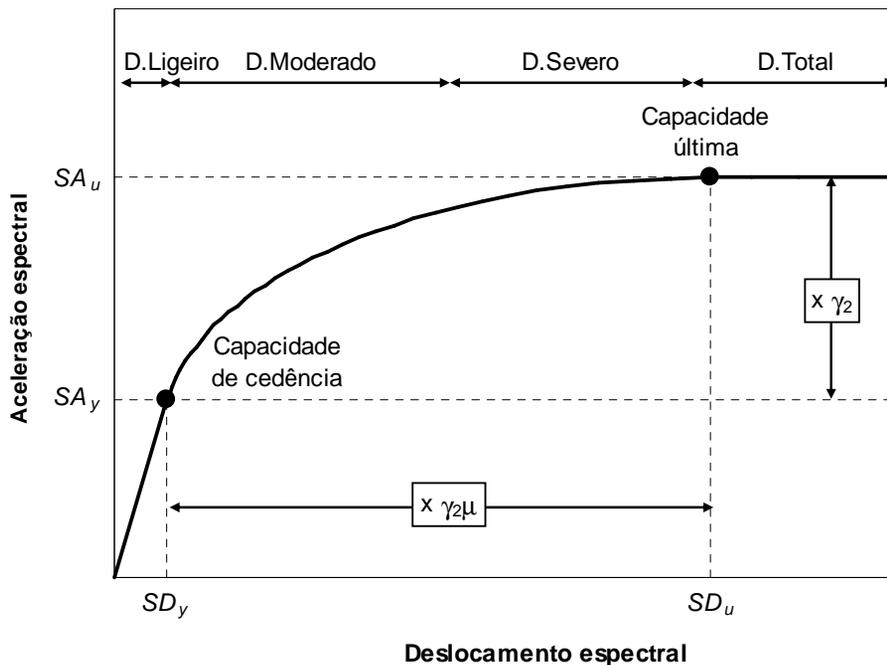


Figura 5.6 - Construção do espectro de capacidade [Sousa, 2006, adaptado de Kircher et al., 1996 e de McGuire, 2004].

Avaliação da resposta sísmica

A metodologia FEMA & NIBS [1999] recorre ao método do espectro de capacidade para estimar a resposta sísmica máxima dos edifícios (SD_{max} , SA_{max}). A metodologia proposta baseia-se na determinação aproximada do valor de pico da resposta de edifícios, actuados por uma dada acção sísmica, sendo um procedimento gráfico expedito para avaliar o ponto de desempenho sísmico³ ou o ponto de resposta máxima na eminência do colapso.

Em termos práticos, o ponto de resposta máximo da estrutura localiza-se graficamente na intersecção da curva de capacidade com um espectro de resposta representativo da solicitação sísmica para um determinado valor de amortecimento.

Naturalmente, tal ponto deve satisfazer simultaneamente duas condições: (i) localizar-se na curva de capacidade, dado que a mesma modela a resposta da estrutura para um dado deslocamento e (ii) localizar-se sobre a curva do espectro de resposta da acção sísmica.

A aplicação do método do espectro de capacidade requer que o espectro de resposta seja representado num espaço de aceleração espectral, SA , versus deslocamento espectral, SD , tal como já tinha sido necessário para as curvas de capacidade.

Inicialmente a acção sísmica é caracterizada por um espectro de resposta elástico. No entanto, à medida que o movimento sísmico do solo conduz o edifício para um regime não linear a energia introduzida na estrutura pode levar à degradação de alguns dos seus elementos estruturais, pelo que, para além da sua rigidez diminuir, o espectro de resposta elástico deverá ser modificado para ter em consideração a dissipação de energia ocorrida em potenciais mecanismos de histerese, obrigando à implementação de procedimentos iterativos.

A metodologia FEMA & NIBS inclui regras para calcular os factores de redução a serem aplicados ao espectro elástico inicial, de amortecimento ξ_0 , para a obtenção do designado espectro de solicitação⁴ reduzido. Estes factores de redução são função do amortecimento efectivo, ou real, da estrutura que depende por sua vez, via amortecimento hysterético, da duração da acção sísmica. Por outras palavras, ao longo do processo iterativo conducente à resposta máxima da estrutura são estimados espectros de solicitação sucessivos, de amortecimento crescente ($\xi_0 < \xi_1 < \xi_2 < \xi_f$) traduzindo os processos de

³ No original: *performance point* [ATC, 1996].

⁴ No original: *demand spectra* [FEMA & NIBS, 1999].

degradação que ocorrem durante a resposta cíclica dinâmica da estrutura. Sobre os espectros de solicitação determinam-se os pontos da resposta aproximada até se atingir a convergência com a curva de capacidade mediana, conforme se ilustra na Figura 5.7.

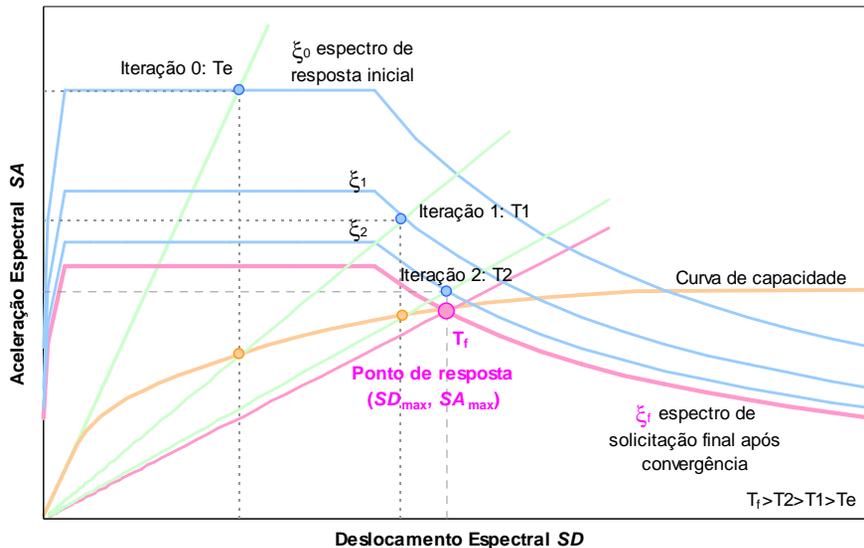


Figura 5.7 - Procedimento iterativo da metodologia FEMA & NIBS conducente à determinação da resposta máxima do edifício [Sousa, 2006]

Cansado Carvalho *et al.* [2002] e Campos Costa *et al.* [2005] otimizaram o procedimento iterativo descrito, recorrendo à teoria dos processos estocásticos para determinar a função de densidade espectral de potência de aceleração compatível com a resposta sísmica em deslocamento avaliada em cada iteração (ver secção 2.3.1, expressões 2.39 e 2.40). Esta é a técnica inserida no simulador que evita, assim, o cálculo repetido dos espectros de resposta e a utilização de factores empíricos para a sua redução.

Curvas de fragilidade sísmica

Genericamente a fragilidade de um sistema (parque edificado, infra-estruturas, etc.) traduz-se pela probabilidade condicional de ser excedido um certo nível de desempenho para uma dada intensidade da acção actuando sobre o sistema. No presente contexto, o sistema mencionado corresponde a uma dada tipologia de edifícios e o índice de desempenho está associado aos danos físicos que essa tipologia sofre em consequência de uma dada acção sísmica [Sousa, 2006].

A metodologia FEMA & NIBS classifica os danos físicos estruturais e não estruturais (estes últimos não contemplados no simulador) das tipologias construtivas em quatro

estados de dano descritos qualitativamente: Dano Ligeiro, Moderado, Severo e Total. Para efeitos de modelação, Cansado Carvalho *et. al.* [2002] adicionaram um quinto grau, designado de Ausência de Dano, permitindo assim completar as distribuições de danos em edifícios.

As curvas de fragilidade assumem, nesta metodologia, a forma de funções de distribuição lognormais que visam exprimir a probabilidade de uma determinada tipologia se encontrar em, ou exceder, um determinado estado de dano, d , dada uma acção sísmica de determinada severidade. Como foi referido, o valor condicional da acção sísmica é fornecido pelo deslocamento espectral, SD_{max} , correspondente à resposta máxima do edifício. Na secção seguinte apresentar-se-ão curvas de fragilidade e capacidade para algumas tipologias.

Em estudos de risco sísmico é usual interpretar a probabilidade de dada tipologia se encontrar num determinado estado de dano como a percentagem de edifícios, dessa tipologia, que se encontra nesse estado de dano, quando sujeitos a um determinado nível de acção sísmica. Conhecidos os quantitativos dos elementos em risco na região em análise é possível contabilizar o número de edifícios, em cada estado de dano, para a severidade da acção sísmica especificada [Sousa, 2006].

5.2.3.2. Vulnerabilidade e fragilidade das tipologias portuguesas

As curvas de capacidade e de fragilidade utilizadas no modelo de danos FEMA & NIBS basearam-se nas curvas previamente desenvolvidas por Cansado Carvalho *et al.* [2001; 2002; 2002b] e posteriormente actualizadas no âmbito do projecto LESSLOSS [Campos Costa *et al.*, 2005].

Numa etapa inicial utilizaram-se os valores de defeito dos parâmetros apresentados no documento HAZUS 99 [FEMA & NIBS 1999] para as tipologias construtivas que, nesse documento, têm alguma correspondência com a realidade construtiva nacional. Seleccionaram-se do documento HAZUS 99 os parâmetros correspondentes aos seguintes tipos de estruturas: Pórtico de betão armado, Paredes resistentes de betão armado, Pórtico de betão com paredes de enchimento de alvenaria não reforçada e Alvenaria não reforçada.

Para cada tipo de estrutura são ainda especificadas diversas tipologias com várias categorias de número de pisos.

Para cada um dos tipos de estrutura o documento HAZUS 99 descreve os danos físicos típicos de cada estado de dano e para cada tipologia construtiva especifica os parâmetros que permitem construir as curvas de capacidade e fragilidade.

Numa segunda etapa, Cansado Carvalho *et al.* [2001, 2002; 2002b] procederam às modificações apropriadas dos valores de defeito destas tipologias para reflectirem as características e a evolução da construção em Portugal, nomeadamente em termos dos critérios de dimensionamento, e para ter em conta os danos observados no passado e em estudos anteriores de âmbito semelhante. As curvas de capacidade e fragilidade foram definidas com base em julgamentos sobre os valores da aceleração e deslocamento espectrais, correspondentes à cedência e à capacidade última, de edifícios típicos do parque habitacional apurado nos Censos 91 para a Área Metropolitana de Lisboa e alguns concelhos limítrofes.

No âmbito do projecto LESSLOSS adequaram-se essas curvas ao parque habitacional apurado nos Censos 2001 para a Área Metropolitana de Lisboa [Campos Costa *et al.*, 2005], tendo sido generalizadas, em Sousa [2006], para todo o território de Portugal Continental, considerando, entre outros aspectos, as diferenças no dimensionamento das estruturas nas várias zonas sísmicas regulamentares.

No contexto deste trabalho, e por razões apenas de facilitar a análise de risco, optou-se por agregar os resultados obtidos para as 49 tipologias em 3 grandes classes tipológicas que se designaram por: Alvenaria, BA não dúctil e BA de ductilidade média. A tabela 5.2 estabelece a relação das classes tipológicas operadas pelo simulador com as classes agora definidas.

Tabela 5.2 - Novas classes tipológicas consideradas

Simulador	Presente trabalho
ATAPS + Outros Alvenaria < 1960 Alvenaria 1961-85	Alvenaria. Considerada a classe tipológica mais vulnerável.
BA < 1961 BA 1961-85	BA não dúctil. Todos os edifícios de BA construídos anteriormente a 1985, antes das disposições regulamentares que conferem ductilidade às estruturas.
Alvenaria 1986-01 BA 1986-01	BA de ductilidade média. Todos os edifícios construídos após 86, em que é previsível que respeitem as disposições de reserva de ductilidade actualmente em vigor.

Na Figura 5.8 exemplifica-se o traçado de curvas representativas das 3 classes tipológicas, evidenciando a vulnerabilidade relativa de cada uma destas classes.

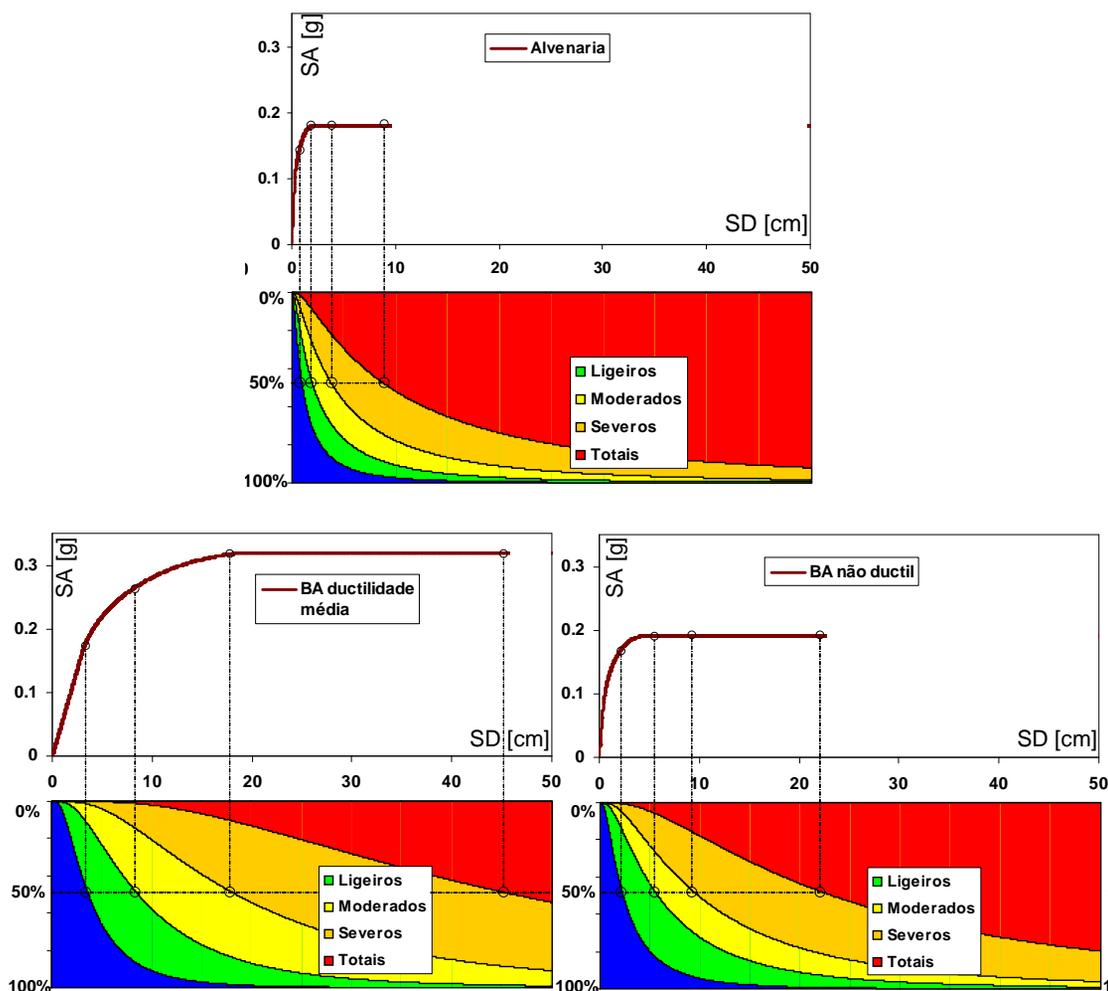


Figura 5.8 - Curvas de capacidade, fragilidade e limiares de dano para as 3 tipologias consideradas.

Conforme se pode observar, as estruturas mais recentes, BA 1986-01, possuem capacidade de deformação francamente superior às estruturas em BA anteriores à regulamentação moderna de projecto sísmico de estruturas, facto ainda mais evidente quando se considera estruturas de alvenaria.

Na Figura 5.9 apresenta-se a distribuição geográfica das três classes de ductilidade consideradas, em densidade de ocupação territorial.

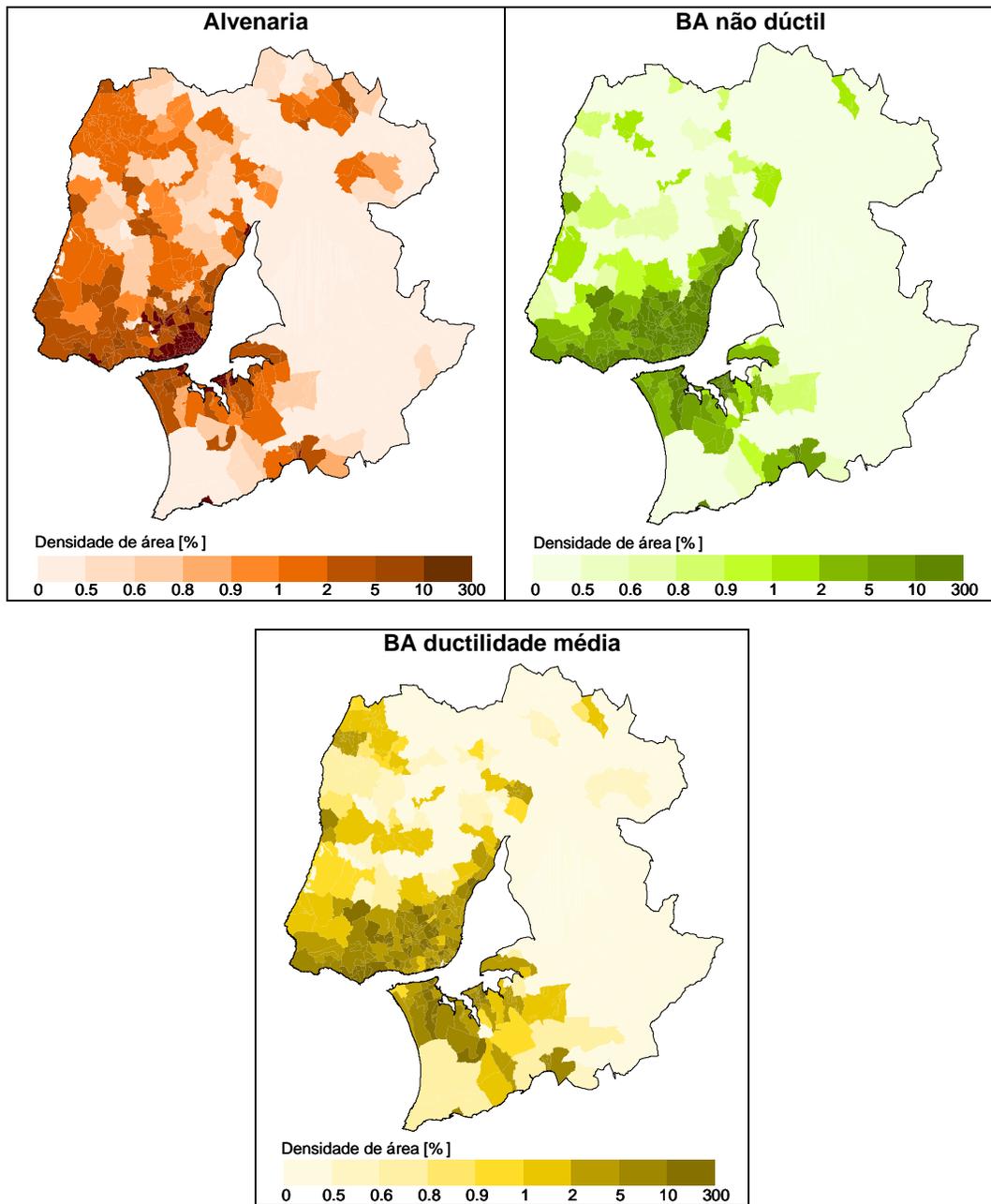


Figura 5.9 - Distribuição geográfica das classes tipológicas consideradas, por densidade de área, por freguesia.

Constata-se que:

1. A concentração de área habitacional no concelho de Lisboa é máxima para as tipologias mais vulneráveis, ou seja, alvenaria e BA não dúctil. Por outro lado, a zona oriental da AML, que rodeia a Lezíria do Tejo, tem uma densidade de área habitacional relativamente baixa.

2. A densidade de área habitacional construída em alvenaria encontra-se, para além do Concelho de Lisboa, principalmente a Norte do Tejo, e a Sul nos concelhos de Setúbal e Barreiro.
3. A densidade de área habitacional construída em estruturas de BA não dúctil é maior, para além do Concelho de Lisboa, nas freguesias a Norte do Tejo, que circundam Lisboa, nomeadamente nos concelhos de Oeiras, Amadora e Cascais e, também nos concelhos a sul do Tejo, particularmente Barreiro e Setúbal.
4. A densidade de área habitacional construída em estruturas de BA de ductilidade média, tem uma expressão mais diminuta no concelho de Lisboa, aumentando para norte da linha do Estoril, nomeadamente no concelho de Sintra, e para sul do Tejo ao longo do eixo rodoviário A2, ou seja, Almada, Seixal e Setúbal.

5.3. Definição dos cenários sísmicos

Para o estudo de risco sísmico na AML, na vertente da sua sensibilidade face ao fenómeno de ruptura de uma falha, considerou-se duas zonas sísmicamente activas capazes de gerar eventos de magnitude moderada a elevada ($M \geq 6$) e causadoras de impactos significativos em termos de perdas humanas e materiais: a zona do Vale Inferior do Tejo e a zona sismogénica a SW do Cabo de S. Vicente.

A opção tomada de estudar a sensibilidade do risco sísmico a dois cenários distintos deve-se ao factor distância (campo próximo e campo afastado) das fontes sísmicas à AML e à magnitude máxima que as fontes são capazes de gerar, dois factores que poderão, devido à directividade e energia libertada, traduzir efeitos diferentes no risco sísmico.

Por outro lado, para a mesma fonte sísmica, importa, também, analisar dois valores de magnitude, para ter em conta possíveis efeitos não lineares, nomeadamente no comportamento dos solos e das tipologias, que podem condicionar os resultados.

Sendo o objectivo da presente secção estudar o impacto de diferentes rupturas no risco sísmico, foram escolhidos pontos diferentes de nucleação que traduzem diferentes tipos de ruptura. Assim, e no seguimento do que tem sido seguido neste trabalho, para cada plano de falha foi considerado uma distribuição de deslizamento heterogénea, aleatória, e foram testadas a propagação unilateral de aproximação (ruptura em direcção ao local), propagação unilateral de afastamento (ruptura na direcção contrária ao local) e propagação bilateral (ruptura no centro da falha).

Resulta, assim, que para os dois cenários regionais (zona do Vale Inferior do Tejo e zona do SW do Cabo S. Vicente), foram simulados dois planos de falha diferentes (2 magnitudes) e para cada plano de falha foram considerados 3 rupturas diferentes, perfazendo 12 cenários simulados. A relevância da consideração de uma caracterização da acção sísmica com consideração de uma fonte-finita será apresentada, comparando os resultados, para cada magnitude, ao caso de fonte-pontual. Acrescenta-se, portanto, mais 4 cenários, resultando um total de 16 cenários simulados e analisados.

A determinação das características geométricas das fontes simuladas deve ter, logicamente, em consideração a expressão das estruturas sismogénicas nas duas zonas mencionadas, tarefa naturalmente complicada quer pela falta de conhecimento da expressão da falha na zona do Vale Inferior do Tejo quer pela não unicidade das estruturas sismogénicas existentes nas zonas consideradas, o que levou a algumas tomadas de decisão.

O Vale Inferior do Tejo corresponde a uma fronteira geológica e estrutural e encontra-se ilustrado na Figura 5.10.

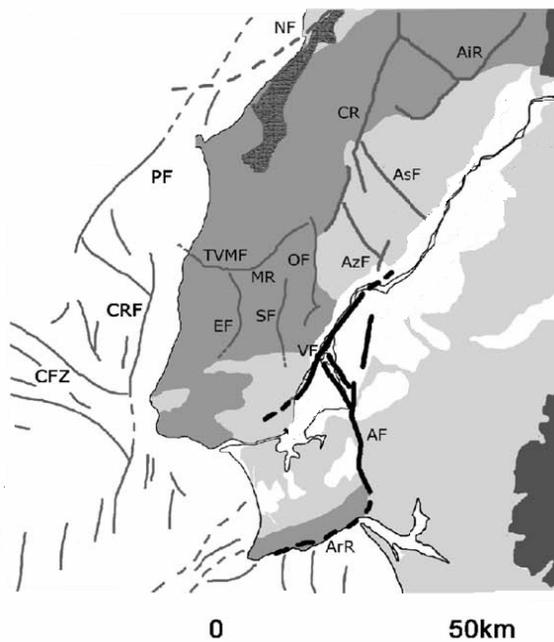


Figura 5.10 - Estruturas principais da Bacia Lusitânica, da Bacia do Vale Inferior do Tejo e da Plataforma continental adjacente [Vilanova, 2004]. VF – Falha de Vila Franca de Xira; AzF – Falha da Azambuja; AsF – Falha da Asseca.

Embora conhecido o carácter activo da Falha do Vale Inferior do Tejo, evidenciado claramente pela sismicidade histórica, e apesar das evidências geofísicas e geomorfológicas, a existência de ruptura superficial associada à falha só recentemente foi identificada.

A Falha de Vila Franca de Xira foi identificada com dados de reflexão sísmica [Walker, 1982, citado por Vilanova, 2004], e os resultados da análise da tectónica activa e de paleosismologia [Vilanova, 2004] permitiram identificar e caracterizar um possível segmento da falha do Vale Inferior do Tejo (segmento Asseca-Azambuja) de comprimento aproximadamente de 20 *km*, alinhado segundo a direcção N40°E com inclinação para NW. O segmento estudado apresenta movimento oblíquo, com uma componente inversa e uma componente de deslizamento esquerdo. Segundo Fonseca & Long [1991], a Falha do Vale Inferior do Tejo terminará nas imediações de Lisboa.

A inclinação da falha em profundidade não foi caracterizada, mas Vilanova [2004] afirma que uma vez que as falhas activas no regime tectónico vigente correspondem a estruturas hercínicas de desligamento, reactivadas, dificilmente poderão exibir ângulos de inclinação pequenos. A autora apresenta valores entre 45° e 75°.

Assim, utilizou-se para a simulação dos cenários do Vale inferior do Tejo, a partir daqui designado de Cenário FIVIT, as seguintes especificações:

- Orientação N40°E, com inclinação para NW (correspondente na realidade a uma orientação N220°E, seguindo a convenção do programa RSSIM de que a falha inclina para a direita) e inclinação de 55°.
- Magnitude 7,0, tendo em conta que o sismo de 26 de Janeiro de 1531, associado a esta falha, tem uma magnitude estimada entre 6,9M e 7,1M [Vilanova, 2004; Martins & Mendes-Victor, 1990]. Para esta magnitude foi considerado um plano de falha com 36 *km* de comprimento e 22 *km* de largura, de acordo com as dimensões máximas da falha atribuídas por Vilanova [2004].
- Magnitude 6,0, considerando que esta é a magnitude mínima de interesse para o estudo, e em que o plano de falha tem expressão. Para este caso, o plano de falha tem as dimensões 11 *km* por 7 *km*, utilizando a lei de Wells & Coppersmith [1994], para falhas inversas.

Para a escolha do plano de falha na zona SW do Cabo de S. Vicente, existem várias estruturas tectónicas possíveis, conforme apresentado na Figura 4.14.

Não sendo do âmbito deste trabalho um estudo do impacto de todas essas estruturas, individualmente, na AML, houve a necessidade de se optar por apenas uma estrutura. Naturalmente, a escolha recai sobre a Falha Marquês de Pombal, não só pela sua proximidade como também pelo papel fundamental que esta estrutura parece ter tido na geração do sismo de 1755, conforme apresentado no capítulo anterior.

A caracterização desta falha já foi feita no capítulo anterior, no enquadramento dos vários modelos de fonte para o sismo de 1755, pelo que as hipóteses consideradas para este cenário (designado de Cenário CMP) foram as seguintes:

- Orientação N20°E e inclinação 24°, conforme Zitellini *et al.* [2001]
- Magnitude 8,3, considerada a magnitude máxima capaz de ser libertada pela falha Marquês de Pombal [Zitellini *et al.*, 2001]. A esta magnitude foi atribuído as dimensões 120 km x 80 km.
- Magnitude 7,2, valor modal da magnitude, para Lisboa, de acordo com a desagregação 2D da perigosidade sísmica apresentada por Sousa [2006], para o período de retorno de 95 anos, aqui considerado como período mínimo de interesse para um estudo de risco na AML. O plano de falha para este caso, tem as dimensões 40 km por 30 km, de acordo com as leis de área de Wells & Coppersmith [1994].

A Tabela 5.3 resume as características dos cenários apresentados e a Figura 5.11 apresenta a localização geográfica dos quatro planos de falha considerados e a convenção seguida, para cada cenário, para os diferentes pontos de nucleação. Refira-se que o epicentro no caso da fonte pontual corresponderá ao centro das falhas consideradas para a magnitude respectiva.

Tabela 5.3 - Parâmetros das fontes dos cenários sísmicos simulados

	Cenário CMP		Cenário FIVIT	
Magnitude, <i>M</i>	7,2	8,3	6,0	7,0
Orientação da falha [°]	N20E	N20E	N220E	N22E
Inclinação da falha [°]	24	24	55	55
Dimensões da falha, <i>L</i> x <i>W</i> [km]	40 x 30	120 x 80	11 x 7	36 x 22

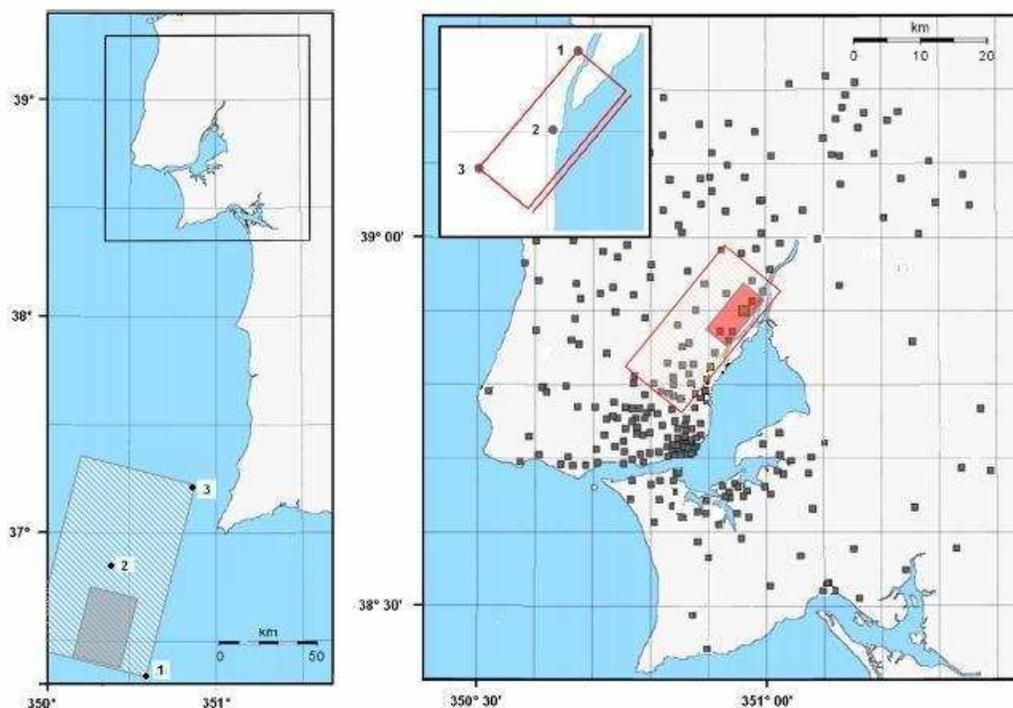


Figura 5.11 - Localização e geometria das falhas utilizadas para a simulação da acção sísmica na AML. Os números representam os diferentes pontos de nucleação assumidos e os quadrados as sedes de freguesia da AML (adaptado de Carvalho et al., 2007).

5.4. Avaliação do risco sísmico

5.4.1. Caracterização da acção sísmica

O risco sísmico, resulta, como já foi dito, de 3 factores essenciais: acção sísmica, existências dos elementos em risco e vulnerabilidade desses elementos. Para se compreender a sensibilidade do risco sísmico na AML, face a diferentes cenários de ruptura, é necessário, antes de mais, compreender de que modo a ruptura influencia o nível de acção sísmica no substracto.

Assim, para cada um dos 16 cenários considerados foi calculada a acção sísmica no substracto rochoso, com os parâmetros de fonte e propagação apresentados na Tabela 3.11 e Tabela 5.3, para as 277 freguesias da AML.

As Figuras 5.12 e 5.13 apresentam os resultados, em termos de valor de aceleração de pico, para o substracto rochoso, para os cenários CMP e FIVIT, respectivamente. A Figura 5.14 apresenta os resultados, em termos de espectro de resposta, para os mesmos cenários, para uma freguesia da cidade de Lisboa.

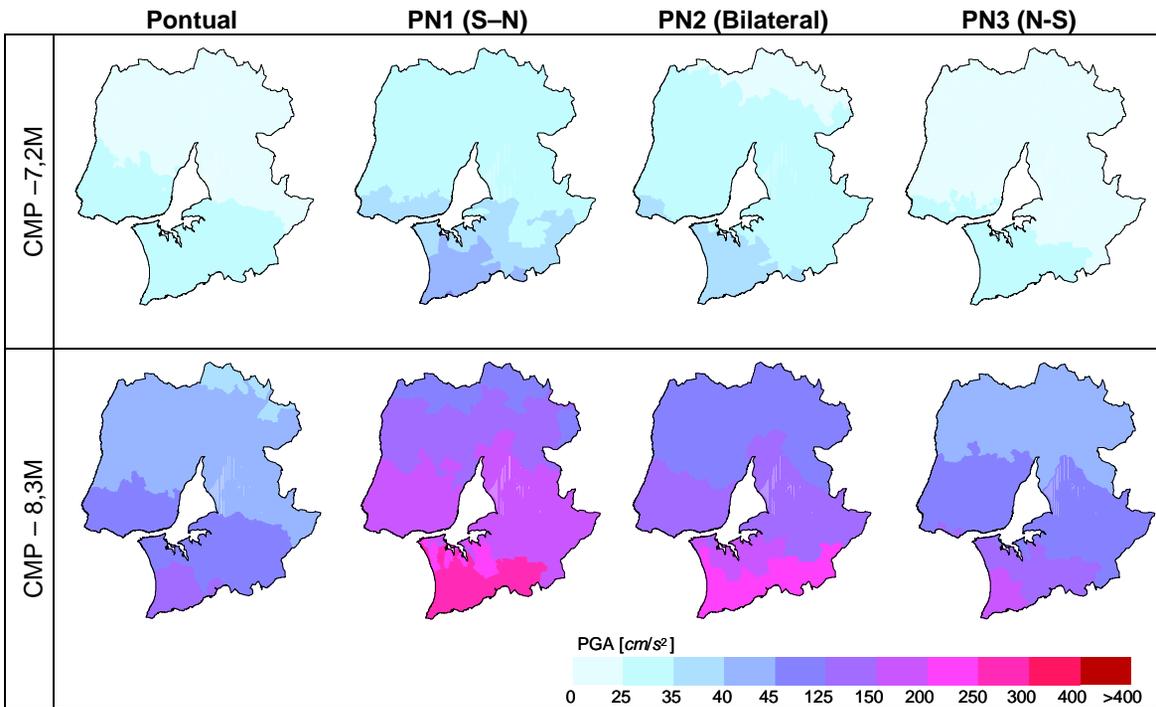


Figura 5.12 - Valores de pico de aceleração, para o cenário CMP, considerando as duas magnitudes, os 3 pontos de nucleação (PN) e a fonte pontual.

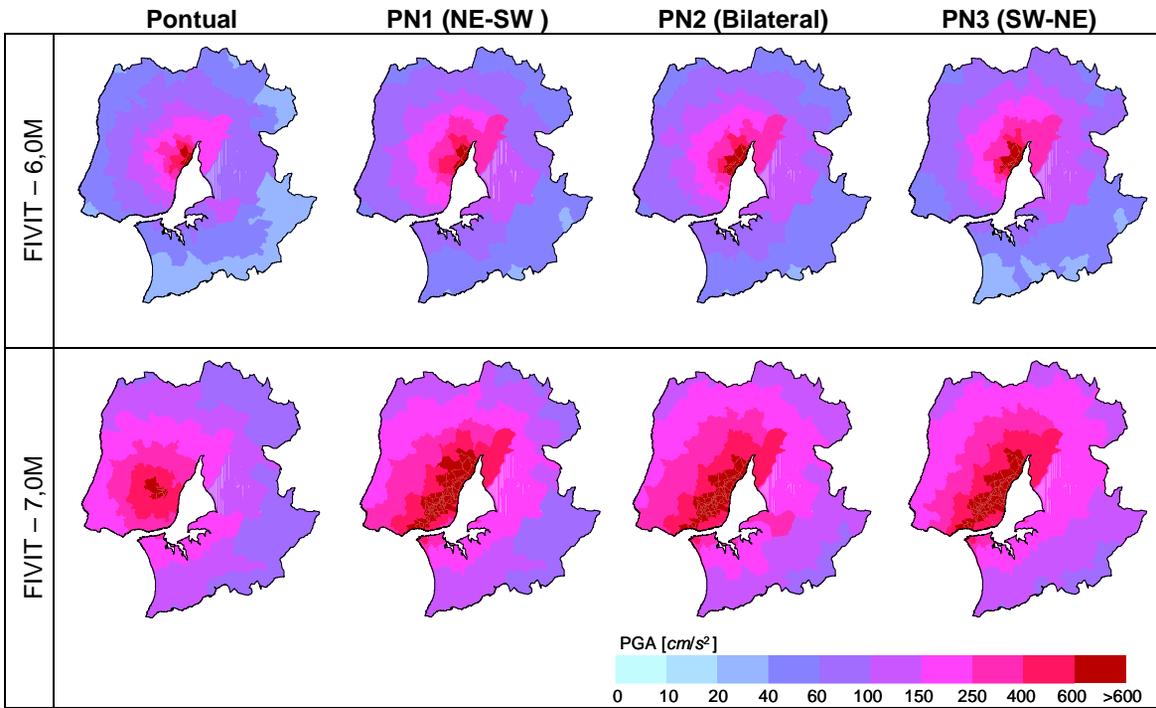


Figura 5.13 - Valores de pico de aceleração, para o cenário FIVIT, considerando as duas magnitudes, os 3 pontos de nucleação (PN) e a fonte pontual.

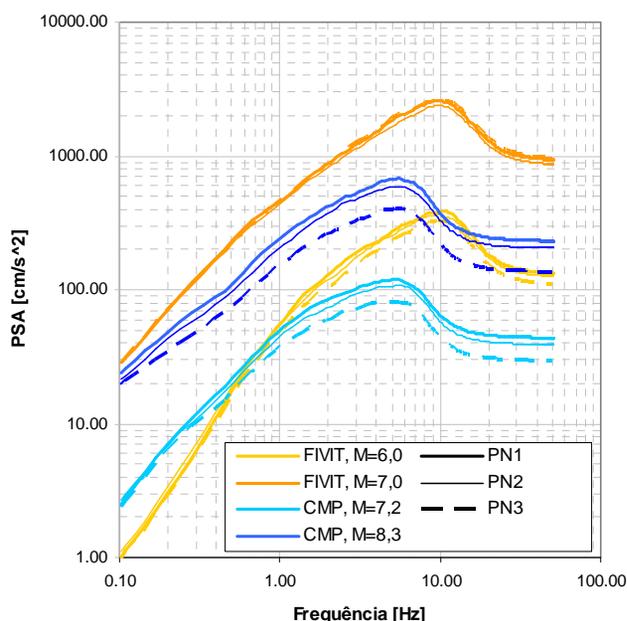


Figura 5.14 - Espectro de resposta, no substrato rochoso, para Lisboa, considerando as 12 simulações de falha

Para uma melhor compreensão das variações causadas pelas diferentes rupturas, apresenta-se na figura 5.15 a taxa de variação da aceleração de pico, para cada freguesia.

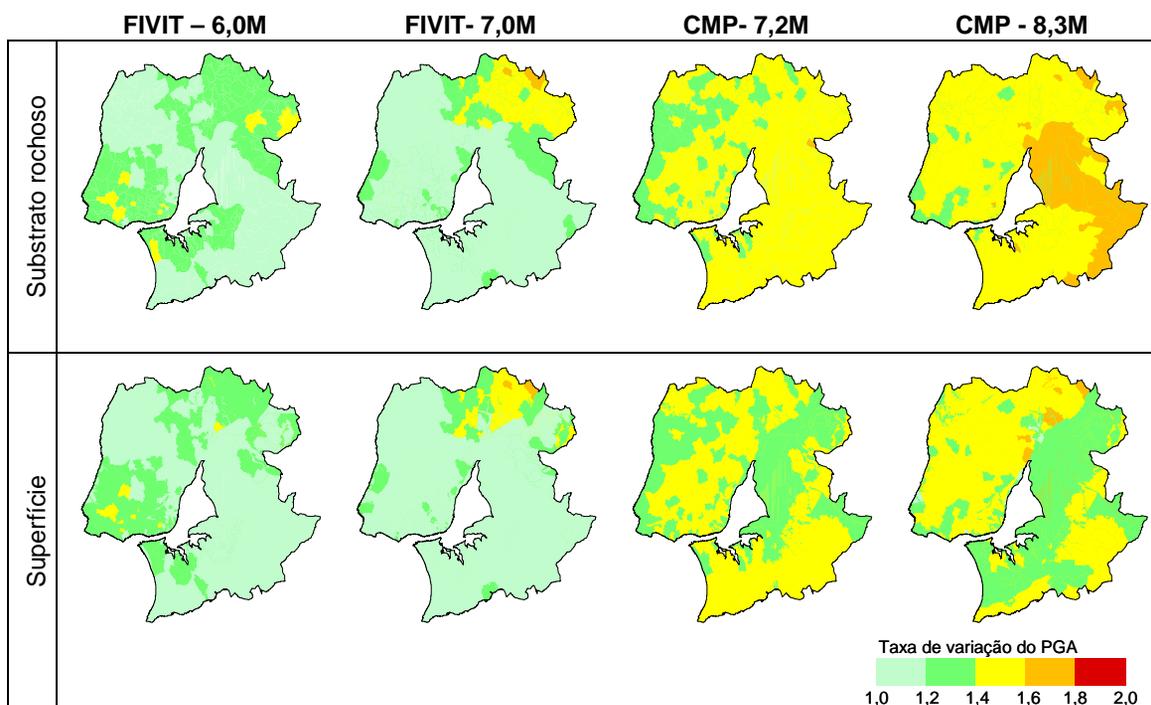


Figura 5.15 - Taxa de variação da PGA, por freguesia, face às diferentes rupturas simuladas para um mesmo plano de falha.

A análise das Figuras 5.12 a 5.15, que traduzem o efeito da variação da ruptura num plano de falha, no substrato rochoso, permite fazer as seguintes considerações:

1. É notória, nas Figuras 5.12 e 5.13, a diferença de valores para as considerações de fonte-pontual e fonte-finita. A diferença é bem visível para todas as magnitudes consideradas, estando patente, também, para o sismo de 6,0M, na FIVIT com um comprimento de falha de “apenas” 10 km. De facto, para todas as freguesias da AML, que estão num raio de cerca de 40 km deste plano de falha, os valores de pico da aceleração aumentam quando se considera a fonte-falha.
2. O efeito da directividade é preponderante nos cenários CMP, verificando-se um aumento substancial da acção sísmica (até 80% para algumas freguesias, pela Figura 5.15) para todas as freguesias quando se considera uma ruptura unilateral com propagação na direcção da AML. As variações, devido às diferentes rupturas, são maiores para as freguesias a Este, alinhadas com o plano de falha.
3. A directividade nos cenários FIVIT não tem a mesma expressão que os cenários CMP, mas é, no entanto bem visível. A maior taxa de variação verifica-se nas freguesias que estão nos extremos da falha, quer para Norte quer para Sul.

O estudo apresentado revela que é fundamental, para uma caracterização mais realista da intensidade dos movimentos ao nível do substrato rochoso, a consideração, em primeiro lugar, de fontes-falhas, e não fontes pontuais, e, em segundo lugar, dos efeitos de directividade de fontes de grande extensão, mesmo considerando campos afastados (duas a 3 vezes os comprimentos de ruptura).

Considerando, na figura 5.15, a taxa de variação da aceleração incluindo o efeito dos solos é possível tecer-se as seguintes considerações:

1. Apesar de continuar bem patente, a variação da aceleração face a diferentes rupturas na fonte sísmica é menor à superfície que no substrato rochoso, para as freguesias na zona oriental da AML. A comparação de tal constatação com a distribuição dos perfis geotécnicos apresentada na Figura 5.1 e com a classificação dos solos segundo o EC8, permite concluir que os solos mais brandos atenuam o efeito da directividade.
2. O efeito de atenuação da aceleração dos solos brandos é maior no cenário 8,3M do que no cenário 7,2M.

5.4.2. Análise do risco sísmico

A avaliação de risco sísmico será feita em termos da área perdida para cada cenário sísmico considerado. Os resultados são apresentados em termos absolutos para cada freguesia e para toda a região analisada.

Para a determinação da área habitacional perdida, para cada um dos 16 cenários anteriormente referidos, utilizou-se um indicador de *área perdida* que integra as frequências relativas de área habitacional perdida para cada estado limite de danos, mencionados na secção 5.2.3, segundo a mesma metodologia proposta por FEMA & NIBS para o cálculo das perdas económicas.

Assim, a área perdida, para cada freguesia, será determinada por

$$A = A_t + 0,5A_s + 0,1A_m + 0,02A_l \tag{5.1}$$

sendo A a área perdida e os índices t, s, m e l respeitantes, respectivamente, aos danos total, severo, moderado e ligeiro.

A Figura 5.16 apresenta o total de área perdida, para a AML, para os 16 cenários considerados, por classe de solo.

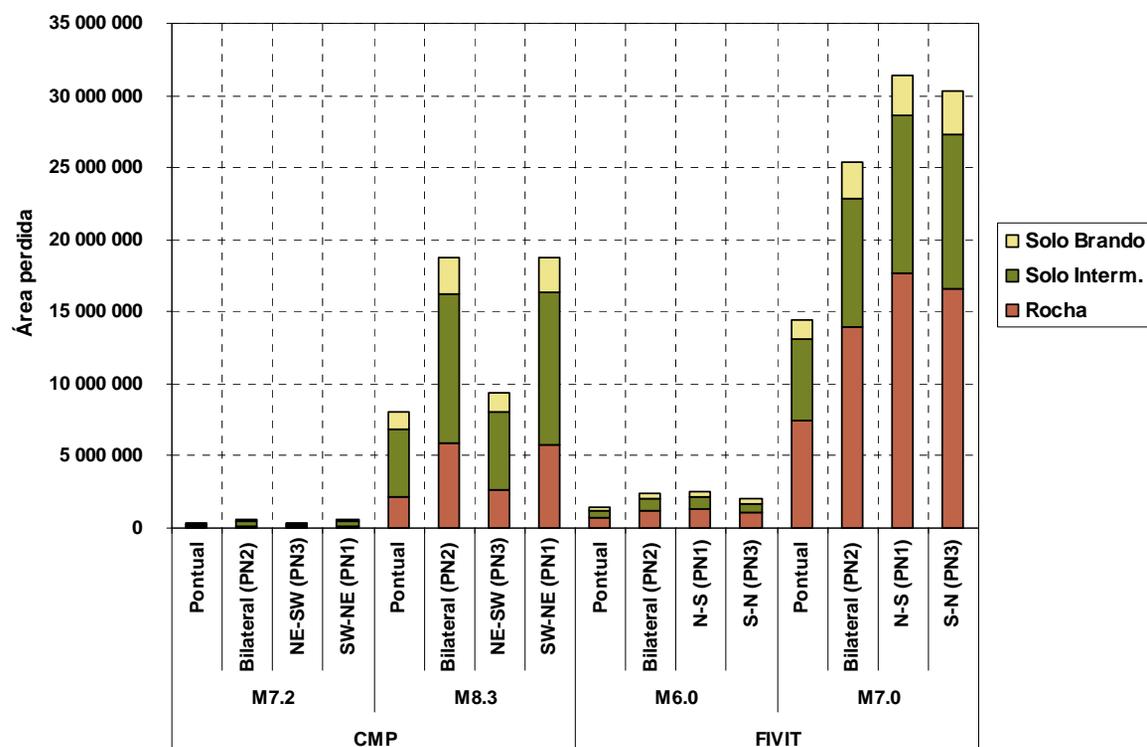


Figura 5.16 - Total de área perdida para a AML, para os vários cenários considerados.

A tabela 5.4 apresenta a taxa de variação de risco para os cenários considerados, em relação ao cenário de fonte pontual.

Tabela 5.4 - Taxa de variação da área perdida, na AML, em relação à consideração de um modelo pontual.

Cenário	M	Ruptura	Rocha	Solo Interm.	Solo brando	Total
CMP	7,2	Pontual	1	1	1	1
		S-N (PN1)	1.9	1.8	1.6	1.8
		Bilateral (PN2)	1.5	1.6	1.4	1.6
		N-S (PN3)	0.8	0.9	0.9	0.9
	8,3	Pontual	1	1	1	1
		S-N (PN1)	2.63	2.28	2.04	2.34
		Bilateral (PN2)	2.68	2.23	2.10	2.33
FIVIT	6,0	Pontual	1	1	1	1
		NE-SW (PN1)	1.72	1.75	1.51	1.70
		Bilateral (PN2)	1.64	1.65	1.44	1.61
		SW-NE (PN3)	1.43	1.30	1.27	1.36
	7,0	Pontual	1	1	1	1
		NE-SW (PN1)	2.39	1.91	2.07	2.17
		Bilateral (PN2)	1.88	1.55	1.84	1.75
		SW-NE (PN3)	2.24	1.89	2.13	2.09

Pela Figura 5.16 e pela Tabela 5.4 é possível constatar o seguinte:

- Os valores de risco associado à consideração de um cenário com ruptura em falha são até 2,68 vezes superior a uma avaliação de risco com consideração de uma fonte pontual. Mesmo o cenário M6,0 leva a uma estimativa de risco até 1,7 vezes superior em relação a um cenário de fonte-pontual.
- O cenário que leva, indubitavelmente, a maiores valores de risco sísmico, é o cenário da Falha do vale Inferior do Tejo, FIVIT, de magnitude 7,0, que se sobrepõe a uma ruptura na Falha Marquês de Pombal de magnitude 8.3.
- No cenário afastado, CMP, os valores de risco são menores quando se considera uma ruptura de propagação na direcção contrária à da AML, isto é, uma ruptura de Norte para Sul, com directa correspondência com os resultados da acção sísmica (Figura 5.12). A alteração na direcção de ruptura duplica o valor de risco sísmico na AML.
- No cenário FIVIT, a variação do modo de ruptura no plano de falha levou a uma variação de, no máximo, 20% no valor da área perdida.

5. No Cenário CMP a maior área perdida situa-se no solo de classe intermédio. Tal facto tem correspondência directa com a fonte sísmica, pois as freguesias de solo intermédio são as freguesias a sul (Figura 5.2) e aquelas que apresentam valores mais elevados da acção sísmica (Figura 5.12).
6. No cenário FIVIT a maior área perdida encontra-se em rocha, facto já de esperar uma vez que o plano de falha se localiza na zona da AML classificada como rocha.

As Figura 5.17 e 5.18 apresentam a distribuição geográfica da área perdida, em valor absoluto, para os 16 cenários.

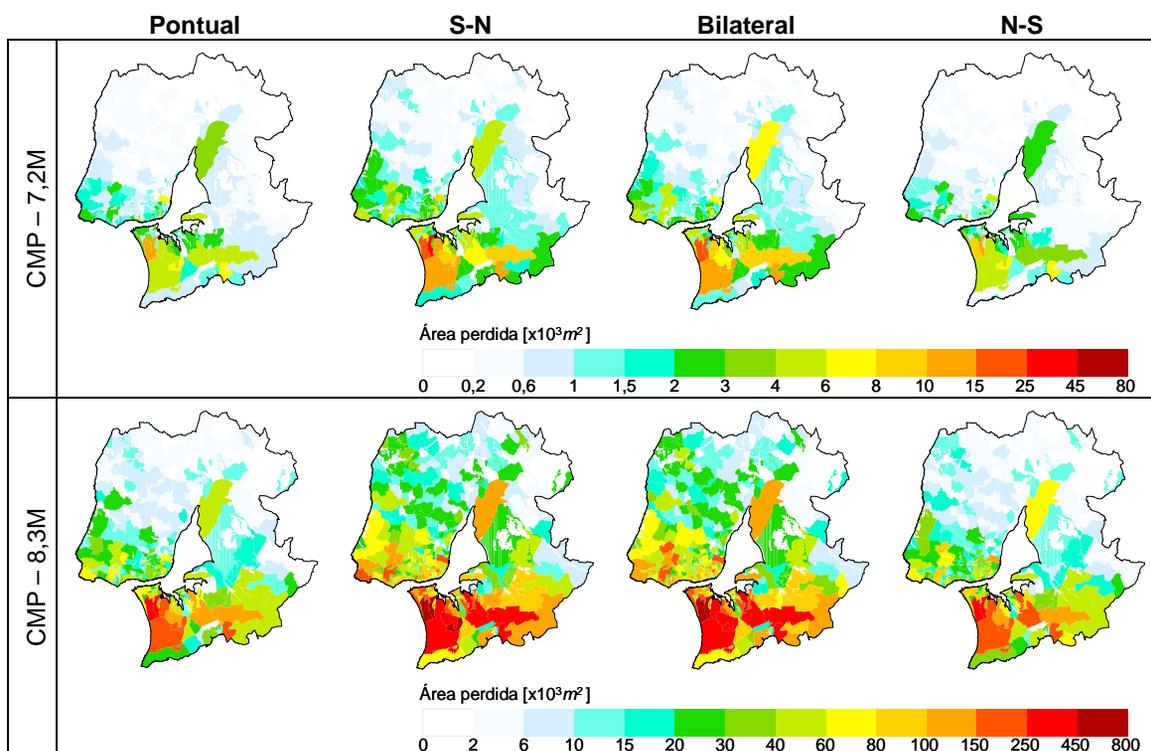


Figura 5.17 - Distribuição geográfica da área perdida na AML, para o cenário CMP, considerando as várias simulações efectuadas

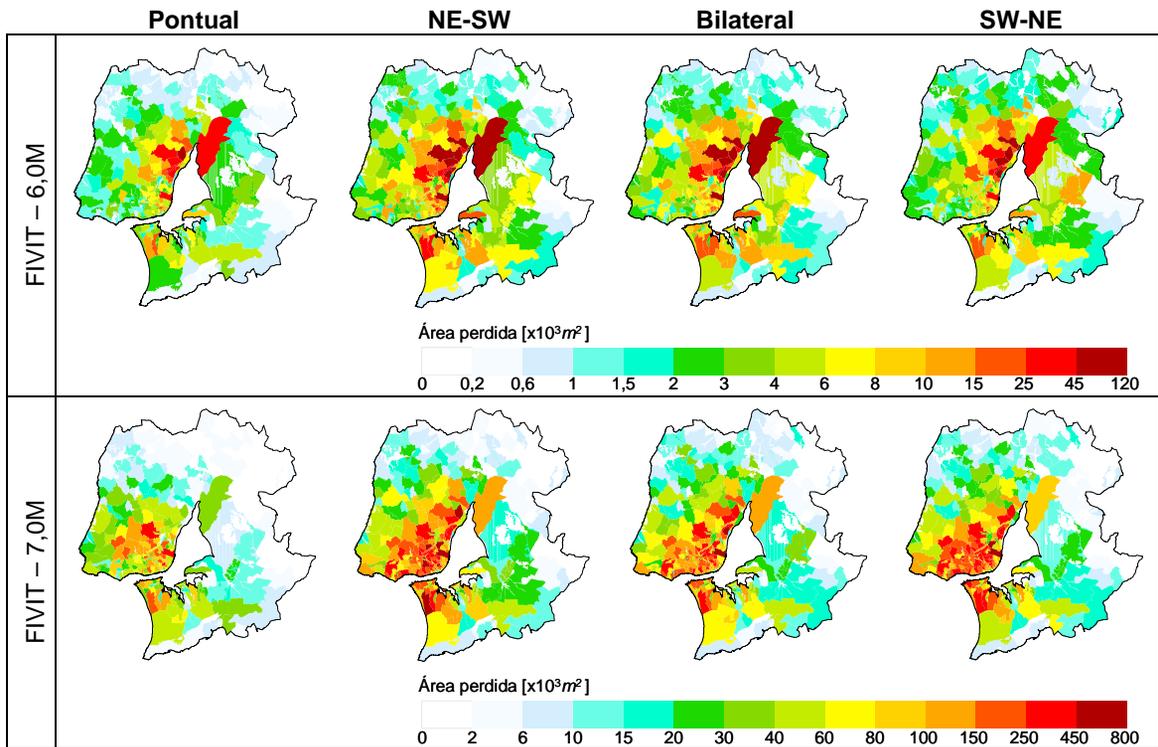


Figura 5.18 - Distribuição geográfica da área perdida na AML, para o cenário FIVIT, considerando as várias simulações efectuadas

Às considerações efectuadas anteriormente acresce a observação de que:

1. Para o cenário FIVIT, as variações de risco, face a diferentes rupturas no plano de falha não são muito pronunciadas (Figura 5.16), como mencionado anteriormente, uma vez que para as freguesias mais a norte, onde se verificou maior variação da acção sísmica (Figura 5.14) o risco sísmico é reduzido, em estreita relação com a reduzida área de construção (Figura 5.3).
2. As freguesias que evidenciam maior área perdida são, também, aquelas que apresentam um valor mais elevado da acção sísmica (Figuras 5.12 e 5.13)

5.5. Considerações finais

Em Portugal, e à semelhança de outros países, tem sido crescente o interesse e a necessidade de estudos fiáveis da acção sísmica, na sua aplicação aos estudos de avaliação e mitigação de risco sísmico e à actualização da regulamentação sismo-resistente.

O mais recente sismo de Sumatra, que evidenciou uma ruptura de cerca de 1000 km, e sismos como os de Kobe (Japão), entre outros, que causaram danos elevados em centros urbanos explicados pelos efeitos de propagação de ruptura em direcção ao local, tornam evidente a necessidade de uma caracterização da acção sísmica com consideração de rupturas em falha e, uma vez que é impossível prever o modo como uma falha vai romper, um estudo de sensibilidade da acção sísmica e do risco sísmico face a diferentes características de ruptura.

O objectivo do presente capítulo, foi responder à necessidade apontada, e estudar em que medida as heterogeneidades de ruptura num plano de falha pode condicionar e alterar os estudos de risco na área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes.

O estudo aqui apresentado, avaliando a acção sísmica e o risco para diferentes rupturas numa mesma falha, para os dois cenários que afectam a área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes, evidenciou que:

1. Os valores de risco associados a um cenário com ruptura em falha são mais de 2 vezes superiores a uma avaliação de risco considerando uma fonte pontual;
2. Os efeitos de directividade são evidentes, a nível de freguesia e a nível global, principalmente para fontes de grande extensão (como o cenário CMP), quer em termos de acção sísmica quer em termos de risco sísmico;
3. A acção sísmica é uma das variável que mais afecta o risco sísmico, uma vez que as freguesias que apresentam maiores valores de risco são aquelas que tinham, também, maiores valores de acção.

De forma a uma avaliação útil e credível do risco sísmico, é necessário conhecer e identificar os factores que contribuem para o risco, caracterizar as incertezas associadas a cada um desses factores, incorporá-las nos cálculos e interpretar os resultados tendo em conta a influência das incertezas [Boomer & Crowley, 2006]. A variabilidade da acção sísmica faz com que a estimativa dos movimentos intensos do solo seja sempre um elemento importante na incerteza associada ao risco sísmico.

No próximo capítulo são determinadas as equações de previsão da amplitude dos movimentos do solo para Portugal Continental (leis de atenuação espectrais) e estima-se a sua incerteza aleatória.

Capítulo 6

Leis de atenuação para Portugal Continental

Resumo

Neste capítulo simulam-se os movimentos intensos do solo para uma grelha de magnitudes, distâncias e frequências para dois cenários que caracterizam a acção sísmica em Portugal Continental, obtendo-se, deste modo, leis de atenuação espectrais regionais. Estas simulações tiveram em conta heterogeneidades de ruptura, captaram os efeitos de directividade e consideraram a componente aleatória das incertezas dos parâmetros do modelo estocástico de falha-finita.

6.1. Introdução

As amplitudes dos movimentos intensos do solo em futuros eventos são geralmente estimadas usando fórmulas empíricas, chamadas de leis de atenuação mas preferencialmente denominadas de equações de previsão da amplitude dos movimentos do solo [Bommer & Crowley, 2006]. Estas equações, cujos coeficientes para as várias frequências são encontrados através de regressões multi-lineares baseadas no método dos mínimos quadrados, prevêem as amplitudes dos movimentos do solo como função de variáveis explicativas como a magnitude, distância, e, por vezes, classificação de solos e/ou mecanismos de falha e um erro de desvio entre os resultados observados e a função ajustada.

O guia de recomendações para uma análise probabilística da perigosidade sísmica [SSHAC, 1997] afirma que os estudos de perigosidade sísmica devem ser feitos considerando os espectros de resposta e não a PGA, parâmetro bastante sensível a muitos processos e que não diz respeito a uma frequência em particular. Esta recomendação, apesar de implicar um estudo de perigosidade sísmica para várias frequências, hoje em dia perfeitamente aceitável com os recursos computacionais existentes, baseia-se no facto de um estudo espectral ser a única maneira de captar a contribuição das várias fontes sísmicas para a perigosidade para frequências de diferentes sistemas estruturais.

Para estudos de perigosidade sísmica interessam fundamentalmente os movimentos do solo gerados por sismos de magnitude $M > 5,5$. Devido à inexistência de registos com as magnitudes de interesse em Portugal Continental, não é possível desenvolver leis de atenuação espectrais a partir de regressões dos dados empíricos. Assim, a previsão da amplitude dos movimentos intensos do solo para o nosso território tem sido realizada com recurso a (i) relações que adoptam a intensidade macrossísmica como variável dependente nos modelos de atenuação, impossibilitando um estudo espectral e obrigando a utilização de leis empíricas para a conversão das intensidades macrossísmicas em parâmetros de movimento do solo, limitados a PGA ou PGV; (ii) relações de carácter empírico doutras regiões, sem contudo ser possível avaliar quantitativamente os erros cometidos com a utilização de qualquer modelo escolhido.

À falta de um julgamento quantitativo das leis utilizadas, pelo menos para a gama de magnitudes e distâncias de interesse, a perigosidade sísmica é feita apenas em termos de PGA e a decisão de utilizar um modelo em detrimento de outro fica sujeita à sensibilidade do autor de cada estudo, surgindo, assim, diferentes valores e padrões para os mapas de

perigosidades sísmica para Portugal Continental (veja-se, por exemplo, os trabalhos de Sousa & Oliveira 1997; Oliveira *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2000; Montilla & Casado, 2002; Vilanova, 2004; Sousa, 2006; Vilanova & Fonseca, 2007), o que se traduz em incertezas importantes nos resultados numéricos obtidos em cada estudo.

Assim, uma das grandes deficiências dos estudos de perigosidade sísmica para o território continental de Portugal é não só a falta de leis de atenuação espectrais para sismos que ocorrem na região a SW do Cabo de S. Vicente, Sousa [2006], mas também para sismos de magnitude moderada que possam ocorrer na plataforma continental [Vilanova & Fonseca, 2007]. A obtenção de tais leis por métodos fundamentados, para os dois cenários mencionados, irá permitir estudos de caracterização da acção sísmica, para efeitos regulamentares, e avaliações de risco sísmico, para efeitos de planeamento de emergência e políticas de mitigação, de modo mais consistente.

Tendo em conta o modelo estocástico apresentado no âmbito deste trabalho, com parâmetros devidamente identificados, sustentados teoricamente e avaliados regionalmente, a aplicação natural é a criação de uma base de dados sintéticas, suprimindo as lacunas regionais e permitindo a elaboração de leis de atenuação para a região. Esta é, aliás, a recomendação efectuada no guia norte americano [SSHAC, 1997], onde se afirma que em zonas de baixa sismicidade o recurso a modelos de base sismológica são aconselhados para a obtenção dos valores de aceleração espectral para a região.

O método estocástico tem sido usado para estimar leis de atenuação para diferentes regiões. Atkinson & Boore [1995] estimaram leis de atenuação para o leste da América do Norte (ENA) usando o modelo estocástico pontual com um modelo de fonte empírico de duas frequência-esquina (ver secção 2.2.1.1 e Tabela 2.1); Toro *et al.* [1997] desenvolveram relações semelhantes para ENA usando o modelo estocástico com fonte pontual de Brune; Atkinson & Silva [2000] desenvolveram relações de atenuação para a Califórnia usando o método estocástico que explora a equivalência entre o modelo de falha finita e o modelo pontual empírico de duas frequência-esquina e, recentemente, Atkinson & Boore [2006] utilizaram o modelo estocástico de falha-finita para a revisão e estimativa de novas leis para o ENA.

Atkinson & Silva [2000] mostraram que as equações obtidas por regressão dos dados sintéticos se ajustam bem às leis de atenuações empíricas existentes para a Califórnia, no domínio das magnitudes e distâncias que estão bem representadas na base de dados daquela região e concluíram que a metodologia estocástica é uma metodologia robusta

para a previsão das amplitudes dos movimentos do solo para magnitudes entre 4 e 8, para distâncias curtas até centenas de quilómetros da fonte sísmica.

Naturalmente que a principal virtude da utilização desta metodologia, nomeadamente para Portugal Continental, reside no facto de as previsões dos conteúdos espectrais dos movimentos sísmicos intensos se estenderem às magnitudes e distâncias de interesse para a engenharia de estruturas (períodos de retorno entre os 475 anos e os 10000 anos), colmatando assim as deficiências existentes na base de dados da região.

6.2. Metodologia

6.2.1. Cenários simulados

As simulações foram realizadas com o programa RSSIM, considerando os valores médios dos parâmetros do modelo estocástico, apresentados na Tabela 3.11, e os dois cenários apresentados no capítulo 5, no estudo da influência das rupturas no risco sísmico da Área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes. Relembrando, são considerados dois cenários que têm em conta as duas acções sísmicas relevantes para a perigosidade sísmica em Portugal Continental: o cenário FIVIT que pretende representar um segmento da falha do Vale Inferior do Tejo e que irá traduzir leis de atenuação para sismos de magnitude moderada a curtas distâncias (o que corresponde a leis de atenuação para a acção do tipo 2 do anexo nacional do EC8) e o cenário CMP que representa a geometria da falha do Marquês de Pombal e que irá traduzir leis de atenuação para sismos de magnitude elevada a maiores distâncias (o que corresponde a leis de atenuação para a acção do tipo 1 do anexo nacional do EC8). A geometria das falhas dos dois cenários, em termos da sua orientação e inclinação, está apresentada na Tabela 5.3.

Tal como já foi demonstrado nos capítulos anteriores, as heterogeneidades de ruptura no plano de falha, nomeadamente a distribuição de deslizamentos e o ponto de início de ruptura, têm influência significativa na caracterização dos movimentos intensos do solo. Para capturar os efeitos de directividade, para cada magnitude (a que corresponde um plano de falha) e ponto de observação, foram simuladas 15 rupturas aleatórias (significando 15 pontos de nucleação aleatoriamente escolhidos em cada plano de falha), a cada uma atribuída, também, uma distribuição de deslizamento aleatório.

Seguindo a metodologia proposta por Atkinson & Boore [2006], as simulações foram realizadas para pontos distribuídos por 8 linhas de azimutes igualmente espaçados, de acordo com a Figura 6.1.

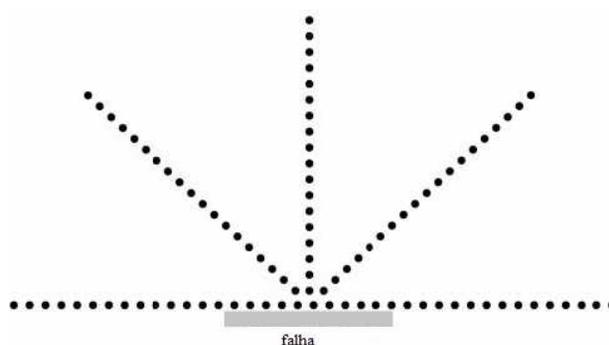


Figura 6.1 - Geometria dos locais a considerar nas simulações (apenas está apresentado metade do círculo) [adaptado de Atkinson & Boore, 2006]

Para o cenário CMP, as simulações foram feitas para magnitudes entre 5,1 e 8,7, com espaçamento de 0,2, e para 20 distâncias à falha entre 50 km e 700 km (as distâncias foram as seguintes: 50, 70, 90, 110, 130, 150, 170, 190, 210, 230, 250, 270, 300, 330, 360, 400, 450, 500, 600, 700 km). Assim, para este cenário, a base de dados final consistiu em 20 distâncias X 8 azimutes x 19 magnitudes x 15 simulações num total de 45600 espectros. Para o cenário FIVIT foram consideradas distâncias inferiores a 200 km (5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, 120, 130, 140, 150, 160, 170, 180, 190, 200 km), e foram simuladas magnitudes entre 4,1 e 7,5, com um espaçamento de 0,2, a que corresponderam 21 distâncias x 8 azimutes x 18 magnitudes x 15 simulações num total de 45360 espectros.

Para cada magnitude simulada utilizou-se as leis de Well & Coppersmith [1994], para falhas inversas, para a obtenção do comprimento e largura do plano de falha respectivo.

Assim, simulou-se os movimentos intensos do solo para uma grelha de magnitudes, distâncias e frequências (entre 0,2 Hz e 40 Hz) para dois cenários diferentes (cenário FIVIT e CMP), obtendo-se, leis de atenuação espectrais regionais distintas para os dois ambientes, para Portugal Continental. Estas simulações tiveram em conta heterogeneidades de ruptura (desconhecidas antes de um sismo), captaram os efeitos de directividade e consideraram a variabilidade aleatória dos parâmetros do modelo estocástico de falha-finita, da forma que a seguir se descreve.

6.2.2. Quantificação dos parâmetros e suas incertezas aleatórias

Um dos requisitos essenciais na simulação numérica de movimentos sísmicos, através de um modelo matemático, é a consideração das incertezas que decorrem do modelo matemático adoptado e as incertezas associadas aos parâmetros desse modelo.

As incertezas associadas aos diferentes modelos matemáticos para descrever um determinado fenómeno físico serão maiores ou menores em função da complexidade do modelo adoptado. Incertezas crescentes serão, portanto, medidas directas da capacidade de modelos matemáticos de complexidade decrescente na representação do fenómeno físico em consideração, sendo aquelas decorrentes de hipóteses cada vez mais simplificativas.

Explicitando para o presente contexto, um modelo de fonte pontual por não modelar fenómenos associados à ruptura (directividade, heterogeneidades, dimensões das rupturas, etc.) irá conduzir a incertezas na simulação dos movimentos sísmicos superiores a modelos matemáticos de sofisticação crescente que contemplem os vários aspectos da fenomenologia anteriormente descritos.

As incertezas paramétricas decorrem da sensibilidade dos resultados obtidos através de um determinado modelo matemático a uma gama de valores plausíveis para os parâmetros que definem esse modelo, podendo a mesma ser quantificada estudando a variação de cada parâmetro inferida a partir dos vários registos disponíveis para o fenómeno físico em consideração.

Ambos os tipos de incertezas (do modelo e dos parâmetros) terão componentes de ordem aleatória e epistémica no complexo fenómeno de geração numérica de movimentos sísmicos intensos através de um modelo matemático qualquer. As incertezas de carácter epistémico surgem com o conhecimento incompleto da fenomenologia dos vários processos envolvidos na geração de um sismo, englobando a utilização de modelos de atenuação simplificados e a estimativa dos valores médios dos parâmetros do modelo, e pode ser reduzida à medida que mais informação se encontra disponível. A incerteza aleatória é a componente da variabilidade intrínseca ou irreduzível para um determinado modelo matemático ou parâmetro e é inerente à natureza imprevisível de eventos futuros. Representa detalhes únicos da fonte, meio de propagação e local que não podem ser quantificados antes da ocorrência do sismo [Toro *et al.*, 1997].

A incerteza total representa a incerteza associada às previsões dos movimentos intensos do solo e é tão importante quanto a estimativa dos valores expectáveis através desse modelo.

Para a elaboração das leis de atenuação para Portugal Continental não se pretende modelar as incertezas de forma detalhada mas sim apresentar a melhor estimativa da amplitude dos movimentos intensos do solo em Portugal Continental e a sua variabilidade

devido às aleatoriedades naturais dos processos de geração dos sismos na fonte, de propagação desde a fonte ao local e dos efeitos de atenuação e amplificação da crosta superior no local.

A abordagem escolhida é a utilizada por Atkinson & Boore [2006] na elaboração das novas leis de atenuação no ENA. Assim, a incerteza paramétrica foi realizada tratando cada parâmetro como uma distribuição de probabilidade, com um certo valor médio e um desvio padrão, ou uniforme.

Os parâmetros escolhidos (parâmetros com variabilidade ou incerteza significativa e que têm um impacto importante nas amplitudes do movimento do solo), e o tratamento da sua incerteza aleatória estão apresentados na Tabela 6.1 e explicados nos parágrafos seguintes. Outros parâmetros, não incluídos na tabela, como as constantes físicas, são modelados como parâmetros determinísticos.

Tabela 6.1 - Incerteza aleatória nos parâmetros considerados.

Parâmetro	Tipo de distribuição	Média	Desvio padrão	Mínimo	Máximo
Log ₁₀ da queda de tensão	normal	¹ 2,02 ² 1,83	0,2		
Factor comprimento da falha	normal truncada	0,8	0,2	0,4	1
Factor largura da falha	normal truncada	0,8	0,2	0,4	1
Inclinação da falha [°]	normal truncada	¹ 55 ² 24	¹ 30 ² 20	¹ 10 ² 10	¹ 80 ² 60
expoente, n^* , $R < 1,5 D^{**}$	normal	-1	0,2		
expoente, n , $1,5 D < R < 2,5 D$	normal	0	0,2		
kappa [s]	uniforme			0,015	0,04

¹ cenário FIVIT

² cenário CMP

* expoente da atenuação geométrica (expressão 2.18a)

**D – espessura da crosta

Parâmetros da fonte sísmica

O parâmetro da fonte sísmica que mais contribui para a variabilidade dos movimentos do solo é a queda de tensão, que controla as amplitudes espectrais nas altas frequências. No capítulo 3 este parâmetro foi quantificado com um valor médio de 101 bar e 67 bar para

sismos “terra” e “mar”, respectivamente, pelo que será esse o valor médio a atribuir para este parâmetro para os cenários próximo (FIVIT) e afastado (CMP). A variabilidade deste parâmetro é bastante elevada como se constatou pelos valores de queda de tensão calculados para os vários sismos (secção 3.3.4 e Tabela 3.9) e será quantificada por uma distribuição normal do logaritmo da queda de tensão com média 2,02 ($\log_{10}101$) ou 1,83 ($\log_{10}67$) e um desvio de 0,2 unidades logarítmicas.

A inclinação da falha é considerada uma variável aleatória de distribuição normal. Para o cenário CMP, de forma a representar vários planos de falhas das várias estruturas sismogénicas da margem SW libérica, a inclinação foi considerada com um valor médio de 24° com um desvio de 20° mas não permitindo valores superiores a 60°, e para o cenário FIVIT, devido a um maior desconhecimento dos segmentos da Falha do Vale Inferior do Tejo, foi considerada uma maior variabilidade na inclinação com uma média de 55° e uma variação de 30°, não permitindo valores superiores a 80°.

O comprimento e a largura da falha, funções da magnitude, também são considerados parâmetros com incerteza aleatória. Estas dimensões são determinadas pelas relações empíricas de Wells and Coppersmith [1994], para falhas inversas. No entanto, segundo Atkinson & Boore [2006], os dados recentes no ENA sugerem que as dimensões das falhas são provavelmente mais pequenas, para uma dada magnitude, do que as previstas pelas relações empíricas mencionadas. Este efeito é, então, modelado multiplicando os comprimentos da falha por um factor com uma distribuição normal de média 0,8 e desvio 0,2 não permitindo um valor superior a 1 nem um valor inferior a 0,4.

Parâmetros de propagação

A incerteza aleatória do efeito da atenuação com a distância é quantificada usando os coeficientes de atenuação geométrica (expressões 2.18a,b). A variação destes parâmetros propaga a incerteza até distâncias elevadas modelando, de certa forma, as incertezas dos parâmetros de atenuação com a distância.

De mencionar que os parâmetros de propagação com a distancia não podem ser consideradas independentes, pelo que as incertezas na atenuação geométrica e atenuação inelástica não devem ser tratadas de forma independente. Uma maneira simples de modelar o conjunto das incertezas com a distância é projectando todas as incertezas no parâmetro de atenuação geométrica [Atkinson & Boore, 2006]. Dado o carácter exploratório desta análise, conforme já referido, tal hipótese afigura-se aceitável.

Tal como foi apresentado no capítulo 2 (secção 2.2.2) é assumido que a energia das ondas sísmicas decai com R^{-1} para distâncias 1,5 vezes a espessura crustal, com R^0 para distâncias entre 1,5 e 2,5 vezes a espessura crustal e com $R^{-0.5}$ para distâncias 2,5 vezes a espessura crustal [Atkinson & Boore, 1995; Lam *et al.*, 2000a]. Análises mais recentes [Atkinson, 2004] baseadas em mais de 1700 registos mostram que a atenuação geométrica é significativamente mais rápida nas curtas distâncias, decaindo com $R^{-1.3}$ para distâncias inferiores a 70 km (1,5 a espessura crustal de 50 km), com $R^{0.2}$ entre os 70 km e os 140 km e com $R^{-0.5}$ para distâncias superiores a 140 km. Assim, foi considerada uma incerteza aleatória para os 2 primeiros expoentes do modelo trilinear da atenuação geométrica considerando estes expoentes como uma distribuição normal de média -1 e 0, respectivamente, e desvio padrão 0,2.

Parâmetros da crosta superior

O parâmetro kappa, que traduz o decaimento espectral observado nas altas frequências, influencia fortemente a forma do espectro, afectando principalmente as altas frequências (ver Figura 2.26, por exemplo). A incerteza aleatória para este parâmetro foi representada por uma distribuição uniforme entre 0,015 e 0,04.

Assim, e resumindo, para cada magnitude e distância (local), as 15 simulações efectuadas corresponderam, concretamente, a 15 valores aleatórios do ponto de nucleação, da distribuição de deslizamento, da queda de tensão, do comprimento, largura e inclinação da falha, dos coeficientes de atenuação geométrica e do factor de decaimento espectral. Pretendeu-se, deste modo, reflectir as heterogeneidades de ruptura, os efeitos de directividade e a variabilidade aleatória dos parâmetros do modelo estocástico de falha-finita para a previsão dos movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental.

6.2.3. Relação funcional da lei de atenuação

A relação funcional a escolher para traduzir a amplitude dos movimentos do solo num dado local dado a ocorrência de um evento na fonte, nomeadamente quais as variáveis, ou parâmetros, que deverão constar na lei, parte da forma geral adoptada pelos modelos de atenuação e dada por:

$$\log Y = f(M, R, \mathbf{P}) + \varepsilon \quad (6.1)$$

sendo

- Y** a intensidade do movimento do solo que se pretende prever (aceleração espectral ou valores de pico da aceleração, velocidade ou deslocamento) e $f(M,R,\mathbf{p})$ o valor estimado pelo modelo matemático;
- M** a variável que descreve a grandeza do sismo (magnitude ou intensidade epicentral);
- R** a distância entre a fonte e o local em análise;
- P** um vector de variáveis que pode caracterizar a fonte ou o local (por exemplo mecanismo focal da fonte sísmica ou condições geológicas locais);
- ε uma variável aleatória que reflecte a natureza imprevisível do movimento do solo e as características do modelo utilizado que se traduz numa dispersão em relação ao valor previsto pelo modelo de atenuação. Admite-se que esta variável tem distribuição normal de média nula e variância σ_ε^2 .

Geralmente a relação funcional é caracterizada de maneira a que os seus termos tenham significado físico e assume uma forma do tipo

$$\log Y = Cte + f_1(M) + f_2(R) + f_3(M,R) + f_4(\mathbf{P}) + \varepsilon \quad (6.2)$$

onde

$f_1(M)$ considera a variação da amplitude do movimento do solo com a energia libertada na fonte sísmica;

$f_2(R)$ tem em conta a variação da amplitude do movimento do solo com a distância do local à fonte sísmica sendo composta, normalmente, por dois termos que consideram a atenuação geométrica (em que $\log Y$ é proporcional a $\log R$) e a atenuação inelástica (em que $\log Y$ é proporcional a R);

$f_3(M,R)$ é o termo que reflecte a dependência estatística entre a magnitude e a distância e que não é usualmente encontrado nas leis de atenuação;

$f_4(\mathbf{P})$ representa a função relacionada com as características da fonte e/ou efeitos locais e normalmente utiliza valores 0, 1 e 2 para as diferentes classes de solos [Ambraseys *et al.*, 1996] ou diferentes tipos de falhas [Boore *et al.*, 1997], por vezes a relação entre a velocidade média das ondas de corte nos 30 m abaixo da superfície do local e uma velocidade de referência [Boore *et al.*, 1997]. Actualmente começam já a aparecer expressões que traduzem os efeitos não lineares dos solos [Atkinson & Boore, 2006; Boore & Atkinson, 2007].

As funções $f_3(M,R)$ e $f_4(P)$ são utilizadas principalmente em regiões tectonicamente activas como a Califórnia, onde o volume de dados permite caracterizar esse tipo de dependência. Obviamente, tal não é o caso de Portugal Continental.

Geralmente há a tentação de reduzir a incerteza epistémica no modelo de atenuação introduzindo muitos parâmetros na tentativa de diminuir os erros residuais entre a previsão do modelo e os valores observados. No entanto, para que a incerteza tenha significado, esse parâmetro tem que representar uma característica do movimento que possa ser previsível, que possa ser avaliada antes da ocorrência de um evento sísmico. Usar o que na realidade são propriedades aleatórias da ruptura na fonte (propriedades que só se conhecem depois do sismo, como por exemplo direcção da ruptura em relação a um local) reduz artificialmente a dispersão, requer uma análise complexa e pode introduzir erros maiores devido à complexidade acrescentada. Para mais, a incerteza paramétrica do novo parametro deve ser considerada, facto que pode não fazer variar a incerteza total.

Para a obtenção das leis de atenuação para Portugal Continental, para rocha, as curvas de atenuação foram obtidas através da regressão dos dados sintéticos na relação funcional simples do tipo

$$\log_{10} SA = c_1 + c_2 M + c_3 \log_{10} R + c_4 R + \sigma_\epsilon \quad (6.3)$$

sendo SA a aceleração espectral, M a magnitude de momento e R a distância menor à projecção da falha na superfície.

6.3. Resultados obtidos

As relações de atenuação foram estimadas por regressão dos dados sintéticos, para o espectro de resposta (espectro em aceleração, 5% amortecimento) e valor de pico da aceleração (PGA) para rocha para Portugal Continental, como função da magnitude de momento e da menor distância à falha.

As Tabelas 6.2 e 6.3 apresentam os valores obtidos, para diferentes períodos, para os coeficientes da expressão (6.3), para os cenários FIVIT e CMP, respectivamente.

De referir que a incerteza aleatória, σ_ϵ , obtida como resultado da regressão efectuada, teve um valor muito próximo para todos os períodos considerados. Assim, será considerada como um valor médio, constante, igual para toda a banda de frequências analisada.

Tabela 6.2 - Coeficientes da lei de atenuação do cenário FIVIT, para aceleração espectral em rocha, para Portugal Continental, de acordo com a expressão 6.3. $\log_{10} SA$ vem expresso em cm/s^2 , $\sigma_\varepsilon = 0,25$.

Frequência [Hz]	Período [s]	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄
40,00	0,03	-0,6501	0,5537	-0,0028	-0,6284
20,00	0,05	-0,2611	0,5229	-0,0032	-0,6248
10,00	0,10	-0,1747	0,5184	-0,0031	-0,5833
6,33	0,16	-0,3184	0,5339	-0,0029	-0,5633
5,00	0,20	-0,4631	0,5480	-0,0027	-0,5469
4,00	0,25	-0,6231	0,5652	-0,0026	-0,5410
3,33	0,30	-0,7950	0,5833	-0,0025	-0,5297
2,50	0,40	-1,1338	0,6193	-0,0023	-0,5102
2,00	0,50	-1,4496	0,6540	-0,0022	-0,4964
1,67	0,60	-1,7323	0,6866	-0,0021	-0,4909
1,26	0,79	-2,2392	0,7441	-0,0020	-0,4739
1,00	1,00	-2,7008	0,7963	-0,0019	-0,4613
0,50	2,00	-4,1403	0,9611	-0,0015	-0,4649
0,33	3,03	-4,9135	1,0468	-0,0013	-0,4958
0,25	4,00	-5,3699	1,0960	-0,0011	-0,5404
0,20	5,00	-5,6569	1,1252	-0,0010	-0,5851
	PGA	-0,7434	0,5599	-0,0027	-0,6179

Tabela 6.3 - Coeficientes da lei de atenuação do cenário CMP, para aceleração espectral em rocha, para Portugal Continental, de acordo com a expressão 6.3. $\log_{10} SA$ vem expresso em cm/s^2 , $\sigma_\varepsilon = 0,22$.

Frequência [Hz]	Período [s]	c_1	c_2	c_3	c_4
40,00	0,03	1,0478	0,3355	-0,0022	-0,6185
20,00	0,05	1,3455	0,3258	-0,0025	-0,6415
10,00	0,10	1,2687	0,3294	-0,0027	-0,5286
6,33	0,16	1,1000	0,3391	-0,0026	-0,4742
5,00	0,20	0,9919	0,3460	-0,0025	-0,4558
4,00	0,25	0,8760	0,3540	-0,0024	-0,4439
3,33	0,30	0,7691	0,3611	-0,0023	-0,4341
2,50	0,40	0,5642	0,3762	-0,0021	-0,4216
2,00	0,50	0,3670	0,3913	-0,0020	-0,4118
1,67	0,60	0,1751	0,4061	-0,0020	-0,4014
1,26	0,79	-0,1470	0,4335	-0,0018	-0,3991
1,00	1,00	-0,4406	0,4607	-0,0017	-0,4101
0,50	2,00	-1,3766	0,5588	-0,0013	-0,5155
0,33	3,03	-1,9991	0,6343	-0,0011	-0,5944
0,25	4,00	-2,4197	0,6844	-0,0010	-0,6441
0,20	5,00	-2,7217	0,7192	-0,0009	-0,6787
	PGA	0,9522	0,3384	-0,0022	-0,5933

As equações representam bem os resultados, não havendo um padrão definido da dispersão em função da magnitude ou da distância. A incerteza aleatória, pode pois ser considerada como independente da magnitude e distância.

A Figura 6.2 apresenta um exemplo dos erros residuais (\log erro residual = \log valores simulados – \log valores previstos pelo modelo de atenuação) para 6,5M e 7,5M para a PGA e para a frequência de 1 Hz.

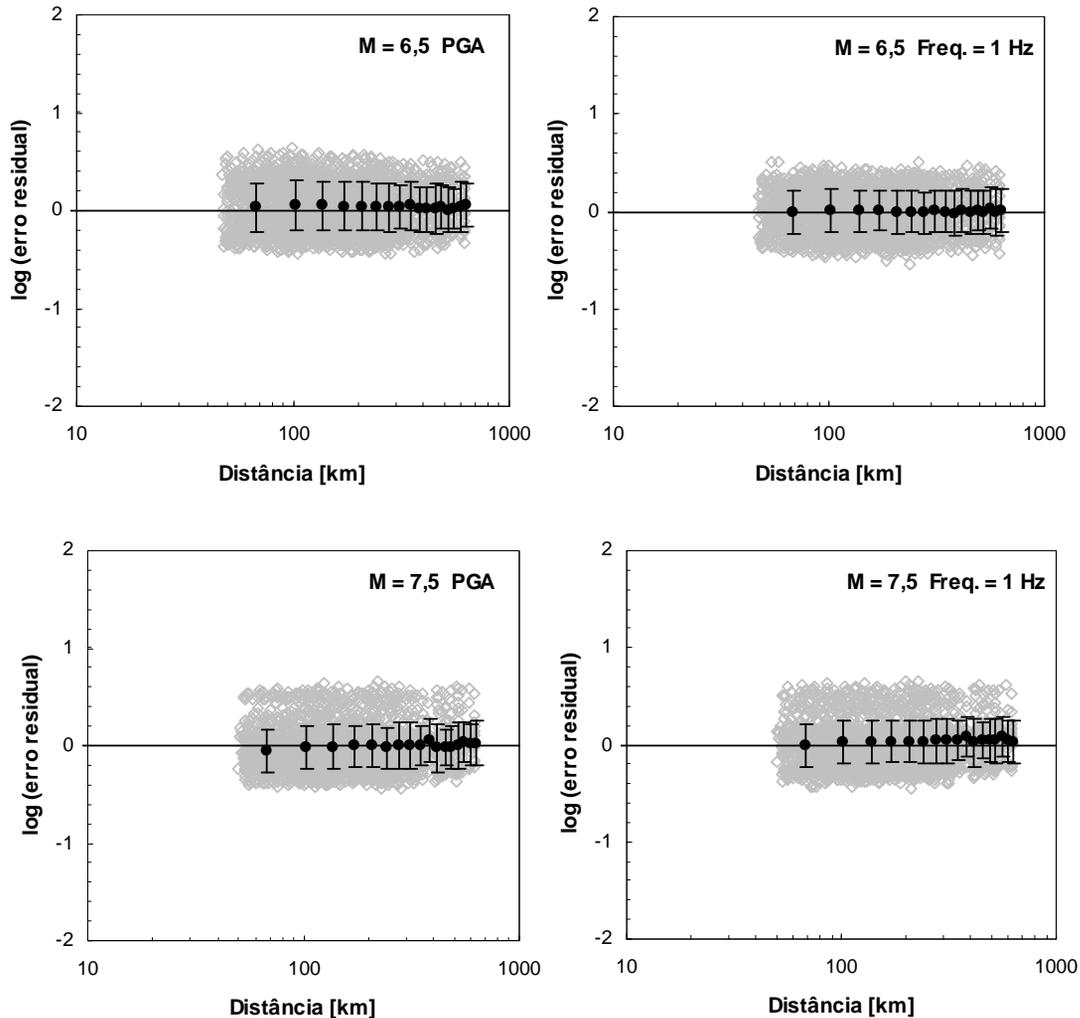


Figura 6.2 - Exemplo dos erros residuais da regressão em função da distância, para 6,5M e 7,5M, cenário CMP. Os círculos abertos cinzentos representam os erros residuais individuais, os círculos a preto mostram a média do erro residual e as barras o desvio padrão do erro em intervalos de distância de 30 km.

6.3.1. Comparação com dados existentes

Apesar da escassez de dados, o que torna qualquer comparação de leis de atenuação com os dados observados inconclusiva e talvez, até, indesejável, devido à tentação de validar ou invalidar uma lei com base numa comparação baseada em dados não representativos, nesta secção compara-se a previsão da lei de atenuação apresentada, para o campo afastado, para Portugal, com os dados do sismo de 12 de Fevereiro de 2007.

A Figura 6.3 apresenta a comparação da lei espectral deste estudo com os espectros de resposta em aceleração, calculados a partir dos registos do sismo de 12 de Fevereiro de 2007. A Figura 6.4 compara, em termos de PGA, a lei obtida neste estudo com os dados dos registos obtidos na rede acelerográfica nacional, para o sismo em questão, considerando as duas componentes horizontais.

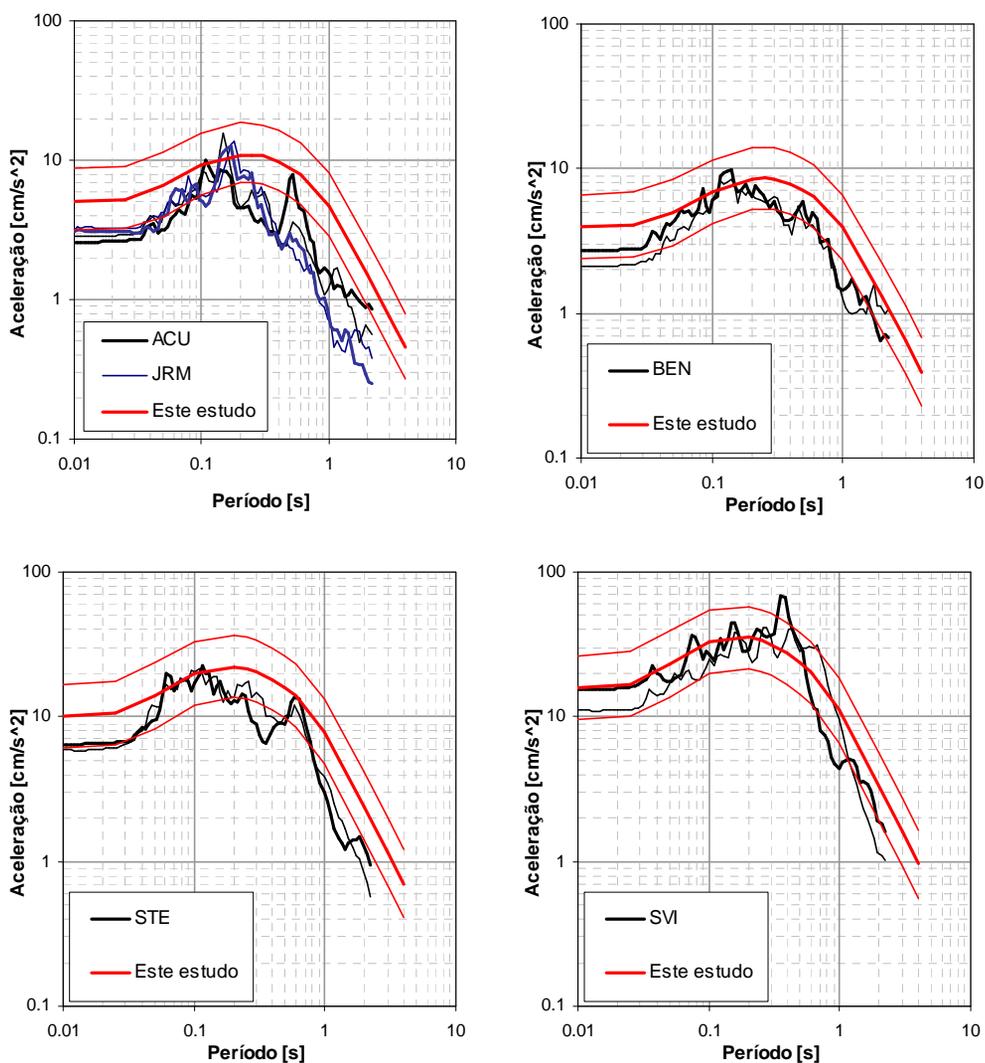


Figura 6.3 - Espectros de aceleração registados para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 (duas componentes horizontais, para cada estação) e lei de atenuação obtida neste estudo, com a dispersão associada.

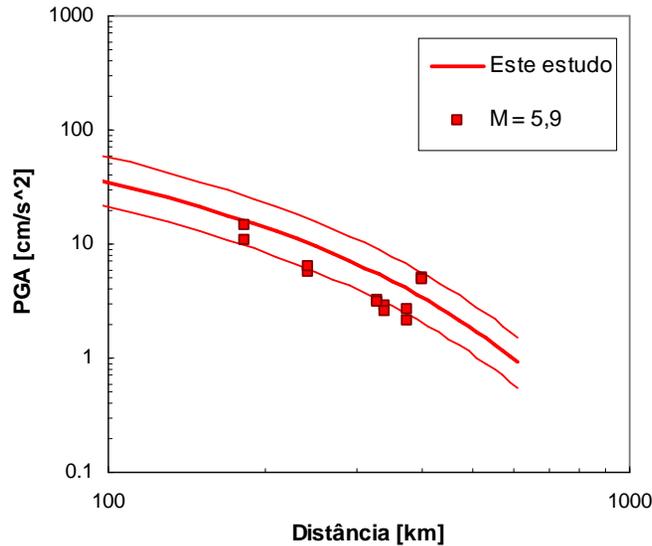


Figura 6.4 - Valores de PGA para as 6 estações da rede acelerográfica nacional que registaram o sismo de 12 de Fevereiro de 2007 (duas componentes horizontais, para casa estação) e lei de atenuação para a PGA e dispersão associada.

Dado o carácter inconclusivo destas comparações, apenas se refere o facto de os valores médios da lei de atenuação para 6,0M a distâncias superiores a 300 km parecerem estar ligeiramente sobrestimados, quando comparados com os registos do sismo de 12 de Fevereiro de 2007. No entanto, tendo em conta o intervalo de incerteza, os resultados apresentam-se satisfatórios.

6.3.2. Comparação com outras leis

Uma vez deduzidas as leis de atenuação para dois cenários de Portugal Continental, é talvez mais pertinente compará-la com as leis de atenuação geralmente empregues para os estudos de perigosidade sísmica no nosso território e avaliar as decisões até então efectuadas, pois os modelos de atenuação influenciam drasticamente os resultados da perigosidade sísmica, tanto no padrão obtido nas cartas de perigosidade sísmica como nos níveis de aceleração correspondentes [Vilanova, 2004].

6.3.2.1. Leis de atenuação espectrais utilizadas em estudos de perigosidade sísmica em Portugal Continental

As leis de atenuação geralmente empregues nos estudos de perigosidade sísmica para Portugal Continental são as leis de Atkinson & Boore [1997] e Toro *et al.* [1997] [Vilanova, 2004; Vilanova & Fonseca, 2007], desenvolvidas para o centro e leste da América

do Norte e consideradas como representativas de regiões continentais estáveis, e as leis de Ambraseys *et al.* [1996] [Oliveira *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 2000; Vilanova, 2004; Vilanova & Fonseca, 2007] para a região activa da Europa e Médio Oriente.

A Tabela 6.4 apresenta os domínios em magnitude e distância de cada uma dessas leis, e da lei de Atkinson & Boore [2006], bem como o tipo de variável independente utilizada e o modelo utilizado para a obtenção da regressão.

Tabela 6.4 - Sumário das características das ordenadas espectrais de resposta em aceleração, componente horizontal, das leis de atenuação consideradas.

Referência	Região	$T_{\max.}^1$	M^2	$[M]^3$	R^4	$[R]^5$	Solo ⁶	Obs.
Ambraseys <i>et al.</i> [1996]	Europa Mediterrâneo Médio Oriente	2,0	M_s	4,0-7,9	R_{JB}	0-260	[R, I, B]	Modelo Empírico
Toro <i>et al.</i> [1997]	América do Norte Central e Oriental	2,0	M	5,0-8,0	R_{JB}	1-500	-	Modelo Estocástico pontual
Atkinson & Boore [1997]	América do Norte Central e Oriental	2,0	M	4,0-7,2	R_{hyp}	10-500	-	Modelo Estocástico empírico
Atkinson & Boore [2006]	América do Norte Oriental	5,0	M	3,5-8,0	R_{JB}	1-1000	Não linear	Modelo Estocástico falha-finita

¹ maior período considerado, em segundos; ² escala de magnitude utilizada: M_s - magnitude das ondas superficiais; M - magnitude de momento; ³ intervalo de validade da magnitude; ⁴ tipo de distância considerada: R_{JB} - menor distância à projecção vertical do plano de falha; R_{hyp} - distância hipocentral; ⁵ domínio de validade das distâncias (em km); ⁶ classes de solo consideradas: R - rocha; I - solo intermédio; B - solo brando; Não linear: factor dependente da velocidade nos 30 m abaixo da superfície.

Apenas os estudos de Vilanova [2004] e Vilanova & Fonseca [2007] fazem uma avaliação quantitativa das leis de atenuação mencionadas, tendo em conta dados observados no território continental.

Vilanova [2004] converteu os dados macrossísmicos dos sismos históricos da base de dados macrossísmica de Portugal Continental [Paula, 1996] em valores de PGA, utilizando uma relação empírica da Califórnia, e comparou as leis mencionadas para 4 sismos históricos (Sismo de Moncorvo, 5,8M, 1858; sismo de Benavente, 6,3M, 1909; sismo de V. F. Xira, 6,9M, 1531 e sismo de Setúbal, 7,1M, 1858) e 11 sismos instrumentais de

magnitudes 4,1M a 7,8M (este último valor considerado a magnitude do sismo de 28 de Fevereiro de 1969).

A autora concluiu, e apenas no que diz respeito a valores de PGA, que:

- (i) As leis de Atkinson & Boore [1997] são concordantes com os dados macrossísmicos convertidos para os sismos instrumentais 4,2M, 4,3M e 6,2M, sobrestimam o sismo de Benavente (6,3M) a distâncias inferiores a 70 km e são concordantes com os dados dos sismos históricos;
- (ii) As curvas de Toro *et al.* [1997] estimam valores próximos dos obtidos através da conversão dos dados macrossísmicos do sismo de 1909 para distâncias inferiores a 100 km e para os sismos de V. F. Xira, 1531, e de Setúbal, 1858, de magnitudes próximas de 7, mas subestima os valores para o sismo de Moncorvo de 5,8M, e para o sismo instrumental de 1964 no Golfo de Cádiz de 6,2M;
- (iii) Todas as leis subestimam os dados do sismo de 7,8M de 1969;
- (iv) As curvas de Ambraseys *et al.* [1996] correspondem, em qualquer dos casos em que são aplicáveis, a estimativas por defeito relativamente aos dados macrossísmicos convertidos.

Importa referir que estas conclusões estão ligadas a grandes incertezas pois resultam da conversão de dados macrossísmicos em valores de PGA, procedimento que é fonte de grande dispersão, e a relação empírica utilizada para o efeito, de Atkinson & Sonley [2000], é deduzida para a Califórnia, cuja aplicabilidade a zonas continentais estáveis é questionável [Kaka & Atkinson, 2004; Atkinson & Kaka, 2007]. Estas dificuldades são, aliás, reconhecidas em Vilanova & Fonseca [2007].

Vilanova & Fonseca [2007], ao compararem os erros residuais das mesmas leis com os dados instrumentais da rede acelerográfica nacional para sismos entre 4,7M e 5,3M (em termos de valores de PGA) concluíram que:

- (i) As leis de Atkinson & Boore [1997] e Ambraseys *et al.* [1996] representam bem os dados a grandes distâncias;
- (ii) O modelo de Toro *et al.* [1997] subestima os dados a longas distâncias;
- (iii) A lei de Ambraseys *et al.* [1996] mostra bom ajuste para distâncias entre 10 – 30 km.

Estas leis mencionadas serão, nesta secção, comparadas, em termos espectrais, às leis obtidas neste estudo, para os dois domínios considerados.

Uma vez que as relações de atenuação são desenvolvidas para diferentes variáveis, nomeadamente para tipos diferentes de distâncias e magnitudes, é necessário torná-las compatíveis antes de se proceder a uma comparação.

Diferentes distâncias entre a fonte e o local são usadas em diferentes estudos, entre outras: distância hipocentral [Atkinson & Boore, 1997], distância epicentral [Bindi *et al.*, 2006, Zonno & Montaldo, 2002] e distância menor à projecção da falha na superfície [Ambraseys *et al.*, 1996; Toro *et al.*, 1997; Atkinson & Boore, 2006; Boore & Atkinson, 2007].

Para magnitudes em que a fonte sísmica pode ser considerada como fonte pontual ou com uma fonte de dimensões reduzidas ($M < 5,5$), a distância hipocentral e a distância à falha poderão ser consideradas idênticas, sem que tal influencie de forma significativa o resultado. No entanto, o mesmo não é válido para sismos de magnitude elevada.

Assim, as leis de Atkinson & Boore [1997], que utilizam a distância hipocentral como variável independente, não vão ser aqui consideradas e serão substituídas pelas novas leis do ENA realizadas por Atkinson & Boore [2006], que para além de serem uma revisão das anteriores, utilizam como variável independente a distância à projecção da falha.

Exceptuando a lei proposta por Ambraseys *et al.* [1996], que utiliza a magnitude das ondas de superfície, M_s , como variável independente, as leis de atenuação seleccionadas utilizam a magnitude de momento como medida da grandeza do sismo.

As diferenças entre as duas magnitudes referidas são elevadas para magnitudes baixas a moderadas, pelo que a magnitude de momento necessita de ser convertida em M_s através da expressão [Ambraseys & Free, 1997]:

$$M_s = -48.443 + 3.487 \log(M_0) - 0.053 [\log(M_0)]^2 \quad (6.4)$$

sendo $\log(M_0)$ obtido através da relação empírica de Hanks & Kanamori [1979] representada na expressão (2.5).

As Figuras 6.5 e 6.6 apresentam as duas leis deduzidas neste estudo e as leis de Toro *et al.* [1997], Atkinson & Boore [2006] e Ambraseys *et al.* [1996].

Para efeitos de análise, na próxima secção, apresentam-se, também as margens de incerteza das leis aqui deduzidas.

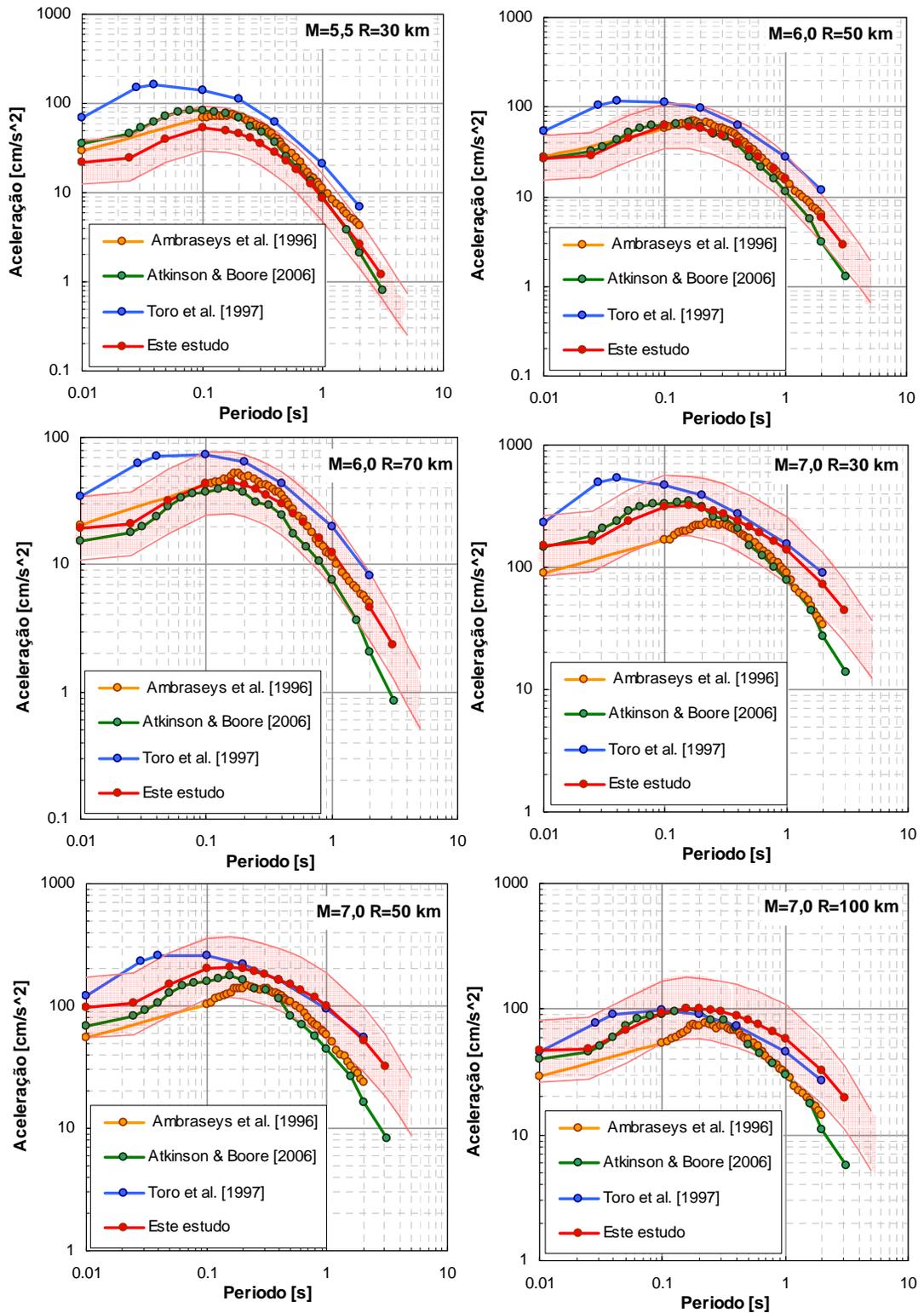


Figura 6.5 - Comparação das leis de atenuação de Ambraseys et al. [1996], Atkinson & Boore [2006], Toro et al. [1997] com as leis deste estudo para o cenário FIVIT. A faixa a vermelho traduz a incerteza estimada ($1 \pm \sigma_\epsilon$).

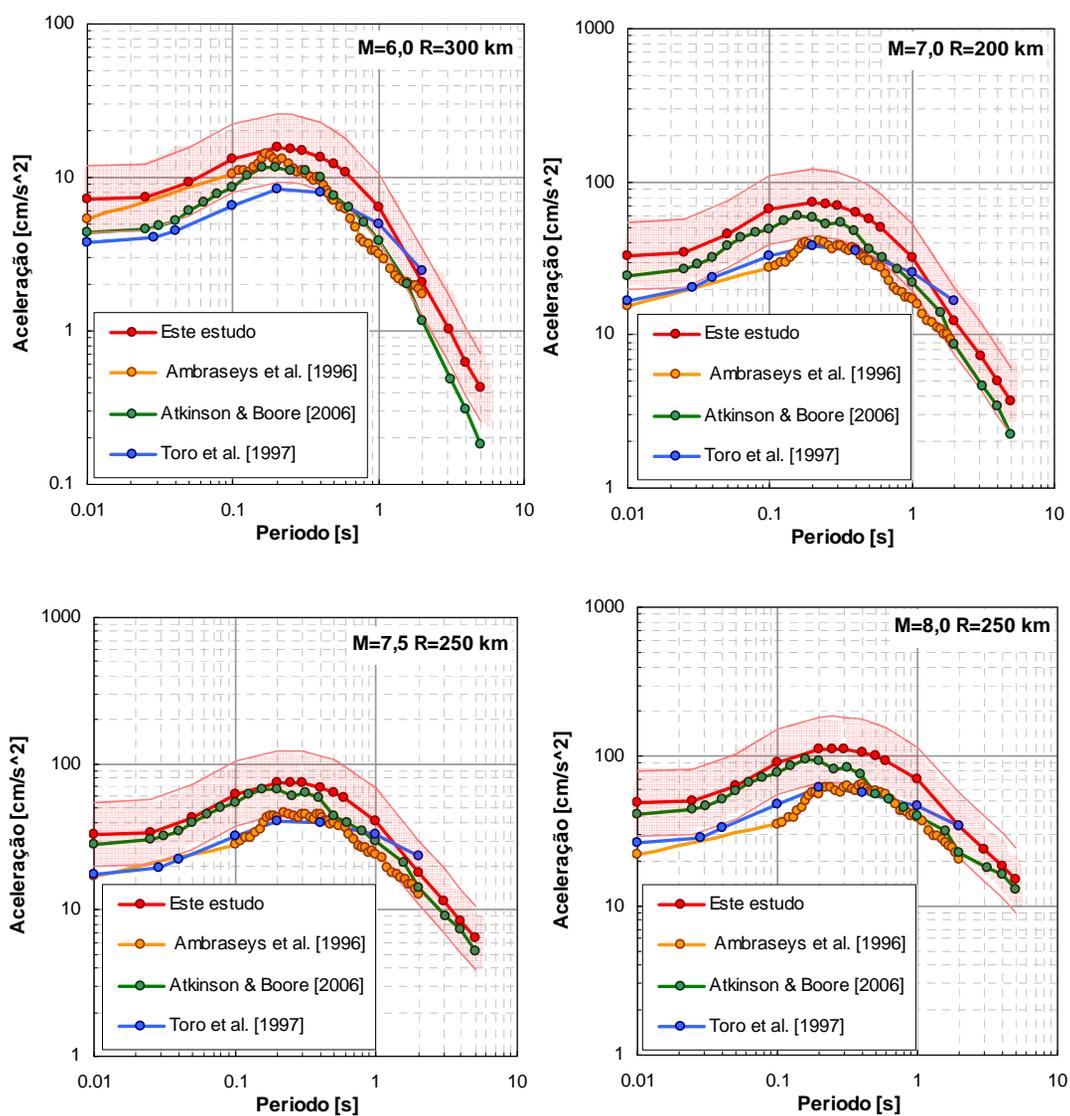


Figura 6.6 - Comparação das leis de atenuação de Ambraseys et al. [1996], Atkinson & Boore [2006], Toro et al. [1997] com as leis deste estudo para o cenário CMP. A faixa a vermelho traduz a incerteza estimada (lei ± σ_ε).

6.3.2.2. Análise dos resultados

Tomando por base as leis deduzidas neste trabalho (a vermelho, nas Figuras 6.5 e 6.6) e respectiva incerteza, é possível fazer algumas considerações.

No que diz respeito ao campo próximo (Figura 6.5):

1. As leis de Toro *et al.* [1997] sobrestimam largamente as altas frequências, e naturalmente os valores de PGA, para distâncias inferiores a 70 km, para magnitudes

menores que 7. Para 7M os valores nas altas frequências são razoáveis para distâncias a partir dos 50 km. Assim, a utilização desta lei nos cálculos de perigosidade sísmica para Portugal Continental irá sobrestimar os valores das acelerações para distâncias inferiores a 50 km, para qualquer magnitude, e para todas as distâncias para magnitudes inferiores a 7. Esta lei de atenuação, sobrestima também, os períodos intermédios a elevados para sismos moderados ($M < 6,0$) a curtas distâncias ($R < 50$ km), mas é satisfatória para períodos superiores a 0,1 s para distâncias superiores a 50 km.

2. As leis de Ambraseys *et al.* [1996] mostram-se ajustadas para o campo próximo. Reproduzem a amplitude, para qualquer magnitude e distância, para períodos acima de 0,1 s e para períodos inferiores a 0,1 s parecem subestimar ligeiramente as acelerações para 7M, encontrando-se, no entanto, na margem de dispersão da lei deste estudo.
3. A lei de Atkinson & Boore [2006] é bastante satisfatória nos baixos períodos e períodos intermédios, para qualquer magnitude e distância, subestimando, para magnitudes superiores a 7, os períodos superiores a 2 s.

Avaliando o cenário afastado (cenário CMP), pela Figura 6.6, concluiu-se que:

1. A lei de Toro *et al.* [1997] subestima os valores de amplitude do movimento do solo nos baixos períodos para grandes distâncias, tal como já tinha sido concluído por Vilanova & Fonseca [2007], mas também para todos os períodos inferiores a 0,5 s. A sua utilização nos cálculos de perigosidade sísmica ou risco sísmico para Portugal Continental irá subestimar os valores de amplitude dos movimentos do solo para cenários afastados de magnitude elevada.
2. A lei de Ambraseys *et al.* [1996] parece ser apenas aplicável para magnitudes até 6, a longas distâncias. Não sendo esta a gama de magnitudes e distâncias de interesse para os estudos de perigosidade sísmica ou risco sísmico para Portugal Continental, conclui-se que a utilização da lei de Ambraseys *et al.* [1996] subestima os valores de amplitude dos movimentos do solo para sismos de magnitude elevada a grandes distâncias, isto é, para a acção tipo 1 do EC8, para períodos inferiores a 1 s. De referir que a consideração de 8M a 250 km, representada na Figura 6.6, está para lá do domínio de aplicabilidade da lei de Ambraseys *et al.* [1996]. No entanto, essa extrapolação é efectuada quando se considera esta lei nos estudos de perigosidade

sísmica, dada a sismicidade da região analisada atingir magnitudes muito elevadas, pelo que a sua consideração na comparação com outras leis é pertinente.

3. As novas leis para o ENA de Atkinson & Boore [2006] são bastante idênticas às obtidas neste estudo, as maiores diferenças a observarem-se para 6,0M a 300 km, facto não muito relevante, e nos períodos entre 0,1 e 1 s para 8,0M, estando, contudo, na margem da dispersão da lei.

6.4. Considerações finais

A identificação do modelo ideal para previsão das amplitudes dos movimentos intensos do solo para uma região em particular é das maiores incertezas epistémicas nas análises de perigosidade sísmica tendo levado à metodologia comum de usar várias leis em simultâneo combinados em “árvore lógica”, em que cada ramo da árvore corresponde a um modelo de atenuação que se considera “aceitável” para a região em estudo. Esta é aliás, a abordagem seguida no mais recente estudo de perigosidade sísmica para Portugal Continental [Vilanova & Fonseca, 2007].

Stafford *et al.* [2007], numa comparação das novas leis empíricas da América do Norte ocidental (NGA – *Next Generation Attenuation*) de Boore & Atkinson [2007] com as leis empíricas para a Europa e Médio Oriente de Akkar & Bommer [2007] e Ambraseys *et al.* [2005] concluíram que não há diferenças sistemáticas entre as amplitudes dos movimentos do solo previstas pelos dois grupos de equações e apontam para o benefício em combinar as duas bases de dados. Afirmam, assim, que a incerteza epistémica nos estudos de perigosidade sísmica na Europa activa pode ser, em parte, capturada incorporando um ou mais modelos da NGA em árvores para a Europa e vice-versa.

Tendo em conta que a zona Leste da América do Norte é uma zona continental estável, ambiente tectónico semelhante a Portugal Continental, o estudo aqui apresentado pretendeu, também, analisar em que medida essas leis [Atkinson & Boore, 2006; Toro *et al.*, 1997] são adaptadas à nossa realidade. As primeiras leis espectrais de atenuação para Portugal Continental, elaboradas no presente trabalho, permitem concluir que, para as magnitude e distâncias de interesse (sismos moderados a distâncias inferiores a 100 km e sismos de magnitude elevada a distâncias superiores a 200 km), as leis de atenuação mais recentes para a ENA de Atkinson & Boore [2006] podem ser utilizadas, juntamente com as leis deste estudo, para reduzir a incerteza epistémica nos estudos de perigosidade sísmica para Portugal Continental.

Este estudo lança ainda as bases para a construção de árvores lógicas para estudos de perigosidade sísmica ou risco sísmico em Portugal Continental, dependendo do tipo de acção de interesse (próxima ou afastada) e do período ou gama de períodos de interesse no estudo. Assim, pode concluir-se que:

1. A lei de Toro *et al.* [1997] não é satisfatória para a previsão dos valores de pico da aceleração quer para a acção próxima quer para a acção afastada (no primeiro caso sobrestimando e no último subestimando as amplitudes do movimento do solo), mas poderá ser considerada quando os estudos se enquadrarem nos períodos superiores a 0,1 s no campo próximo e superiores a 0,5 s no campo afastado, embora o domínio da lei não permita a utilização de períodos superiores a 2 s.
2. A lei de Ambraseys *et al.* [1996] poderá ser considerada nos estudos que consideram magnitudes moderadas a curtas distâncias, portanto para a previsão dos movimentos do solo no campo próximo, não devendo ser considerada nos estudos de valores de pico da aceleração para o campo afastado, uma vez que subestima significativamente as amplitudes dos movimentos do solo para sismos de magnitude a partir de 7, gama de magnitudes relevantes para a consideração da acção afastada. No entanto, poderá ser aplicada quando o estudo incidir sobre períodos superiores a 1 s (mas inferiores a 2 s, pelo domínio da própria lei).
3. A lei de Atkinson & Boore [2006] poderá ser usada em estudos de perigosidade sísmica para Portugal Continental, quer para a consideração da acção próxima quer para a consideração da acção afastada.

Ao concluir que não há diferenças sistemáticas entre as amplitudes dos movimentos do solo previstas pelas equações de Atkinson & Boore [2006] e pelas de Portugal Continental, para rocha, é aceitável concluir que os termos não lineares para os diferentes tipos de solo, com base na velocidade das ondas de corte nos 30 m abaixo da superfície e com base na velocidade de referência para rocha, de 760 m/s, também se possam aplicar nos estudos de perigosidade sísmica e risco sísmico em Portugal Continental, facto que confere uma maior abrangência ao estudo agora apresentado, ao incorporar efeitos não implementados no modelo de atenuação para Portugal Continental.

Capítulo 7

Considerações finais

Resumo

Neste capítulo faz-se a revisão do trabalho desenvolvido e sintetizam-se as principais conclusões obtidas, em cada etapa deste estudo, que teve como principal objectivo o desenvolvimento e aplicação de um modelo estocástico para a caracterização da acção sísmica em Portugal Continental. São perspectivadas algumas linhas de desenvolvimento futuro.

7.1. Introdução

O trabalho realizado teve como objectivo o desenvolvimento e aplicação de um modelo estocástico para a caracterização da acção sísmica em Portugal Continental. Pretendeu-se dar resposta a um interesse por parte da comunidade da engenharia sísmica e a uma necessidade para Portugal, descrevendo a acção sísmica em termos da sua intensidade, conteúdo em frequência, duração e variabilidade espacial.

Ao longo dos vários capítulos do presente trabalho foram apresentados os resultados e teceram-se as considerações tidas como mais pertinentes. A título de resumo, colige-se, aqui, os aspectos mais relevantes de cada capítulo, de modo a permitir uma visão global do trabalho.

Assim, faz-se uma revisão do trabalho desenvolvido em cada etapa deste estudo, sintetizam-se as conclusões respectivas e perspectivam-se trabalhos futuros que dão continuidade à investigação iniciada.

7.2. Trabalho desenvolvido e principais conclusões

7.2.1. Modelos estocásticos para a caracterização da acção sísmica

Apresenta-se, no capítulo 2, a teoria subjacente ao modelo estocástico utilizado para a caracterização dos movimentos intensos do solo, tecendo considerações teóricas que vão desde as mais simples às mais refinadas, com diferentes apreciações referentes às características da fonte, atenuação geométrica, atenuação inelástica e atenuação e amplificação na crosta superior. É apresentado o programa RSSIM que foi desenvolvido e utilizado no domínio espectral, compara-se os resultados do programa com outros programas disponíveis, utilizados internacionalmente, e realiza-se uma análise de sensibilidade dos diversos parâmetros do modelo estocástico.

Os parâmetros que caracterizam o modelo e que descrevem os processos envolvidos na obtenção do movimento intenso do solo (geração de energia na fonte sísmica, propagação da energia desde a fonte até ao substracto rochoso e alteração do seu conteúdo energético devido a efeitos locais) foram identificados e são:

- (i) geometria da fonte: comprimento, largura, orientação, inclinação, número de subfalhas;

- (ii) características de ruptura na fonte sísmica: momento sísmico, distribuição de deslizamento, queda de tensão, velocidade de ruptura e ponto de início de ruptura;
- (iii) características do meio de propagação: espessura da crosta, coeficientes de atenuação geométrica, factor de qualidade do meio;
- (iv) características locais: factor de atenuação crustal e factor de impedância.

O estudo de sensibilidade permitiu identificar os parâmetros que maior influência têm nas características espectrais dos movimentos do solo, concluindo-se que:

1. As heterogeneidades de ruptura no plano de falha têm influência significativa na caracterização dos movimentos intensos do solo.
2. Um dos factores principais de variação da acção sísmica quer no domínio da frequência quer no domínio do tempo é o ponto de início de ruptura no plano de falha. Este parâmetro faz variar a direcção de propagação da ruptura face a um local, originando um forte efeito de directividade e, conseqüentemente, variando de forma significativa a intensidade e a distribuição de energia pela gama de frequências no espectro de resposta e a duração do registo sísmico. Uma propagação da ruptura em direcção a um local origina um movimento sísmico do solo com maior intensidade e menor duração face a uma propagação de ruptura em sentido contrário ao da direcção do local, que origina um movimento sísmico do solo de menor amplitude mas de maior duração. Este efeito de directividade, é tanto mais importante quanto maior a magnitude do sismo (maior a extensão de ruptura) e mais perto da falha se encontrar o local em estudo, isto é, no campo próximo.
3. A distribuição dos deslizamentos ao longo do plano de falha é um factor importante na dispersão dos resultados. No entanto, a heterogeneidade particular de uma determinada ruptura em falha, que seja conhecida para um determinado sismo, não pode ser usada para prever características futuras na ruptura, mesmo para aquele plano de falha. Na perspectiva da previsão da perigosidade sísmica, parece razoável modelar tais heterogeneidades como um processo aleatório.
4. A queda de tensão tem predomínio significativo na forma do espectro, influenciando grandemente as altas e médias frequências e apresentando uma influência moderada nas baixas frequências.

5. O efeito de atenuação da crosta superior influencia grandemente a forma do espectro. Este efeito afecta principalmente as altas frequências, não alterando as baixas frequências (deslocamentos).

O programa desenvolvido no âmbito deste trabalho para além de permitir simular várias rupturas múltiplas, introduz a metodologia dos processos estocásticos de resposta não estacionária, evitando o armazenamento de número elevado de dados (séries temporais) e sendo, conseqüentemente, mais rápido e eficiente em termos computacionais. No entanto, o programa permite, também, como opção e para uma maior abrangência de interesses, o cálculo de séries temporais.

A metodologia estocástica desenvolvida foi aplicada a Portugal Continental, no âmbito deste trabalho, para três fins principais:

1. Obter as características do movimento do solo para um cenário particular (capítulo 4).
2. Avaliar o risco sísmico, em termos de área perdida, para a área metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes, para o cenário próximo e afastado (capítulo 5).
3. Obter dados sintéticos, e assim complementar ou fornecer base de dados, para o desenvolvimento de leis de atenuação (capítulo 6).

7.2.2. Quantificação dos parâmetros para a simulação dos movimentos sísmicos em Portugal Continental

No capítulo 3 apresenta-se o procedimento efectuado, com base nos registos obtidos na rede acelerográfica nacional, para quantificação dos parâmetros que descrevem os processos envolvidos na geração de movimentos intensos do solo e que são necessários para a aplicação do modelo estocástico utilizado. Estuda-se o processo de propagação das ondas sísmicas (atenuação geométrica e inelástica), o processo de atenuação na crosta superior e determinam-se as características espectrais da fonte sísmica. A validação dos valores médios obtidos para os diversos parâmetros é feita comparando o espectro de resposta obtido utilizando a modelação estocástica com os espectros de resposta de cada registo da base de dados da rede acelerográfica nacional.

A base de dados para a obtenção dos parâmetros necessários para a simulação de movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental consistiu em 12 eventos registados na rede acelerográfica continental, correspondendo a 7 sismos “terra” (sismos com epicentro no território nacional) e a 5 sismos “mar” (sismos com epicentro na região Atlântica). Os registos considerados representam um total de 25, sendo 9 registos

respeitantes a sismos “terra” correspondendo a sismos de magnitude $3,3M_L$ e $4,4M_L$ e distâncias até 82 km e 16 registos respeitantes a sismos “mar”, com magnitudes entre $4,5M_L$ e $5,9M_L$ e distâncias entre 160 km e 380 km .

Foi analisado o efeito da atenuação inelástica e do decaimento espectral no espectro observado e constatada a importância da correcção destes efeitos para a obtenção do espectro da fonte. Concluiu-se que a ideia generalizada de que outros efeitos de atenuação, para além da atenuação geométrica, podem ser desprezados a curtas distâncias, não é válida.

Excepto para os três sismos maiores ($M_L \geq 5,4$) todos os outros registos analisados apresentaram um espectro com uma frequência-esquina claramente identificada, evidenciando uma ruptura homogénea, circular, podendo ser descrito pelo modelo de Brune. No entanto, estas propriedades da forma do espectro deixam de ser válidas a partir de magnitudes maiores que $5,4M_L$. De facto, os espectros observados para os eventos de magnitude $M_L \geq 5,4$, para algumas estações, mostram a existência de duas frequência-esquina, característica essa que passa a ser dominante para os espectros do sismo de magnitude $5,9M_L$. Dado as elevadas distâncias (da ordem dos 300 km) a que o sismo foi registado, conclui-se que os efeitos de falha-finita são observáveis em sismos moderados, a longas distâncias.

A existência de duas frequência-esquina evidencia claramente que a fonte terá que ser simulada com um plano de falha com as devidas considerações de heterogeneidade na ruptura, facto de extrema importância para estudos que exijam caracterizações rigorosas da acção sísmica, como por exemplo para simulação de séries temporais para estudos não lineares de resposta de estruturas ou para a realização de leis de atenuação espectrais.

Os valores médios obtidos neste capítulo foram introduzidos no programa RSSIM e utilizados na modelação dos movimentos intensos do solo para a caracterização da acção sísmica em Portugal continental. A validação do modelo pontual de Brune para descrever os sismos de magnitude $M_L < 5,4$ foi apresentada através do ajuste do modelo teórico ao espectro de amplitude de deslocamento dos vários registos e a validação dos valores médios obtidos para os diversos parâmetros foi apresentada através do cálculo do espectro de resposta e sua comparação com o espectro de resposta dos vários registos.

No geral, os resultados obtidos encorajam a utilização deste modelo como a base da previsão de movimentos sísmicos intensos em rocha para Portugal Continental. Por consistência, tal previsão deverá usar o conjunto de todos os valores aqui apresentados,

antecipando-se, desde já, a necessidade de nova calibração de parâmetros à medida que se tenham novos conhecimentos em relação a qualquer um dos processos intervenientes na modelação (fonte, propagação, local).

Para outro tipo de solos deverão ser consideradas metodologias que expressem a amplificação não linear do solo em função da frequência. Outros aspectos que, para além do comportamento dos solos, influenciam reconhecidamente a caracterização dos movimentos sísmicos intensos num dado local, tais como efeitos topográficos e possibilidade de fenómenos de liquefacção, não são contemplados no modelo proposto. Na maioria das vezes, aqueles aspectos, constituem situações muito particulares, que deverão ser analisadas caso a caso e objecto de estudos de microzonamento, que não se incluem nos objectivos deste trabalho. Admite-se contudo que faça sentido proceder a estudos de microzonamento após a caracterização da acção sísmica nos moldes propostos neste trabalho.

Finalmente, foi possível apontar para algumas necessidades relativas à actual rede instalada no continente, nomeadamente (i) revisão da classificação dos solos nos locais onde estão instaladas as estações sendo necessário um maior detalhe descritivo; (ii) instalação de novas estações em campo aberto; (iii) revisão da definição dos parâmetros “pré-evento” e duração de registo e (iv) instalação de placas de rede e consequentemente actualização do hardware e software para acesso remoto.

7.2.3. Simulação de movimentos sísmicos intensos de sismos reais

No capítulo 4 o programa RSSIM foi testado nas vertentes de ruptura única e ruptura múltipla, através da comparação com os registos do sismo de Fevereiro de 2007 e do sismo de Irpinia, respectivamente. A metodologia foi aplicada para a caracterização dos movimentos do solo para o caso concreto da fonte geradora do sismo de 1 de Novembro de 1755, considerando-se diferentes geometrias de falha e apresentando-se os resultados em forma de mapas de valores de pico dos movimentos intensos do subsolo rochoso e superfície, para Portugal Continental. Efectua-se uma comparação dos diferentes resultados com o mapa de isossistas reais do sismo de 1755, tecendo-se algumas considerações a respeito das diferentes idealizações do fenómeno na fonte que têm vindo a ser apresentadas por outros investigadores.

No geral, o modelo estocástico, com os parâmetros obtidos através da análise dos registos sísmicos obtidos nas estações consideradas, reproduz razoavelmente bem os espectros de resposta observados para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, em rocha,

quer em forma quer em amplitude. A distribuição aleatória de deslizamento utilizada nesta modelação foi suficiente para justificar os resultados o que permite concluir que é possível obter estimativas credíveis para eventos moderados que ocorram nesta região, mesmo sem conhecer a distribuição de deslizamento no plano de ruptura.

A aplicação da metodologia ao sistema de ruptura múltipla do sismo de Irpinia de 1980 permitiu concluir que o modelo RSSIM consegue reproduzir os efeitos de directividade presentes em rupturas complexas ou em sismos de magnitude elevada.

Assim, foi possível inferir que a metodologia estocástica, a par com a calibração dos parâmetros a nível regional, constitui uma ferramenta eficiente para aplicações na área da engenharia sísmica.

A aplicação da metodologia estocástica de falha-finita, calibrada para o ambiente tectónico do território português, aplicada ao sismo de 1755, permitiu evidenciar o efeito da directividade, quer em termos de valores da acção sísmica quer em termos de duração e forma das séries temporais, comprovando a necessidade da utilização de modelos de ruptura em falha para a simulação e compreensão das características dos sismos de magnitude elevada. Um outro facto evidente e decisivo é a consideração dos efeitos de solo no padrão da intensidade da acção sísmica à superfície, levando a concluir que o mapa de isossistas do sismo de 1755, reflecte, para além do efeito da fonte sísmica, as condições geotécnicas dos terrenos.

A velocidade de pico (PGV) foi o parâmetro de medida do movimento do solo a correlacionar com as intensidades macrossísmicas. Com base neste pressuposto, os modelos que se apresentam como melhores candidatos para a descrição dos danos sofridos em Portugal Continental devido ao sismo de 1755 são aqueles que consideram uma ruptura múltipla em que a Falha Marquês de Pombal tem um papel interveniente, nomeadamente os modelos que consideram a Falha da Ferradura, o Banco de Guadalquivir ou o sistema Falha Pereira de Sousa - Monte dos Príncipes de Avis. Para qualquer destes modelos é imprescindível uma ruptura unilateral, na direcção de Lisboa. Se porventura se analisar os resultados em termos dos valores de aceleração de pico, escolhendo este parâmetro como indicador de dano, os modelos que melhor reproduzem o padrão e os valores das isossistas do sismo de 1755 são os modelos do sistema Pereira de Sousa – Monte Príncipes de Avis, Banco de Guadalquivir e ruptura induzida na Falha do Vale Inferior do Tejo.

Referia-se que este estudo não pode, por si só, determinar qual o modelo da fonte sísmica do sismo de 1755, pois isso é uma matéria interdisciplinar que envolve também estudos geológicos e tectónicos que determinem se a fonte sismogénica é considerada activa e se o mecanismo conjugado das falhas é compatível em profundidade, estudos hidrodinâmicos que determinem se a fonte sismogénica é capaz de gerar um tsunami com as características observadas e estudos de engenharia que permitam compreender melhor a correlação dos parâmetros do movimento do solo com as intensidades macrossísmicas.

Não obstante, é pertinente referir que a necessidade de considerar fontes complexas para magnitudes elevadas ou rupturas induzidas, acarreta uma necessidade de revisão das metodologias tradicionais de determinação da perigosidade sísmica para que se possa contemplar tais fenómenos extraordinários.

7.2.4. Relevância dos fenómenos de ruptura de falha na avaliação do risco sísmico

No capítulo 5 o modelo é aplicado ao caso concreto da Área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes (AML, por simplificação). Consciente de que uma fase importante de uma análise de risco sísmico é a caracterização da acção sísmica, aborda-se esta problemática efectuando-se uma análise de sensibilidade da acção sísmica face à direcção de ruptura (directividade) e realizando-se avaliações de risco sísmico para as diferentes simulações.

Assim, descreveu-se, para a AML, os factores que influenciam uma avaliação de risco sísmico, nomeadamente as características geotécnicas, o parque edificado e sua vulnerabilidade. A descrição incidu, apenas, nos elementos essenciais para a posterior análise do risco sísmico.

Apresentou-se os cenários utilizados para a avaliação do risco. Tendo em conta as duas acções sísmicas relevantes para a perigosidade sísmica em Portugal Continental, foram escolhidos dois cenários regionais, nomeadamente uma falha que pretende representar um segmento da Falha do Vale Inferior do Tejo e a falha do Marquês de Pombal. Para cada cenário modelou-se duas magnitudes e foram consideradas 3 rupturas diferentes no plano de falha. As simulações foram também realizadas para o caso de fonte pontual, resultando num total de 16 simulações.

Fez-se uma análise da variação da acção sísmica face às características da ruptura em cada falha considerada e o conseqüente efeito sobre os níveis de risco sísmico (tendo em conta o efeito dos solos, a distribuição geográfica do edificado e a sua vulnerabilidade).

A avaliação de risco foi efectuada utilizando-se o simulador LNECLoss e analisada em termos de área perdida associada ao parque habitacional, utilizando-se a metodologia FEMA & NIBS [1999] para a quantificação da severidade dos danos no edificado.

Este capítulo, avaliando a acção sísmica e o risco para diferentes rupturas numa mesma falha, para os dois cenários que afectam a área Metropolitana de Lisboa e concelhos limítrofes, evidenciou que:

1. Os valores de risco associados a um cenário com ruptura em falha são mais de 2 vezes superiores a uma avaliação de risco considerando uma fonte pontual;
2. Os efeitos de directividade são evidentes, a nível de freguesia e a nível global, principalmente para fontes de grande extensão (como o cenário CMP), quer em termos de acção sísmica quer em termos de risco sísmico;
3. A acção sísmica é uma das variáveis que mais afecta o risco sísmico, uma vez que as freguesias que apresentam maiores valores de risco são, em maioria, aquelas que tinham, também, maiores valores de acção.

7.2.5. Leis de atenuação para Portugal Continental

O guia de recomendações norte americano [SSHAC, 1997] afirma que em zonas de baixa sismicidade, os modelos de base sismológica são vias aconselhadas para a obtenção dos valores de aceleração espectral para a região.

Naturalmente que a principal virtude da utilização desta metodologia, nomeadamente para Portugal Continental, reside no facto de as previsões dos conteúdos espectrais dos movimentos sísmicos intensos se estenderem às magnitudes e distâncias de interesse para a engenharia de estruturas (períodos de retorno entre os 475 anos e os 10000 anos), colmatando assim as deficiências existentes na base de dados da região.

Assim, no capítulo 6, simularam-se os movimentos intensos do solo para uma grelha de magnitudes, distâncias e frequências para dois cenários diferentes (cenário FIVIT e CMP), obtendo-se leis de atenuação espectrais regionais distintas para os dois ambientes, para Portugal Continental.

Tal como já foi demonstrado nos capítulos anteriores, as heterogeneidades de ruptura no plano de falha, nomeadamente a distribuição de deslizamentos e o ponto de início de ruptura, têm influência significativa na caracterização dos movimentos intensos do solo. Para capturar os efeitos de directividade, para cada magnitude (a que corresponde um

plano de falha) e ponto de observação, foram simuladas 15 rupturas aleatórias no plano de falha (significando 15 pontos de nucleação aleatoriamente escolhidos em cada plano de falha), a cada uma atribuída, também, uma distribuição de deslizamento aleatório. As simulações foram realizadas para pontos distribuídos por 8 linhas de azimutes igualmente espaçados.

Para o cenário CMP, as simulações foram feitas para magnitudes entre 5,1 e 8,7, com espaçamento de 0,2, e para 20 distâncias à falha entre 50 km e 700 km, a base de dados final consistindo num total de 45600 espectros. Para o cenário FIVIT apenas se considerou distâncias inferiores a 200 km e foram simuladas magnitudes entre 4,1 e 7,5, com um espaçamento de 0,2, a que corresponderam um total de 45360 espectros.

Para cada magnitude e distância, as 15 simulações realizadas no plano de falha tiveram em conta, além da variação do ponto de nucleação e da distribuição de deslizamento, a incerteza aleatória de certos parâmetros, simulada tratando cada parâmetro como uma distribuição de probabilidades normal ou uniforme. Os parâmetros considerados de maior incerteza aleatória foram: (i) a queda de tensão em que a incerteza aleatória do seu logaritmo foi descrita como uma distribuição normal; (ii) a Inclinação da falha, considerada uma variável com incerteza aleatória de distribuição normal; (iii) o comprimento e a largura da falha, funções da magnitude, considerados parâmetros cujo factor de variação foi simulado com incerteza aleatória de distribuição uniforme; (iv) os coeficientes de atenuação geométrica com a incerteza aleatória modelada como uma distribuição normal; (v) o parametro k , que traduz o decaimento espectral observado nas altas frequências, em que incerteza aleatória para este parâmetro foi representada por uma distribuição uniforme.

Pretendeu-se, deste modo, reflectir as heterogeneidades de ruptura, os efeitos de directividade e a variabilidade aleatória dos parâmetros do modelo estocástico de falha-finita para a previsão dos movimentos sísmicos intensos em Portugal Continental.

A variabilidade total das simulações representa a incerteza associada às previsões dos movimentos intensos do solo.

Para a obtenção das leis de atenuação para Portugal Continental, para rocha, as curvas de atenuação foram obtidas através da regressão dos dados sintéticos na relação funcional simples do tipo

$$\log_{10} SA = c_1 + c_2 M + c_3 \log_{10} R + c_4 R + \sigma$$

sendo SA a aceleração espectral, M a magnitude de momento e R a distância menor à projecção da falha na superfície.

Uma vez deduzida a lei de atenuação para Portugal Continental, esta foi comparada com as leis de atenuação de Atkinson & Boore [2006] e Toro *et al.* [1997], desenvolvidas para o leste e centro da América do Norte e consideradas como representativas de regiões continentais estáveis, e as leis de Ambraseys *et al.* [1996] deduzidas para a Europa, Mediterrâneo e Médio Oriente.

As primeiras leis espectrais de atenuação para Portugal Continental, elaboradas no presente trabalho, permitem concluir que, para as magnitude e distâncias de interesse (sismos moderados a distâncias inferiores a 100 km e sismos de magnitude elevada a distâncias superiores a 200 km), as leis de atenuação mais recentes para a ENA de Atkinson & Boore [2006] podem ser utilizadas, juntamente com as leis deste estudo, para reduzir a incerteza epistémica nos estudos de perigosidade sísmica para Portugal Continental.

Este estudo lança ainda as bases para a construção de árvores lógicas para estudos de perigosidade sísmica ou risco sísmico em Portugal Continental, dependendo do tipo de acção de interesse (próxima ou afastada) e do período ou gama de períodos de interesse no estudo. Assim, pode concluir-se que:

1. A lei de Toro *et al.* [1997] não é satisfatória para a previsão dos valores de pico da aceleração quer para a acção próxima quer para a acção afastada (no primeiro caso sobrestimando e no último subestimando as amplitudes do movimento do solo), mas poderá ser considerada quando os estudos se enquadram nos períodos superiores a 0,1s no campo próximo e superiores a 0,5s no campo afastado, embora o domínio da lei não permita a utilização de períodos superiores a 2s;
2. A lei de Ambraseys *et al.* [1996] poderá ser considerada nos estudos que consideram magnitudes moderadas a curtas distâncias, portanto para a previsão dos movimentos do solo no campo próximo, não devendo ser considerada nos estudos de valores de pico da aceleração para o campo afastado, uma vez que subestima significativamente as amplitudes dos movimentos do solo para sismos de magnitude a partir de 7, gama de magnitudes relevantes para a consideração da acção afastada. No entanto, poderá ser aplicada quando o estudo incidir sobre períodos superiores a 1s (mas inferiores a 2s, pelo domínio da própria lei).

3. A lei de Atkinson & Boore [2006] poderá ser usada em estudos de perigosidade sísmica para Portugal Continental, quer para a consideração da acção próxima quer para a consideração da acção afastada.

Ao concluir que não há diferenças sistemáticas entre as amplitudes dos movimentos do solo previstas pelas equações de Atkinson & Boore [2006] e pelas de Portugal Continental, para rocha, é aceitável também concluir que os termos não lineares para os diferentes tipos de solo, com base na velocidade das ondas de corte nos 30 *m* abaixo da superfície e com base na velocidade de referência para rocha, de 760 *m/s*, também se possam aplicar nos estudos de perigosidade sísmica e risco sísmico em Portugal Continental, facto que confere uma maior abrangência ao estudo agora apresentado, ao incorporar efeitos não implementados no modelo de atenuação para Portugal Continental.

7.2.6. Conclusões gerais

O trabalho realizado cumpriu o principal objectivo que era desenvolver para Portugal modelos especificamente dirigidos à caracterização da acção sísmica, não só em termos de valores de pico dos movimentos sísmicos intensos, como também da distribuição da energia desses movimentos pelas ordenadas espectrais.

O modelo estocástico aqui apresentado é um modelo genérico, fácil de usar, apropriado para a caracterização dos movimentos intensos do solo do ponto de vista da engenharia, uma vez que descreve e simula as características fundamentais dos movimentos intensos do solo em termos de valores de pico e composição espectral, tendo a particularidade dos parâmetros regionais poderem ser determinados por observação de registos de sismos pequenos obtidos no local. Tal aspecto faz com que esta metodologia seja aplicada em estudos de perigosidade sísmica em zonas de fraca a moderada sismicidade, onde o potencial sísmico das fontes sismotectónicas é geralmente desconhecido.

Uma característica importante da metodologia é que os efeitos da fonte e os efeitos de propagação são analisados separadamente, uma vez que o espectro de amplitude é expresso como o produto de uma função de fonte e várias funções de propagação, separando-se, assim, de forma clara, os vários mecanismos envolvidos no processo de geração do movimento do solo num determinado local. Esta característica constitui uma significativa melhoria na modelação empírica convencional em termos de versatilidade e sistematização do problema.

Uma das principais limitações do trabalho está relacionada com a quantificação dos parâmetros regionais, condicionada pela base de dados limitada da rede acelerográfica nacional e por estudos paralelos a nível nacional pouco desenvolvidos. Para uma maior confiança nos valores médios dos parâmetros apresentados, torna-se indispensável estudos mais pormenorizados nomeadamente no que diz respeito às características de propagação do meio, principalmente do factor de qualidade, e às características geotécnicas do local das estações.

A virtude do trabalho está sem dúvida no desenvolvimento e aplicação para Portugal Continental de uma metodologia que permite a caracterização dos movimentos sísmicos intensos na forma espectral e o consequente desenvolvimento de modelos de atenuação, contribuindo, assim, para a diminuição da maior incerteza sistémica na avaliação da perigosidade sísmica e risco sísmico em Portugal.

Refira-se que o modelo desenvolvido está incorporado no Simulador LNECLoss, no módulo da acção sísmica no substrato rochoso através de duas opções de modulação:

1. Sobre a forma de leis de atenuação.
2. Sobre a forma de modelação em falha. Esta opção está ainda em fase de desenvolvimento, pretendendo-se que o utilizador insira as coordenadas de um vertice da falha e as suas características geométricas (inclinação, orientação, comprimento e largura). Os valores médios dos parâmetros que caracterizam os processos físicos para o território português estão inseridos no programa. No entanto, será dado, ao utilizador, a opção de alterar qualquer um desses parâmetros.

A exploração desta metodologia e dos conhecimentos agora adquiridos, constitui uma base de partida para um vasto leque de aplicações que dão continuidade à investigação iniciada e que são consequência natural das necessidades existentes na área da caracterização da acção sísmica, perigosidade sísmica e risco sísmico em Portugal. Algumas dessas aplicações são mencionadas na secção seguinte.

7.3. Trabalho futuro

Metodologias de caracterização da acção sísmica

No domínio da caracterização da acção sísmica seria pertinente a utilização de modelos híbridos, que utilizam métodos determinísticos para caracterizar as baixas frequências e os modelos estocásticos, aqui explorados, para a componente de alta

frequência. Os modelos determinísticos foram já explorados e aplicados (para frequências $f < 0,5$ Hz) em Gradin *et al.* [2007a,b], pela equipa de investigação do Centro de Geofísica da Universidade de Évora, pelo que a elaboração de uma metodologia abrangente não se afigura difícil de atingir.

Um aperfeiçoamento na metodologia poderia ser, também, a inclusão de modelos analíticos que geram, no campo próximo da fonte sísmica, impulsos de velocidade de longo período como os observados, por exemplo, no sismo de Bam em 2003 [Motazedian & Moinfar, 2006], e que podem ter implicações importantes em estruturas flexíveis.

Perigosidade sísmica

Uma consequência imediata do trabalho desenvolvido, mais concretamente decorrente da apresentação das leis de atenuação espectrais, é a reavaliação da perigosidade sísmica no território Continental.

Em relação a esta matéria surgem vários desenvolvimentos a curto prazo:

1. Incorporação das leis aqui deduzidas, numa árvore lógica, para diminuição das incertezas epistémicas nas análises de perigosidade sísmica;
2. Incorporação de fontes-falha para sismos de magnitude elevada ($M > 6$), com origem no continente ou na região Atlântica, e fontes-pontuais para sismos de magnitude baixa;
3. Estudo espectral, mais concretamente uma avaliação da desagregação espectral, de forma a avaliar a contribuição das várias fontes sísmicas para a perigosidade para frequências de diferentes sistemas estruturais e a determinar os cenários sísmicos dominantes para as diferentes frequências ou por bandas de frequências.

Coloca-se ainda o desafio da revisão das metodologias tradicionais para a determinação da perigosidade sísmica, de modo a que seja possível contemplar fenómenos de rupturas múltiplas, que se podem verificar no caso de grandes libertações de energia.

A propósito dos estudos de perigosidade sísmica refira-se a necessidade de uma congregação de esforços a nível da comunidade científica nacional, e europeia, de modo a encontrar soluções concordantes em termos de todas as variáveis envolvidas nos estudos de perigosidade sísmica (metodologia de avaliação da perigosidade sísmica, determinação das zonas de geração e seus parâmetros, leis de atenuação espectrais).

Risco sísmico

Em relação à avaliação de risco sísmico, surge um desafio de desenvolvimento que consiste na incorporação da incerteza aleatória da perigosidade sísmica nas avaliações das perdas de uma determinada região, através de uma abordagem que seja consistente com a natureza real da variabilidade dos movimentos do solo e que consiga inseri-la em estudos de risco regionais. Uma possível abordagem, adiantada por Boomer & Crowley [2006] é a geração, em cada local, por simulação de Monte Carlo, de vários valores dos movimentos do solo aleatoriamente distribuídos de acordo com a incerteza aleatória da lei de atenuação utilizada.

Finalmente, considera-se uma prioridade a realização de um trabalho de caracterização sísmica no Arquipélago dos Açores, com todas as etapas executadas neste trabalho, nomeadamente análise dos registos sísmicos da região para quantificação dos parâmetros regionais a incorporar no programa de modelação estocástica, avaliação da relevância dos cenários de ruptura na avaliação de perdas para a região e elaboração de uma base de dados sintética para elaboração de leis de atenuação espectrais e comparação e validação de outras leis de atenuação internacionais.

Referências

A

Abe, K.; 1979

Size of great earthquakes of 1837 – 1974 inferred from tsunami data. J. Geophys. Res.; 84, pp. 1561 – 1568.

Aki, K.; 1968

Seismic displacements near a fault. J. Geophys. Res.; 73, pp. 5359–5376.

Aki, K.; 1979

Characterization of barriers on an earthquake fault. J. Geophys. Res.; 84, pp. 6140-6148.

Aki, K.; 1984

Asperities, Barriers, Characteristic Earthquakes and Strong Motion Prediction. J. Geophys. Res.; 89, pp. 5867-5872.

Aki, K.; Richards, P. G.; 1980

Quantitative Seismology. Theory and methods Vol. 1; W. H. Freeman and Company; San Francisco; ISBN 0-7167-1058-7, pp. 557.

Akkar, S.; Bommer, J. J.; 2007

Prediction of elastic displacement response spectra in Europe and the Middle East Earthq. Eng. Struct. Dyn.; Vol. 36, pp. 1275-1301.

Ambraseys N. N.; Douglas, J.; Sarma S. K.; Smit, P. M.; 2005

Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. Bull. Earthquake Eng.; Vol. 3, pp. 1-53.

Ambraseys, N. N.; Free, M. W.; 1997

Surface-wave magnitude calibration for european region earthquakes Journal of Earthquake Engineering; Vol. 1, pp. 1-22.

Ambraseys, N. N.; Simpson, K. A.; Bommer, J. J.; 1996

Prediction of horizontal response spectra in Europe. EESD 1996; 25, pp. 371-400.

Amin, M.; Ang, A. H-S.; 1968

Earthquake Motions. Journal of Engineering Mechanics Division; ASCE; Vol. 94, pp. 559-583.

Anderson, J. G.; Hough, S. E.; 1984

A model for the shape of the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration at high frequencies.. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 74, pp. 1969-1993.

Andrews, D. J.; 1986

Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in Earthquake Source Mechanics.. Maurice Ewing Series 6, S. Dias, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors); American Geophysical Union; Washington, D. C., pp. 259-267.

Aochi, H.; Seyed, M.; Douglas, J.; Foerster, E.; Modaresi, H.; 2005

A complete BIEM-FDM-FEM simulation of an earthquake scenario – dynamic rupture process, seismic wave propagation and site effects. Geophysical Research Abstracts; Vol. 7; 02589; EGU.

Arroyo, A. I.; Udias, A.; 1972:

Aftershock sequence and focal parameter of the February 28, 1969 earthquake of the Azores Gibraltar Fracture Zone.. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 62, pp. 699-720.

ATC; 1996

Seismic evaluation and retrofit of concrete buildings. Relatório N. SSC 96-01; Applied Technology Council, ATC 40; Redwood City; Califórnia.

Atkinson, G.; 1984

Ground motions from moderate earthquakes recorded by the Eastern Canada Telemetered Network. Geol. Survey Canada; Earth Phys. Branch Open-File; N. 85-5; Ottawa; 76 pp.

Atkinson, G.; 1993

Earthquake source spectra in eastern North America.. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 83; 1778-1798.

Atkinson, G.; 1995

Attenuation and source parameters of earthquakes in the Cascadia region.. Bull. Seism. Soc. Am.. Vol. 85; 1327-1342.

Atkinson, G.; 1996

The high frequency shape of the source spectrum for earthquakes in eastern and western Canada. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 86; 106–112.

-
- Atkinson, G.; 2004
Empirical attenuation of ground-motion spectra amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 94, pp. 1079-1095.
- Atkinson, G.; Beresnev, I.; 1997
Don't call it stress drop. Seismic. Res. Letts., Vol. 68, pp. 3-4.
- Atkinson, G.; Boore, D.; 1995
New ground motion relations for eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 85, pp. 17-30.
- Atkinson, G.; Boore, D.; 1997
Some comparasions between recent ground-motion relations. Seism. Res. Letts; Vol. 68, pp. 24-40.
- Atkinson, G.; Boore, D.; 1997b
Stochastic point-source modeling of ground motions in the Cascadia region. Seismological Research Letters; Vol. 68; N. 1, pp. 74-85.
- Atkinson, G.; Boore, D.; 1998
Evaluation of models for earthquake source spectra in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 88, pp. 917 – 934.
- Atkinson, G.; Boore, D.; 2006
Earthquake Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 96; 6, pp. 2181-2205.
- Atkinson, G.; Kaka, S. I.; 2007
Relationships between Felt Intensity and Instrumental Ground Motion in the Central United States and California. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 97; No. 2, pp. 497-510.
- Atkinson, G.; Mereu, R.; 1992
The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 82, pp. 2014-2031.
- Atkinson, G.; Silva, W.; 1997
Empirical source spectra for California earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 87, pp. 97-113.
-

Atkinson, G.; Silva, W.; 2000

Stochastic modeling of California ground motions. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 90, pp. 255–274.

Atkinson, G.; Sonley, E.; 2000

Empirical relationships between Modified Mercalli intensity and response spectra Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 90, pp. 537-544.

Azevedo, F.S.; Sousa, M.L.; Martins, A.; 1997

Medição de vibrações na Ponte 25 de Abril. Relatório final. Relatório 162/97; NDA-C3ES; Proc. 36/1/12342; LNEC; Lisboa.

Azevedo, F.S.; Sousa, M.L.; Martins, A.; 1999

Medição de Vibrações no Aqueduto das Águas Livres. Relatório 18/99; C3ES; Proc. 036/1/11719; Obra 260/541/207; LNEC; Lisboa.

B

Baptista, M. A.; 1998

Génese, propagação e impacte de tsunamis na costa portuguesa. Dissertação de doutoramento, Universidade de Lisboa.

Baptista, M. A.; Heitor, S.; Miranda, J. M.; Miranda, P.; Mendes Victor, L.; 1998a

The 1755 Lisbon Tsunami; Evaluation of the tsunami parameters. J. Geodynamics; Vol. 25; n. 2, pp. 143–157.

Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; 2005

Evaluation of the 1755 earthquake source using tsunami modelling. International Conference 250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake; 1-4 November; Lisbon; Portugal.

Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; Chierici, F.; Zitellini, N.; 2003

New study of the 1755 earthquake based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 3, pp. 333-340.

Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; Matias, L.; Ribeiro, A.; BIGSETS Team; 2000

The Thrust of Marquês de Pombal, a possible source of the 1755 Lisbon tsunami. XXVII Assembly of the European Seismological Commission, pp.26, Lisboa, 10-15 Setembro.

-
- Baptista, M. A.; Miranda, P. A.; Miranda, J. M.; Mendes Victor, L. A.; 1998b
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. Geodynamics; Vol. 25; N. 2, pp. 159–174.
- Bendat, J. S.; Piersol, A. G.; 1980
Engineering applications of correlation and spectral analysis. John Wiley & Sons.
- Berardi, R.; Jiménez, M.J.; Zonno, G.; García-Fernández, M.; 2000
Calibration of stochastic finite-fault ground motion simulations for the 1997 Umbria-Marche, Central Italy, earthquake sequence. Soil Dyn. Earthquake Eng.; 20, pp. 315-324.
- Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1997
Modeling finite-fault radiation from the ω^f spectrum. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 87; 67–84.
- Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1998a
Stochastic finite-fault modeling of ground motion from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 88; 1392–1401.
- Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1998b
FINSIM – a Fortran program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults. Seism. Res. Letts; Vol. 69, pp. 27-32.
- Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1999
Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 89, pp. 608–625.
- Bernard, P.; Zollo, A.; 1989
The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. J. Geophys. Res.; Vol. 94, pp. 1631-1647.
- Bindi, D.; Luzi, L.; Pacor, F.; Franceschina, G.; Castro, R. R.; 2006
Ground-motions predictions from empirical attenuation relationships versus recorded data. The case of the 1997-1998 Umbria-Marche central Italy, strong-motion data set. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 96 (3), pp. 984-1002.
- Boatwright, J.; Choy, G. L.; 1992
Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 82, pp. 660–682.
-

- Boatwright, J.; Thywissen, K.; Seekins, L.; 2001
Correlation of ground motion and intensity for the 17 January 1994 Northridge, California earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 91, pp. 739–752.
- Bommer, J. J.; Elnashai, A. S.; Chlimintzas, G. O; Lee, D.; 1998
Review and development of response spectra for displacement-based design. ESEE research Report n. 98 – 3, Imperial College, London.
- Bommer, J. J.; Crowley, H.; 2006
The influence of ground-motion variability in earthquake loss modelling. Bulletin of Earthquake Engineering; Vol. 4, pp. 231–248.
- Boore, D. M.; 1983
Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 73, pp. 1865-1984.
- Boore, D. M.; 1996
SMSIM - Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 1.0. U. S. Geological survey, Report 96-80-A.
- Boore, D. M.; 2000
SMSIM – Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 2.0 – A revision of OFR 96-80-A. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. OF 00-509; 55 pp (available at <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of00-509/>).
- Boore, D. M.; 2003
Simulation of ground motion using the stochastic method. Pure Appl. Geophys.; 160, pp. 635-676.
- Boore, D. M.; 2007
Predicting earthquake ground motion in North America. Ninth Canadian Conference on Earthquake Engineering; Ottawa; Ontário; Canadá; 26-29 June.
- Boore, D. M.; Atkinson, G. M.; 1987
Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 77, pp. 440-467.
- Boore, D. M.; Atkinson, G. M.; 1992
Source spectra for the 1988 Saguenay, Quebec earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 82, pp. 683-719.

Boore, D. M.; Atkinson, G. M.; 2007

Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthquake Spectra; (submetido).

Boore, D. M.; Boatwright, J.; 1984

Average body-wave radiation coefficients. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 74, pp. 1615-1621.

Boore, D.; Joyner, W.; 1984

A note on the use of random vibration theory to predict peak amplitudes of transient signals. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 74, pp. 2035-2039.

Boore, D.; Joyner, W.; 1997

Site amplifications for generic rock sites. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 87, pp. 327-341.

Boore, D. M.; Joyner, W. B.; Fumal, T. E.; 1997

Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from Western North American earthquakes: A summary of recent work. Seism. Res. Lett.; Vol. 68 (1), pp. 128-153.

Borges; J.F.; 2003

Fonte Sísmica em Portugal - Algumas Implicações na Geodinâmica da Região Açores-Gibraltar. Tese de doutoramento; Universidade de Évora.

Bouchon, M.; 1979

Predictability of ground displacement and velocity near and earthquake fault and example: the Parkfield earthquake of 1966. J. Geophys. Res.; Vol. 84, pp. 6149-6156.

Bouchon, M.; Streiff, D.; 1997

Propagation of shear crack on a nonplanar fault: a method of calculation. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 87, pp. 61-66.

Brune, J. N.; 1970

Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res.; 75, pp. 4997-5009.

Brune, J. N.; 1971

Correction. J. Geophys. Res.; 76, pp. 5002.

Bufo, E.; Udías, A.; Martín Dávila, J.; 2007

Source Mechanism of the February 12, 2007, San Vicente Cape Earthquake Mw=5,9. Orfeus Newsletter; Vol. 7; N. 2; May 2007.

C

Caldeira, B.; 2004

Caracterização espaço-temporal da fonte sísmica processos de ruptura e directividade. Dissertação de doutoramento; Universidade de Évora.

Caldeira, B.; Bezzeghoud, M.; Borges, J. F.; 2003

DIRDOP – um programa para determinar a directividade da ruptura sísmica por efeito doppler. III APMG; Aveiro.

Campos Costa, A.; 1993

A acção dos sismos e o comportamento das estruturas. Dissertação de doutoramento; Universidade do Porto.

Campos Costa, A.; Sousa, M. L.; Carvalho, A.; 2007

Loss estimations for a reference situation. Application to Lisbon Metropolitan Area. Relatório 229/2007 – NESDE; LNEC.

Campos Costa, A.; Sousa, M.L.; Coelho, E.; 2005

Building stock inventory and vulnerability data for Lisbon Metropolitan Area Relatório 423/2005-NESDE; LNEC; Lisboa.

Campos-Costa, A.; Rodrigues, J.; Martins, A.; 1997a

Caracterização dinâmica experimental da Ponte da Figueira da Foz. Relatório 217/97; Proc. 260/1/13395; C3ES; LNEC; Lisboa.

Campos Costa, A.; Sousa, M.L.; Martins, A.; 1997b

Ensaio dinâmico in situ da Portaria de S. Vicente de Fora. Relatório final. Relatório 90/97; C3ES; Proc. 260/14/12434; LNEC; Lisboa.

Canas, J. A.; Pujades, L.; 1995

Propagación y atenuación de ondas superficiales en la Península Ibérica. Estudios de Ingeniería Sismológica y Sísmica; Monografías de Ingeniería; IS-13; CIMNE; Barcelona.

-
- Cansado Carvalho, E. C.; Campos Costa, A.; Sousa, M. L.; Martins, A.; 2002
Caracterização, vulnerabilidade e estabelecimento de danos para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico na área metropolitana de Lisboa e nos municípios de Benavente, Salvaterra de Magos, Cartaxo, Alenquer, Sobral de Monte Agraço, Arruda dos Vinhos e Torres Vedras. Relatório LNEC, 280/02.
- Cansado Carvalho, E.C.; Coelho, E.; Campos Costa, A.; Sousa; M.L.; Candeias, P.; 2001
Classificação tipológica do parque habitacional de Portugal Continental para o estudo da sua vulnerabilidade sísmica. 5ESES LREC; Ponta Delgada, pp. 199-212.
- Cansado Carvalho, E.C.; Coelho, E.; Campos Costa, A.; Sousa; M.L.; Candeias, P.; 2002b
Vulnerability evaluation of residential buildings in Portugal. 12ECEE; Londres; Elsevier Science Ltd; Artigo N. 696.
- Carrilho, F. J.; 2005
Estudo da sismicidade da zona sudoeste de Portugal Continental. Tese de mestrado em Ciências Geofísicas, Faculdade de Ciências.
- Carrilho, F.; Alves, P. M.; Vales, D.; Pena, J. A.; Abreu, I.; Cortês, S.; 2007
The 5,9 ML Magnitude Earthquake of 2007.02.12, SW San Vicent Cape. Orfeus Newsletter, Vol. 7, N. 2, May 2007.
- Carrilho, F.; Nunes, J. C.; Pena, J. A.; Senos, M. L.; 2004
Catálogo Sísmico Instrumental para o Período 1970-2000. Inst. Meteorologia.
- Carrilho, F.; Oliveira, C. S.; 1997
Recent seismicity in the Southern portuguese continental margin and Coda wave characteristics. IASPEI; 23rd General Assembly; Thessaloniki.
- Cartwright, D. E.; Louguet – Higgins, M. S.; 1956
The statistical distribution of the maxima of random function. Proc. R. Soc. London; 237, pp. 212–232.
- Carvalho, A.; Campos Costa, A.; Oliveira, C. S.; 2004
Modelos estocásticos com ruptura progressiva de falhas para a caracterização da acção sísmica. Aplicação ao sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755. 6º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica; Guimarães, pp. 281-290.
-

Carvalho, A.; Campos Costa, A.; Oliveira, C. S.; 2005

A Finite-fault modeling of the 1755 Lisbon earthquake sources. International Conference 250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake, pp 578 – 583, Lisboa, 1-4 Novembro.

Carvalho, A.; Sousa, M. L.; Campos Costa, A.; Nunes, J. C.; Forjaz, V. H.; 2001

Seismic hazard for the Central Group of the Azores Islands. Bolletino di geofisica Teorica ed Applicata; Vol. 42; N. 1-2, pp. 89-105.

Carvalho, A.; Teves Costa, P.; Matias, L.; Vales, D.; Martins, I.; 1999

Estudo da atenuação inelástica para a região do Vale Inferior do Tejo. 4^o Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica; Faro; Portugal, pp. 29–37.

Carvalho A.; Zonno, G.; Franceschina, G.; Bilé Serra, J.; Campos Costa, A.; 2007

Earthquake shaking scenarios for the metropolitan area of Lisbon. Soil Dyn. Earthquake Eng. (in press).

Casado, L.; Palacios, S. M.; Delgado, J.; Peláez, J. A.; 2000

Attenuation of intensity with epicentral distance in the iberian peninsula. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 90, pp. 34–47.

Castro, R.; Rovelli, A.; Cocco, M.; Di Bona, M.; Pacor, F.; 2001

Stochastic Simulation of Strong-Motion Records from the 26 September 1997 (Mw 6), Umbria-Marche (Central Italy) Earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 91; No. 1, pp. 27-39; February.

CEN; 2004

Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance of structures – Part 1-1: General rules - seismic actions and general requirements for structures. CEN; Bruxelas; Bélgica.

Cocco, M.; Pacor, F.; 1993

The rupture process of the 1980 Irpinia, Italy, earthquake from the inversion of strong motion waveforms. Tectonophysics; 218, pp. 157-177.

Cochard, A.; Madariaga, R.; 1994

Dynamic Faulting Under Rate-Dependent Friction. Pageoph; Vol. 142, pp. 419-445.

Cranswick, E.; Wetmiller; Boatwright, J.; 1985

High-frequency observations and source parameters of microearthquake recorded at hard-rock sites. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 75, pp. 1535-1567.

Cunha, A.; 1990

Dinâmica estrutural estocástica. Aplicações à Engenharia Sísmica. Dissertação de Doutoramento; Universidade do Porto.

D

Dahle, A.; Bungum, H.; Kvamme, L. M.; 1990

Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings. Earthquake Eng. Struct. Dyn.; 19, pp. 1125-1141.

Das, S.; Aki, K.; 1977

Fault planes with barriers: a versatile earthquake model. J. Geophys. Res. 82, pp. 5648-5670.

Dèzes, P.; Ziegler, P. A.; 2001

European Map of the Mohorovicic discontinuity. 2nd EUCOR-URGENT workshop; M^{te}. St. Odile; France.

Dong, G.; 1999

Modeling and prediction of strong ground motion, including near-source effects, for earthquake engineering applications. Dissertação de doutoramento; Rensselaer Polytechnic Institute; New York.

Duarte, T.; 1978

Uma teoria linear do comportamento dinâmico das estruturas sujeitas a acções sísmicas. Relatório integrado nos estudos do domínio do PIAP DE/LNEC; Laboratório Nacional de Engenharia Civil; Lisboa.

E

EMSC; 2007

<http://www.emsc-csem.org>

F

Faravelli, L.; 1987

Modelling the seismic input for a stochastic dynamic structural problem. 5th International Conference on Application of Statistics and Probability in Soil and Structures; Vancouver, pp. 230–237.

FEMA; NIBS; 1999

Earthquake Loss Estimation Methodology – HAZUS 99. Federal Emergency Management Agency and National Institute of Buildings Sciences; Washington, D.C.

Ferrer, I.; Sanchez-Carratala, C. R.; 2004

Application of non-stationary seismological models to the determination of stochastic response spectra. 13th World Conference on Earthquake Engineering; Vancouver, B.C.; Canada; August 1-6; Paper N. 2280.

Fitas, A.; Bezzeghoud, M.; Borges, J. F.; Carrilho, F.; Senos, M. L.; 2000

Resultados sobre a atenuação inelástica na província do Algarve. Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica, pp. 173-174; Lagos.

Fonseca, J. F.; Long, R.; 1991

Seismotectonics of SW Iberia: a distributed plate margin?. J. Mezcua e A. Udias (Eds.), Seismicity, Seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region. Madrid: Mono. N. 8; Instituto Geográfico Nacional.

Fonseca, J. F.; Vilanova S.; 2005

Comment on 'Lisbon 1755: A case of triggered onshore rupture?' by Susana P. Vilanova, Catarina F. Nunes, and Joao F. B. D. Fonseca by L. Matias, A. Ribeiro, M. A. Baptista, N. Zitellini, J. Cabral, P. Terrinha, P. Teves-Costa, and J. M. Miranda; Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 95; N. 6, pp. 2539-2542; Dec 2005.

Frankel, A.; Mueller, C.; Barnhard, T.; Perkins, D.; Leyendecker, E.; Dickman, N.; Hanson, S.; Hopper, M.; 1996

National seismic hazard maps. June 1996. U. S. Geol. Surv. Open-file Repor, pp. 96-532.

G

Galbis Rodriguez, J.; 1940

Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°W de Greenwich y los paralelos 45° y 25°N. Imprenta de Romano Velasco; Madrid - Spain.

Gallovič, František; 2006

Kinematic modeling of strong ground motions. Doctoral Thesis; Charles University in Prague – Faculty of Mathematics and Physics. Prague.

-
- GeoSys AG. GSR-12/GSR-16 Operation Manual; 1995
Close View User's Manual. GeoSys AG; Kanalstrasse 11,8152 Galttburgg, Switzerland.
- GeoSys AG. GSR-12/16/18 Operation Manual; 1999
All View Software Manual. GeoSys AG; Kanalstrasse 11,8152 Galttburgg, Switzerland.
- GeoSys GeoSIG Data Acquisition System.; 2001
GeoDAS 2.18 GeoSIG Ltd., Kanalstrasse 11,8152 Galttburgg, Switzerland.
- Grandin, R.; Borges, J. F.; Bezzeghoud, M.; 2007b
Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the February 28th, 1969 (MS=8.0) and the November 1st, 1755 (M~8.5) earthquakes Part II: Strong ground motion simulations. Geophys. J. Int. (em impressão).
- Grandin, R.; Borges, J. F.; Bezzeghoud, M.; Caldeira, B.; Carrilho, F.; 2007a
Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the February 28th, 1969 (MS=8.0) and the November 1st, 1755 (M~8.5) earthquakes, Part I: Velocity model. Geophys. J. Int. (em impressão).
- Gupta, S. C.; Singh, V. N.; Kumar, A.; 1995
Attenuation of coda waves, in the Garhwal Himalaya, India. Phys. Earth Planet. Interiors; Vol. 87; 247-253.
- Gutenberg, B.; Richter, C.F.; 1949
Frequency and energy of earthquakes. Seismicity of the earth and associated phenomena, pp 16-20. Princeton University Press.
- Gutscher, Marc-André; 2004
What caused the Great Lisbon Earthquake?. Science; Vol. 305, pp. 1247-1248.
- Gutscher, Marc-André; 2005
Whodunnit in 1755? New clues from Sumatra, from the seafloor off SW Iberia and from GPS. International Conference 250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake; 1-4 November; Lisbon; Portugal.
- Gutscher, Marc-André; Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; 2006
The Gibraltre Arc seismogenic zone (part 2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. Tectonophysics; Vol. 426, pp. 153-166.
-

Gutscher, Marc-André; Malod, J.; Renault, J.-P.; Contrucci, I.; Klingelhoefer, F.; Mendes-Victor, L.; Spakman, W.; 2002

Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geology; Vol. 30, pp. 1071-1074.

H

Haddon, R. A.; 1995

Modeling of source rupture characteristics for the Saguenay earthquake of November 1988. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 85, pp. 525-551.

Haddon, R. A.; 1996

Earthquake source spectra in eastern North America Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 86, pp. 1300-1313.

Hanks, T. C.; 1982

f_{max} . Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 72, pp. 1867-1879.

Hanks, T. C.; Kanamori, H; 1979

A moment magnitude scale. J. Geophys, Res., Vol. 84, pp. 2348-2350.

Hanks, T. C.; McGuire, R. K.; 1981

The character of high-frequency strong ground motion. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 71; N. 6, pp. 2071-2095.

Hartzell, S.H.; 1978

Earthquake Aftershocks as Green's functions. Geophys. Res. Lett. Vol. 5; 1-4.

Hartzell, S.; Harmsen, S.; Frankel, A.; Larsen, S.; 1999

Calculation of Broadband Time Histories of Ground Motion: Comparison of Methods and Validation using Strong-Ground Motion from the 1994 Northridge Earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 89, pp. 1484-1504.

Hartzell, S. H.; Heaton, T. H.; 1983

Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 73, pp. 1553-1583.

Hartzell, S.; Leeds, A.; Frankel, A.; Michael, J.; 1996

Site response for urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 86; 168-192.

Haskell, N. A.; 1969

Elastic displacement in the near-field of a propagating fault. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 59, pp. 865-908.

Havskov, J.; Malone, S.; McClurg, D.; Crosson, R.; 1989

Coda Q for the state of Washington. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 79, pp. 1024 - 1038.

Hough, S. E.; Anderson, J. G.; Brune, J.; Vernon III, F.; Berger, J.; Fletcher, J.; Haar, L.; Hanks, T.; Baker, L.; 1988

Attenuation near Anza, California. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 78, pp. 672-691.

Huang, Win-Gee; Tein Yeh, Y.; 1999

Characteristics of Seismic Source Spectra from the Chia-Yi Tai-Nan area of Taiwan TAO, Vol.10, N. 2, pp. 415-446.

I

Ibanez, J. M.; DelPezzo, E.; DeMiguel, F.; Herraiz, M.; Alguacil, G.; Morales J.; 1990

Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (southern Spain). Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 80; N.5, pp. 1232-1244; October, 1990.

Idriss, I.; Sun, J; 1991

Shake 91. A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits. University of California.

IM, 2007

www.meteo.pt

IPQ, 2000

NP ENV 1998-1-1; Eurocódigo 8: Disposições para projecto de estruturas sismo-resistentes. Parte 1-1: Regras gerais – acções sísmicas e requisitos gerais para as estruturas.

Irikura, K.; 1983

Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes. Bull. Disas. Prev. Res. Inst.; Kyoto Univ; Vol. 33; part 2; N. 298, pp. 63-104.

Irikura, K.; 1986

Predictions of strong acceleration motion using empirical Green's function. Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.; 151–156.

Irikura, K.; 1988

Review on strong ground motion predictions in Japan. Proceedings of the ECE/UN seminar on predictions of earthquakes, pp. 14 – 18; Portugal.

Irikura, K.; Kamae, K.; 1994

Estimation of strong ground motion in broad frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique. Annali di Geofisica; 37, pp. 1721-1743.

J

Jiménez-Munt, I.; Fernández, M.; Torne, M.; Bird, P.; 2001

The transition from linear to diffuse plate boundary in the Azores-Gibraltar region: results from a thin-sheet model. Earth and Planetary Science Letters; 192, pp. 175-189.

Johnston, Arch C.; 1996

Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions – III. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. Geophys. J. Int.; Vol. 126, pp. 314-344.

Joshi, A.; 2006

Use of Acceleration Spectra for Determining the Frequency-Dependent Attenuation Coefficient and Source Parameters. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 96; N. 6, pp. 2165-2180.

Joyner, W. B.; 1997

Ground Motion Estimates for the Northeastern U.S. or Southeastern Canada. In Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts, Senior Seismic Hazard Analysis Committee. R. Budnitz, G. Apostolakis, D. Boore, L. Cluff, K. Coppersmith, A. Cornell, and P. Morris eds; U. S. Nuclear Reg. Comm.; Rept. NUREG/CR-6372; Washington, D. C.

K

Kaka, S. I.; Atkinson, G. M.; 2004

Relationships between instrumental groundmotion parameters and Modified Mercalli Intensity in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 94; N. 5, pp. 1728–1736.

Kanamori, H.; 1977

The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res.; 82, pp. 2981-2987.

Kircher, C. A.; Nassar, A. A.; Kustu, O; Holmes, W. T.; 1996

Development of buildings damage functions for earthquake loss estimation. Earthquake Spectra; Vol. 13; N. 4, pp. 663–682.

Komatitscg, D; Vilotte, J.-F.; 1998

The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 88, pp. 368–392.

Kostrov, B. V.; 1964

Self-Similar problem of Propagation of Shear Crack. Journal of applied Mathematics and Mechanics; Vol. 28, pp. 1077-1087.

Kostrov, B. V.; 1966

Unsteady propagation of longitudinal shear cracks. Journal of applied Mathematics and Mechanics; Vol. 30, pp. 1241-1248.

Kramer, S. L.; 1996

Geotechnical earthquake engineering. Prentice-Hall series in Civil Eng. And Eng. Mechanics, New Jersey

L

Lam, N. T.; Wilson, J. L.; Chandler, A. M.; Hutchinson, G. L.; 2000b

Response spectral relationships for rock sites derived from the component attenuation model. Earthquake Eng. Struct. Dyn.; 29, pp 1457-1489.

Lam, N.; Wilson, J. L.; Hutchinson, G. L.; 2000a

Generation of synthetic earthquake accelerograms based on the seismological model: a review. J. Earthquake Engineering; Vol. 4, pp. 321–354.

Levret, A.; 1991

The effects of the November 1, 1755 Lisbon earthquake in Morocco. Tectonophysics; 193, pp. 83-94.

Liu, L.; Pezeshk, S.; 1999

An Improvement on the Estimation of Pseudoresponse Spectral Velocity Using RVT Method. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, pp. 1384-1389.

López, A.; 1998

Evaluación de la vulnerabilidad sísmica de puentes. Dissertação de doutoramento; Universidad Pontificia Comillas; Escola Técnica Superior de Engenharia (ICAD); Madrid.

M

Machado, F.; 1966

Contribuição para o estudo do Terremoto de 1 de Novembro de 1755. Rev. Fac. Ciências de Lisboa; 14, pp. 19–31.

Madariaga R.; 1976

Dynamics of an expanding circular fault. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 66, pp. 639-666.

Madariaga, R.; 1983

Earthquake source theory a review. Earthquakes observation, theory and interpretation. Soc. Italiana di Fisica; Bologna; 1-48.

Madariaga, R.; 1985

Dinámica de la fuente sísmica. Barreras y asperezas. Mecanismo de los terremotos y tectónica; Udías, A.; Muñoz, D.; Buforn, E.; Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.

Madariaga, R.; 1989

Propagación de ondas sísmicas en el campo cercano. Física de la Tierra; N. 1; Udías, A.; Muñoz, D.; Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.

Madariaga, R.; Olsen, K.; Archuleta, R.; 1998

Modeling Dynamic Rupture in a 3D Earthquake Fault Model. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 88, pp. 1182-1197.

Madariaga, R., Peyrat, S. e Olsen, K. B. (2001).

Dynamique de la Rupture Du Tremblements de Terre de Landers, Californie, Du 28 Juin 1992. 329, Série II b, 1—15.

Matias, L. M.; 2007

O sismo de Lisboa de 1755 pode ter sido originado na zona de subducção do golfo de Cadiz?. 5ª Assembleia da Associação Portuguesa de Meteorologia e Geofísica; Fevereiro; Peniche.

-
- Matias, L. M.; Ribeiro, A.; Zitellini, N.; Miranda, J. M.; Baptista, M. A.; Teves Costa, P.; Terrinha, P.; Cabral, J.; Fernandes, R. M.; 2005
The Tagus Valley seismic hazard and 1755 earthquake: a critical review. International Conference 250th Anniversary of the 1755 Lisbon Earthquake; 1 to 4 November 2005; Lisbon; Portugal.
- Martinez Solares, J. M.; Arroyo, L.; Mezcua, J.; 1979
Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. Tectonophysics; Vol. 56; N. 3, pp. 301–313.
- Martins, A.; 2007
Processamento dos registos de sismos para obtenção de parâmetros para a caracterização da acção sísmica. Relatório LNEC. (em impressão).
- Martins, I.; Mendes Victor, L. A.; 1990
Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental. Publ. IGIDL; Vol. 18; Instituto Geofísico do Infante D. Luís; Universidade de Lisboa; Portugal.
- McGuire, R. K.; 2004
Seismic hazard and risk analysis. EERI Monograph; Earthquake Engineering Research Institute.
- Mendes, V. L.; Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; Miranda, P. M.; 1999
Can hydrodynamic modelling of tsunami contribute to seismic risk assessment?. Phys. Chem. Earth (A); Vol. 24; N. 2, pp. 139-144.
- Mendes, L.; Campos Costa, A.; 2007
LNEC-SPA, Signal Processing Analysis tools for civil engineers. Version 1.0 – Build 12. Relatório LNEC 29/2007.
- Mendoza C.; Hartzell S.; 1989
Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, México, earthquake: near-source and teleseismic constraints. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 79, pp. 655-669.
- Mezcua, J.; 1982
Catalogo general de isossistas de la Peninsula Iberica. Publ. Instituto Geografico Nacional; Madrid, Espanha.
-

Mohammadioun, B.; Pecker, A.; 1992

Main factors affecting strong ground motion calculations: Critical review and assessment. Recent advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics; Ouest Éditions; Presses Académiques; France.

Montilla, J. A. Peláez; Casado, C. López; 2002

Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. Pure Appl. Geophys.; Vol. 159, pp. 2699-2713

Moreira, V. S.; 1984

Sismicidade histórica de Portugal Continental. Publ. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (actual IM); Lisboa; Portugal.

Moreira, V. S.; 1991

Sismicidade Histórica de Portugal Continental. Revista do INMG; Lisboa; http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/57_Portugal/572_SismicidPort.html.

Motazedian, D.; Atkinson, G.; 2005

Stochastic finite-fault model based on dynamic corner frequency. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 95, pp. 995-1010.

Motazedian, D.; Moinfar, A.; 2006

Hybrid stochastic finite fault modeling of 2003, M6.5, Bam earthquake (Iran). Journal of Seismology.; Vol. 10, pp. 91–103.

O

Oliveira, C. S.; 2005

Descrição do terramoto de 1755, sua extensão, causas e efeitos. O sismo. O tsunami. O incêndio. 1755 – O Grande Terramoto de Lisboa Volume 1 Descrições; Flad e Público.

Oliveira, C. S.; Campos Costa, A.; Sousa, M. L.; 1995

Estimativa dos Danos Causados por Sismos no Parque Habitacional do Continente Português. Contribuição para a Definição de uma Política de Seguros. Associação Portuguesa de Seguradores; Lisboa.

Oliveira, C., S.; Campos Costa, A.; Sousa, M. L.; 2000

Definition of seismic action in the context of EC-8. Topics for discussion. Twelfth World Conference Earthquake Engineering; Auckland

Oliveira, C. S.; Paula, A.; Sousa, M.L.; Martins, A.; 1998

A Rede acelerográfica do continente Português e os registos sísmicos obtidos em 1996 e 1997. Contribuição para a definição da acção sísmica e caracterização do comportamento de edifícios. Proceedings da 1ª Assembleia Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica; Aguadulce; Almeria.

Oliveira, C. S.; Sousa, M.L.; Campos Costa, A.; 1999

Contribuição para a revisão da acção sísmica em Portugal Continental no contexto do Eurocódigo 8. 4º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica; Faro; Portugal, pp. 153 – 164.

Oliveira, C. S.; Sousa, M.L.; Correia Guedes, J. H.; Martins, A.; Campos Costa, A.; 1998b

A crise sísmica do Faial / Pico / São Jorge iniciada com o sismo de 9 de Julho de 1998 vista na rede acelerográfica dos Açores. 1º Simpósio APMG; 23 a 25 de Novembro; Lagos.

Olsen, K. B.; Archuleta, R. J.; Matarrese, J. R.; 1995

Three Dimensional Simulation of a magnitude 7.75 earthquake on the San Andreas fault. Science; Vol. 270, pp. 1628-1632.

Ou, G. B.; Hermann, R. B.; 1990

A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distance. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 80, pp. 1397-1417.

P

Pacor, F.; Cultrera, G.; Emolo, A.; Gallovič, F.; Cirella, A.; Hunstad, I.; Piatanesi, A.; Tinti, E.; Ameri, G.; Franceschina, G.; 2006

Effects of Directivity on Shaking Scenarios: an Applications to the 1980 Irpinia Earthquake, M 6,9 Southern Italy. Poster presentation at SSA 2006; Fall Meeting; San Francisco, USA.

Papageorgiou, A. S.; Aki K.; 1983a

A specific barrier for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 68, pp. 693-722.

Papageorgiou, A. S.; Aki K.; 1983b

A specific barrier for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. II. Applications of the model. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 73, pp. 953-978.

Paul, A.; Gupta, S. C.; Pant C. C.; 2003

Coda Q estimates for Kumaon Himalaya. Proc. Ind. Acad. Sci. (Earth Planet. Sci); 112, pp. 569-576.

Paula, A.; 1996

Base de dados de informação macrossísmica. Report to the CEC Environment Program EV5V-CT94-0443; Instituto Superior Técnico.

Paula, A.; Oliveira, C. S.; 1996

Evaluation of 1947-1993 macroseismic information in Portugal using the SEM-92 scale. Ann. Geofis.; 39, pp. 989-1003.

Pereira de Sousa, F. L.; 1919-1932:

O terremoto do 1º de Novembro de 1755 em Portugal, um estudo demográfico. Volumes Serviços Geológicos de Portugal.

Pinheiro, L. M.; 1994

The crustal structure under the Tagus Abissal Plain and the ocean-continental transition off western Ibéria. Tese de doutoramento; Imperial College; London.

Pradlwarter, H. J.; Chen, X-W.; 1988

On the response of a linear MDOF – system to nonstationary colored and white noise excitation. European Earthquake Engineering; Vol. 1, pp. 41–46.

Priestley, M. B.; 1967

Power Spectral Analysis of Non-Stationary Random Processes. Journal of Sound and Vibration; Vol. 6; N. 1, pp. 86-97.

Pujades, L. G.; Canas, J. A.; Egozcue, J. J.; Puigví, M. A.; Gallart, J.; Lana, X.; Pous, J.; Casas, A.; 1990

Coda-Q distribution in the Iberian Peninsula. Geophys. J. Int.; 100, pp. 285-301.

R

- Raoof, M.; Hermann, R.; Malagnini, L.; 1999
Attenuation and excitation of three - component ground motion in southern California.
Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 89, pp. 888–902.
- Ribeiro, A.; 2002
Soft Plate and Impact Tectonics. Springer Eds.
- Ribeiro, A.; 2005
O Sismo de 1755 e a Geodinâmica da Ibéria e Atlântico. 1755 – O Grande Terramoto de Lisboa Volume 1 Descrições; Flad e Público.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Baptista, R.; Matias, I.; 1996
Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Ibéria.
Tectonics, V. 15, pp. 641-659.
- Ribeiro, A.; Mendes-Victor, L.; Cabral, J.; Matias, L.; Terrinha, P.; 2006
The 1755 Lisbon earthquake and the beginning of closure of the Atlantic. European Review; Vol. 14; N. 2, pp. 193-205.
- Rodrigues, J.; Campos Costa, A.; 2002
Ensaio de Caracterização Dinâmica da Estrutura de Ampliação do Aeroporto da Ilha da Madeira. Estruturas 2002 - Congresso Nacional da Engenharia de Estruturas; Lisboa; LNEC.
- Rodriguez, M.; Havskov, J.; Singh, S. K. 1983
Q from coda waves near Petatlan, Guerrero, Mexico. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 73, pp. 321-362.
- Roumelioti, Z.; Kiratzi, A.; Theodoulidis, N.; Papaioannou, Ch.; 2000
Rupture directivity during the September 7, 1999 Athens (Greece) earthquake obtained from strong motion records. <http://www.itsak.gr/report.html>.
- Roumelioti, Z.; Kiratzi, A.; Theodulidis, N.; 2004
Stochastic Strong Ground-Motion Simulation of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 94, N. 3, pp. 1036-1052; June.
- Rovelli, A.; Bonamassa, O.; Cocco, Massimo; Di Bona, M.; Mazza, S.; 1988
Scaling laws and spectra parameters of the ground motion in active extensional areas in Italy. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 78; N. 2, pp. 530-560; April.

Rovelli, A.; Cocco, M.; Console, R.; Alessandrini, B.; Mazza, S.; 1991

Ground motion waveforms and source spectral scaling from close-distance accelerograms in a compressional regime area (Friuli, northeastern Italy). Bull. Seism. Soc. Am.; Vol 81; N. 1, pp. 57-80.

RSA; 1983

Regulamento de segurança e acções para estruturas de edifícios e pontes. Decreto-lei 235/83; Imprensa Nacional – Casa da Moeda; Lisboa.

S

Saragoni, G. R.; Hart, G. C.; 1974

Simulation of Artificial Earthquakes. Earthquake Eng. Struct. Dyn.; 2, pp. 249-267.

Serra, B. J.; Caldeira, L.; 1998

Dynamic behaviour of geotechnical structures by means of a stochastic approach. Conference Applications of Computational Mechanics in Geotechnical Engineering; Portugal.

Shinozuka, M.; 1988

State-of-the-Art Report: Engineering Modeling of Ground Motion. Proc. Ninth World Conference on Earthquake Engineering; August 2-9; Tokio; Japan; Vol. VIII, pp. 52-62.

Shinozuka, M.; Sato, Y.; 1967

Simulation of Nonstationary Random Processes. Journal of the Engineering Mechanics Division; ASCE; Vol. 93, pp. 11-40.

Silva, W. J.; Abrahamson, N.; Toro, G.; Constantino, C.; 1997

Description and validation of the stochastic ground motion model. Final Report contract N. 770573; Brookhaven National Laboratory; Associated Universities, Inc.; Upton; New York.

Silva, W. J.; Lee, K.; 1987

WES RASCAL code for synthesizing earthquake ground motions. State-of-the-Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States; Report 24, U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station; Miscellaneous; Paper S-73-1.

-
- Singh, S. K.; Bansal, B. K.; Bhattacharya, S. N.; Pacheco, J. F.; Dattatrayam, R. S.; Ordaz, M. S.; Kamal, G.; Hough, S. E.; 2003
Estimation of ground motion for Bhuj (26 January 2001; M_w 7.6) and for future earthquakes in India. Bull. Seism. Soc. Am.; Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 93; No.1, pp. 353–370.
- Singh, S. K.; Ordaz, M.; Anderson, J. G.; Rodriguez, M.; Quaas, R.; Mena, E.; Ottaviani, M.; Almora, D.; 1989
Analysis of near-source strong-motion recordings along the Mexican subduction zone. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 79, pp. 1697-1717.
- Sokolov, V. Y.; 1998
Spectral parameters of the ground motions in Caucasian seismogenic zones. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 88, pp. 1438-1444.
- Somerville, P. G.; Graves, R.; Saikia, C.; 1995
TECHNICAL REPORT: Characterization of ground motions during the Northridge earthquake of January 17, 1994. Structural Engineers Association of California (SEAOC); Report N. SAC-95-03.
- Somerville, P.; McLaren, J.; Saikia, C.; Helmberger, D.; 1990
The Nov. 25, 1988 Saguenay, Quebec earthquake: source parameters and the attenuation of strong ground motion. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 80, pp. 118-143.
- Sousa, M. L.; 1996
Modelos probabilistas para a avaliação da casualidade sísmica em Portugal Continental. Report 40/96-C3ES.
- Sousa, M.L.; 2006
Risco sísmico em Portugal Continental. Dissertação de doutoramento; IST; Lisboa.
- Sousa, M. L.; Bilé Serra, J. P.; Coelho, E.; Falcão, M. J.; Candeias, P.; 2007
Caracterização estudos de vulnerabilidade para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico do Algarve. Relatório 213/2007 – NESDE.
- Sousa, M. L.; Campos Costa A.; Carvalho, A.; Coelho, E.; 2004
An automatic seismic scenario loss methodology integrated on a geographic information system. 13th World Conference on Earthquake Engineering; Vancouver, B.C.; Canada; August 1-6; Paper No. 2526.
-

Sousa, M. L.; Martins, A.; 1997

Monitorização de sismos em S. Vicente de Fora. Relatório 265/97; C3ES; Proc. 260/14/12434; LNEC; Lisboa.

Sousa, M. L.; Oliveira C. S.; 1997

Hazard mapping based on macroseismic data considering the influence of geological conditions. Natural Hazards; Vol. 14, pp. 207-225

SSHAC; 1997

Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis. Guidance on uncertainty and use of experts. Lawrence Livermore Nat. Lab.; Report NUREG/CR-6372 – Report UCRL-ID-122160; Vol. I; Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC); Livermore

Stafford, Peter J.; Fleur, O. Strasser; Bommer, Julian J.; 2007

An evaluation of the applicability of the NGA models to ground-motion prediction in the Euro-Mediterranean region. Bulletin of Earthquake Engineering; (Submetido)

Stich, D.; Mancilla, Flor de Lis; Pondrelli, S.; Morales, J.; 2007

Source analysis of the February 12th 2007, Mw 6,0 Horseshoe earthquake: Implications for the 1755 Lisbon earthquake. Geophy. Res. Letts.; Vol. 34; L12308; doi:10.1029/2007GL030012; 2007.

T

Terrinha, P.; 1998

Structural geology and tectonic evaluation of the Algarve Basin, South Portugal. Dissertação de doutoramento; Imperial College; 425 pp.

Terrinha, P.; 2005

A fronteira de placas litosféricas África-Ibéria e a fonte do sismo de Lisboa de 1755.

Terrinha, P.; Pinheiro, L. M.; Henriot J-P.; Matias, L.; Ivanov, M. K.; Monteiro, J. H.; Akhmetzhanov, A.; Volkonskaya, A.; Cunha, T.; Shaskin, P.; Rovere, M.; 2003

Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese margin. Marine Geology, Vol. 195, pp. 55–73.

Theodulidis, N.; Bard, P-Y.; 1998

Dependence of f_{max} on site geology: a preliminary study of Greek strong-motion data. Proceedings of 11th European Conference Earthquake Engineering; Abstr.; Vol. 562 & CD ROM.

Thiebot, E.; Gutscher, Marc-André; 2006

The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 1): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling. Tectonophysics; 426, pp. 135-152.

Toro, Gabriel R.; Abrahamson, Norman A.; Schneider, John F.; 1997

Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. Seismological Research Letters; Vol. 68; No. 1, pp. 41-57.

Toro, G.; McGuire, R.; 1987

An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 77, N. 2, pp. 468-489.

Trifunac, M. D.; Brady, A. G.; 1975

On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 65; N. 1, pp. 139–162.

Trifunac M. D.; Udawadia F. E.; 1974

Parkfield, California, earthquake of June 27, 1966: a three-dimensional moving dislocation model. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 64, pp. 511-533.

U

Udias, A.; 1999

Principles of seismology. Cambridge University Press, 489 pp.

V

Valensise, G.; Amato, A.; Beranzoli, L.; Boschi, E.; Cocco, M.; Giardini, D.; Pantosti, D.; 1989

Un modello di sintesi del terremoto Campano-Lucano del 23 Novembre 1980. Atti 8 Convegno G.N.G.T.S.; Rome.

- Vales, D.; Fitas, A.; Oliveira, C. S.; Senos, L.; Ramalhete, D.; Carrilho, F.; 1998
Atenuação inelástica para o norte e centro de Portugal. 1º Simp. APMG, Lagos, pp 37-42.
- Vanmarcke, E. H.; 1975
On the distribution of the first-passage for normal stationary random processes. Journal of Applied Mechanics; Vol. 42; American Society of Mechanical Engineering (ASCE).
- Vanmarcke, E. H.; 1976
Structural response to earthquakes, in seismic risk and engineering decisions. ch. 8; C. Lomnitz and E. Rosenblueth Editors; Elsevier Publishing Co.; Amsterdam, pp. 287-337.
- Viegas, G. S.; 2004
Modelação do Movimento Forte do Solo no Campo Próximo. Dissertação de Mestrado; Universidade de Lisboa – Faculdade de Ciências; Lisboa.
- Vilanova, S.; 2004
Sismicidade e Perigosidade Sísmica do Vale Inferior do Tejo. Dissertação de doutoramento; Universidade Técnica de Lisboa.
- Vilanova, S. P.; Fonseca, J. B. D.; 2007
Probabilistic seismic-hazard assessment for Portugal Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 97; N. 5, pp. 1702-1717.
- Vilanova, S. P.; Nunes C.; Fonseca, J. F.; 2003
Lisbon 1755 - a case of triggered onshore rupture?. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 93, pp. 2056-2068.
- Vozzone, M.; Bilé Serra, J.; Caldeira, L.; 2002
Caracterização, vulnerabilidade e estabelecimento de danos para o planeamento de emergência sobre o risco sísmico na Área Metropolitana de Lisboa e nos municípios de Benavente, Salvaterra de Magos, Cartaxo, Alenquer, Sobral de Monte Agraço, Arruda dos Vinhos e Torres Vedras. Fichas e perfis geotécnicos. Relatório 376/02 – NF, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

W

Wald, D.; Heaton, T.; Hudnut, K.; 1996

The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong ground motion, teleseismic, GPS and leveling data. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 86, pp. 49–70.

Wald, D. J.; Helmberger, D. V.; Heaton, T. H.; 1991

Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong-motion and broadband teleseismic data. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 81, pp. 1540-1572.

Wald, D. J.; Quitoriano, V.; Heaton, T. H.; Kanamori, H.; 1999

Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli intensity in California. Earthquake Spectra; Vol. 15; N. 3, pp. 557-564.

Walker, D.; 1982

Final report – Seismic interpretation for Petrogal concession areas 45, 46, 47/48. Final report, GPEP.

Wells, D.; Coppersmith, K.; 1994

New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am.; Vol. 84, pp. 974-1002.

Wen, Y. K.; Wu, C. L.; 2000

Generation of ground motions for Mid-America Cities.
<http://mae.ce.uiuc.edu/temp/simulation.html>.

Westaway, R.; Jackson, J.; 1987

The earthquake of 1980 November 23 in Campania-Basilicata (southern Italy). Geophys. J. R. Astron. Soc.; 90, pp. 375-443.

Wilkie, J.; Gibson, G.; 1995

Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia. AGSO J. Geology Geophys.; Vol. 15; N. 4, pp. 511-517.

Y

Yoshida, S. K.; Koketsu, B.; Shibasaki, T.; Sagiya, T.; Yoshida Y.; 1996

Joint inversion of near and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake. J. Phys. Earth; Vol. 44, pp. 437-454.

Z

Zitellini, N.; Chierci, F.; Sartori, R.; Torelli, L.; 1999

The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. Ann. Di Geofis.; Vol. 42, pp. 49-55.

Zitellini, N.; Ligi, M.; Matias, L.; Rovere, M.; Shipboard Scientific Parties; 2002

Voltaire 2002 Cruise Report. IMG Technical Report N. 79; December; Bologna.

Zitellini, N.; Mendes, L. A.; Cordoba, D.; Danobeitia, J.; Nicolich, R.; Pellis, G.; Ribeiro, A.; Sartori, S.; Torelli, L.; Bartolome, R.; Bortoluzzi, G.; Calafato, A.; Carrilho, F.; Casoni, L.; Chierici, F.; Corela, C.; Correggiari, A.; Dlla Vedova, B; Garcia, E.; Jornet, P.; Landuzzi, M.; Ligi, M.; Magagnoli, A.; Marozzi, G.; Matias, L.; Penitenti, D.; Rodriguez, P.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Vigliotti, L.; Zahinos, Ruiz A.; 2001

Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. EOS Transactions; American Geophysical Union; Vol. 82, pp. 290-291.

Zitellini, N.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Chierici, F.; Matias, L.; BIGSETS Team; 2004

Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. Pure and Apl. Geophys.; 161, pp. 567-587.

Zonno, G.; Carvalho, A.; 2006

Modeling the 1980 Irpinia earthquakes by stochastic simulation. Comparison of seismic scenarios using finite-fault simulation methods. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (1st ECEES); September 3-8, 2006; Geneva; Switzerland.

Zonno, G.; Montaldo, V.; 2002

Analysis of strong ground motions to evaluate regional attenuation relationships. Ann. Geoph.; Vol. 45 (3-4), pp. 439-454

Anexo A

**Acelerogramas dos Registos dos Sismos
obtidos na Rede Acelerográfica Nacional**

A.1. Introdução

Neste anexo serão apresentados os acelerogramas dos registos dos sismos obtidos na rede acelerográfica nacional, constantes na Tabela 3.2 do capítulo 3 e que foram objecto de estudo neste trabalho.

Os acelerogramas obtidos nas duas componentes horizontais e os valores de pico foram obtidos através do software LNEC SPA v1.0 [Mendes & Campos Costa, 2007].

A.2. Acelerogramas dos registos dos sismos

Nas Figuras A.1 a A.12 serão exibidos os registos para cada evento numerado e para as estações consideradas, nas 2 componentes horizontais do movimento. Assim, como alguns sismos foram registados em mais que uma estação estas serão identificadas nas legendas das respectivas figuras e tabelas com as letras a,b...f. Nas tabelas A.1 a A.12, resumem-se os valores de pico de aceleração (PGA), velocidade (PGV), deslocamento (PGD), razão entre PGV e PGA (PGV/PGA), período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais.

A ficha de identificação para cada sismo e estação encontra-se com mais detalhe em Martins [2007].

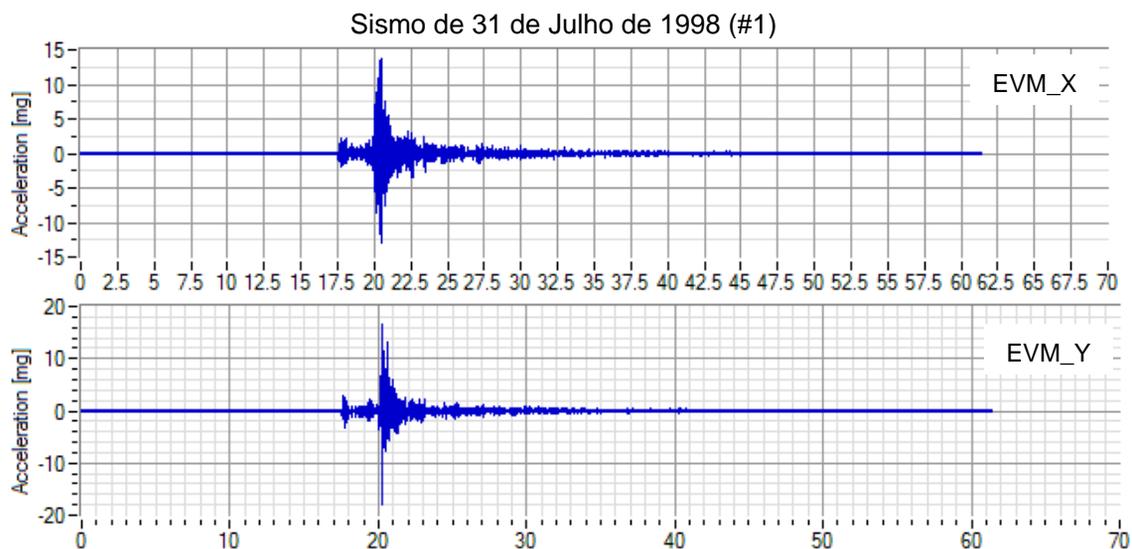


Figura A.1 – Registo de aceleração do sismo de 31 de Julho de 1998, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

Tabela A.1 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 31 de Julho de 1998, da estação EVM.

Estação EVM	X	Y
PGA [mg]	13,695	17,793
PGV [cm/s]	0,175	0,281
PGD [mm]	0,034	0,056
PGV/PGA [s]	0,009	0,005
Período predominante [s]	0,048	0,066
Período médio [s]	0,091	0,098
Duração (A05-A95) [s]	4,576	4,446

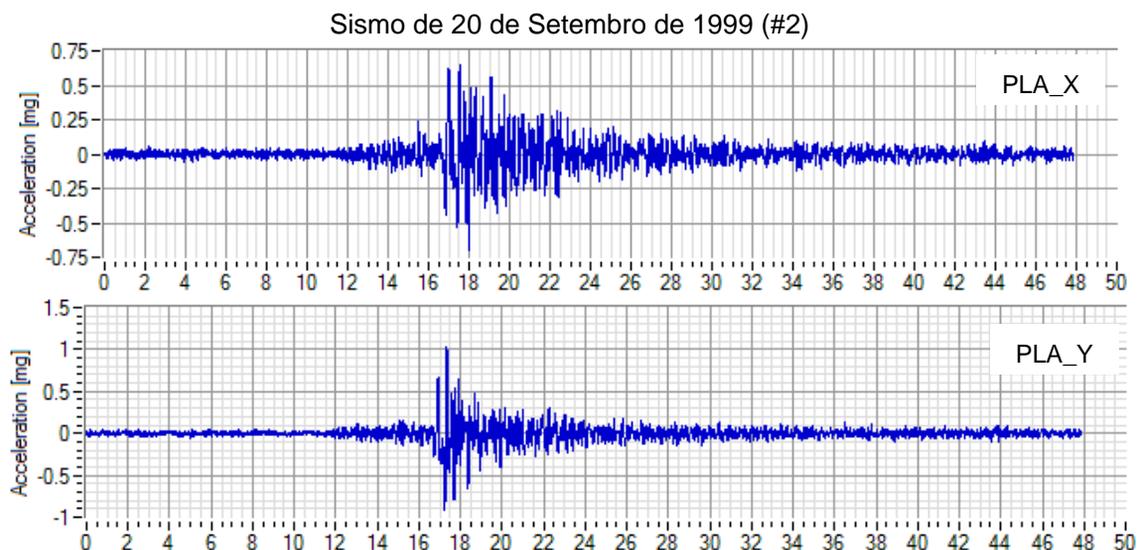


Figura A.2 – Registo de aceleração do sismo de 20 de Setembro de 1999, para as duas componentes horizontais, da estação PLA.

Tabela A.2 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais, do sismo de 20 de Setembro de 1999, da estação PLA.

Estação PLA	X	Y
PGA [mg]	0,702	1,039
PGV [cm/s]	0,042	0,061
PGD [mm]	0,036	0,031
PGV/PGA [s]	0,250	0,138
Período predominante [s]	0,194	0,216
Período médio [s]	0,268	0,245
Duração (A05-A95) [s]	14,009	12,744

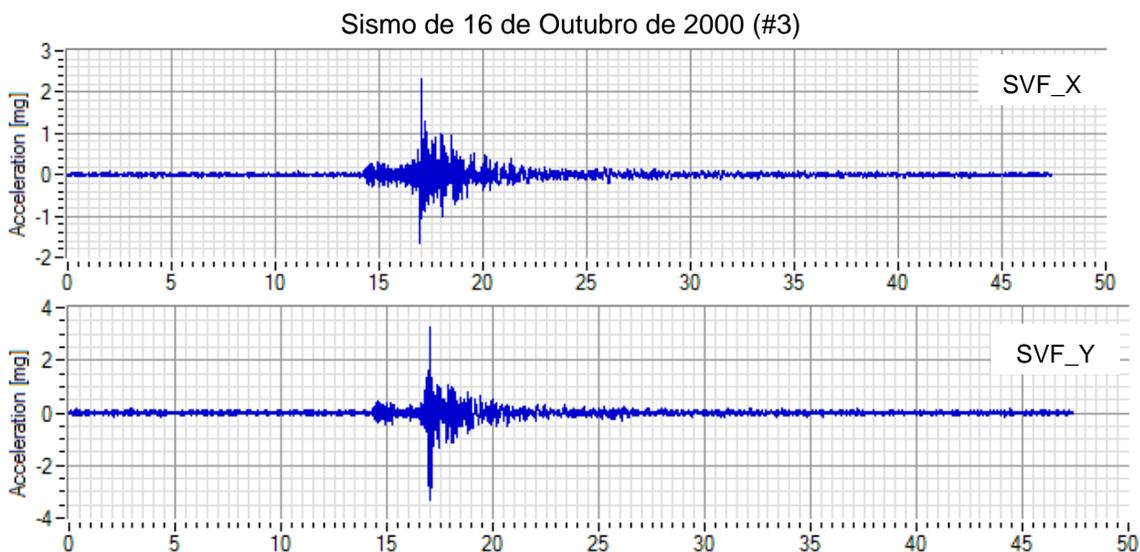


Figura A.3 – Registo de aceleração do sismo de 16 de Outubro de 2000, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.3 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais, do sismo de 16 de Outubro de 2000, da estação SVF.

Estação SFV	X	Y
PGA [mg]	2,295	3,302
PGV [cm/s]	0,057	0,073
PGD [mm]	0,028	0,032
PGV/PGA [s]	0,002	0,039
Período predominante [s]	0,082	0,082
Período médio [s]	0,141	0,121
Duração (A05-A95) [s]	6,725	5,801

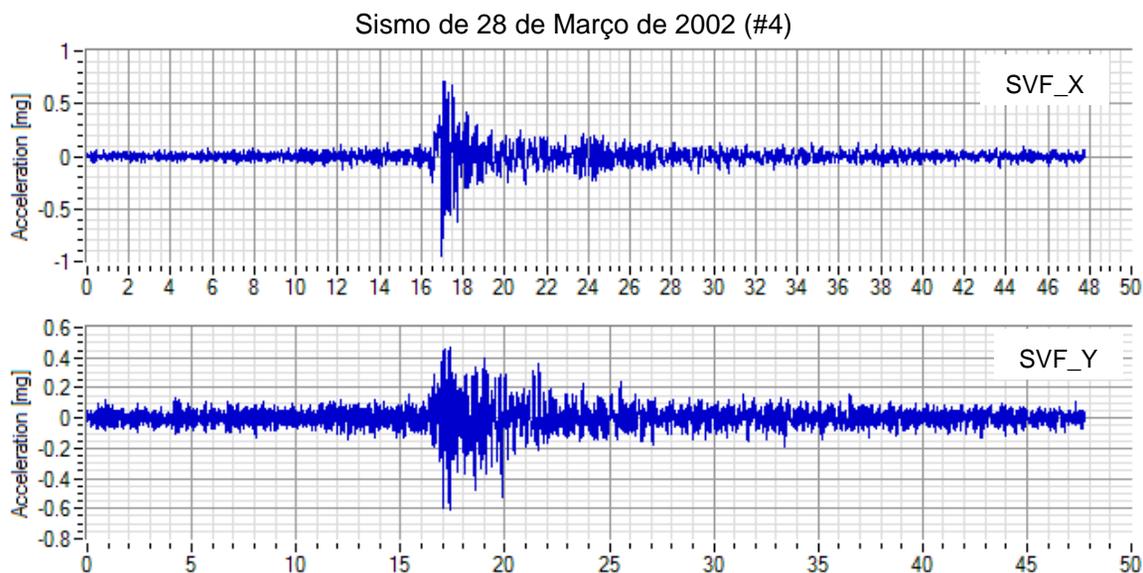


Figura A.4 – Registo de aceleração do sismo de 28 de Março de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.4 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 28 de Março de 2002, da estação SVF.

Estação SFV	X	Y
PGA [mg]	0,944	0,615
PGV [cm/s]	0,039	0,018
PGD [mm]	0,023	0,013
PGV/PGA [s]	0,022	0,023
Período predominante [s]	0,194	0,101
Período médio [s]	0,230	0,185
Duração (A05-A95) [s]	17,491	29,330

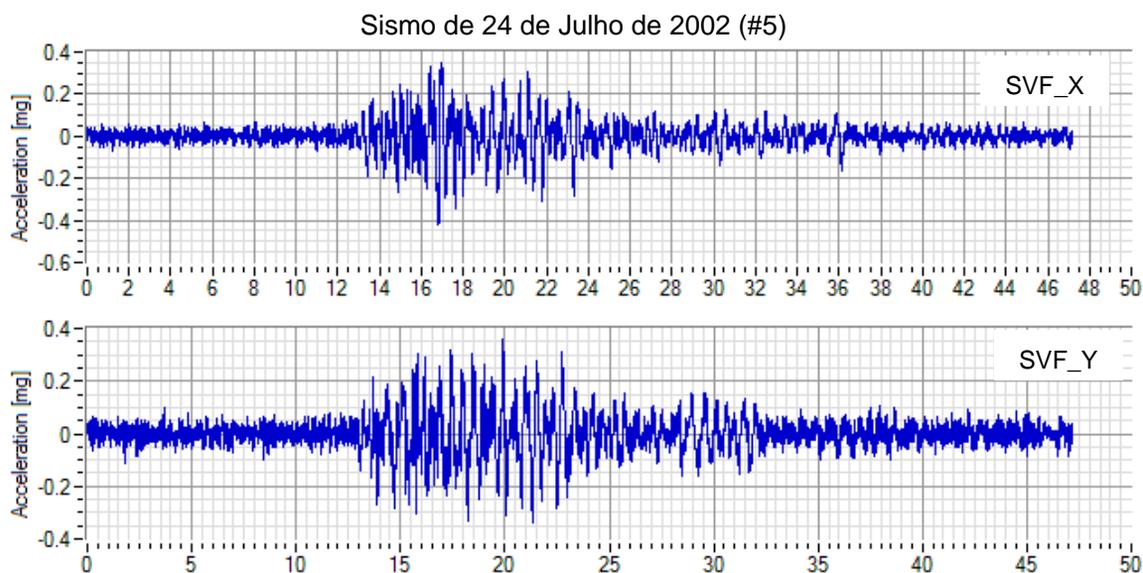


Figura A.5 – Registo de aceleração do sismo de 24 de Julho de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.5 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 24 de Julho de 2002, da estação SVF.

Estação SFV	X	Y
PGA [mg]	0,424	0,358
PGV [cm/s]	0,029	0,021
PGD [mm]	0,023	0,019
PGV/PGA [s]	0,273	0,046
Período predominante [s]	0,268	0,513
Período médio [s]	0,376	0,413
Duração (A05-A95) [s]	21,319	22,915

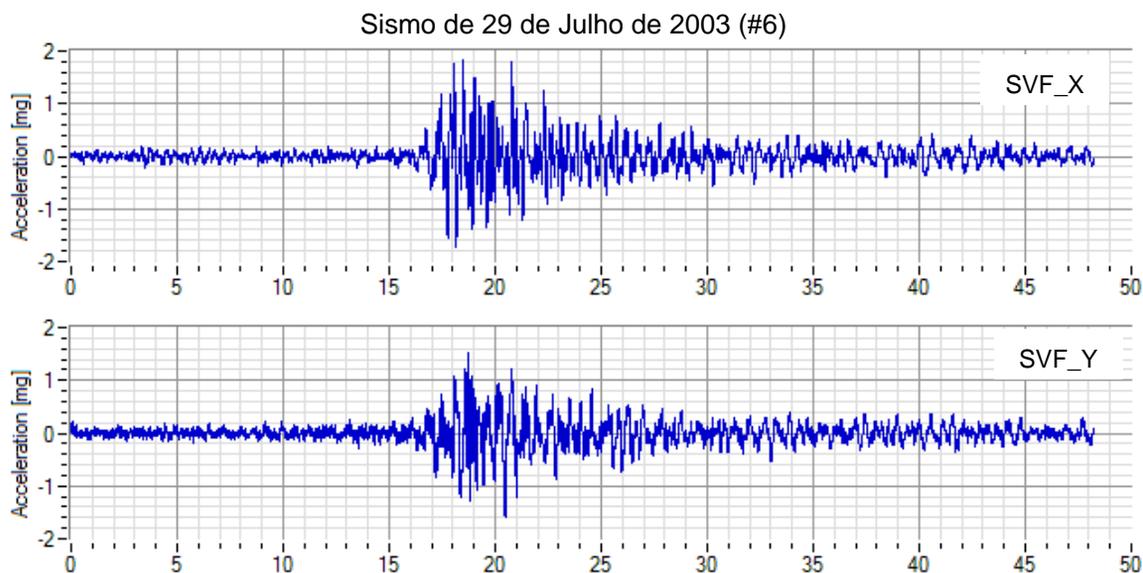


Figura A.6a – Registo de aceleração do sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.6a – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Julho de 2003, da estação SVF.

Estação SFV	X	Y
PGA [mg]	1,823	1,605
PGV [cm/s]	0,097	0,075
PGD [mm]	0,077	0,082
PGV/PGA [s]	0,435	0,279
Período predominante [s]	0,194	0,140
Período médio [s]	0,325	0,382
Duração (A05-A95) [s]	21,015	23,080

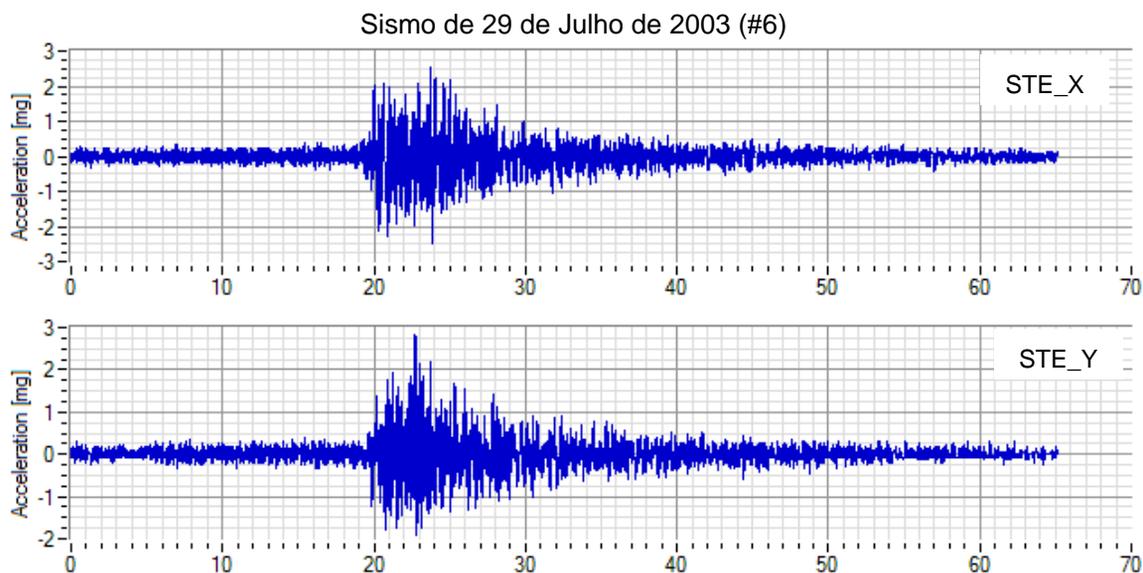


Figura A.6b – Registo de aceleração do sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

Tabela A.6b – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Julho de 2003, da estação STE.

Estação STE	X	Y
PGA [mg]	2,520	2,809
PGV [cm/s]	0,093	0,058
PGD [mm]	0,081	0,035
PGV/PGA [s]	0,026	0,029
Período predominante [s]	0,101	0,126
Período médio [s]	0,183	0,191
Duração (A05-A95) [s]	23,382	23,792

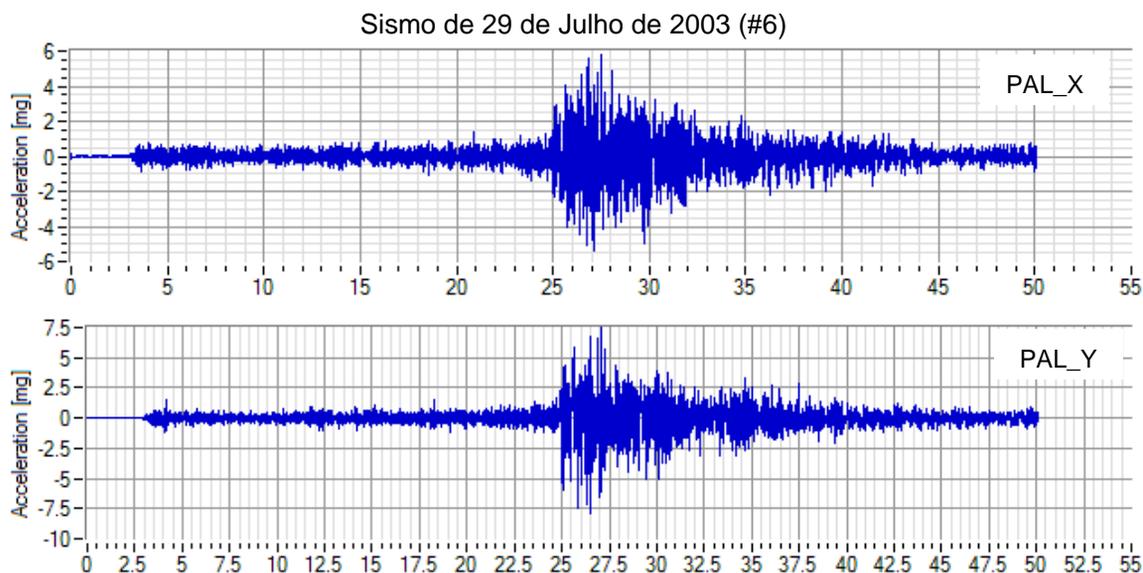


Figura A.6c – Registo de aceleração do sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

Tabela A.6c – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Julho de 2003, da estação PAL.

Estação PAL	X	Y
PGA [mg]	5,764	7,898
PGV [cm/s]	0,171	0,207
PGD [mm]	0,116	0,124
PGV/PGA [s]	0,049	0,341
Período predominante [s]	0,156	0,082
Período médio [s]	0,150	0,147
Duração (A05-A95) [s]	17,495	13,483

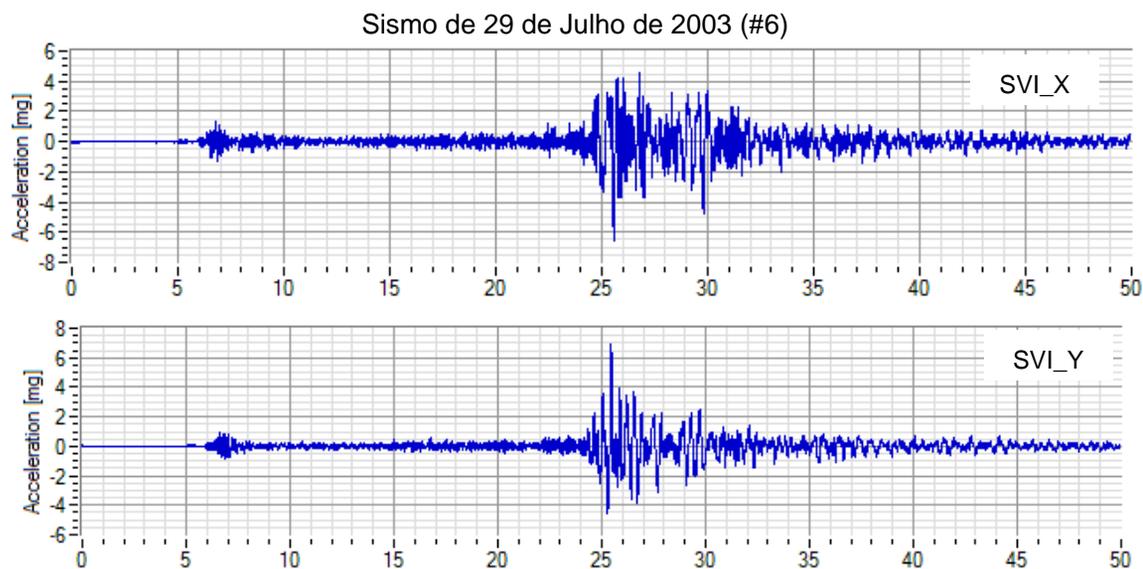


Figura A.6d – Registo de aceleração do sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVI.

Tabela A.6d – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Julho de 2003, da estação SVI.

Estação SVI	X	Y
PGA [mg]	6,512	6,865
PGV [cm/s]	0,279	0,278
PGD [mm]	0,241	0,177
PGV/PGA [s]	0,152	0,080
Período predominante [s]	0,460	0,371
Período médio [s]	0,310	0,339
Duração (A05-A95) [s]	12,869	11,613

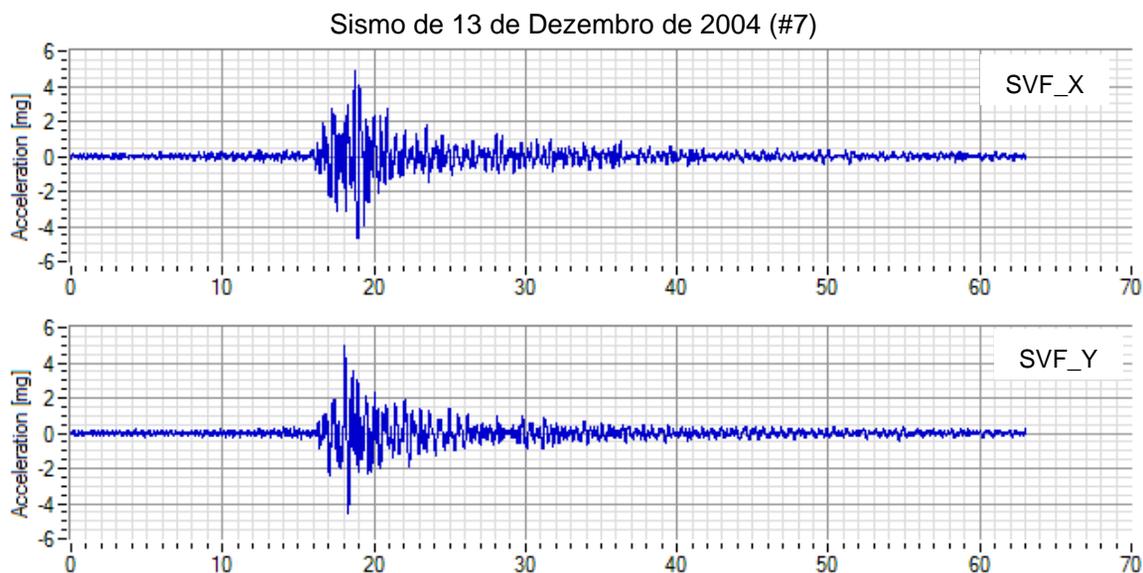


Figura A.7a – Registo de aceleração do sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.7a – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação SVF.

Estação SVF	X	Y
PGA [mg]	4,866	5,024
PGV [cm/s]	0,341	0,368
PGD [mm]	0,220	0,309
PGV/PGA [s]	0,093	0,098
Período predominante [s]	0,371	0,413
Período médio [s]	0,369	0,435
Duração (A05-A95) [s]	17,213	17,750

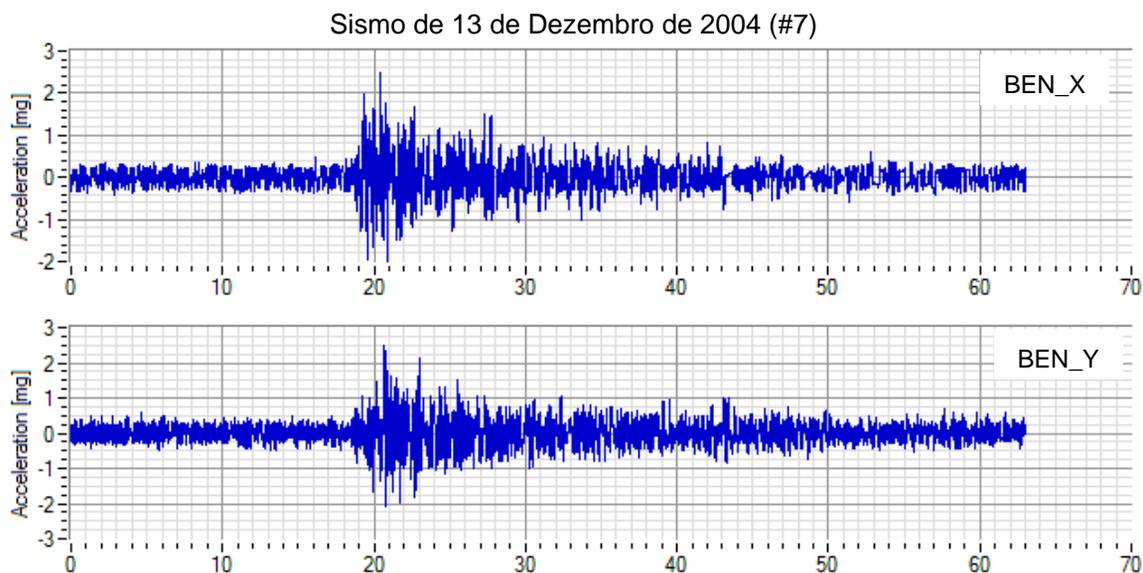


Figura A.7b – Registo de aceleração do sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

Tabela A.7b – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo 13 de Dezembro de 2004, da estação BEN.

Estação BEN	X	Y
PGA [mg]	2,490	2,497
PGV [cm/s]	0,091	0,078
PGD [mm]	0,068	0,078
PGV/PGA [s]	0,011	0,050
Período predominante [s]	0,126	0,126
Período médio [s]	0,269	0,245
Duração (A05-A95) [s]	40,317	41,971

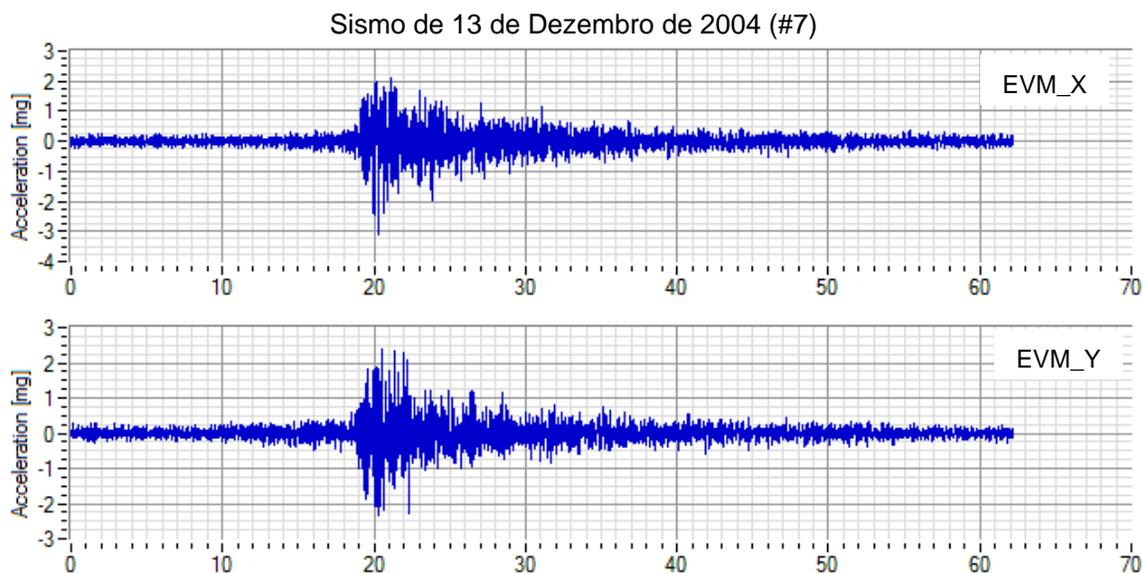


Figura A.7c – Registo de aceleração do sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

Tabela A.7c – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação EVM.

Estação EVM	X	Y
PGA [mg]	3,120	2,395
PGV [cm/s]	0,088	0,063
PGD [mm]	0,045	0,029
PGV/PGA [s]	0,029	0,025
Período predominante [s]	0,066	0,140
Período médio [s]	0,146	0,157
Duração (A05-A95) [s]	24,386	24,939

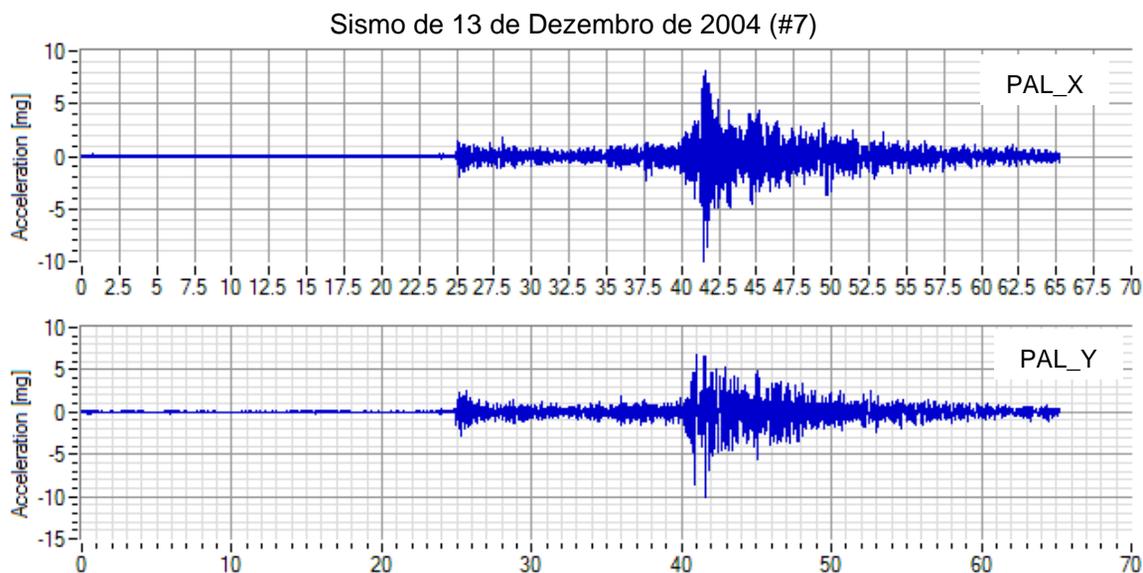


Figura A.7d – Registo de aceleração do sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

Tabela A.7d – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação PAL.

Estação PAL	X	Y
PGA [mg]	9,992	10,012
PGV [cm/s]	0,224	0,293
PGD [mm]	0,077	0,148
PGV/PGA [s]	0,051	0,012
Período predominante [s]	0,091	0,082
Período médio [s]	0,124	0,154
Duração (A05-A95) [s]	16,982	22,064

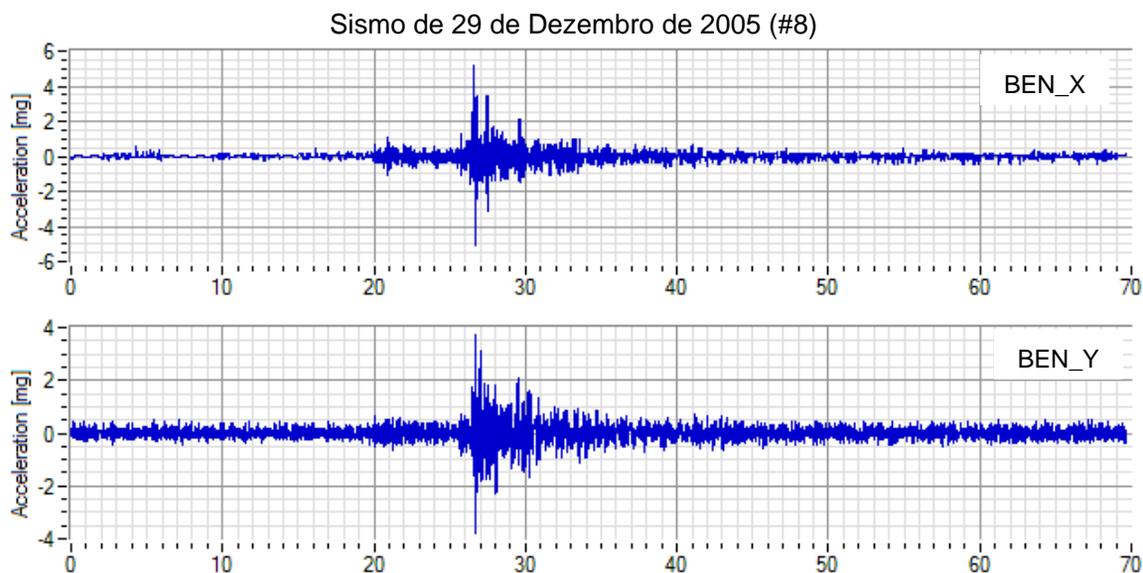


Figura A.8a – Registo de aceleração do sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

Tabela A.8a – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação BEN.

Estação BEN	X	Y
PGA [mg]	5,131	3,784
PGV [cm/s]	0,144	0,109
PGD [mm]	0,041	0,038
PGV/PGA [s]	0,185	0,031
Período predominante [s]	0,113	0,140
Período médio [s]	0,160	0,173
Duração (A05-A95) [s]	23,288	41,420

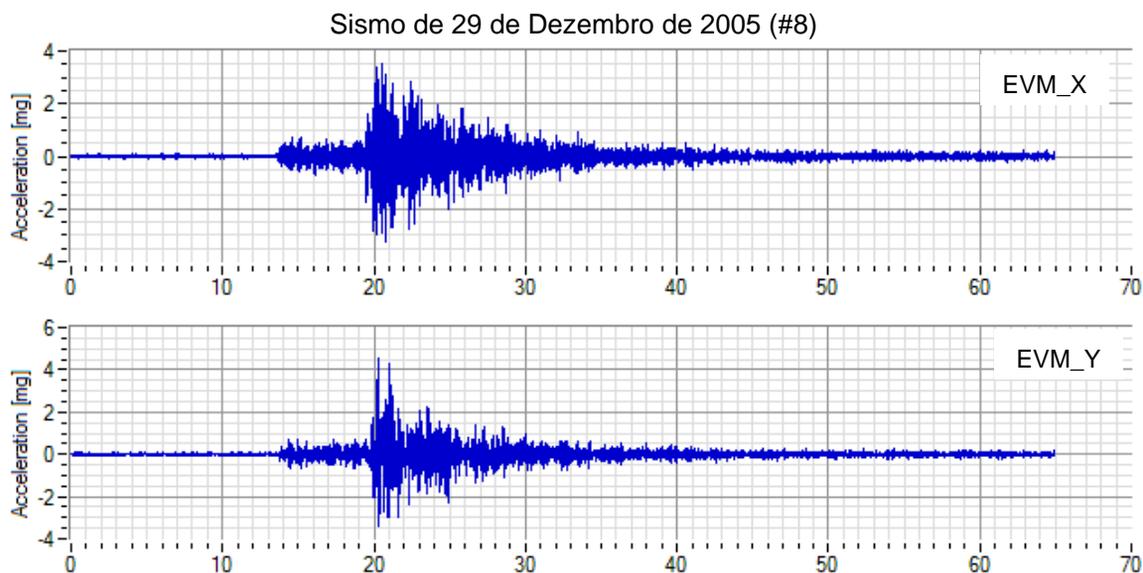


Figura A.8b – Registo de aceleração do sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

Tabela A.8b – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação EVM.

Estação EVM	X	Y
PGA [mg]	3,538	4,531
PGV [cm/s]	0,059	0,092
PGD [mm]	0,017	0,034
PGV/PGA [s]	0,097	0,197
Período predominante [s]	0,082	0,073
Período médio [s]	0,102	0,120
Duração (A05-A95) [s]	13,921	12,878

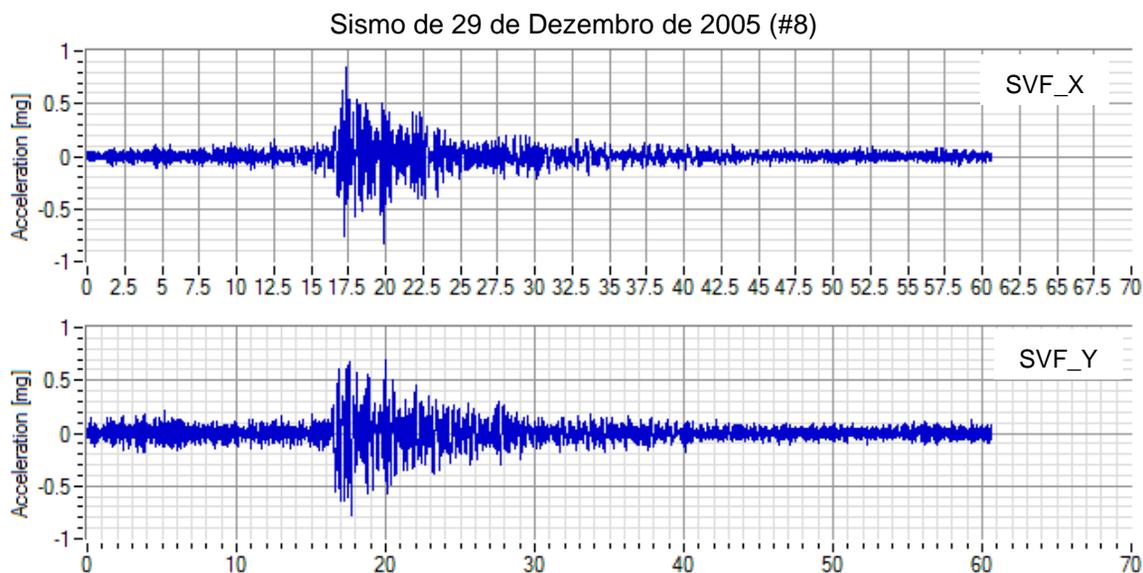


Figura A.8c – Registo de aceleração do sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.8c – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação SVF.

Estação SVF	X	Y
PGA [mg]	0,853	0,783
PGV [cm/s]	0,032	0,035
PGD [mm]	0,015	0,022
PGV/PGA [s]	0,041	0,089
Período predominante [s]	0,216	0,240
Período médio [s]	0,244	0,263
Duração (A05-A95) [s]	18,683	27,882

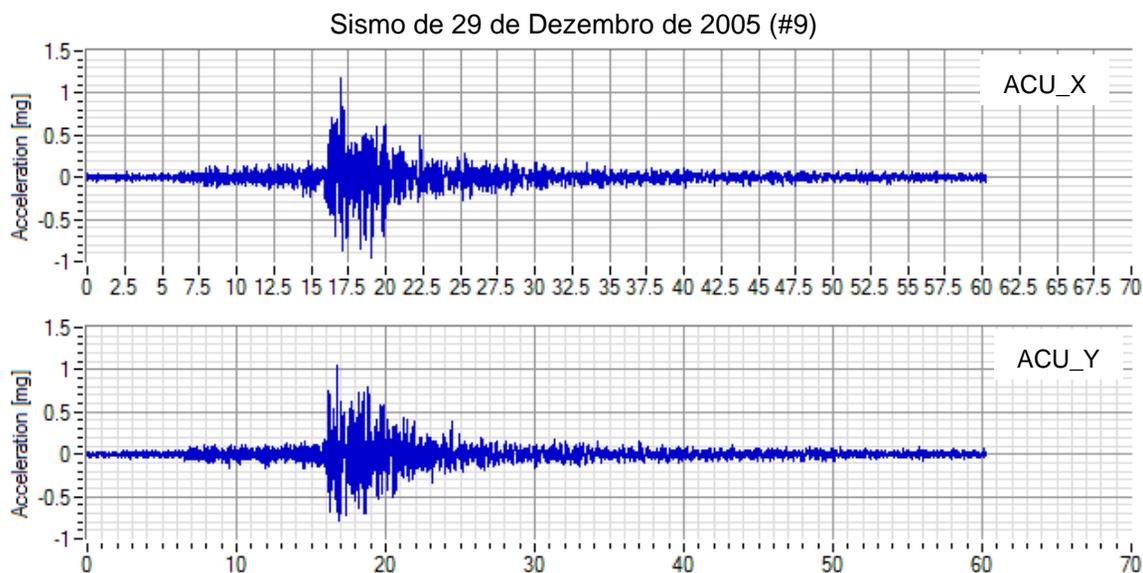


Figura A.9 – Registo de aceleração do sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

Tabela A.9 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação ACU.

Estação ACU	X	Y
PGA [mg]	1,169	1,053
PGV [cm/s]	0,033	0,040
PGD [mm]	0,020	0,019
PGV/PGA [s]	0,039	0,022
Período predominante [s]	0,101	0,101
Período médio [s]	0,202	0,201
Duração (A05-A95) [s]	14,989	15,955

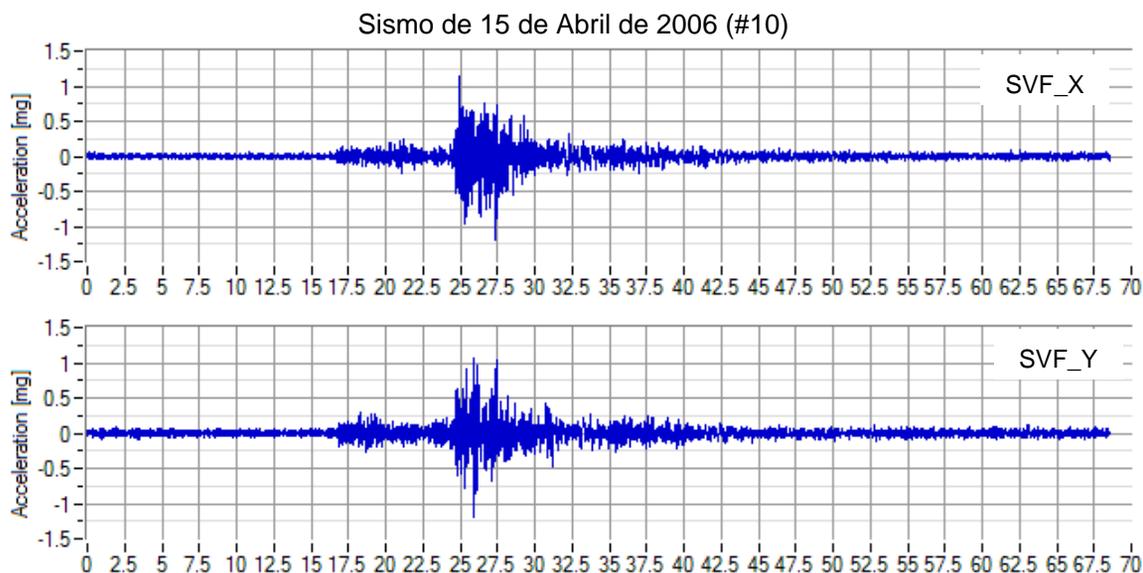


Figura A.10 – Registo de aceleração do sismo de 15 de Abril de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.10 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 15 de Abril de 2006, da estação SVF.

Estação SVF	X	Y
PGA [mg]	1,184	1,203
PGV [cm/s]	0,029	0,021
PGD [mm]	0,014	0,009
PGV/PGA [s]	0,297	0,014
Período predominante [s]	0,194	0,091
Período médio [s]	0,190	0,156
Duração (A05-A95) [s]	14,195	21,108

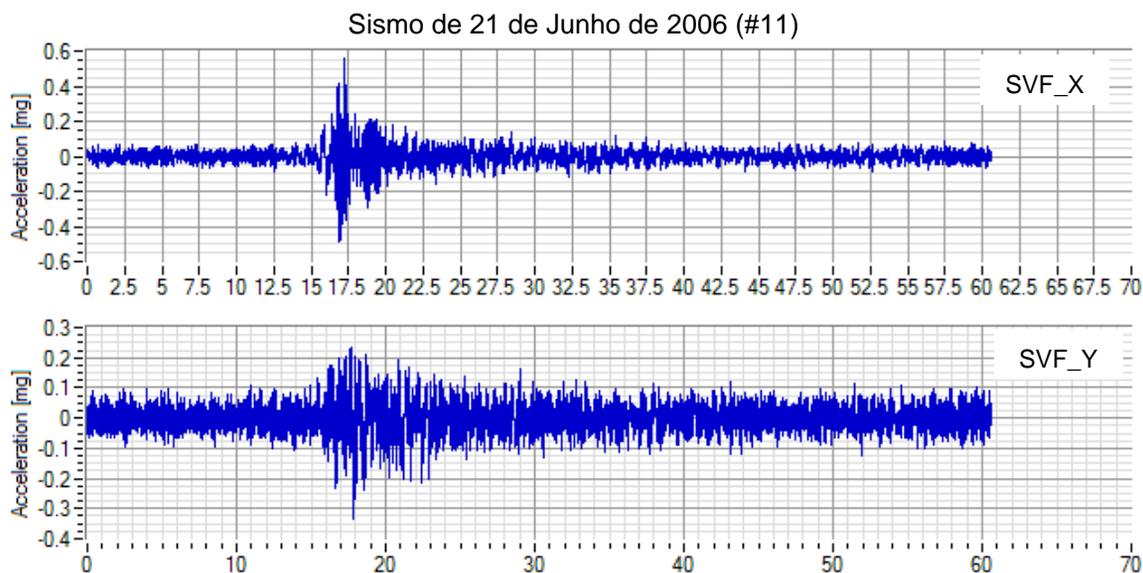


Figura A.11 – Registo de aceleração do sismo de 21 de Junho de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

Tabela A.11 – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 21 de Junho de 2006, da estação SVF.

Estação SVF	X	Y
PGA [mg]	0,560	0,332
PGV [cm/s]	0,020	0,014
PGD [mm]	0,015	0,013
PGV/PGA [s]	0,093	0,026
Período predominante [s]	0,216	0,091
Período médio [s]	0,271	0,276
Duração (A05-A95) [s]	33,018	48,981

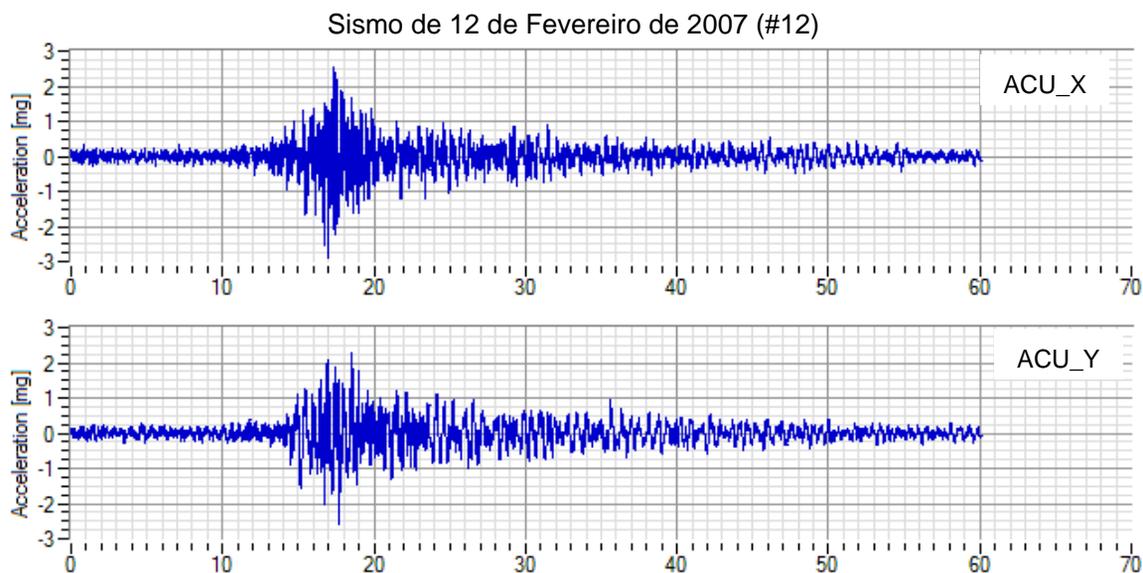


Figura A.12a – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

Tabela A.12a – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação ACU.

Estação ACU	X	Y
PGA [mg]	2,920	2,606
PGV [cm/s]	0,099	0,116
PGD [mm]	0,056	0,112
PGV/PGA [s]	0,832	0,029
Período predominante [s]	0,156	0,113
Período médio [s]	0,277	0,403
Duração (A05-A95) [s]	31,085	28,716

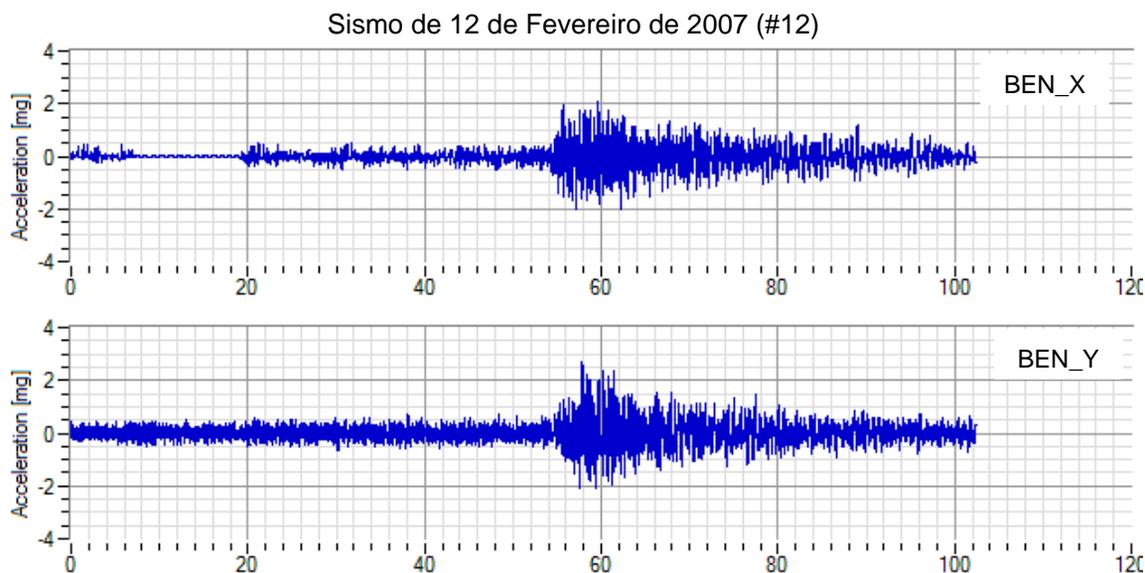


Figura A.12b – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

Tabela A.12b – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação BEN.

Estação BEN	X	Y
PGA [mg]	2,097	2,669
PGV [cm/s]	0,084	0,109
PGD [mm]	0,084	0,088
PGV/PGA [s]	0,014	0,056
Período predominante [s]	0,140	0,140
Período médio [s]	0,262	0,276
Duração (A05-A95) [s]	46,497	67,460

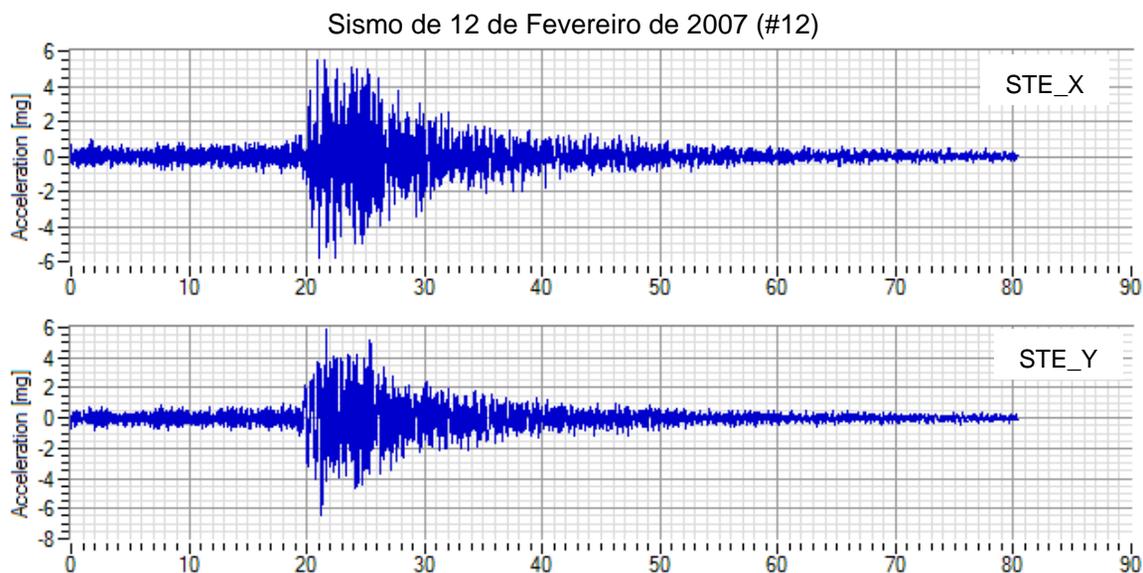


Figura A.12c – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

Tabela A.12c – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação STE.

Estação STE	X	Y
PGA [mg]	5,769	6,472
PGV [cm/s]	0,334	0,284
PGD [mm]	0,257	0,239
PGV/PGA [s]	0,049	0,070
Período predominante [s]	0,101	0,113
Período médio [s]	0,227	0,255
Duração (A05-A95) [s]	22,452	21,626

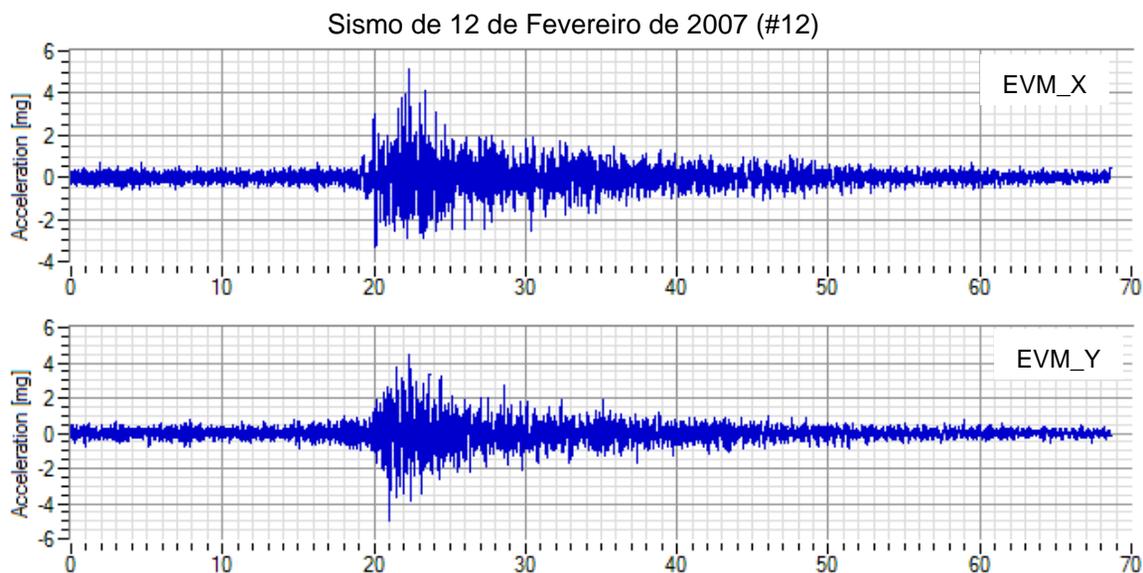


Figura A.12d – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

Tabela A.12d – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação EVM.

Estação EVM	X	Y
PGA [mg]	5,159	4,946
PGV [cm/s]	0,154	0,133
PGD [mm]	0,098	0,082
PGV/PGA [s]	0,046	0,005
Período predominante [s]	0,140	0,091
Período médio [s]	0,173	0,171
Duração (A05-A95) [s]	28,613	28,551

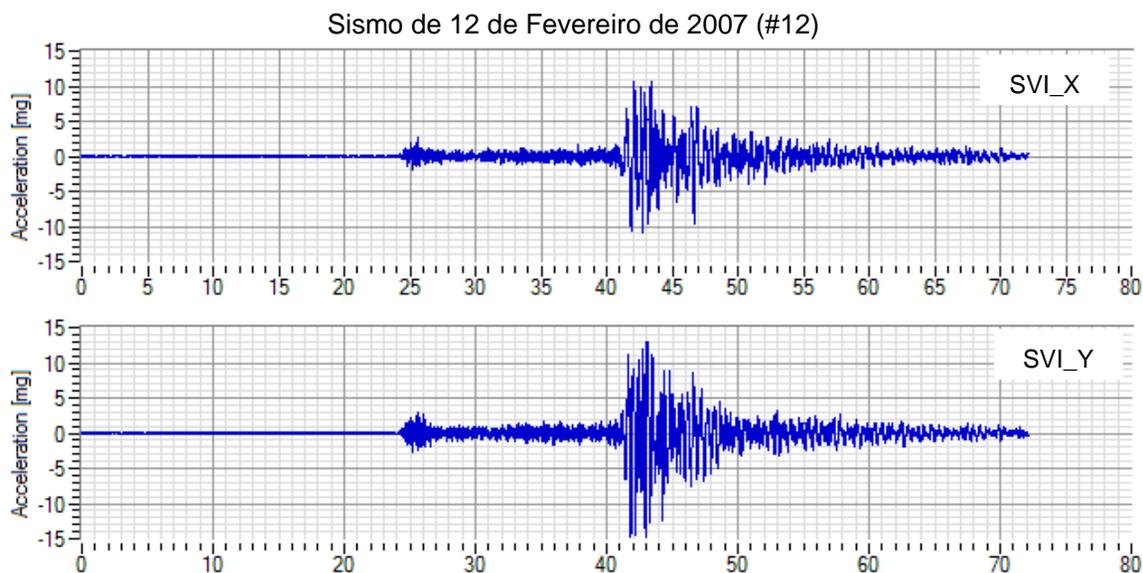


Figura A.12e – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação SVI.

Tabela A.12e – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação SVI.

Estação SVI	X	Y
PGA [mg]	10,888	14,858
PGV [cm/s]	1,014	0,696
PGD [mm]	0,782	0,507
PGV/PGA [s]	1,966	0,042
Período predominante [s]	0,268	0,371
Período médio [s]	0,412	0,339
Duração (A05-A95) [s]	12,686	12,503

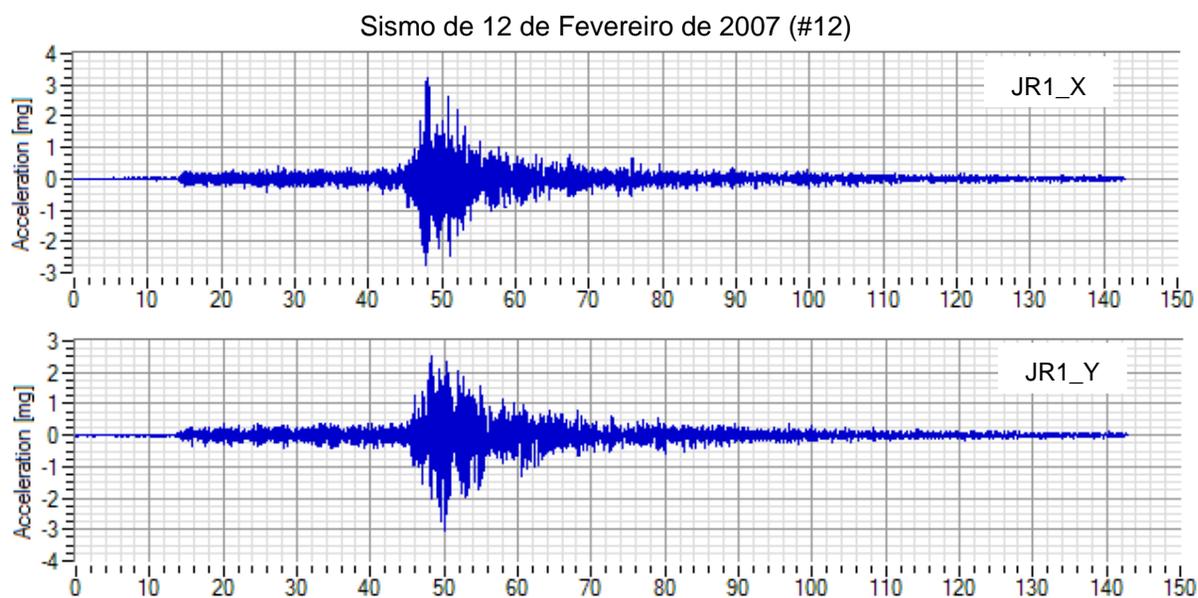


Figura A.12f – Registo de aceleração do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação JR1.

Tabela A.12f – Valores de pico de PGA, PGV, PGD, PGV/PGA, período predominante e médio e duração, para as duas componentes horizontais do sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação JR1.

Estação JR1	X	Y
PGA [mg]	3.226	3.051
PGV [cm/s]	0.100	0.121
PGD [mm]	0.052	0.057
PGV/PGA [s]	0.026	0.457
Período predominante [s]	0.174	0.156
Período médio [s]	0.225	0.226
Duração (A05-A95) [s]	30.588	35.278

Anexo B

Determinação do Parâmetro k

B.1. Introdução

Neste anexo serão apresentados os espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para todos os registos dos sismos obtidos na rede acelerográfica nacional, para a obtenção do parâmetro de decaimento k .

Os espectros de aceleração calculados para as duas componentes horizontais foram obtidos através do software LNEC SPA v1.0 [Mendes & Campos Costa, 2007].

B.2. Resultados

Nas figuras B.1 a B.12 serão exibidos os espectros de aceleração e respectivo ajuste linear, para cada evento numerado e para as estações consideradas (ver Tabela 3.2), nas 2 componentes horizontais do movimento. Assim, como alguns sismos foram registados em mais que uma estação estas serão identificadas nas legendas das respectivas figuras e tabelas com as letras a,b...f. Nas figuras a cor castanha representa os sismos “terra” e a cor azul os sismos “mar”.

De notar que os espectros obtidos na estação de Évora Monte (EVM), para os sismos #1, #7, #8 e #12, não apresentam qualquer decaimento pelo que não possuem o ajuste linear.

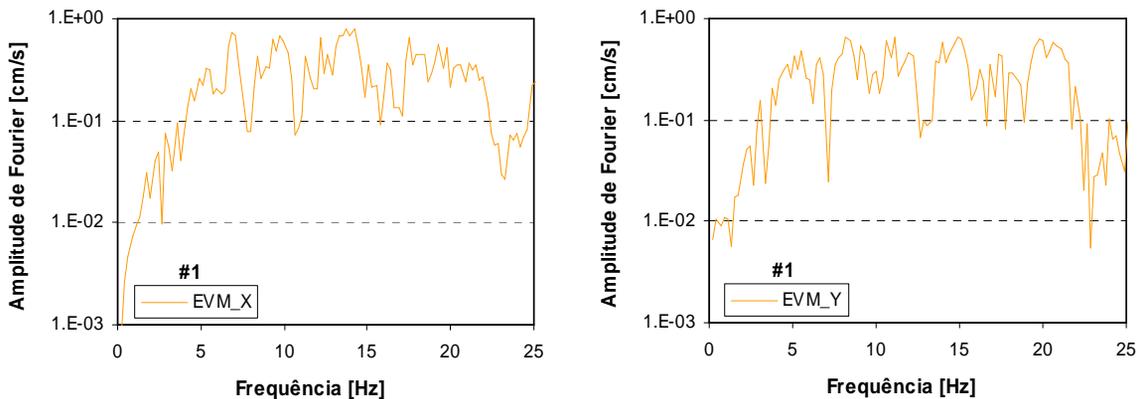


Figura B.1 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 31 de Julho de 1998, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

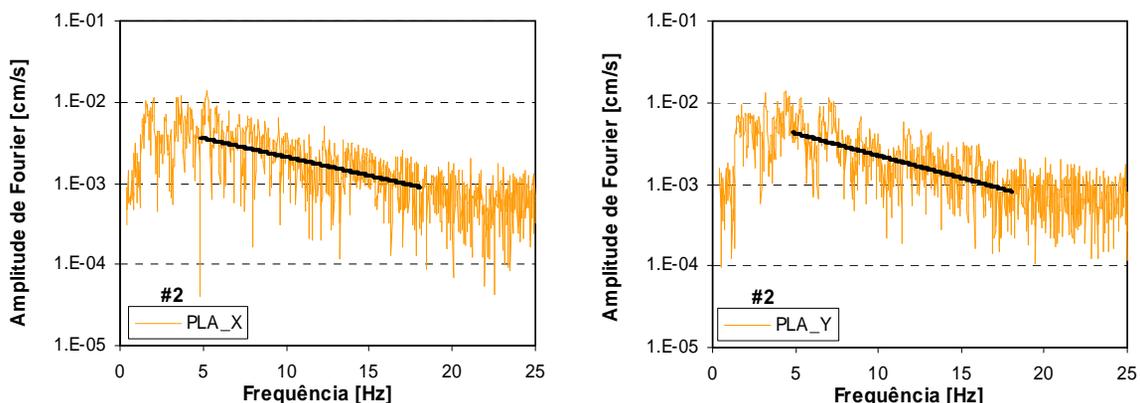


Figura B.2 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo 20 de Setembro de 1999, para as duas componentes horizontais, da estação PLA.

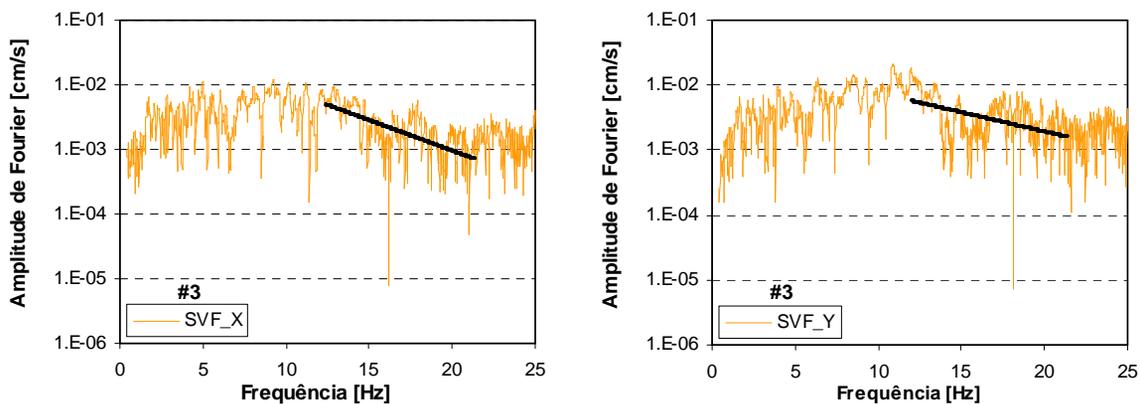


Figura B.3 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 16 de Outubro de 2000, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

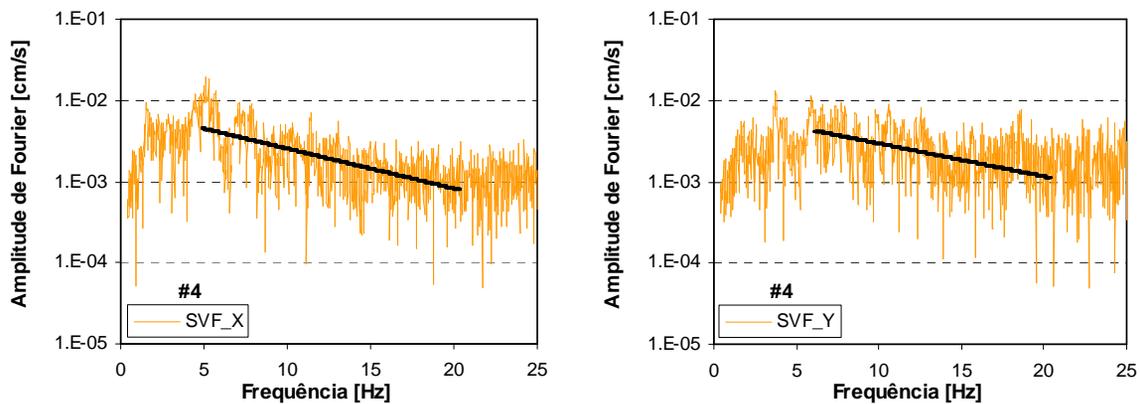


Figura B.4 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 28 de Março de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

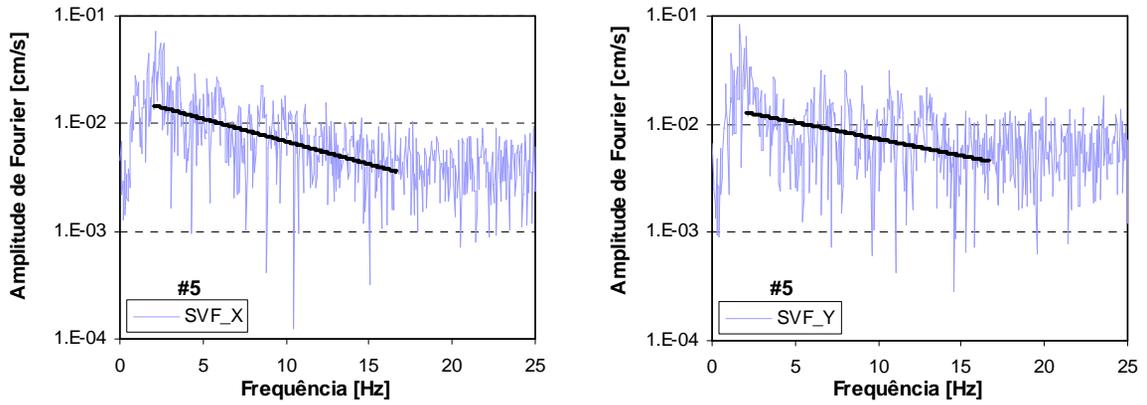


Figura B.5 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 24 de Julho de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

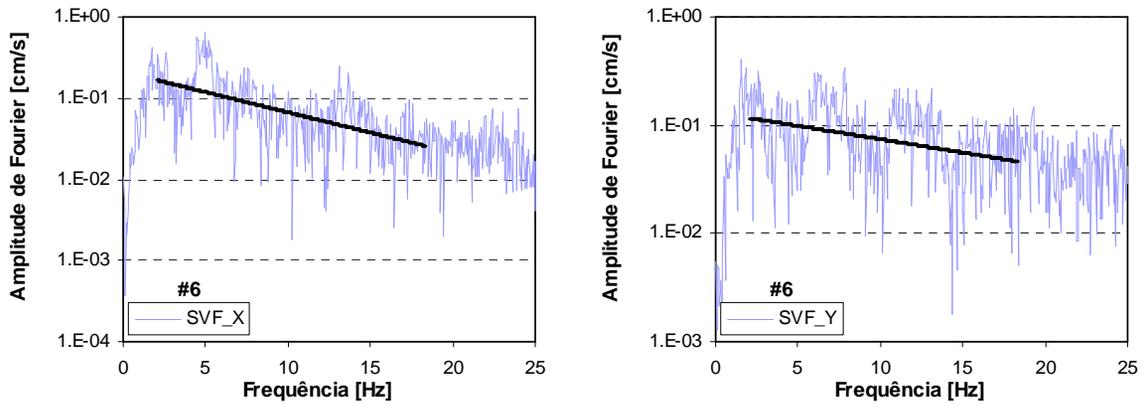


Figura B.6a – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

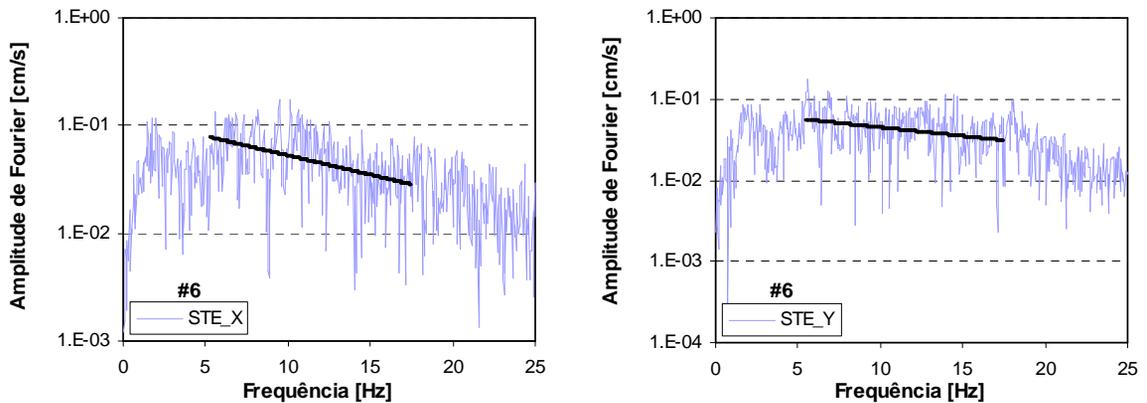


Figura B.6b – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

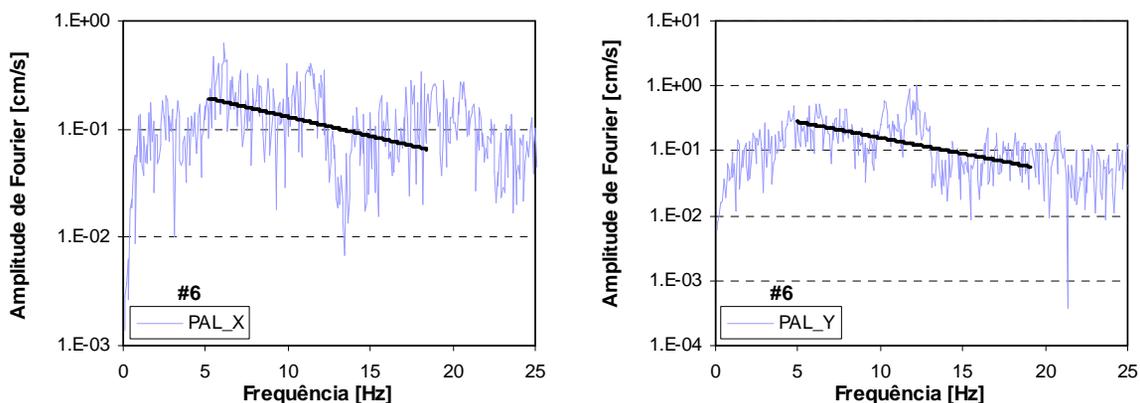


Figura B.6c – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

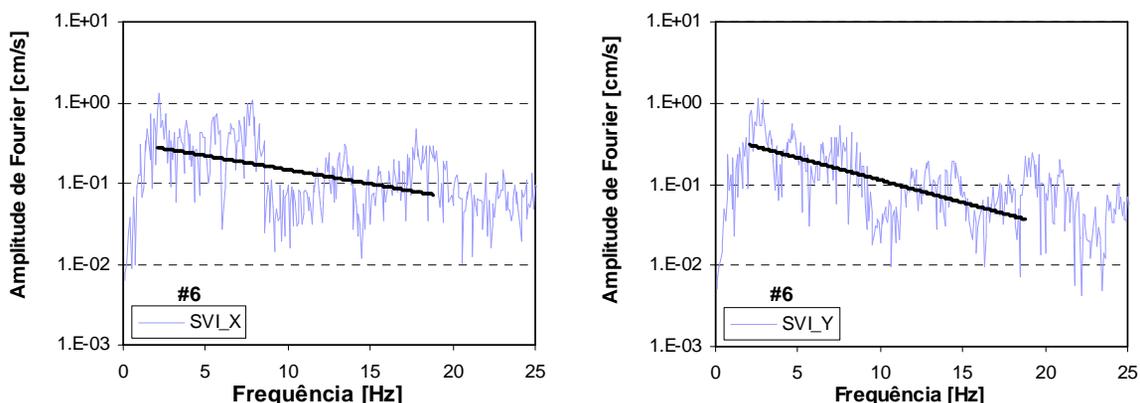


Figura B.6d – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVL.

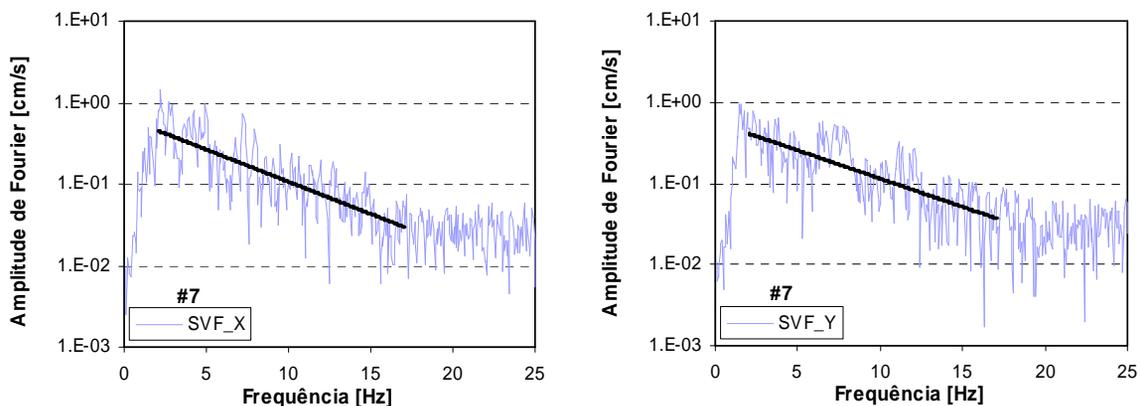


Figura B.7a – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

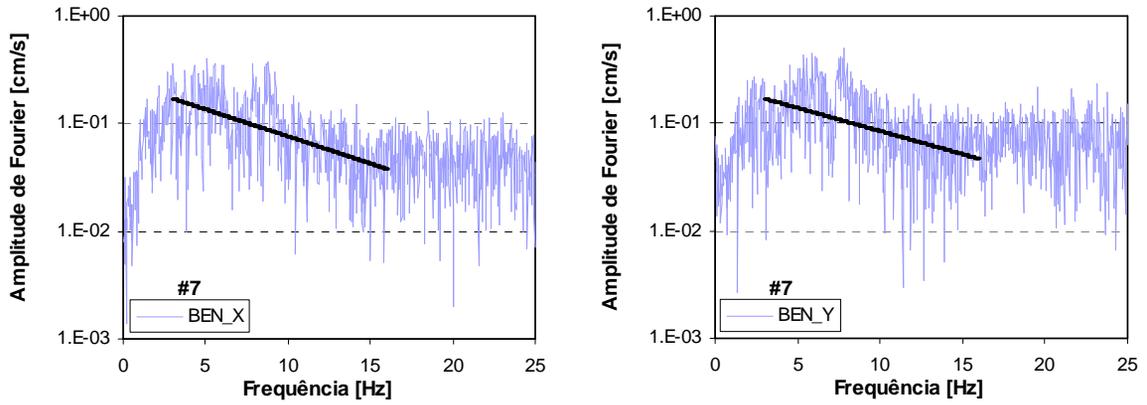


Figura B.7b – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

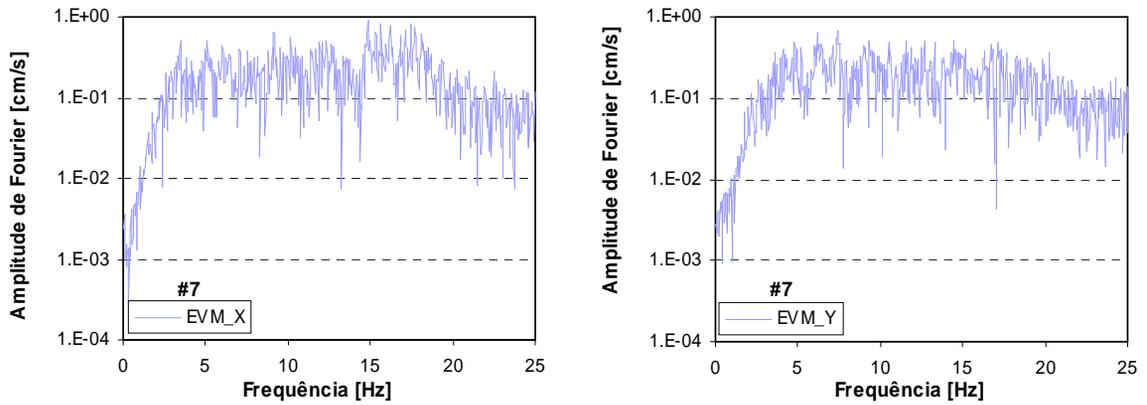


Figura B.7c – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

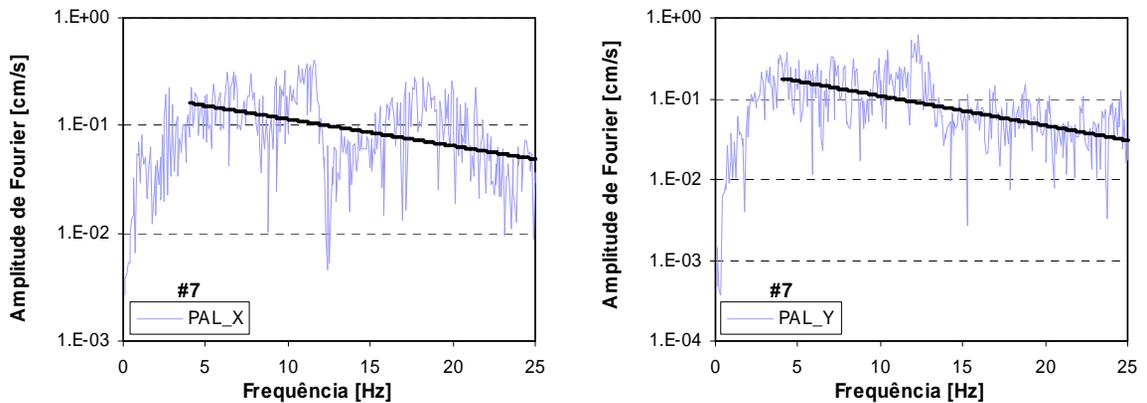


Figura B.7d – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

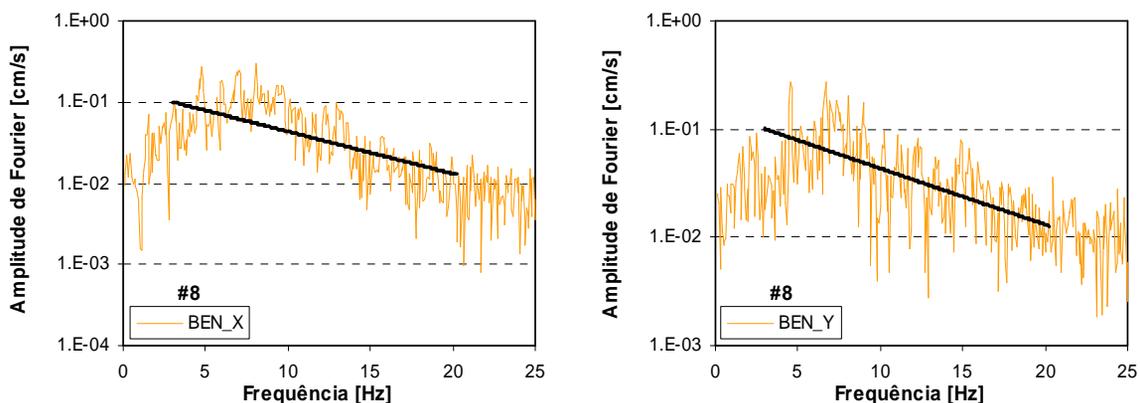


Figura B.8a – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

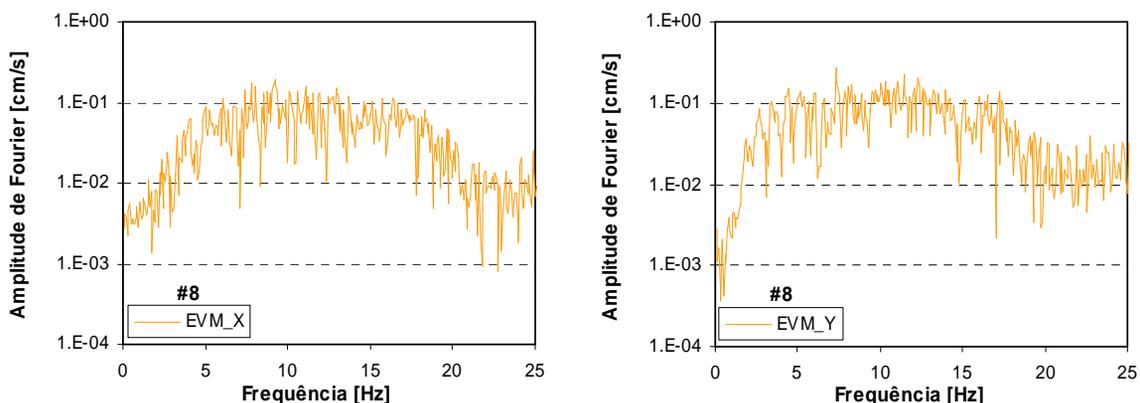


Figura B.8b – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

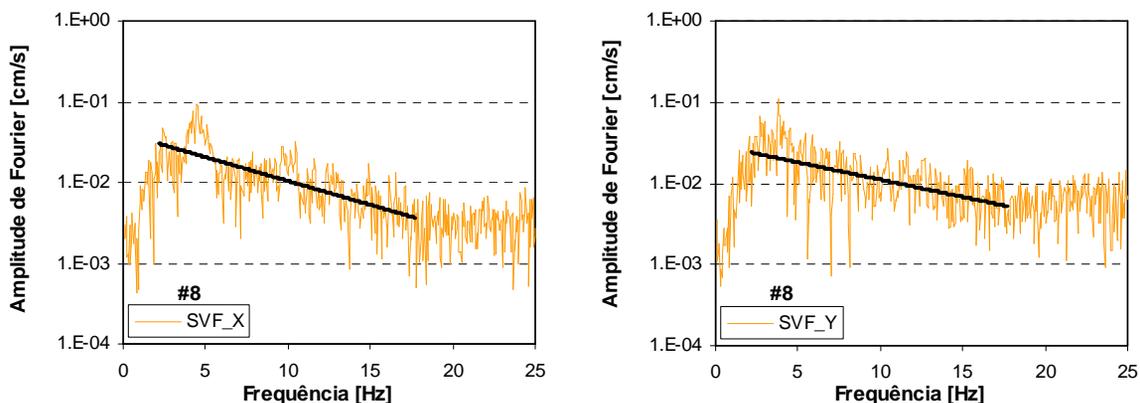


Figura B.8c – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

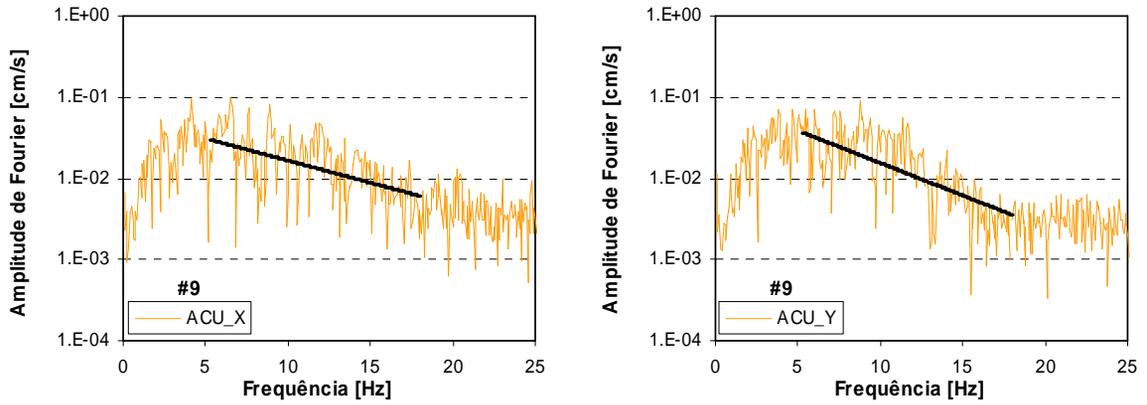


Figura B.9 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

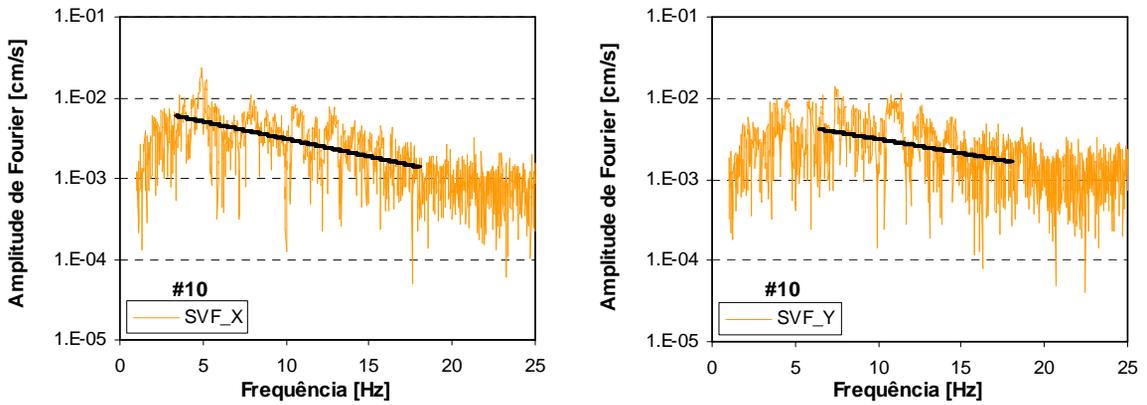


Figura B.10 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 15 de Abril de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

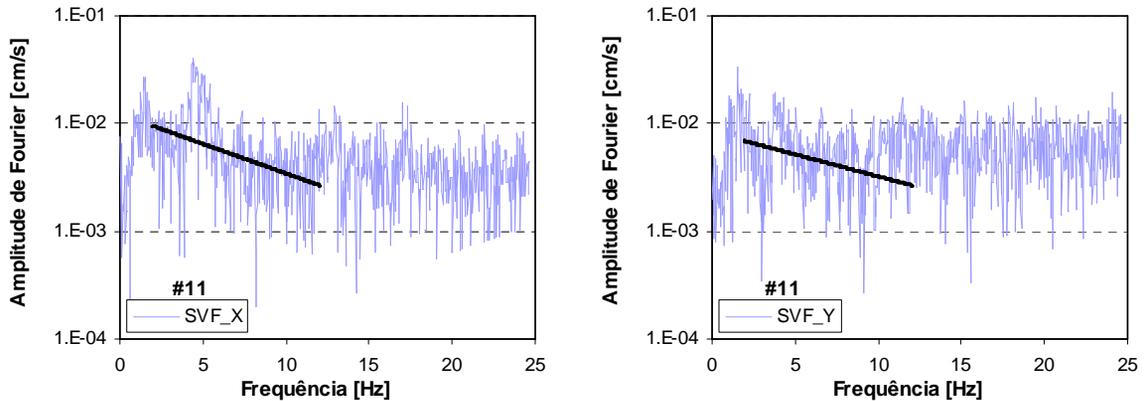


Figura B.11 – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 21 de Junho de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

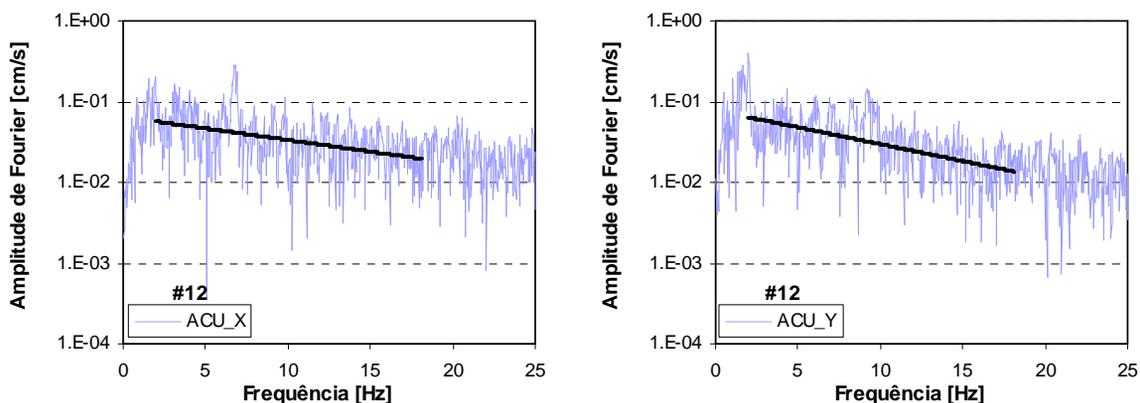


Figura B.12a – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

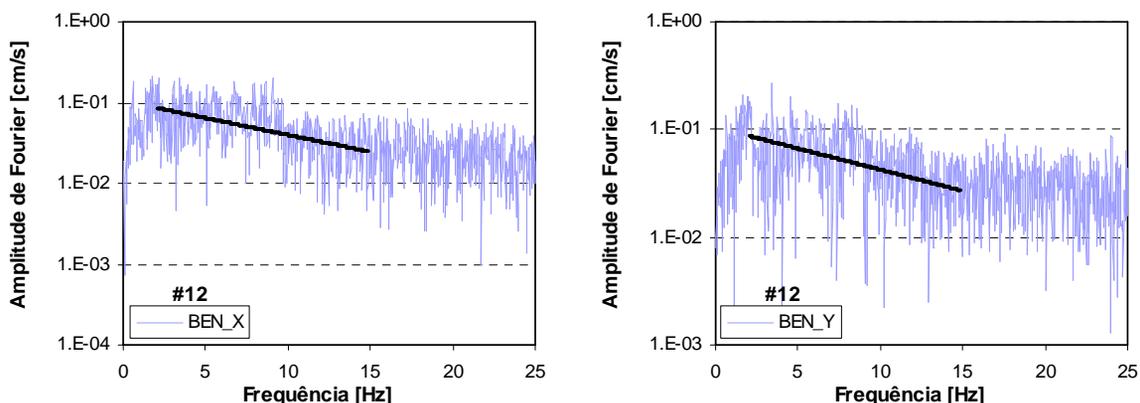


Figura B.12b – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

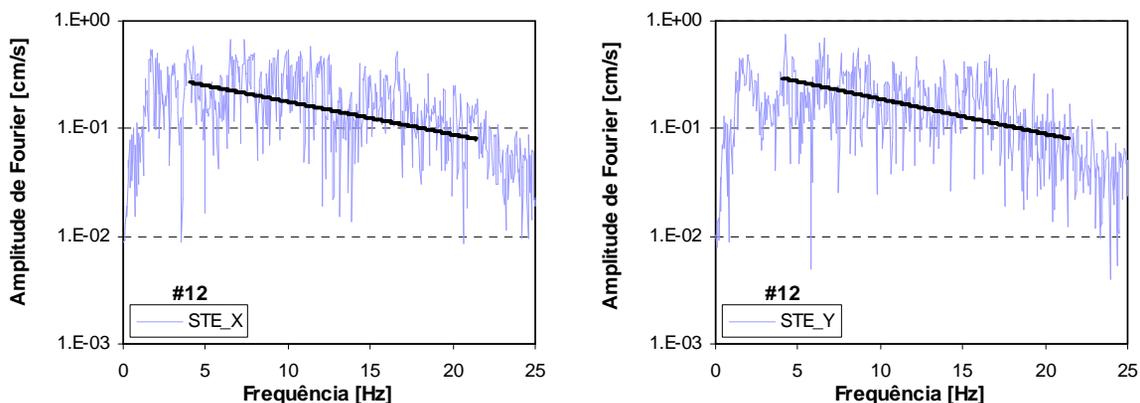


Figura B.12c – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

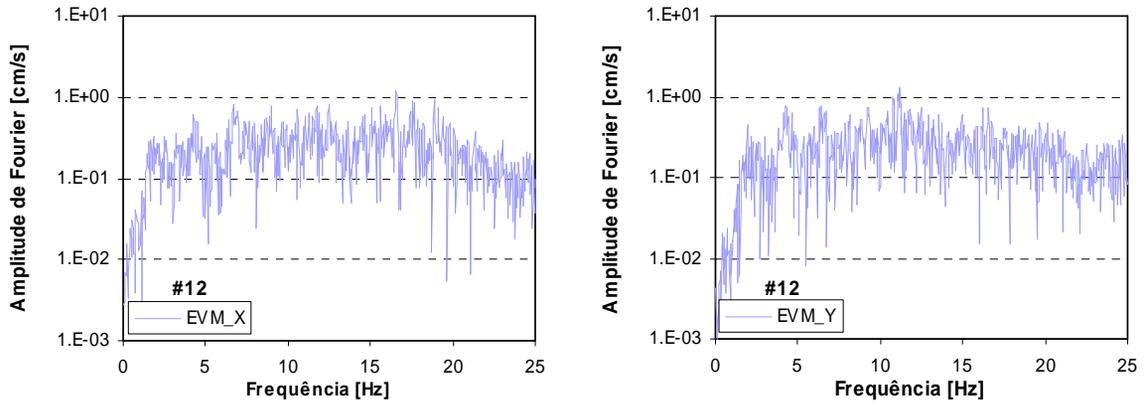


Figura B.12d – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

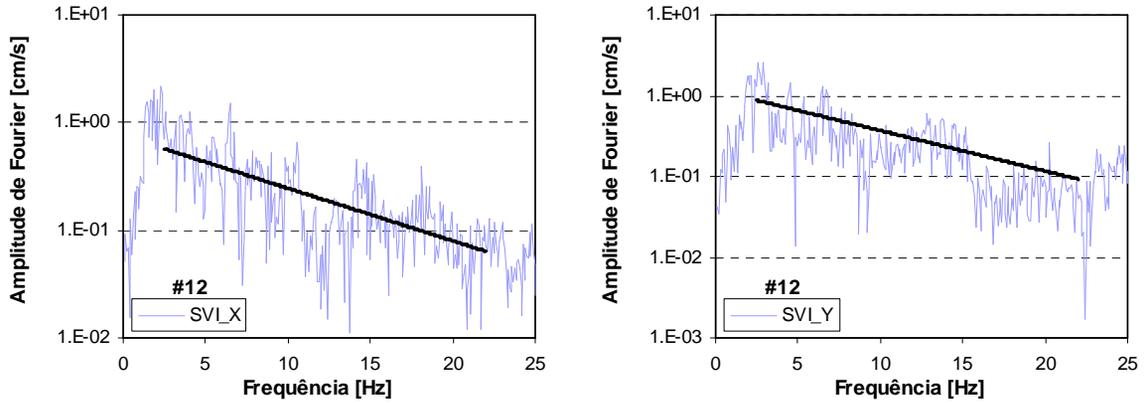


Figura B.12e – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação SVI.

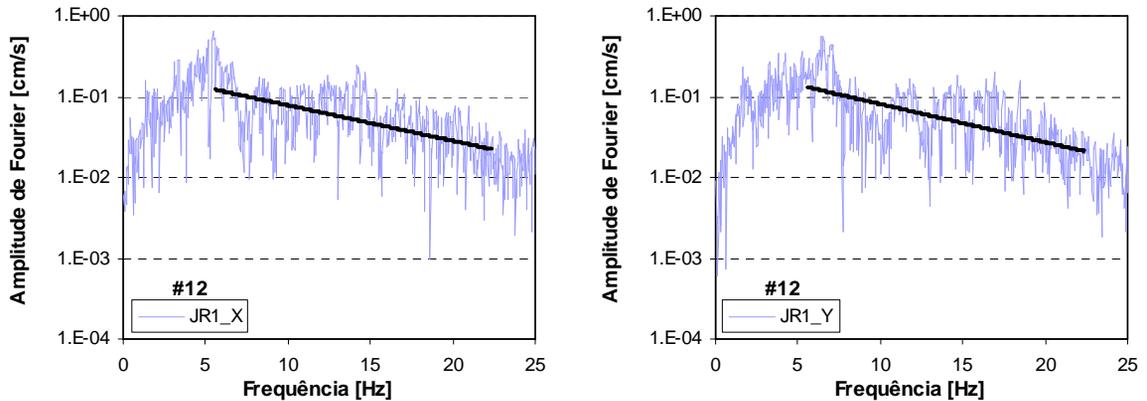


Figura B.12f – Espectros de aceleração e respectivo ajuste linear para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação JR1.

Anexo C

Determinação da frequência-esquina, f_c

C.1. Introdução

Este anexo apresenta os gráficos para a determinação do momento sísmico e da frequência esquina pela metodologia gráfica (secção C.2) e pela metodologia por ajuste teórico do modelo de Brune (secção C.3)

Os espectros de amplitude de Fourier de deslocamento, das ondas S, para cada sismos, foram calculados para as duas componentes horizontais e obtidos através do software LNEC SPA v1.0 [Mendes & Campos Costa, 2007].

C.2. Metodologia gráfica

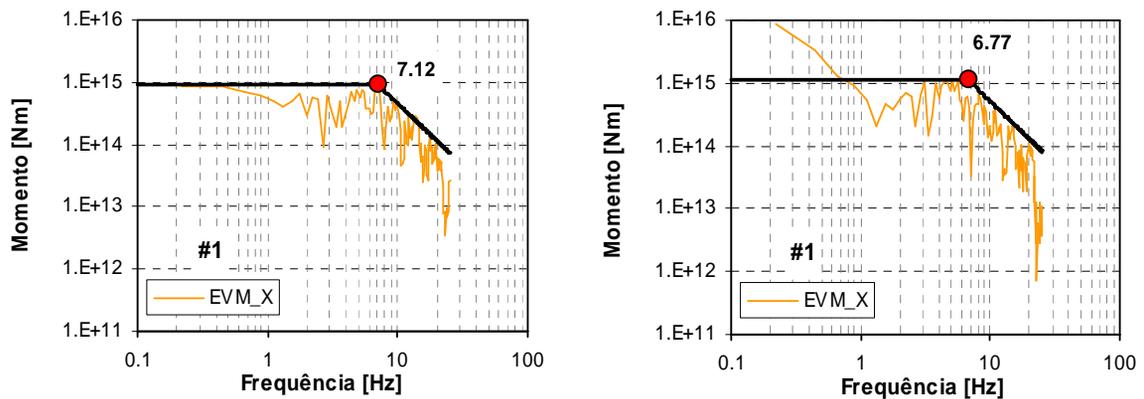


Figura C.1 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 31 de Julho de 1998, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

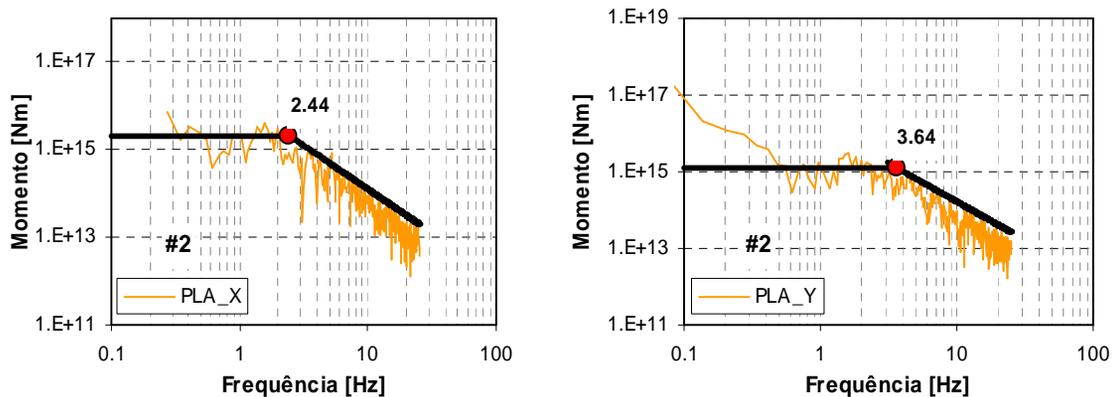


Figura C.2 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo 20 de Setembro de 1999, para as duas componentes horizontais, da estação PLA.

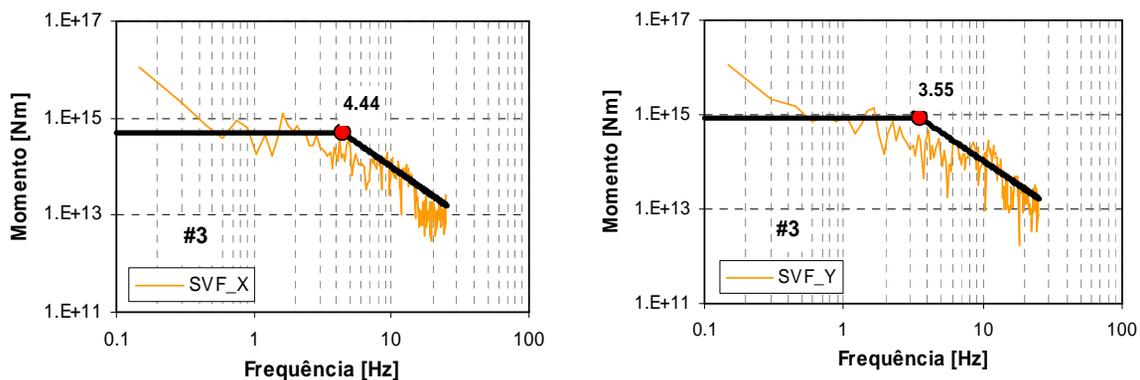


Figura C.3 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 16 de Outubro de 2000, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

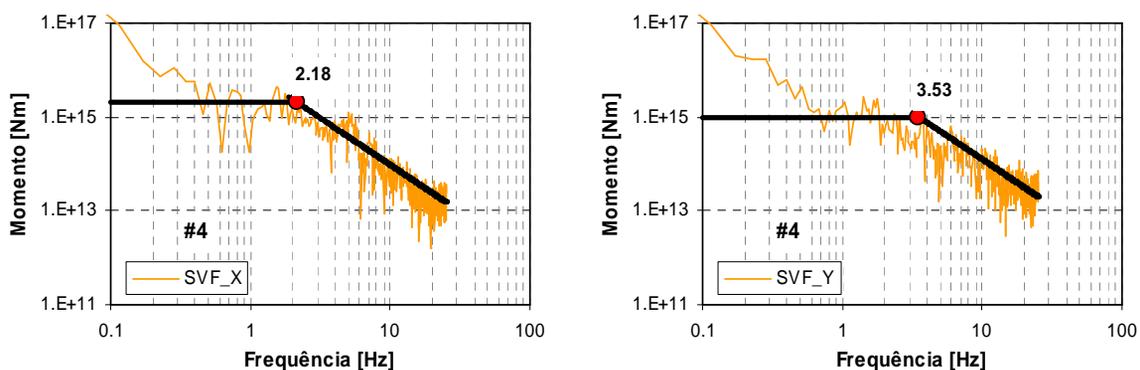


Figura C.4 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 28 de Março de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

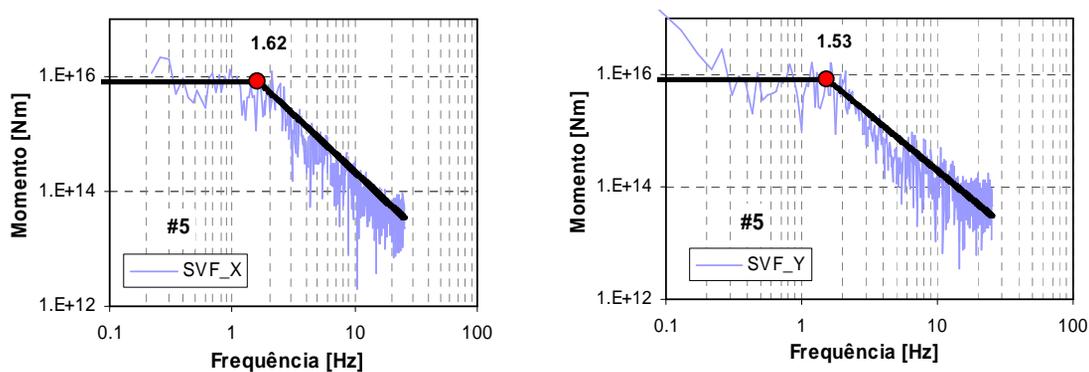


Figura C.5 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 24 de Julho de 2002, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

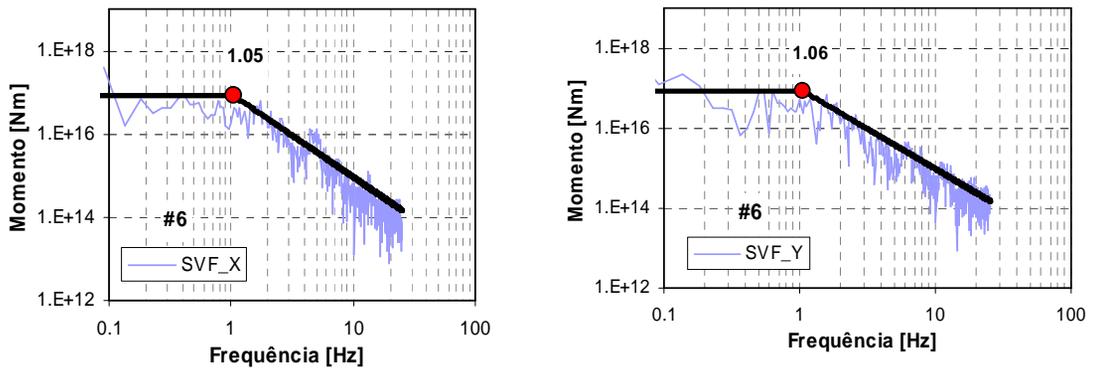


Figura C.6a – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

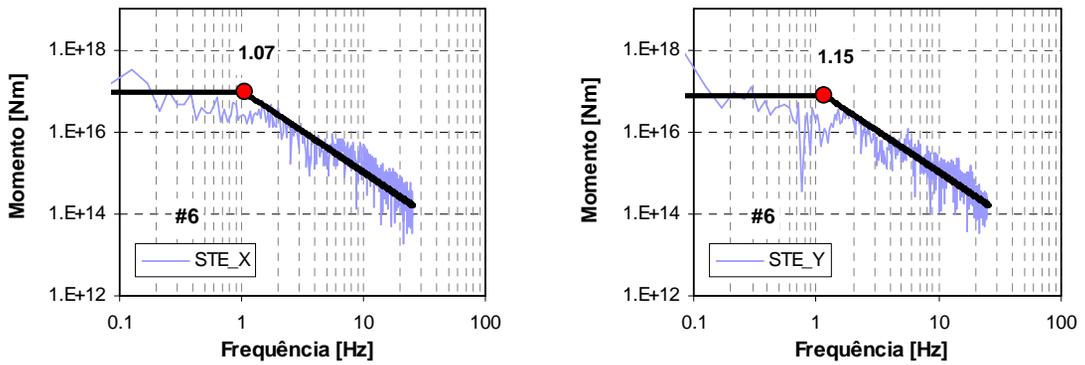


Figura C.6b – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

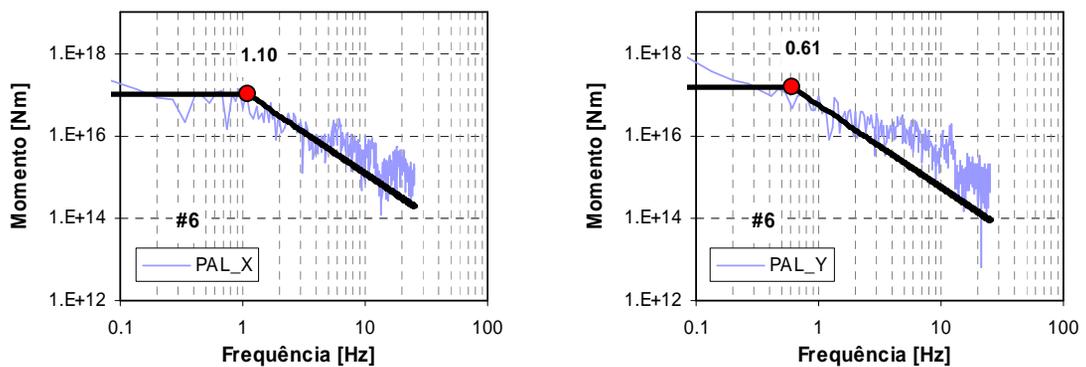


Figura C.6c – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

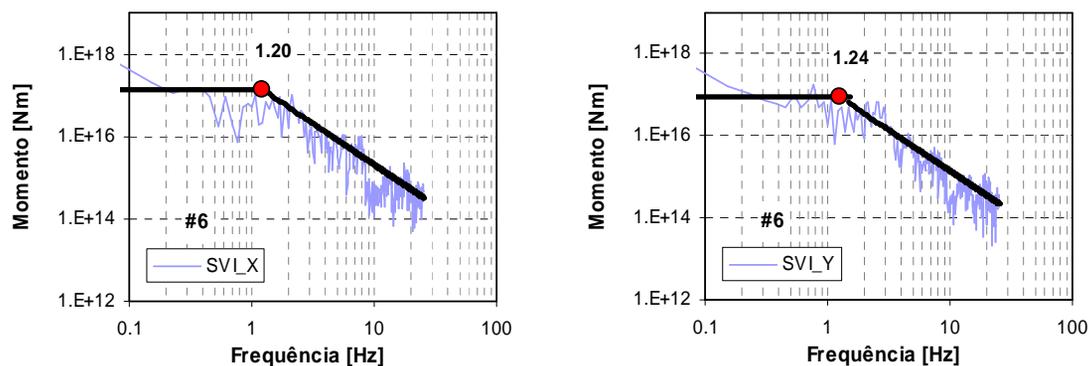


Figura C.6d – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Julho de 2003, para as duas componentes horizontais, da estação SVI.

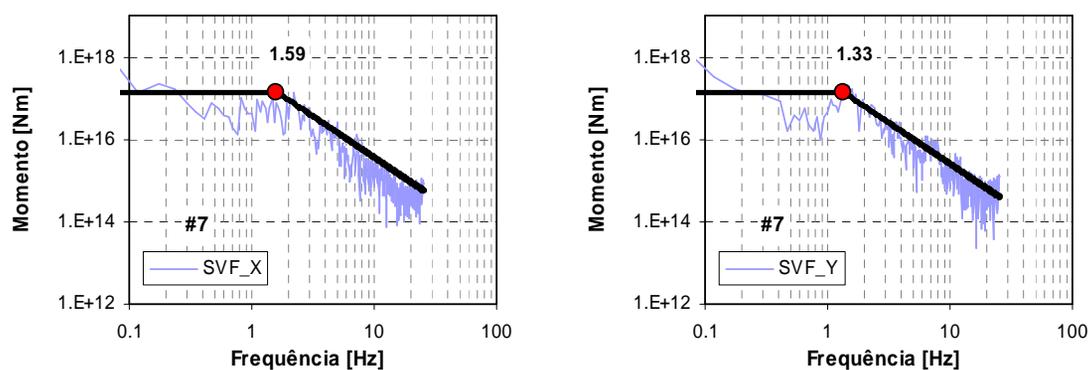


Figura C.7a – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

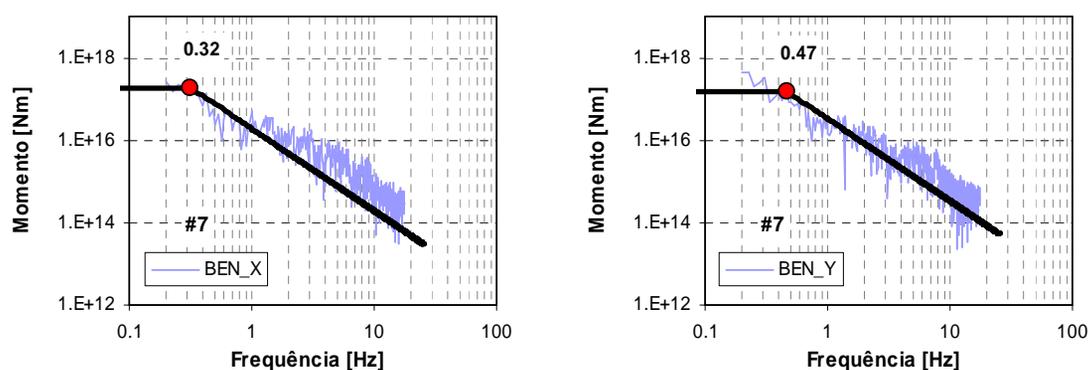


Figura C.7b – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

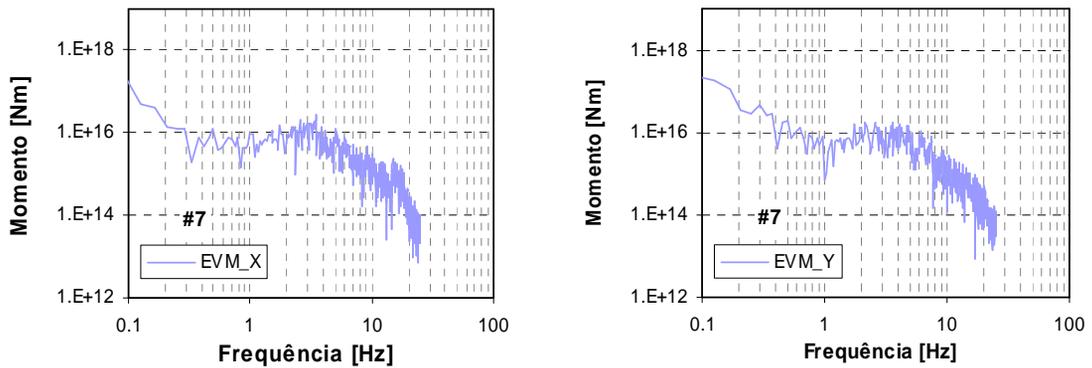


Figura C.7c – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

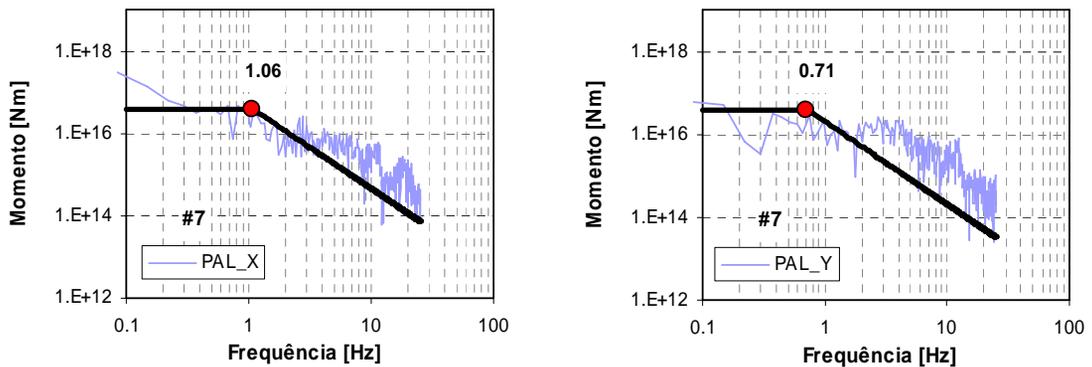


Figura C.7d – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, para as duas componentes horizontais, da estação PAL.

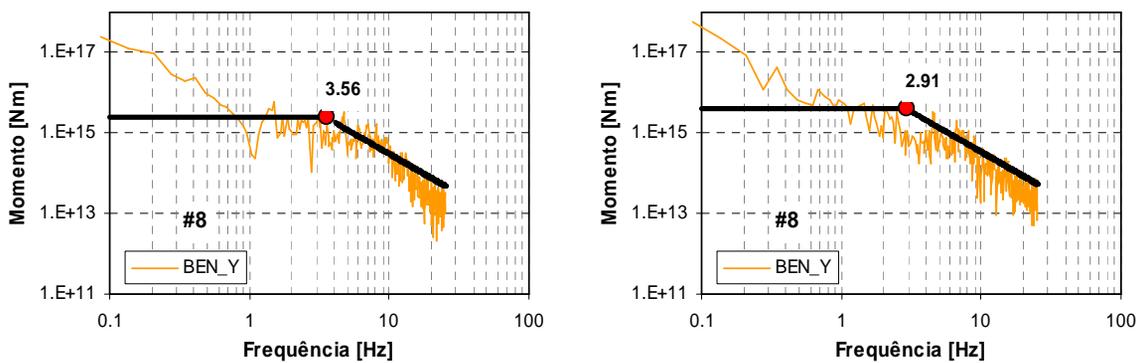


Figura C.8a – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

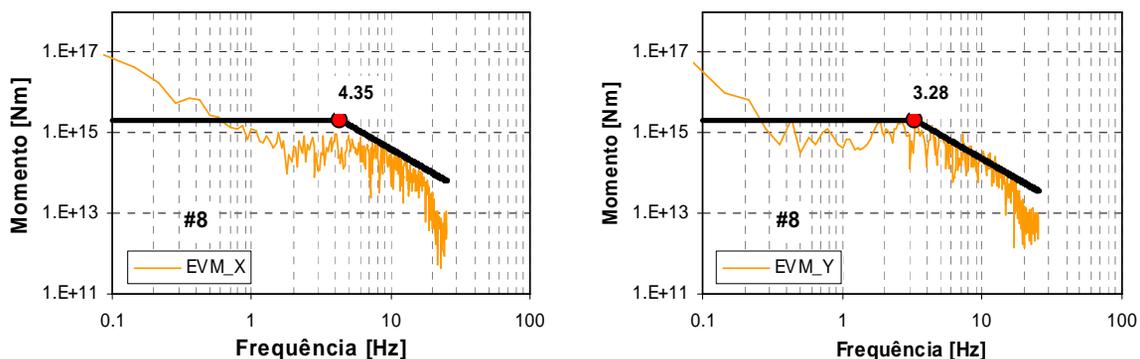


Figura C.8b – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

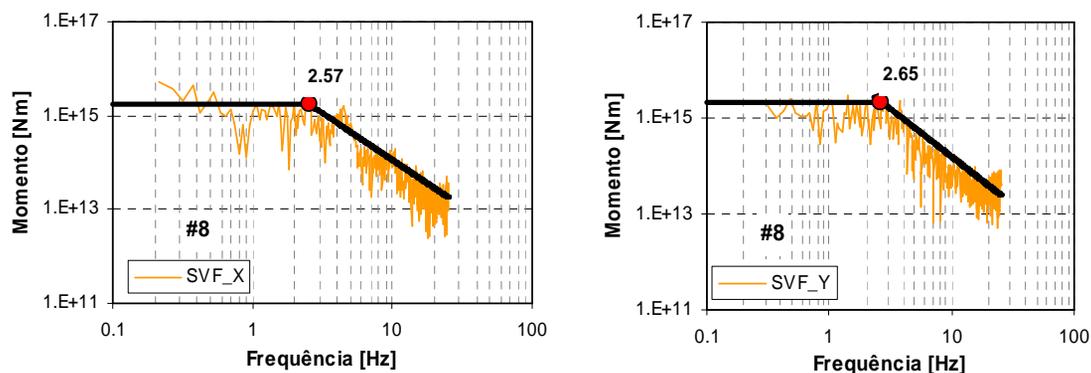


Figura C.8c – Espectros amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

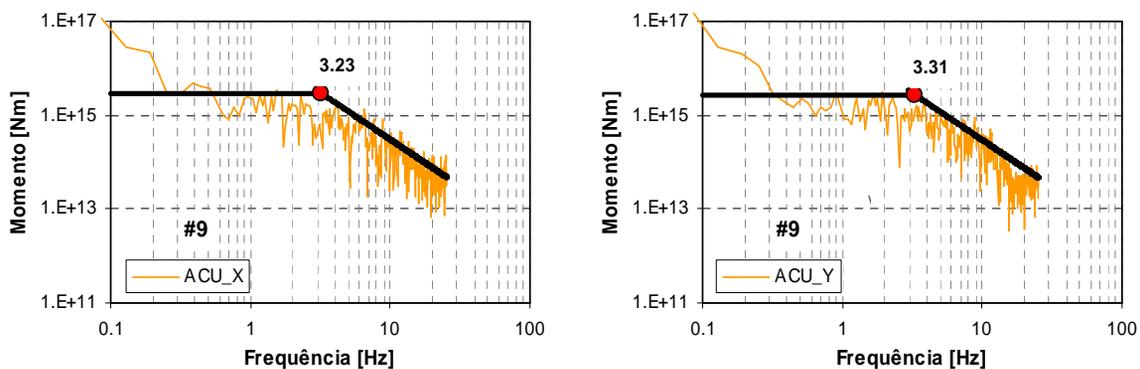


Figura C.9 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

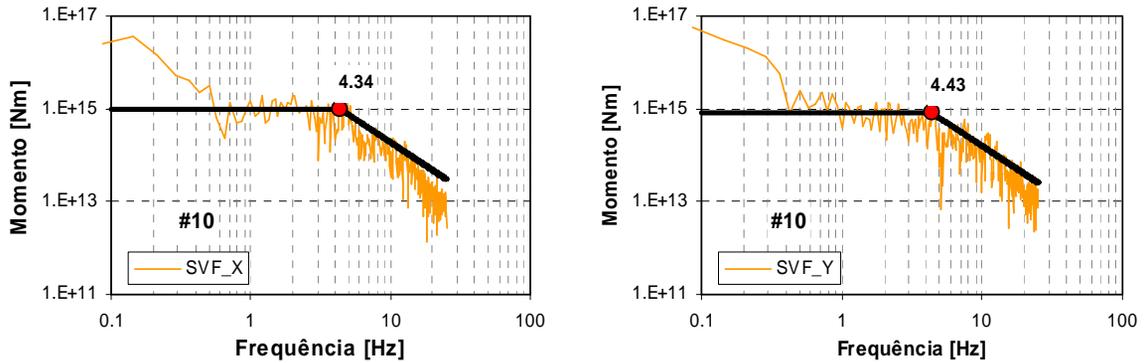


Figura C.10 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 15 de Abril de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

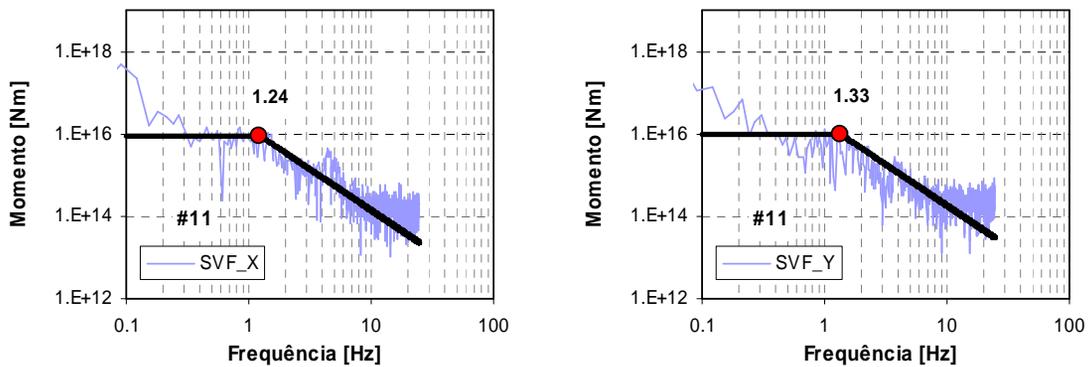


Figura C.11 – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 21 de Junho de 2006, para as duas componentes horizontais, da estação SVF.

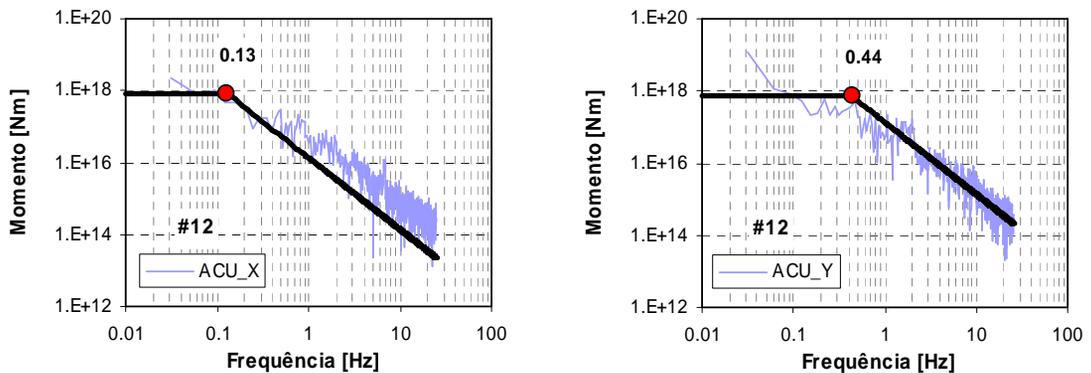


Figura C.12a – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação ACU.

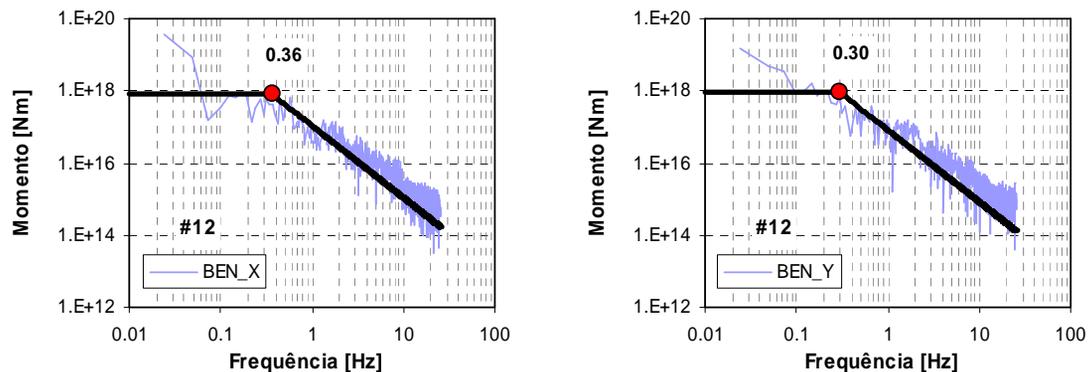


Figura C.12b – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação BEN.

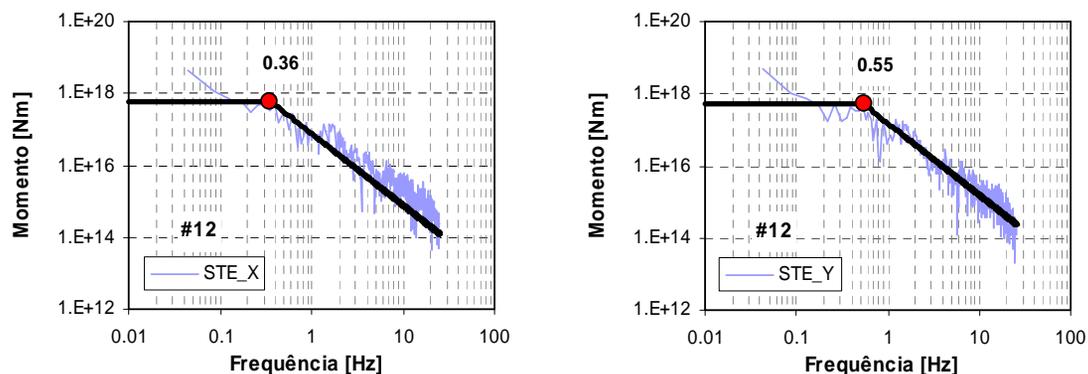


Figura C.12c – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação STE.

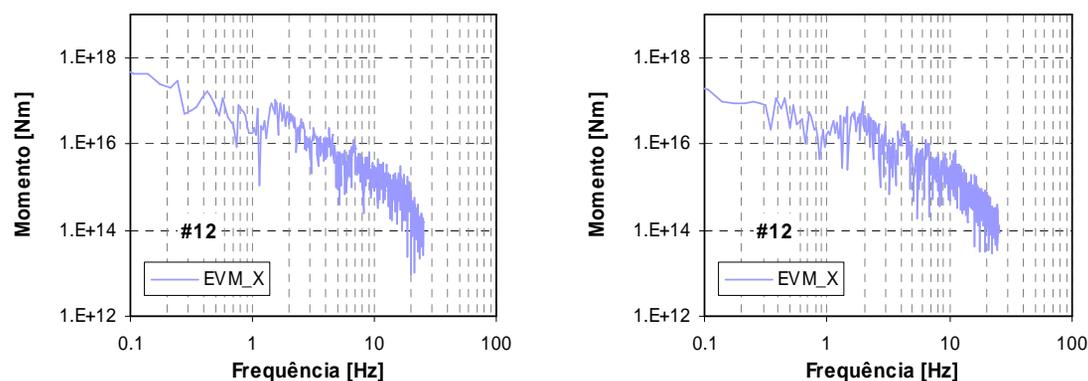


Figura C.12d – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação EVM.

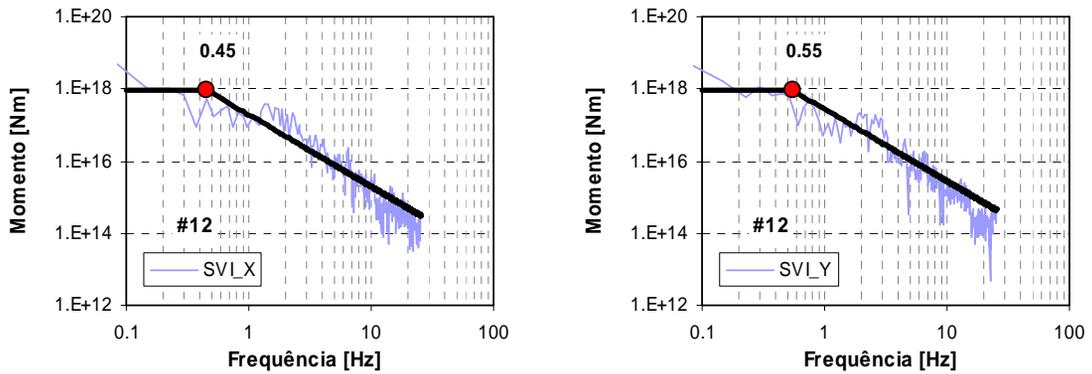


Figura C.12e – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação SVI.

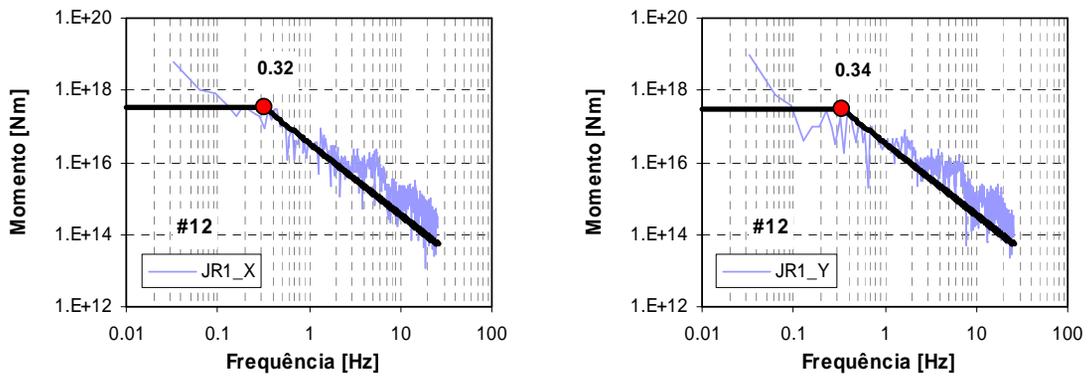


Figura C.12f – Espectros de amplitude de deslocamento, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, para as duas componentes horizontais, da estação JR1.

C.3. Metodologia por ajuste do espectro de Brune

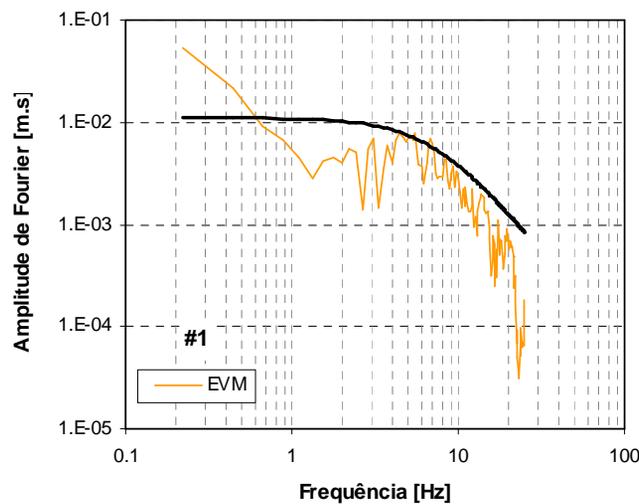


Figura C.13 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 31 de Julho de 1998, da estação EVM. A preto: espectro teórico de Brune.

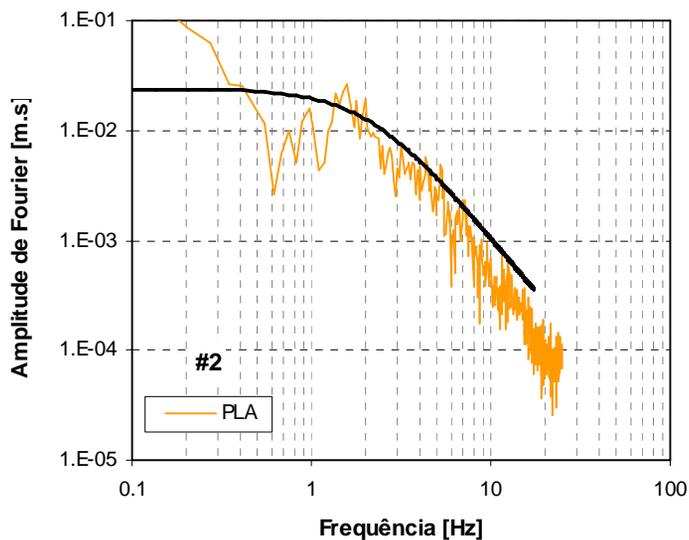


Figura C.14 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo 20 de Setembro de 1999, da estação PLA. A preto: espectro teórico de Brune.

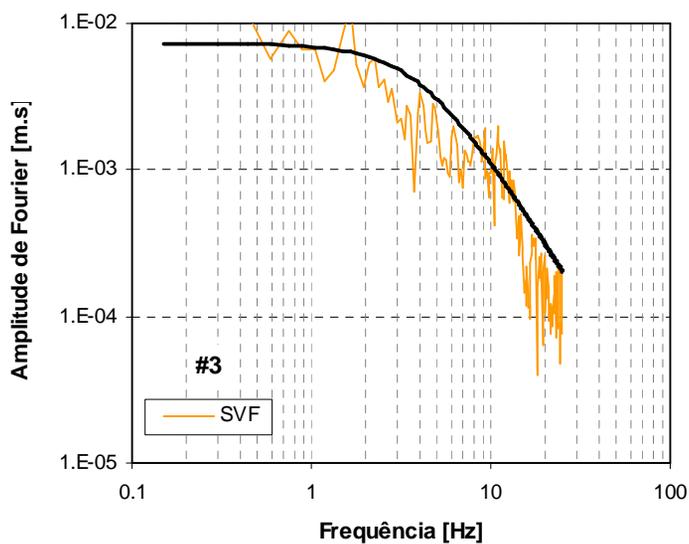


Figura C.15 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 16 de Outubro de 2000, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

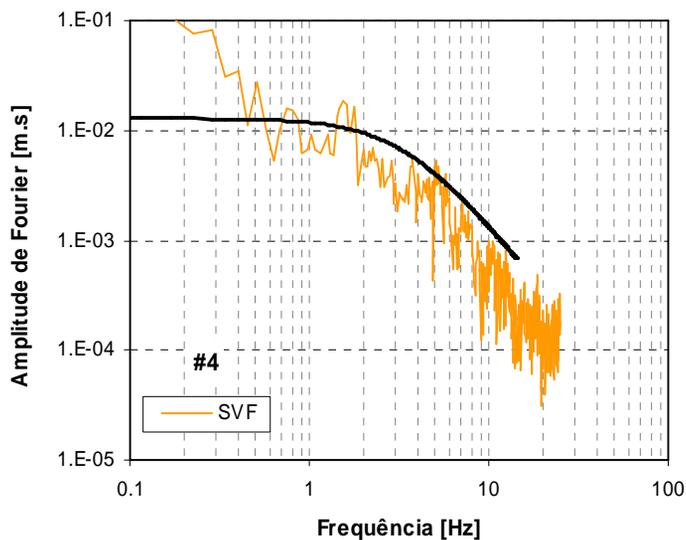


Figura C.16 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 28 de Março de 2002, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

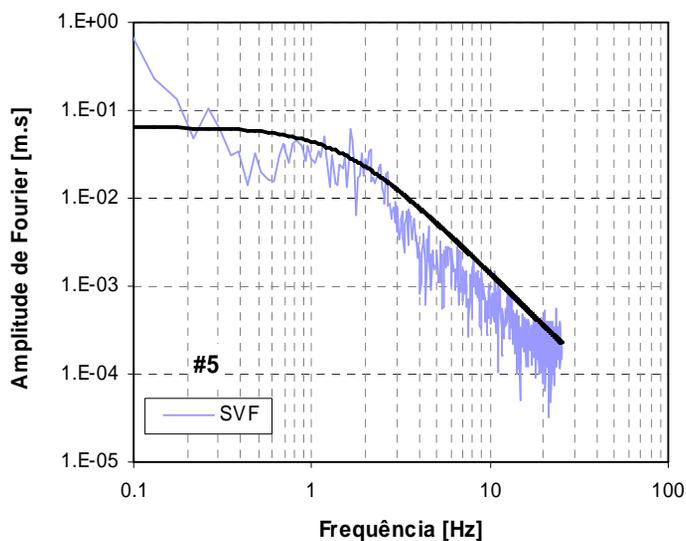


Figura C.17 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 24 de Julho de 2002, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

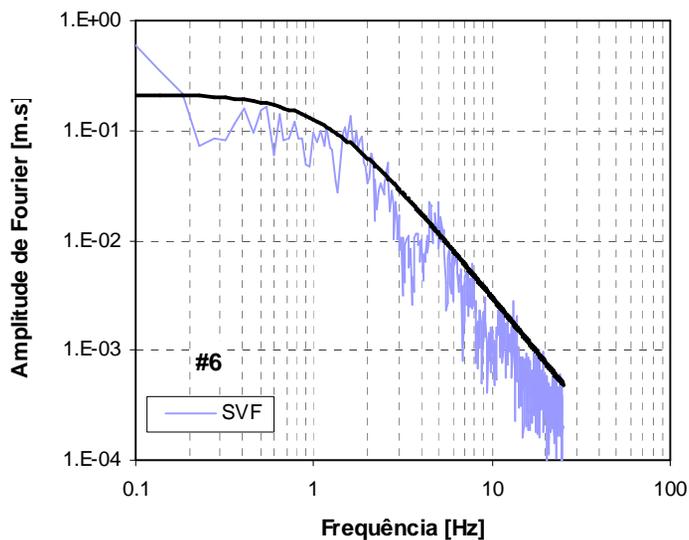


Figura C.18a – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Julho de 2003, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

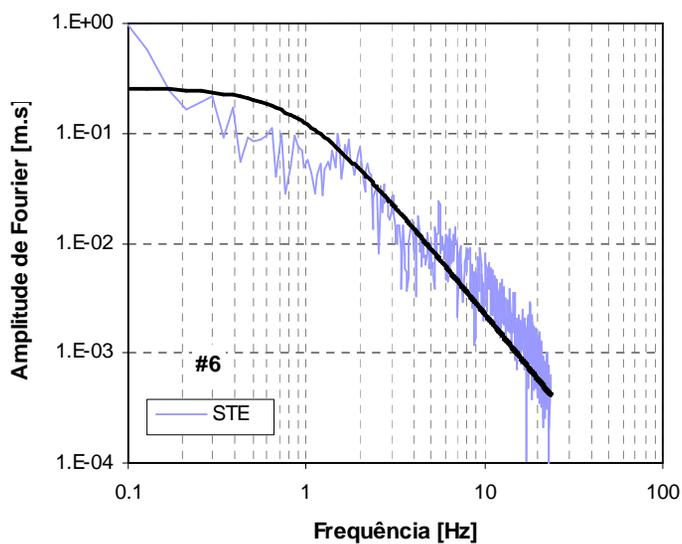


Figura C.18b – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Julho de 2003, da estação STE. A preto: espectro teórico de Brune.

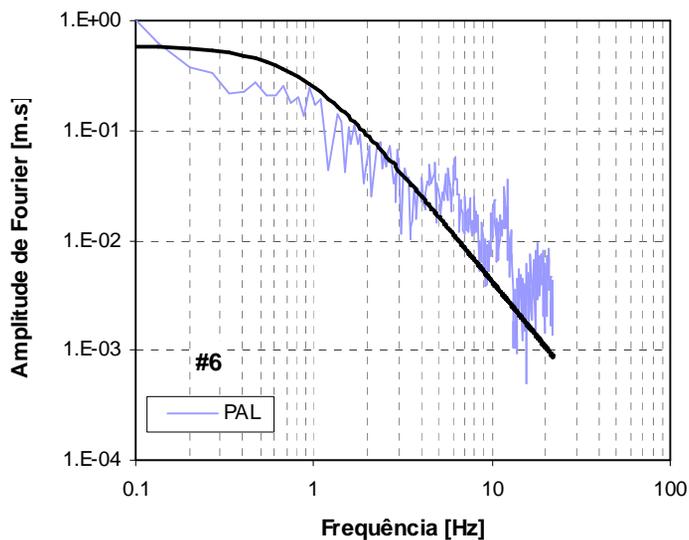


Figura C.18c – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Julho de 2003, da estação PAL. A preto: espectro teórico de Brune.

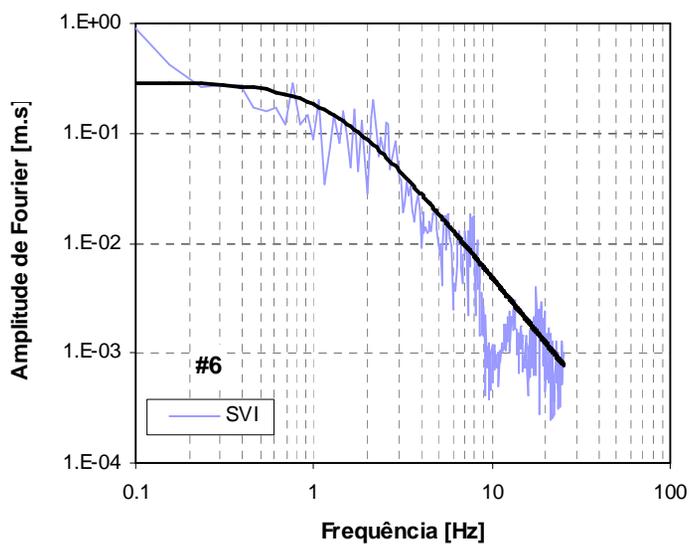


Figura C.18d – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Julho de 2003, da estação SVI. A preto: espectro teórico de Brune.

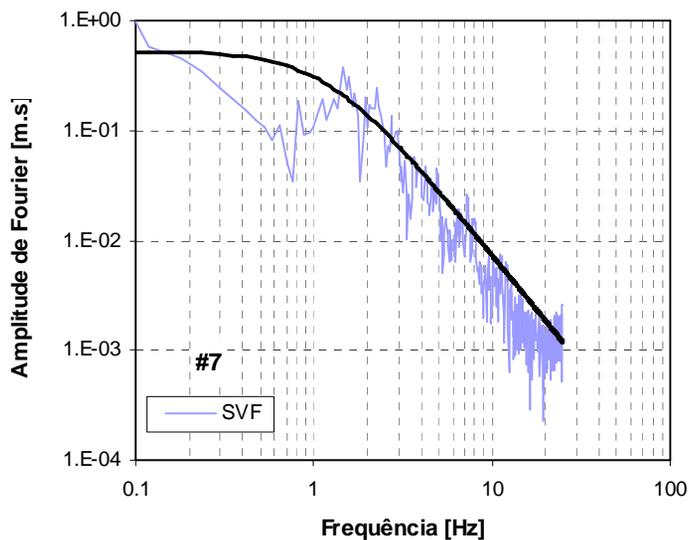


Figura C.19a – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

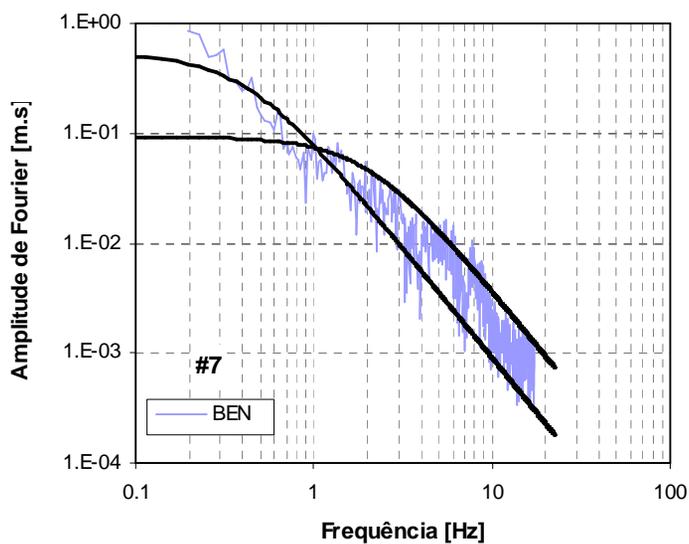


Figura C.19b – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação BEN. A preto: espectros teóricos de Brune.

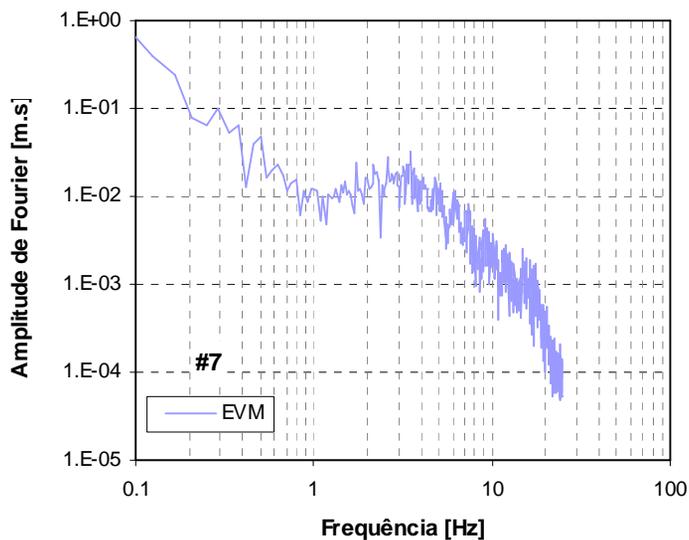


Figura C.19c – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação EVM.

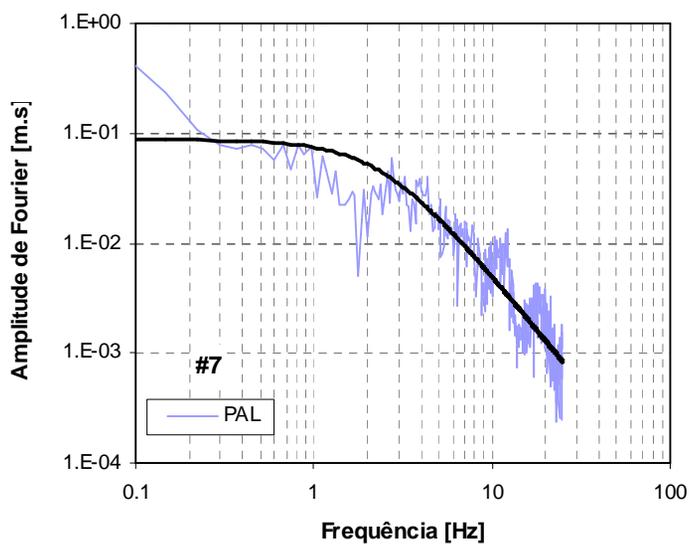


Figura C.19d – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 13 de Dezembro de 2004, da estação PAL. A preto: espectro teórico de Brune.

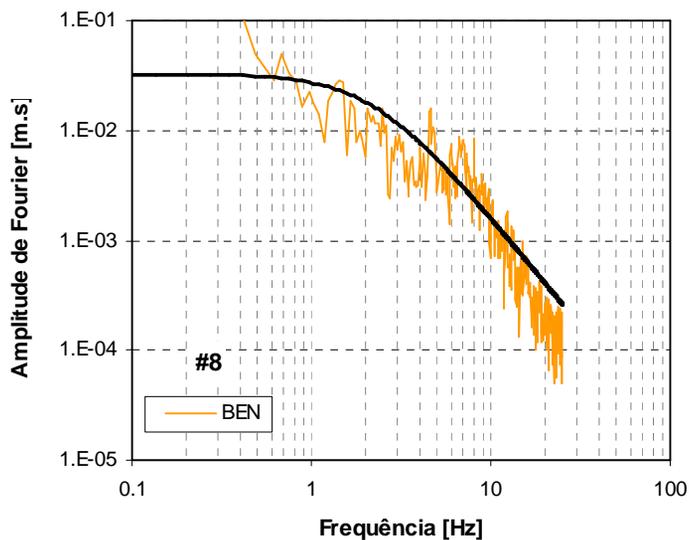


Figura C.20a – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação BEN. A preto: espectro teórico de Brune.

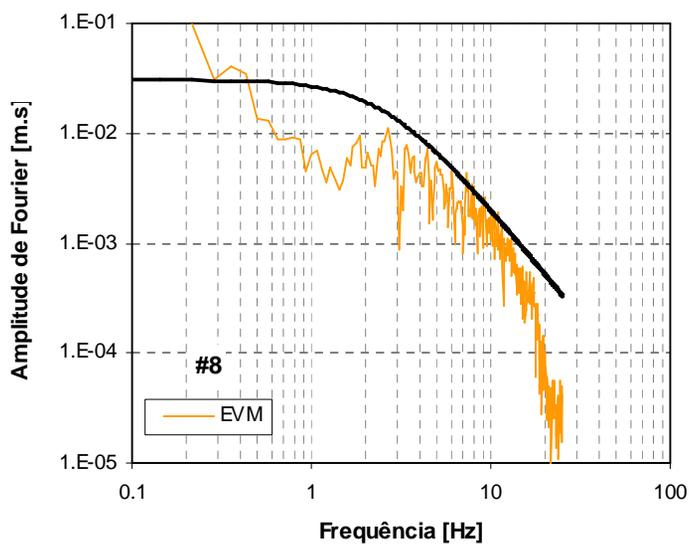


Figura C.20b – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação EVM. A preto: espectro teórico de Brune.

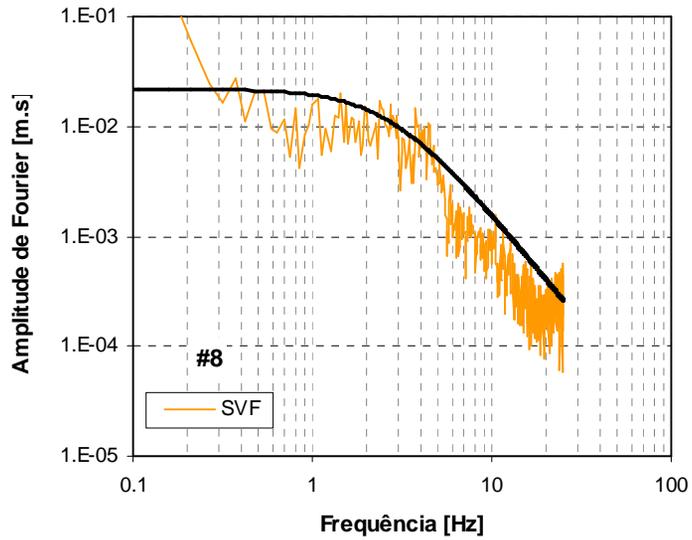


Figura C.20c – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

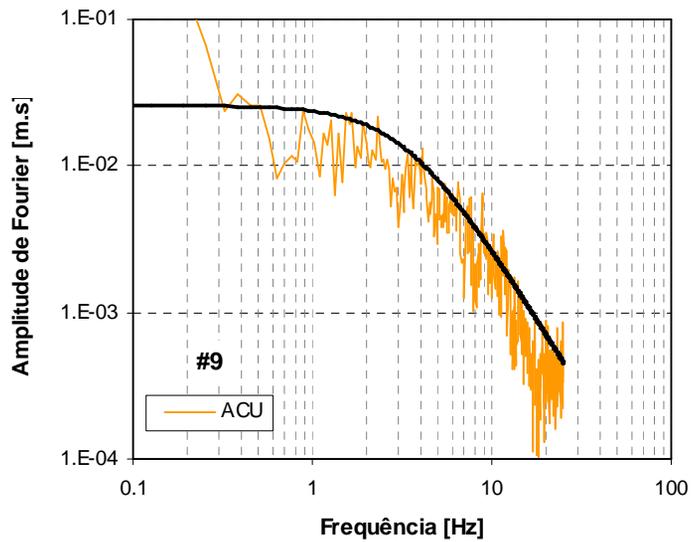


Figura C.21 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 29 de Dezembro de 2005, da estação ACU. A preto: espectro teórico de Brune.

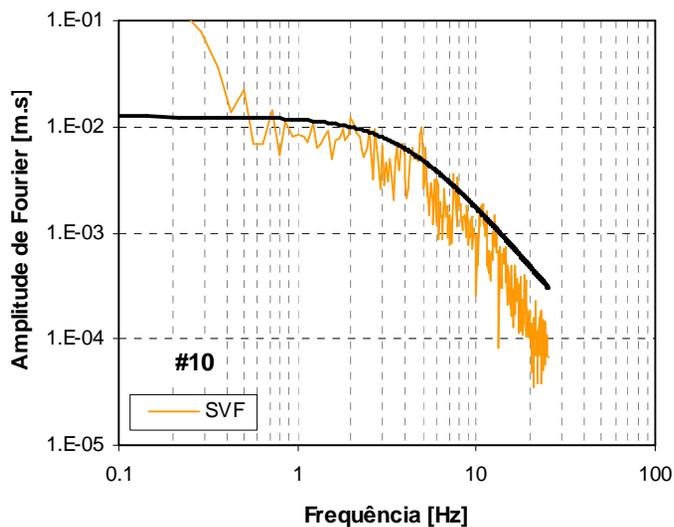


Figura C.22 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 15 de Abril de 2006, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

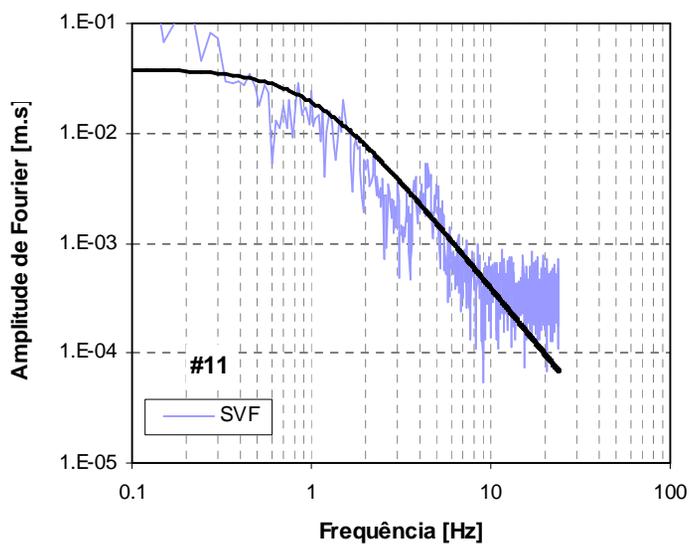


Figura C.23 – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 21 de Junho de 2006, da estação SVF. A preto: espectro teórico de Brune.

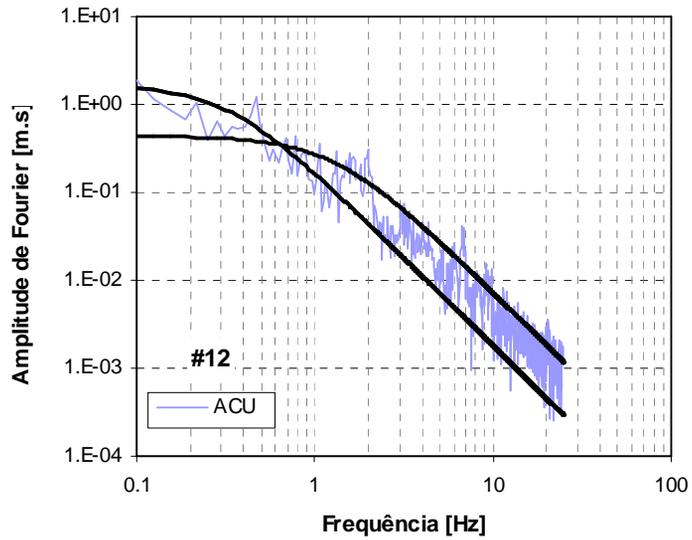


Figura C.24a – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação ACU. A preto: espectro teórico de Brune.

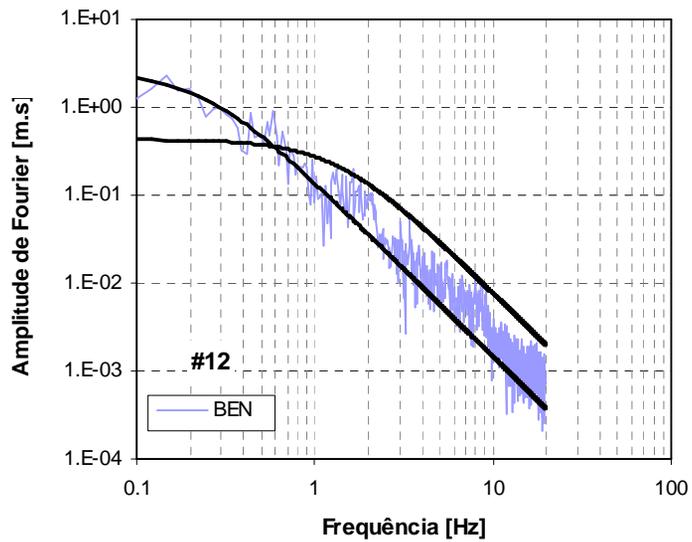


Figura C.24b – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação BEN. A preto: espectro teórico de Brune.

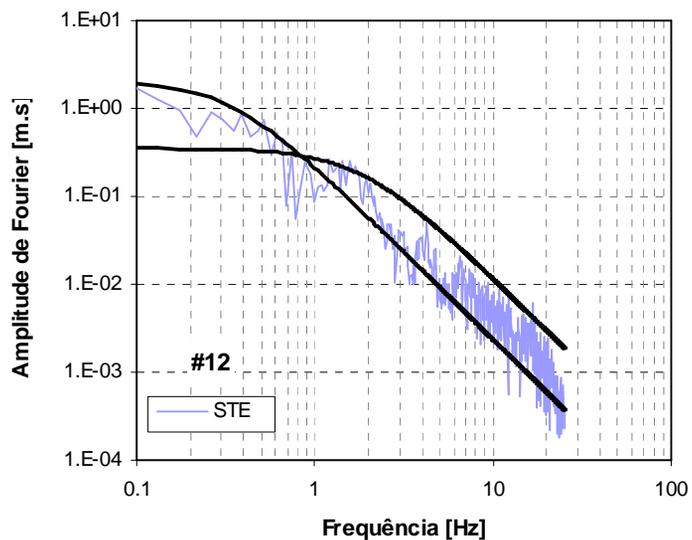


Figura C.24c – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação STE. A preto: espectro teórico de Brune.

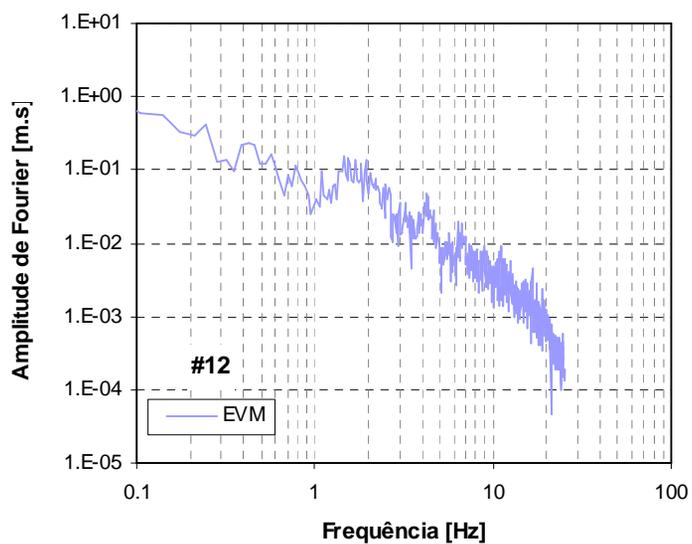


Figura C.24d – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação EVM.

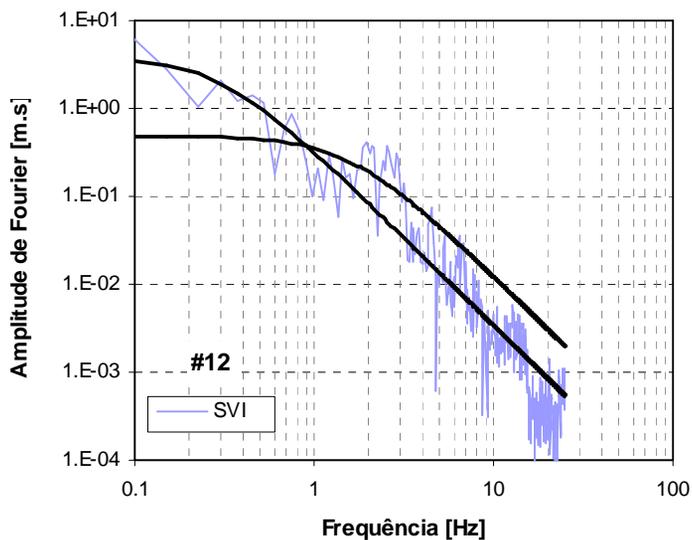


Figura C.24e – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação SVI. A preto: espectro teórico de Brune.

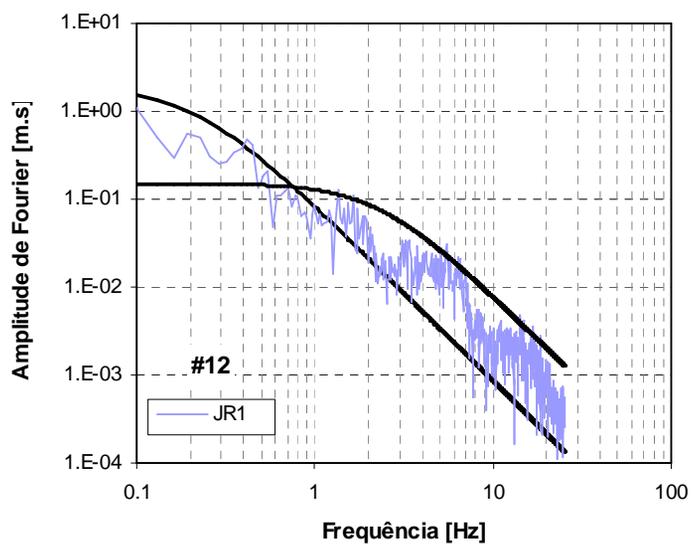


Figura C.24f – Espectros de amplitude de Fourier em deslocamento da fonte sísmica, para o sismo de 12 de Fevereiro de 2007, da estação JR1. A preto: espectro teórico de Brune.

