

MINISTÉRIO DAS OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTES E COMUNICAÇÕES

Laboratório Nacional de Engenharia Civil

NÃO CONFIDENCIAL

DEPARTAMENTO DE ESTRUTURAS

Núcleo de Engenharia Sísmica e Dinâmica de Estruturas

Proc. 0305/11/14747

MODELOS ESTOCÁSTICOS COM RUPTURA PROGRESSIVA DE FALHAS PARA A CARACTERIZAÇÃO DA ACÇÃO SÍSMICA EM PORTUGAL

Aplicação ao Sismo de 1 de Novembro de 1755

RELATÓRIO 240/04 — NESDE

Lisboa, Agosto de 2004

Trabalho realizado no âmbito do Projecto "Mitigação do Risco Sísmico em Portugal"
financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia

ÍNDICE

| | |
|---|-----|
| ÍNDICE DE TABELAS | ii |
| ÍNDICE DE FIGURAS | iii |
| 1 - -INTRODUÇÃO | 1 |
| 2 - MODELOS SISMOLÓGICOS DE GERAÇÃO DE MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS | 6 |
| 2.1 - Introdução | 6 |
| 2.2 - Amplitude do Espectro de Fourier | 6 |
| 2.2.2 - Sismo na fonte | 8 |
| 2.2.3 - Efeitos de propagação | 17 |
| 2.2.4 - Efeitos locais | 21 |
| 2.3 - Modelação estocástica | 25 |
| 2.3.1 - Modelação estocástica estacionária | 25 |
| 2.3.2 - Modelação estocástica não estacionária | 29 |
| 2.4 - Comparação do espectro de resposta obtido através de outros métodos | 30 |
| 2.5 - Estudo paramétrico | 32 |
| 2.6 - Considerações | 35 |
| 3 - MODELAÇÃO – APLICAÇÃO AO SISMO DE 1755 | 38 |
| 3.1 - O sismo de 1755 – Revisão de estudos anteriores | 38 |
| 3.2 - Parâmetros considerados na modelação | 48 |
| 3.3 - Resultados obtidos | 56 |
| 3.4 - Caracterização dos movimentos sísmicos à superfície | 68 |
| 4 - COMENTÁRIOS FINAIS | 71 |
| 5 - BIBLIOGRAFIA | 73 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1 - Parâmetros associados ao factor de qualidade, Q | 20 |
| Tabela 2 - Amplificação para solos duros ($V_{30m} = 620\text{m/s}$) | 24 |
| Tabela 3 – Amplificação para solos muito duros ($V_{30m} = 2900\text{m/s}$) | 24 |
| Tabela 4 - Parâmetros de entrada para a simulação do sismo de 1755 | 50 |
| Tabela 5 - Parâmetros de geometria de falha para os vários modelos. | 56 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 - Diagrama esquemático do modelo sísmológico. Parâmetros intervenientes na definição dos movimentos sísmicos num dado local. | 7 |
| Figura 2 - Espectros de aceleração na fonte para diferentes frequências de corte, normalizados para o momento sísmico..... | 10 |
| Figura 3 - Comparação do espectro de aceleração na fonte do modelo com duas frequências de corte de Atkinson [1995] com o modelo de uma frequência de corte de Brune [1970], para várias magnitudes. | 12 |
| Figura 4 - Geometria considerada no método de falha finita. | 14 |
| Figura 5 - Factor de atenuação geométrica [adaptado de Lam et al., 2000] | 18 |
| Figura 6 - Factor de atenuação inelástica para várias regiões, assumindo um valor de $\beta=3,5$ km/s e uma distância de 50km..... | 21 |
| Figura 7 - Efeito conjunto da atenuação, $P(f)$, e amplificação, $V(f)$, da crosta superior, para solos muito duros do Este da América do Norte (ENA) e para solos duros do Oeste da América do Norte (WNA), para os valores de κ característicos de cada zona..... | 25 |
| Figura 8 - Esquema básico para o cálculo da densidade de potência de resposta, conhecida a densidade de potência de excitação e função de transferência. | 27 |
| Figura 9 - Espectros de resposta em aceleração obtidos com o modelo exposto neste estudo e com o programa SMSIM de Boore [1996], para um sismo pontual de magnitude 8,7 a 300 km de distância do ponto de observação. | 31 |
| Figura 10 - Espectros de resposta em aceleração obtidos com o modelo exposto neste estudo e com o programa FINSIM de Beresnev & Atkinson [1998b, 1999], para uma modelação de fonte não pontual. A linha fina apresenta os valores espectrais tendo em conta o desvio padrão das 100 simulações efectuadas no programa FINSIM..... | 32 |
| Figura 11 - Dependência da frequência com o factor de qualidade, Q , e o factor kappa..... | 33 |
| Figura 12 - Dependência da frequência com a velocidade das ondas sísmica, β , e a velocidade de ruptura, V_r | 33 |
| Figura 13 - Dependência da frequência com a queda de tensão na fonte. | 34 |

| | |
|---|----|
| Figura 14 - Variação do valor de pico da aceleração com o factor de Qualidade, para várias distâncias, para as frequências de 1Hz e 2Hz. | 34 |
| Figura 15 - Isossistas do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755, segundo Pereira de Sousa [1919 a 1932]. Detalhe da cidade de Lisboa. | 38 |
| Figura 16 - Sismo de 1 de Novembro de 1755; a) Valores de intensidade MM-56; b) Isossistas do sismo [Moreira, 1984]. | 39 |
| Figura 17 - Representação das possíveis fontes geradoras do sismo de 1755 obtidas por Baptista [1998]. a) fonte N160; b) fonte N160N135. | 41 |
| Figura 18 - Localização das linhas sísmica da campanha BIGSETS (BS20, BS22, BS24) e da campanha AR92 (AR92-10) respeitante à falha do Marquês do Pombal (MPTF – Marquês Pombal Thrust Fault) e à falha BTF (Backthrust Fault). A área a cinzento corresponde à área deformada observada [Zitellini et al., 2001]. | 43 |
| Figura 19 - Modelo de Terrinha et al. [2003] da estrutura sismogénica do sismo de 1755. A zona B (7 000 km ²), ligeiramente modificada, 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 - Falha Pereira de Sousa; MPTF – Falha Marquês de Pombal (extraído e adaptado de Terrinha et al., 2003)..... | 44 |
| Figura 20 - Pontos de alta intensidade (IMM >= 6) para o sismo de Fevereiro de 1969, de Ms=7.9, localizado no Banco de Gorringe. O padrão de intensidades no Algarve 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 (extraído de Vilanova et al., 2003). | 45 |
| Figura 21 - Danos em igrejas paroquiais, aquando o sismo de 1755 e mapa geológico da zona do Vale Inferior do Tejo (extraído de http://einstein.fisica.ist.utl.pt/~sismo/Portugues/Tagusnet/Tagusnet.htm). | 46 |
| Figura 22 - Distribuição geográfica do número abalos múltiplos, de acordo com testemunhos da época. (extraído de Vilanova et al., 2003)..... | 47 |
| Figura 23 -Modelo de falha composta MPTF+GQ (extraído de Baptista et al.,2003) | 48 |
| Figura 24 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos | |

| | |
|--|----|
| rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a verde e vermelho representam a localização do início de ruptura do plano de falha e as setas representam a direcção de ruptura. | 52 |
| Figura 25 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a verde e vermelho representam a localização do início de ruptura do plano de falha e as setas representam a direcção de ruptura. | 52 |
| Figura 26 - Esquemas dos plano de falha MPTF à esquerda [Zitellini et al., 2001] e MPTF -PS à direita [Terrinha et al., 2003], projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). O círculo a vermelho representa a localização do início de ruptura dos planos de falha. | 53 |
| Figura 27 - Esquema dos planos de falha MPTF - GQ [Baptista et al., 2003], projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a vermelho representam a localização do início de ruptura dos plano de falhas.... | 54 |
| Figura 28 - Esquemas dos plano de falha BG - FVIT à esquerda e MPTF –FVIT à direita, projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a vermelho representam a localização do início de ruptura dos planos de falha..... | 55 |
| Figura 29 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário1, de ruptura unilateral, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 57 |
| Figura 30 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário2, de ruptura bilateral,e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 58 |
| Figura 31 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário1, de ruptura não simultânea, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 59 |

| | |
|---|----|
| Figura 32 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário 2 de ruptura simultânea, e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 60 |
| Figura 33 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para a área deformada evidenciada pelas campanhas sísmicas BIGSETS [Zitellini et al., 2001] e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD). | 61 |
| Figura 34 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para a área deformada proposta por Terrinha et al. [2003] e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 62 |
| Figura 35 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura múltipla proposto por Baptista et al. [2003], início de ruptura no Banco de Guadalquivir, e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD). | 63 |
| Figura 36 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura múltipla proposto por Baptista et al. [2003], início de ruptura na falha MPTF, e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD). | 64 |
| Figura 37 – Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura induzida proposto por Vilanova et al.,[2003], sismo principal com epicentro no Banco de Goringe, valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD)..... | 65 |
| Figura 38 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura induzida proposto por Vilanova et al.,[2003], sismo com epicentro na falha MPTF, valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD). | 66 |
| Figura 39 - Acção sísmica para a AML, aplicando o modelo sísmológico ao modelo de ruptura múltipla MPTF-FVIT. a) acção sísmica em rocha; b) acção sísmica à superfície, com consideração do comportamento não linear dos solos de Carvalho et al. [2002]. | 70 |

1 - INTRODUÇÃO

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 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 [ENV, 1994] é sugerido que, para o mesmo estado limite último, o nível da acção sísmica esteja associado a um período de retorno de 475 anos. Tal período de retorno indica, portanto, 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 publicado recentemente, após aprovação pela comissão técnica CT115, 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 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 mencionados, a caracterização da acção sísmica exige a consideração de períodos de retorno relativamente elevados. Tal facto impõe o conhecimento da sismicidade histórica de forma a que níveis elevados de intensidade possam ser caracterizados nos estudos de casualidade 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 ocorrência, são justamente os eventos históricos os que mais contribuem para a caracterização da acção sísmica associada a período de retorno compatíveis com as exigências regulamentares. Trata-se, portanto, de uma informação 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.

O problema torna-se mais grave sabendo que, mesmo para a sismicidade instrumental, geralmente referida como todos os eventos ocorridos em Portugal a partir de 1900, são poucos os registos instrumentais de relevo para uma caracterização completa dos movimentos sísmicos intensos nos locais. Este pode não ser 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 para a caracterização da intensidade dos movimentos sísmicos intensos em locais do território português, a caracterização da acção sísmica no nosso território é feita 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, mesmo 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 daquelas leis para sismos de grande intensidade para domínios em que a sua aplicação é questionável.

Além disso, a existência dessas 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, no campo próximo e afastado. De facto, a extrapolação de uma lei empírica, para sismos de grande intensidade 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 casualidade 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 existente e o estabelecimento de políticas de seguros.

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 pelas ordenadas espectrais, tendo ainda em conta aspectos que reflectem a definição de campo próximo e afastado.

Tais modelos terão de ser analíticos, menos empíricos, com parâmetros devidamente identificados e sustentados teoricamente, e podendo ser avaliados regionalmente, através de uma calibração com sismos que ocorrem frequentemente na região que afecta a sismicidade do território do continente e ilhas. Pretende-se que esses modelos gerem acelerogramas representativos do ambiente tectónico da região em estudo.

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 e estocásticos.

Uma das primeiras metodologias determinísticas usados para gerar acelerogramas artificiais baseia-se na *teoria do deslocamento*¹ [Aki, 1968]. O método considera o momento sísmico e uma função pré 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 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. É já universalmente aceite que as altas frequências do movimento do solo não podem ser geradas por modelos determinísticos simplificados.

¹ Do inglês, *Point shear dislocation*

A metodologia baseada nas funções de Green é de carácter determinístico mais realista. 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 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 intensidade e, se as relações de escala das características do sismo na fonte forem conhecidas, é possível prever movimentos sísmicos de qualquer intensidade. Este método tem a vantagem da simplicidade mas o seu potencial está limitado ao facto de exigir o registo de um sismo representativo de uma fonte sísmica, nem sempre disponível, principalmente em zonas de moderada sismicidade, como o território continental de Portugal.

Sabido que a geração de acelerogramas deverá considerar variações aleatórias, uma classe de modelos que possivelmente poderá satisfazer os requisitos exigidos, acima referidos, são os denominados modelos sismológicos. Estes modelos, 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 afastados da fonte. Tais modelos podem ser aplicados em regiões com escassos dados de movimento de solo uma vez que, devido à sua fundamentação teórica, estudos sismológicos de outros investigadores e analogias com outras regiões fornecem dados adicionais que podem ser usados no desenvolvimento de modelos regionais.

O presente relatório, inserido no âmbito do projecto da Fundação para a Ciência e a Tecnologia "Mitigação do risco sísmico em Portugal", começa por apresentar, no capítulo 2, a teoria subjacente ao modelo sismológico apresentando considerações teóricas que vão desde as mais simples às mais refinadas, com diferentes considerações referente às características da fonte, atenuação geométrica, atenuação inelástica, atenuação e amplificação na crosta superior e ao tempo de duração do movimento do solo. Efectua-se uma comparação com modelos utilizados internacionalmente e realiza-se uma análise paramétrica para mostrar a influência de alguns parâmetros nos resultados obtidos.

No capítulo 3 aplica-se o estudo à 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 outros investigadores.

Finalmente, no capítulo 4 apresentam-se as conclusões deste estudo, tecendo-se alguns comentários acerca do modelo utilizado.

2 - MODELOS SISMOLÓGICOS DE GERAÇÃO DE MOVIMENTOS SÍSMICOS INTENSOS

2.1 - Introdução

Tradicionalmente, a caracterização da acção sísmica num dado local é efectuada através de procedimentos baseados na quantificação das distribuições de probabilidades anuais de alguns dos parâmetros dos movimentos sísmicos intensos nomeadamente valores de pico das acelerações, velocidades e deslocamentos e, na construção a partir destes, de um espectro de resposta ou potência seguindo técnicas bastante divulgadas. Os espectros, quando calculados a nível do substracto rochoso podem ser posteriormente modificados através da modelação do comportamento dinâmico dos solos existentes em cada local.

Esta abordagem empírica, até agora empregue na maioria dos estudos de caracterização da acção sísmica em Portugal, é independente de considerações físicas da fonte sismogenética.

Contudo, existe uma infinidade de parâmetros intervenientes na caracterização da acção sísmica que estão relacionados com os diferentes processos físicos de *geração na fonte, propagação até ao local e efeitos locais* e que têm de ser considerados numa caracterização fidedigna da acção sísmica, de modo a que seja possível reproduzir acelerogramas representativos do ambiente tectónico.

Os modelos analíticos, de base teórica, que consideram todos estes processos físicos são denominados de modelos sismológicos e serão apresentados de forma detalhada neste capítulo.

2.2 - Amplitude do Espectro de Fourier

Os movimentos sísmicos num determinado local, podem ser caracterizados por um espectro de amplitudes de Fourier em acelerações para uma banda de frequência entre 0,1 e 10 Hz. Tais 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 desses espectros para sismos de magnitude moderadas a altas [e.g., Boore, 1983; Boore & Atkinson, 1987; Toro & McGuire, 1987; Atkinson & Boore, 1995, 1998; Atkinson & Silva, 1997].

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

$$A(f) = (2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot S(f) \cdot G(R) \cdot An(f,R) \cdot P(f) \cdot V(f) \quad (1)$$

em que

- $S(f)$, o espectro de deslocamento na fonte, reflecte as características espectrais dos movimentos na vizinhança do foco e refere-se somente 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 desde a fonte até ao local não introduza grandes variações nas mesmas;
- $G(R)$, o factor de atenuação geométrica, e $An(f,R)$, o factor de atenuação inelástica, reflectem, respectivamente, os efeitos de propagação e atenuação das ondas sísmicas desde a fonte até ao local. Isto é, representam a influência que os meios de propagação terão sobre as características dos movimento sísmicos em locais afastados da fonte – campo afastado;
- $P(f)$, o factor de atenuação na crosta superior, e $V(f)$, o factor de amplificação na crosta superior, reflectem o comportamento das camadas do solo entre o substrato rochoso e o local à superfície.

Na figura 1 esquematiza-se a intervenção de cada um dos factores mencionados, com a consideração dos parâmetros intervenientes.

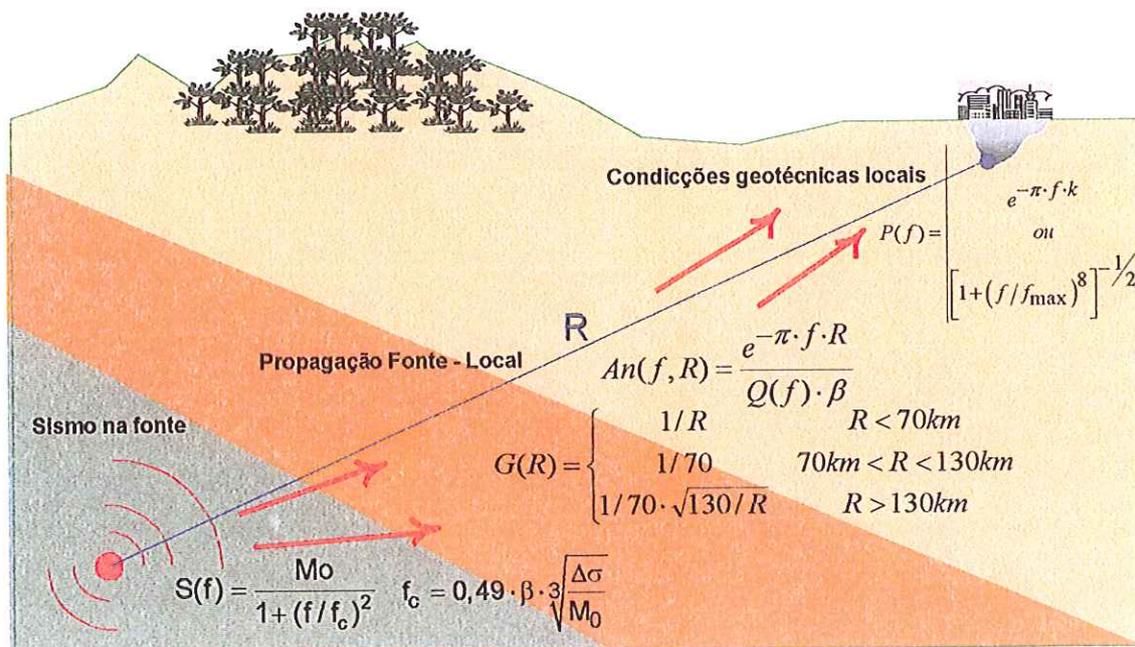


Figura 1 - Diagrama esquemático do modelo sísmológico. Parâmetros intervenientes na definição dos movimentos sísmicos num dado local.

2.2.2 - Sismo na fonte

A determinação do espectro dos movimentos registados no campo próximo – espectro na fonte – é essencial para a caracterização dos movimentos que um determinado sismo poderá provocar a qualquer distância. Tais espectros são função da energia libertada na fonte e de uma frequência de corte¹ e, de uma forma geral, em termos de deslocamentos, podem ser escritos na forma:

$$S(f) = C \cdot M_0 \cdot Sa(f) \quad (2)$$

O factor C , um factor de escala independente da frequência, é dado por:

$$C = \frac{\mathfrak{R} \cdot V \cdot FS}{4 \cdot \pi \cdot \rho \cdot \beta^3} \quad (2b)$$

em que \mathfrak{R} é o padrão de radiação da fonte (=0,55 para as ondas S, p.e. Boore & Boatwright, 1984), V representa a partição da energia em duas componentes horizontais (=1/ $\sqrt{2}$), FS é a amplificação de superfície livre (=2), e ρ e β são a densidade e velocidade da onda sísmica, respectivamente, na vizinhança da fonte.

O momento sísmico, M_0 , 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]:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot D \quad (3)$$

em que 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 de corte do meio que contém a falha.

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

$$\log M_0 = 1,5 \cdot M + 16,05 \quad (4)$$

em que M_0 vem expresso em dyn×cm.

De acordo com Brune [1970] o espectro de deslocamento na fonte pode ser obtido pela expressão [2] em que:

$$Sa(f) = \frac{1}{1 + (f/f_c)^2} \quad (5)$$

¹ Do inglês *corner frequency*

sendo f_c a frequência de corte.

O espectro em amplitude de Fourier de aceleração na fonte, de acordo com a expressão [1], pode escrever-se como:

$$A(f) = (2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot S(f) = \frac{C \cdot M_0 \cdot (2 \cdot \pi \cdot f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (6)$$

A frequência de corte, f_c , pode ser escrita em função da *queda de tensão*¹, $\Delta\sigma$ (medida pela diferença entre as tensões que se observam antes e após a ruptura) e do momento sísmico através da relação bem conhecida na literatura [Brune, 1970; Brune, 1971]:

$$f_c = 0,49 \cdot \beta \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta\sigma}{M_0}} \quad (7a)$$

em que todos os parâmetros são expressos nas unidades do SI, ou

$$f_c = 4,9 \times 10^6 \cdot \beta \cdot \sqrt[3]{\frac{\Delta\sigma}{M_0}} \quad (7b)$$

em que β é expresso em *km/s*, $\Delta\sigma$ em *bars* e M_0 em *dyne×cm*.

As expressões [5] e [7], que definem o modelo na fonte denominado de modelo omega quadrado² ω^2 , indicam que a forma do espectro na fonte é descrito por dois parâmetros: o momento sísmico, M_0 , e a 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 deslocamento, dado pela expressão [2], é dependente do momento sísmico enquanto que o espectro de aceleração, dado pela expressão [6], sendo $\propto M_0 f_c^2$, é também, pela expressão [7], $\propto \Delta\sigma^{2/3} M_0^{1/3}$, sendo, portanto, mais dependente da queda de tensão do que do momento sísmico.

Assim, a queda de tensão influencia principalmente as acelerações enquanto que o deslocamento é influenciado principalmente pelo momento sísmico.

Na figura 2 estão traçados alguns espectros de aceleração na fonte, normalizados para o momento sísmico, para diferentes frequências de corte.

Conclui-se que os espectros na fonte serão tanto mais intensos quanto maior for a frequência de corte, isto é, quanto maior for a queda de tensão. A figura

¹Do inglês *stress drop*

²Do inglês *ω^2 source model*,

permite, também, observar que quanto menor for a frequência de corte em maior proporção estarão presentes conteúdos em baixas frequências nos movimentos sísmicos levando a concluir que, tal como já referido em Campos Costa [1993], para sismos com quedas de tensão cada vez menores, mas com a mesma energia libertada, haverá uma transferência de altas para as baixas frequências da riqueza espectral dos movimentos sísmicos registados em campo próximo.

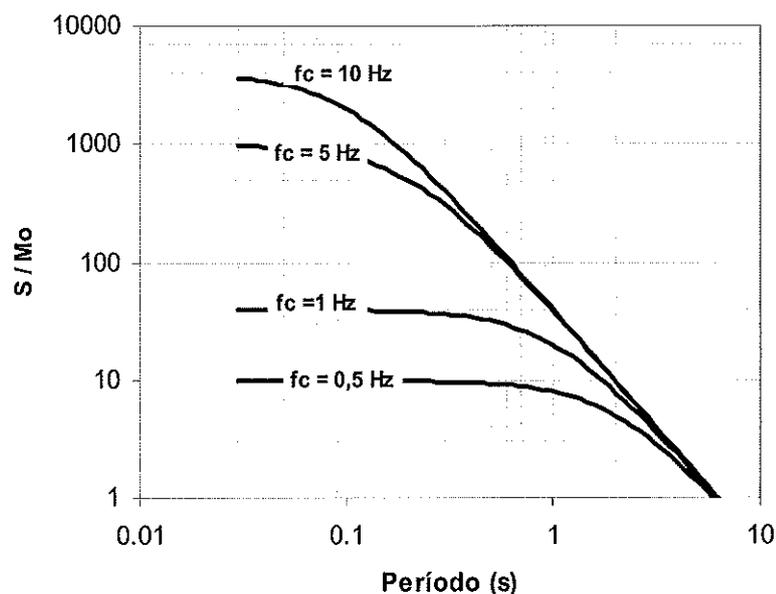


Figura 2 - Espectros de aceleração na fonte para diferentes frequências de corte, normalizados para o momento sísmico.

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 em altas frequências e, conseqüentemente, menores acelerações de pico na Califórnia devido à menor queda de tensão aí observadas [Mohammadioun & Pecker, 1992, in Campos Costa, 1993].

A queda de tensão associada a um ruptura sísmica é geralmente considerada com valores perto de *100bars* (*10 MPa*), existindo alguns casos pontuais de quedas de tensão de cerca de *30bars* e bem maiores que *100bars* [Boore, 1983; Boore & Atkinson, 1987]. No entanto, os espectros de sismos na fonte registados na região Leste da America do Norte (ENA – *Eastern North America*), para frequências maiores do que *1Hz*, implicam uma queda de tensão entre 120 e

200bars, para sismos de magnitude de momento superior a 4 [Atkinson, 1993; Atkinson & Boore, 1997; Frankel *et al.*, 1996].

Assim, grandes quedas de tensão parecem ter contribuído para o conteúdo em altas frequências observadas em sismos num ambiente intraplacas.

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

Apesar do sucesso da idealização do espectro na fonte descrito anteriormente, vários autores [Boore & Atkinson, 1992; Atkinson, 1993; Atkinson & Boore, 1998; Atkinson & Silva, 1997] constataram que o modelo de Brune [1970] sobrestima os valores do movimento do solo para sismos moderados a grandes numa banda de frequências entre 0,1Hz a 2Hz, subestimando os valores acima dos 2 Hz. Tal resulta, segundo aqueles autores, da idealização de uma fonte pontual, com a consideração de uma única frequência de corte.

Verificando que o espectro de fonte do sismo do Quebec em 1988 era caracterizado por duas frequências de corte diferentes, Atkinson [1995] e Atkinson & Boore [1998] propuseram um modelo semi-empírico, para o Centro e Leste da América do Norte (CENA – *Central and Eastern North America*), na forma da expressão [2] com:

$$Sa(f) = \frac{1 - \varepsilon}{1 + (f/f_a)^2} + \frac{\varepsilon}{1 + (f/f_b)^2} \quad (8)$$

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

A figura 3 representa os espectros na fonte para os dois modelos para várias magnitudes, mostrando os cortes e transferências de energia no espectro de aceleração quando se considera o modelo de Atkinson [1995], como consequência da consideração de duas frequências de corte.

¹Do ingles *two-corner point-source model*

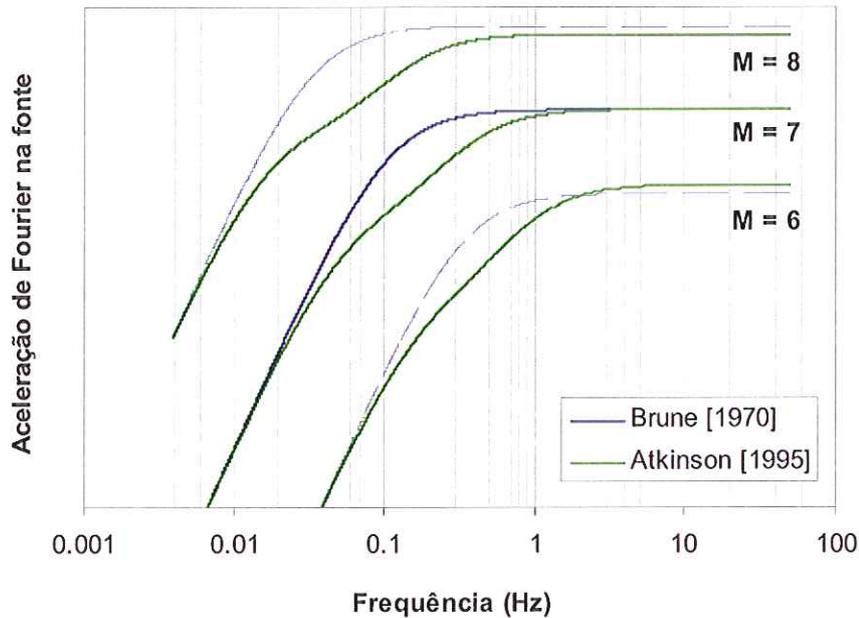


Figura 3 - Comparação do espectro de aceleração na fonte do modelo com duas frequências de corte de Atkinson [1995] com o modelo de uma frequência de corte de Brune [1970], para várias magnitudes.

A frequência de corte mais baixa, f_a , foi determinada através da duração do registo, adaptando-se a convenção de Boatwright & Choy [1992] de que $T=1/(2f_a)$, resultando a relação

$$\log f_a = \begin{cases} 2,181 - 0,496 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 2,617 - 0,5 \cdot M & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (9)$$

A frequência de corte superior, f_b , é a frequência à qual o espectro atinge metade do valor da amplitude da maior frequência obtendo-se, em função da magnitude, a relação

$$\log f_b = \begin{cases} 1,308 - 0,227 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 2,617 - 0,5 \cdot M & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (10)$$

O parâmetro ε , na expressão [8] é um parâmetro de ponderação, entre 0 e 1, em que para $\varepsilon=1$ o modelo de duas frequências é idêntico ao modelo de Brune. Este valor é determinado ajustando o espectro à expressão $(2 \cdot \pi \cdot f)^2 \cdot C \cdot M_0 \cdot S_a(f)$, com $S_a(f)$ dado pela expressão [8].

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

$$\log \varepsilon = \begin{cases} 3,223 - 0,670 \cdot M & \text{se } M \geq 4,8 \\ 0 & \text{se } M < 4,8 \end{cases} \quad (11)$$

Para a Califórnia, Atkinson & Silva [2000] obtiveram os valores de

$$\log f_b = 2,41 - 0,408 \cdot M \quad (12)$$

e

$$\log \varepsilon = 0,605 - 0,255 \cdot M \quad (13)$$

A problemática fundamental que envolve a modelação do espectro na fonte relaciona-se com a possibilidade de esta poder ser, simplificada, considerada como pontual ou de ter que se considerar aspectos relacionados com a geometria da fonte tais como tamanho, orientação e inclinação de um plano de falha.

Naturalmente que 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.

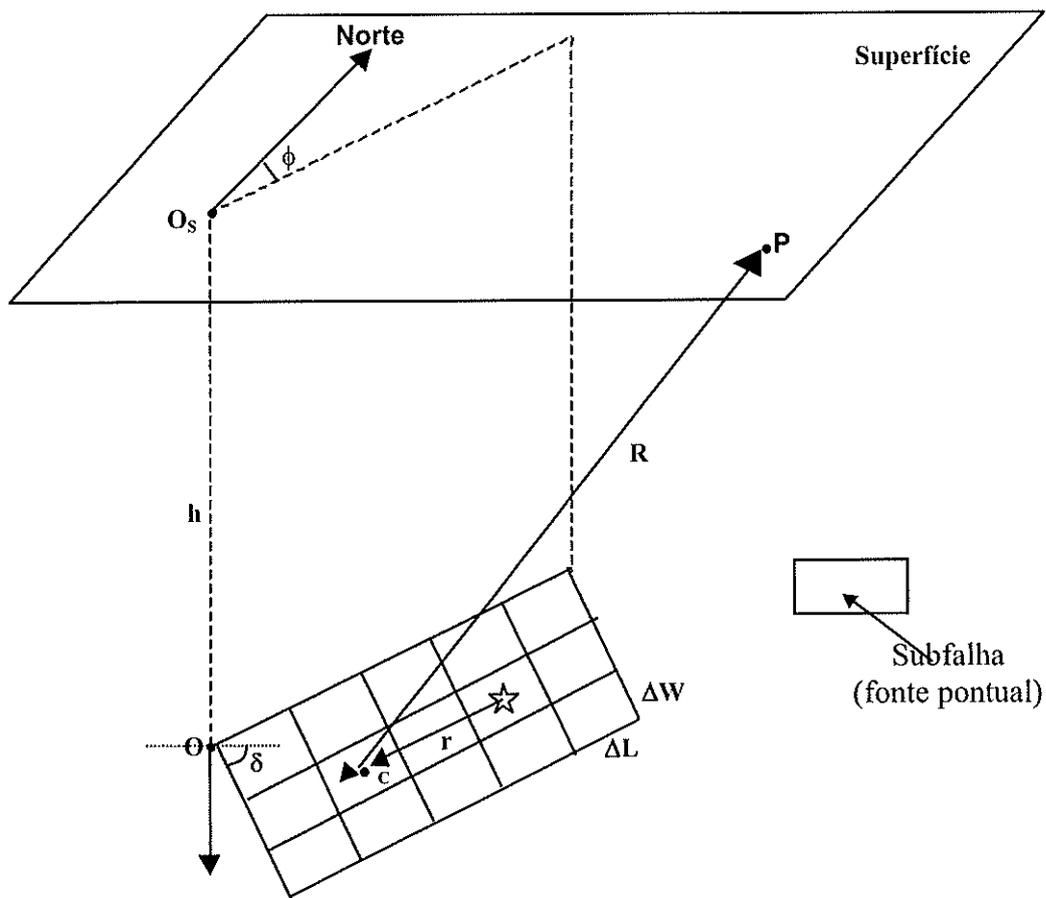
O efeito de uma fonte finita, que inclui geometria de propagação, propagação de ruptura e directividade, pode influenciar profundamente a amplitude, o conteúdo em frequência e duração do movimento do solo [Beresnev & Atkinson, 1997].

Uma metodologia comum para modelar estes efeitos parte da consideração de um plano de falha discretizado em elementos rectangulares (subfalhas), cada um considerado como um modelo pontual (figura 4). As contribuições de cada elemento são, depois, somadas no receptor, com a consideração de um atraso¹ em cada elemento que resulta do tempo necessário para que a ruptura atinja o elemento, desde o hipocentro, mais o tempo de propagação das ondas sísmicas desde o elemento até ao local receptor.

A maneira como a radiação do sismo é representada num *modelo de falha finita*² explica porque o espectro apresenta uma deflexão (apresentando portando duas frequências de corte), não visível no espectro de Brune: No modelo de falha finita, a cada subfalha é atribuída uma frequência de corte, inversamente proporcional ao tamanho da subfalha; no modelo de falha pontual, de Brune, a

¹ Do inglês *delay*

² *finite-fault model*, no original



O origem do plano de falha
O_s projecção à superfície da origem da falha
P ponto de observação
 δ inclinação em profundidade
 ϕ orientação do plano de falha
h profundidade da origem do plano de falha
c centro da subfalha
 ΔW largura da subfalha
 ΔL comprimento da subfalha
 ☆ hipocentro
R distância do centro da subfalha ao ponto de observação
r distância do hipocentro ao centro da subfalha
 atraso = $\frac{r}{V}$, sendo V a velocidade de ruptura

Figura 4 - Geometria considerada no método de falha finita.

frequência de corte é muito reduzida 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 de corte da subfalha, enquanto que o espectro do modelo de falha pontual ainda está em "crescimento". 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 necessariamente adquire uma segunda frequência de corte, o que origina a deflexão verificada nos espectros reais.

Assim, mesmo que cada subfalha seja representada pelo espectro de Brune, de uma frequência de corte, a deflexão é criada automaticamente pela soma das várias fontes nas altas frequências e pelo momento total.

Em conclusão, o modelo mais sofisticado apresentado por Atkinson [1995] deve ser utilizado quando a geometria e cinemática da ruptura não são modeladas, particularmente nos sismos de magnitude elevada.

Numa comparação entre o modelo de falha-finita e o modelo pontual de duas frequências (expressões [8] a [13]), Beresnev & Atkinson [1999] não conseguiram concluir qual dos modelos previa melhor os movimentos do solo para um futuro sismo. No geral, sugeriram 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. Se a direcção da falha não for conhecida, os métodos são aproximadamente equivalentes.

O número de subfalhas, n , pode ser estimado admitindo a relação empírica nos parâmetros da fonte entre dois eventos que ocorrem na mesma região com momentos sísmicos diferentes, M_o e M_{oe} [Irikura, 1986, 1988]:

$$\frac{L}{L_e} = \frac{W}{W_e} = \left(\frac{M_o}{M_{oe}} \right)^{1/3} = n \quad (14)$$

em que L e W são o comprimento e largura da falha, respectivamente e o índice e indica os parâmetros do menor evento. A área da falha é, assim, dividida em $n \times n = n^2$ elementos, estando associado a cada elemento uma fonte pontual de momento sísmico M_{oe} .

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

$$\log \Delta l = -2 + 0,4 \cdot M \quad (15)$$

em que o número de subfalhas é dado pela relação $L/\Delta l$ sendo L a dimensão linear da falha.

Segundo estes autores, o momento sísmico correspondente a cada subfalha é obtido pela expressão

$$m_0 = \Delta \sigma \cdot \Delta l^3 \quad (16)$$

A modelação do espectro de fonte considerando uma fonte não pontual pode tornar-se mais realista e sofisticada ao considerar-se uma distribuição de *deslocamentos*¹ não homogénea ao longo da área de ruptura.

Tal pode ser feito conhecendo-se um modelo de distribuição desses *deslocamentos* para a falha em estudo, ou permitindo que o modelo teórico gere uma distribuição aleatória de momentos sísmicos, ao longo do plano de falha. De modo a conservar o momento sísmico total do sismo que se pretende sintetizar, cada subfalha pode não ser activada ou ter que “disparar” mais do que uma vez.

Beresnev & Atkinson [1998], ao modelarem o sismo de 1994 de Northridge, Califórnia, não obtiveram diferenças consideráveis ao usarem a distribuição de *deslocamentos* inferida pelos registos reais ou uma distribuição aleatória, concluindo que o conhecimento da distribuição de *deslocamentos* ao longo do plano de falha não é necessário para uma modelação adequada do espectro de aceleração, bastando uma modelação que considere uma distribuição aleatória, heterogénea, de *deslocamentos* ao longo do plano de falha.

Um outro refinamento na modelação do espectro de fonte relaciona-se com a localização da ruptura inicial, no plano de falha, que também pode ser aleatória, permitindo estudar os efeitos de directividade uma vez que estes efeitos podem influenciar a aceleração de pico (PGA) no local em estudo.

Com efeito, foram observados valores muito diferentes de PGA em estações à mesma distância hipocentral da fonte, mas em direcções diferentes em diversos sismos [Wen & Wu, 2000; Roumelioti *et al.* 2000; Wald *et al.*, 1996]. Tais efeitos de directividade vão ser estudados no capítulo 3, aquando da modelação do sismo de 1755.

¹ Do inglês, *slip*

2.2.3 - Efeitos de propagação

2.2.3.1 Factor de atenuação geométrica, G

O factor de atenuação geométrica, G , é obtido pela grandeza adimensional como

$$G = \frac{1}{R^n} \quad (17)$$

sendo R a distância até à fonte, medida em quilómetros, e n um expoente dependente da distância R . Este factor, não dependendo da frequência, 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 10km dominam os movimentos do solo num raio de cerca de 70km (1,4 da espessura da crosta de cerca de 50km). A propagação esférica destas ondas resulta de um decaimento na forma $1/R$ na amplitude do espectro de Fourier (i.e. $n = 1$, na expressão 17).

A partir dos 70km da fonte, existem ondas reflectidas pela descontinuidade de Moho (fronteira entre a crosta e o manto), como se mostra na figura 5, que atenuam o efeito de qualquer decaimento na intensidade das ondas sísmicas entre os 70km e os 130km (i.e. $n = 0$, na expressão 17).

A mais de 130km , os movimentos do solo são dominados por ondas volúmicas formadas por reflexões múltiplas no interior da crosta, que decaem a uma taxa de $1/\sqrt{R}$ (i.e. $n = 0,5$, na expressão 17) como resultado de uma propagação cilíndrica das ondas.

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

$$G = \begin{cases} \frac{1}{R} & \text{se } R < 70\text{km} \\ \frac{1}{70} & \text{se } 70\text{km} < R < 130\text{km} \\ \frac{1}{70} \cdot \sqrt{\frac{130}{R}} & \text{se } R > 130\text{km} \end{cases} \quad (18)$$

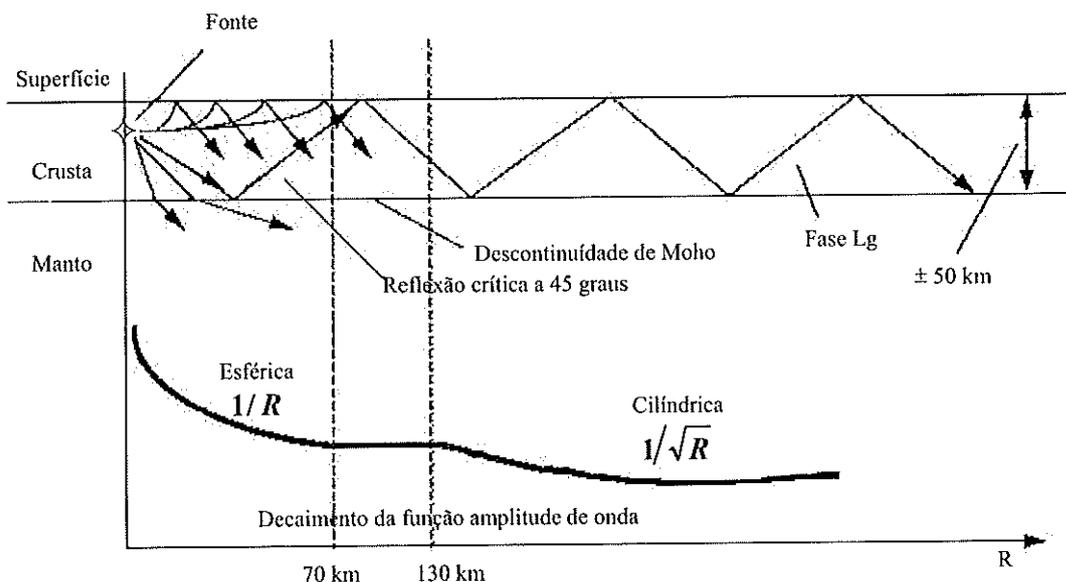


Figura 5 - Factor de atenuação geométrica [adaptado de Lam et al., 2000]

2.2.3.2 Factor de atenuação inelástica, $An(f)$

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

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

$$At(f) = e^{-\pi f \cdot K} \quad (19)$$

em que K ("Kappa") é definido como o parâmetro do decaimento nas altas frequências do espectro de aceleração [Anderson & Hough, 1984] e pode ser escrito na forma:

$$K = \int \frac{ds}{Q\beta} \quad (20)$$

em que ds é o elemento do raio sísmico e Q o factor de qualidade do meio.

O integral da expressão [20] pode ser dividido em dois termos: um correspondendo à propagação na crosta mais profunda e outro correspondendo à propagação nas camadas mais superficiais:

$$K = \frac{R}{Q(f) \cdot \bar{\beta}} + \frac{H}{\bar{Q} \cdot \bar{\beta}} \quad (20a)$$

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 a velocidade média das ondas e o factor de qualidade médio das camadas de solo até à profundidade H da superfície.

No primeiro termo, $Kappa$ aumenta com o aumento da distância à fonte e no segundo $Kappa$ é sensível a efeitos não lineares do comportamento dinâmico do solo, pois com o aumento da aceleração $\bar{\beta}$ e \bar{Q} diminuirão.

Assim, considerando a expressão [19], a atenuação nas altas frequências pode ser descrita por dois factores que podem ser estudados separadamente uma vez que dizem respeito a dois efeitos diferentes da atenuação: um em crusta profunda, dependente da distância fonte-local, e outro em crusta superficial.

Assim, a atenuação expressa em [19] pode reescrever-se como:

$$At(f) = An(f, R) \cdot P(f) \quad (21)$$

sendo a atenuação inelástica definida como

$$An(f, R) = e^{-\pi \cdot f \cdot R / Q(f) \cdot \bar{\beta}} \quad (22)$$

e $P(f)$ a atenuação resultante das camadas mais superficiais da crusta e que será descrito na secção seguinte.

Na expressão [22], $Q(f)$ é o factor de qualidade, definido como:

$$Q(f) = Q_0 \left(\frac{f^v}{f_0} \right) \quad (23)$$

em que f_0 é a frequência unitária (1Hz) e Q_0 e v são factores regionais.

O factor Q , representando o amortecimento devido ao comportamento viscoelástico do meio de propagação e sendo tanto maior quanto menos atenuante for esse meio, 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 das ondas da cauda do acelerograma (ondas coda), cujas características físicas estão

relacionadas não só com a fonte mas também com a atenuação e a 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 [19] e [23].

A lei do factor de qualidade Q , de acordo com a expressão [23], deverá apresentar valores ν positivos. Além disso Q , 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.

Para Portugal existem alguns estudos efectuados para a obtenção do factor de qualidade [Carvalho *et al.*, 1999; Vales *et al.*, 1998; Carrilho & Oliveira, 1997; Pujades *et al.*, 1990], para diferentes zonas do território português.

A tabela 1 apresenta algumas expressões para o factor de qualidade, Q , obtidas para vários locais do mundo e a figura 6 apresenta a atenuação inelástica, $An(f)$, correspondente a algumas leis apresentadas na tabela 1.

Tabela 1 - Parâmetros associados ao factor de qualidade, Q

| Região | Q_0 | ν | Referência |
|--|---|-------|---------------------------------|
| Califórnia | 204 | 0,56 | [Atkinson & Silva, 1997] |
| Califórnia | 180 | 0,45 | [Raouf <i>et al.</i> , 1999] |
| Austrália | 100 | 0,85 | [Wilkie & Gibson, 1995] |
| 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) | 127 | 0,79 | [Vales <i>et al.</i> , 1998] |
| Portugal (centro) | 239 | 1,06 | [Vales <i>et al.</i> , 1998] |
| Portugal (sul) | 133 | 0,9 | [Carrilho & Oliveira, 1997] |
| Portugal (Vale do Tejo) | 123 | 0,94 | [Carvalho <i>et al.</i> , 1999] |
| Portugal | 345 | 0,7 | [Pujades <i>et al.</i> , 1990] |

*CENA – Central and Eastern North America

** ENA –Eastern North America

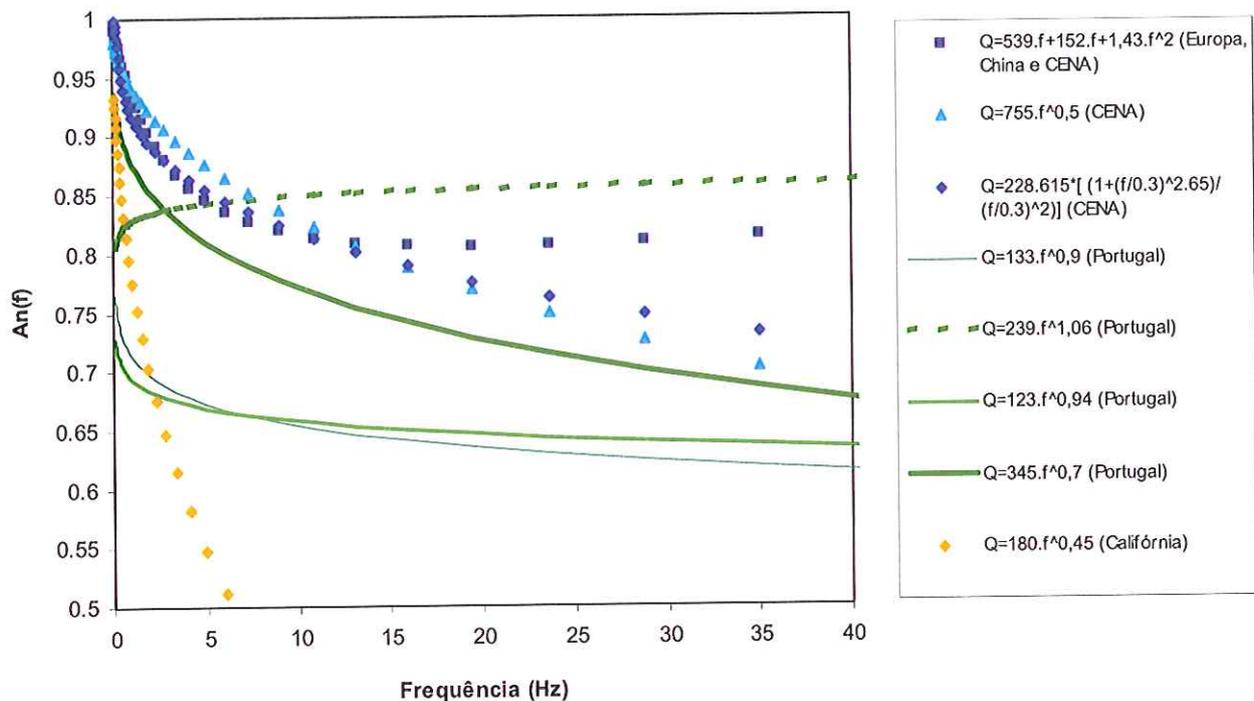


Figura 6 - Factor de atenuação inelástica para várias regiões, assumindo um valor de $\beta=3,5$ km/s e uma distância de 50km.

Como se pode observar, a atenuação em função da frequência para zonas intraplacas (Europa e CENA) é substancialmente menor que a atenuação na Califórnia, uma zona tipicamente interplaca.

Quanto a Portugal, os valores de Q_0 obtidos pelos autores portugueses [Carvalho *et al.*, 1999; Vales *et al.*, 1998; Carrilho & Oliveira, 1997] são inferiores aos evidenciados para o resto das zonas intraplacas. No entanto, também para Portugal, a lei obtida para o factor de Qualidade, Q , apresentada por Pujades *et al.* [1990] não difere muito das outras leis para as zonas intraplacas. Em particular, a lei deduzida por Vales *et al.* [1998] apresenta um valor de Q_0 próximo do valor apresentado por Pujades *et al.* [1990]. Contudo, a lei de Vales *et al.* [1998], tendo um expoente superior a 1, resulta numa amplificação em função da frequência da lei de atenuação, $An(f,R)$.

2.2.4 - Efeitos locais

2.2.4.1 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 , na crosta superior faz com que a amplitude das ondas decaia tão rapidamente que a taxa de atenuação parece ser independente da distância.

Assim, tal como mencionado na secção anterior, este efeito de atenuação na crosta superior é modelado separadamente, escrevendo-se na forma [Anderson & Hough, 1984]

$$P(f) = e^{-\pi \cdot f \cdot k} \quad (24)$$

em que κ (em segundos) é o parâmetro definido como o segundo termo da expressão [20a] e representa o efeito da atenuação na crosta superior directamente por baixo do local em estudo.

Este valor pode ser medido regionalmente em laboratório ou por métodos de inversão dos acelerogramas obtidos na região. Neste último caso, apenas se deve estudar os registos que tenham conteúdo em altas frequências, pelo menos duas vezes a frequência de corte do sismo a estudar [Atkinson, 1996] e depois de remover o efeito da atenuação inelástica, isto é, o efeito dependente da distância.

Na Califórnia, o valor de κ é da ordem de 0,04 – 0,07 segundos, em que κ varia de cerca de 0,05 para sismos de magnitude igual a 5,5 a cerca de 0,07 segundos para sismos de magnitude 7,5 [Atkinson & Silva, 1997; Atkinson, 1995]. Esta dependência com a magnitude deverá ser o resultado do comportamento não linear das ondas superficiais.

Segundo Atkinson [1995], o factor k é estimado como sendo independente da distância e dado por

$$k = 0,0106 \cdot M - 0,012 \quad (25)$$

Para os solos muito duros do leste da América do Norte (ENA) o valor de k parece ser muito inferior a 0,01 [Frankel *et al.*, 1996].

Atkinson & Boore [1995], não encontrando evidências de decaimento da amplitude para frequências superiores a 50Hz, para o leste dos Estados Unidos, propuseram um modelo de atenuação na crosta superior na forma:

$$P(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{\max}} \right)^8 \right]^{-1/2} \quad (26)$$

em que $f_{\max} = 50\text{Hz}$.

Este modelo corresponderia a $k = 0,002\text{s}$ usando o modelo de kappa, dado pela expressão [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 24 e 26) com $k=0,006s$ e $f_{max}=100Hz$.

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, a atenuação nas altas frequências não parece ser significativa.

2.2.4.2 Factor de amplificação na crosta superior, $V(f)$

Tendo em consideração a conservação de energia, a alteração de amplitude das ondas sísmicas através da fronteira entre dois meios (de A para B) pode ser obtido pela relação:

$$V = \sqrt{\frac{\rho_A v_A}{\rho_B v_B}} \quad (27)$$

em que ρ_A , ρ_B e v_A , v_B são as densidades e velocidades das ondas volúmicas, respectivamente, para os dois meios.

Assim, a amplitude das ondas sísmicas aumenta quando estas passam de um meio para outro de velocidade menor esperando-se, portanto, grandes amplificações quando a onda passa de um meio rígido para um meio mais flexível. Na Califórnia, em zonas de rochas recentes, com solos pouco consolidados, observaram-se aumentos de 2 a 3 vezes na amplitude das ondas sísmicas.

O factor de amplitude na crosta superior pode ser traduzido pela expressão acima considerando ρ_A e v_A como a densidade e velocidade da fonte e ρ_B e v_B como a densidade e velocidade à superfície.

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 baseados na relação das velocidades das ondas sísmicas em função da profundidade e em vários dados de campo, para solos duros ($V_{30m} = 0,620km/s$) e solos muito duros ($V_{30m}=2,90km/s$).

Esses resultados, apresentados nas tabelas 2 e 3, têm sido aplicados em inúmeros estudos de diversos autores. A amplificação para outras frequências, que não as estipuladas nas tabelas, é obtida por interpolação logarítmica linear.

Tabela 2

Amplificação para solos duros

($V_{30m} = 620m/s$)

| Frequência (Hz) | Amplificação |
|-----------------|--------------|
| 0,01 | 1,00 |
| 0,09 | 1,10 |
| 0,16 | 1,18 |
| 0,51 | 1,42 |
| 0,84 | 1,58 |
| 1,25 | 1,74 |
| 2,26 | 2,06 |
| 3,17 | 2,25 |
| 6,05 | 2,58 |
| 16,6 | 3,13 |
| 61,2 | 4,00 |

Tabela 3

Amplificação para solos muito duros

($V_{30m} = 2900m/s$)

| Frequência (Hz) | Amplificação |
|-----------------|--------------|
| 0,01 | 1,00 |
| 0,10 | 1,02 |
| 0,20 | 1,03 |
| 0,30 | 1,05 |
| 0,50 | 1,07 |
| 0,90 | 1,09 |
| 1,25 | 1,11 |
| 1,80 | 1,12 |
| 3,00 | 1,13 |
| 5,30 | 1,14 |
| 8,00 | 1,15 |
| 14,00 | 1,15 |

Assim, a amplificação da crusta superior é pequena em solos muito duros como os encontrados no leste da América do Norte, podendo geralmente ser ignorada, mas em solos menos duros, como os encontrados na Califórnia, pode exceder 3,5 para as altas frequências. A atenuação da crusta superior (expressão 21) reduzirá estas amplificações de forma a que a combinação dos efeitos crustais para solos menos duros tenha um factor máximo de 1,8 para $\kappa=0,02s$ e 1,5 para $\kappa=0,04s$. Este efeito conjunto está apresentado na figura 7 para solo duro e solo muito duro.

Para solos rígidos, 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 como função da frequência.

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.

Os modelos analíticos mais utilizados no estudo do comportamento dinâmico hysterético dos solos que estão sobrejacentes ao substrato rochoso dos locais baseiam-se na discretização em camadas horizontais, com propriedades mecânicas diferenciadas e linearizadas e na hipótese, nem sempre válida, da propagação vertical de ondas de corte.

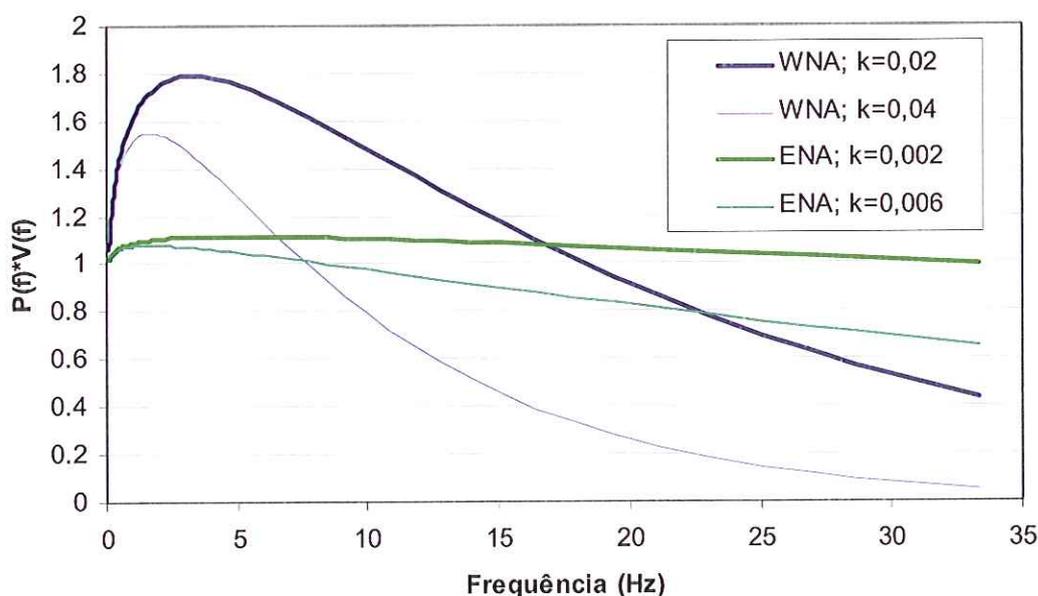


Figura 7 - Efeito conjunto da atenuação, $P(f)$, e amplificação, $V(f)$, da crosta superior, para solos muito duros do Este da América do Norte (ENA) e para solos duros do Oeste da América do Norte (WNA), para os valores de κ característicos de cada zona.

2.3 - Modelação estocástica

2.3.1 - Modelação estocástica estacionária

A técnica de modelação estocástica foi descrita por Boore [1983] e aplicada, com sucesso, por inúmeros investigadores [Boore & Atkinson, 1987; Toro &

McGuire, 1987; Atkinson & Boore, 1995] para simularem o movimento do solo a partir de modelos de fontes pontuais.

Esta técnica, para além do cálculo do espectro de Fourier descrito anteriormente, assume que a duração do movimento do solo, T_d , é dependente da distância na forma:

$$T_d = T_0 + b \quad (28)$$

em que T_0 é a duração da fonte e dada por:

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (28a)$$

com f_0 obtida pela expressão [7] e b , o termo dependente da distância, que pode ser um valor constante ($b = 0,05R$, e.g. Boore & Atkinson, 1987; Atkinson & Silva, 2000) ou ser uma função trilinear com a distância dado por [Atkinson & Boore, 1995]:

$$b = \begin{cases} 0 & R < 10km \\ 0,16 \cdot (R - 10) & 10km \leq R < 70km \\ 9,6 - 0,03 \cdot (R - 70) & 70km \leq R < 130km \\ 7,8 + 0,04 \cdot (R - 130) & 130km \leq R \end{cases} \quad (28b)$$

A função densidade espectral de potência em aceleração, definida para valores positivos de frequência, pode ser estimada como função do tempo de duração e do espectro de amplitude de Fourier [Bendat & Piersol, 1980]:

$$S_a(f) = \frac{|A(f)|^2}{\pi T} \quad (29)$$

A teoria dos processos estocásticos relaciona o valor médio quadrático da aceleração (a_{rms}) com a aceleração de pico (a_{max}) [Cartwright & Longuet-Higgins, 1956] segundo a relação:

$$\frac{a_{max}}{a_{rms}} = \sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_0 \cdot T)} + \frac{0,577216}{\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_0 \cdot T)}} \quad (30)$$

sendo f_0 a frequência média de passagens ascendentes da resposta pelo nível zero estatisticamente independentes, dada por:

$$f_0 = \frac{1}{2 \cdot \pi} \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_0} \right)^{1/2} \quad (31)$$

e o valor médio quadrático da aceleração obtido segundo a relação de Parsevall:

$$a_{rms} = \left[\int_0^{\infty} S_a(f) df \right]^{1/2} \quad (32)$$

O cálculo da densidade espectral de potência da resposta de um sistema, conhecida a sua entrada, é um problema básico de identificação de sistemas (figura 8) [López, 1998]:

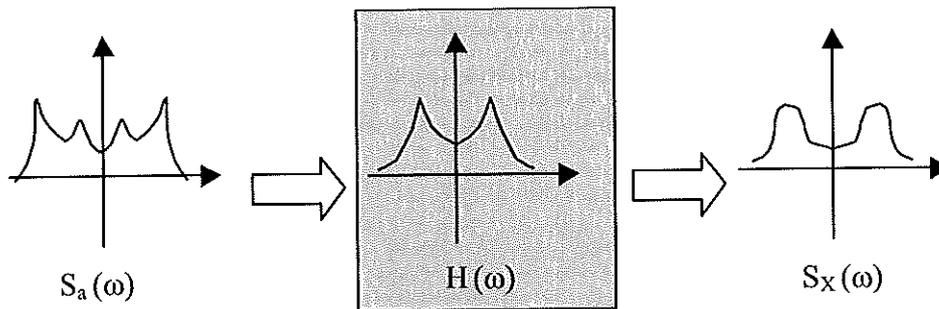


Figura 8 - Esquema básico para o cálculo da densidade de potência de resposta, conhecida a densidade de potência de excitação e função de transferência.

Conhecida a função de densidade de potência de um sismo $S_a(\omega)$, a densidade espectral de potência da resposta, $S_x(\omega)$, do sistema à excitação, é obtida através da relação estocástica de sistemas lineares:

$$S_x(\omega) = S_a(\omega) \cdot |H_x(\omega)|^2 \quad (33)$$

em que $H_x(\omega)$ é a função de transferência do oscilador. Para um oscilador simples com frequência $f_n = \frac{\omega_n}{2 \cdot \pi}$ e amortecimento ξ , a função de transferência é dada por

$$H_x(\omega) = \frac{1}{-\omega^2 + 2 \cdot i \cdot \xi \cdot \omega_n \cdot \omega + \omega_n^2} \quad (34)$$

Conhecida a função $S_x(\omega)$, podem calcular-se os momentos espectrais da resposta, λ_i , escritos como

$$\lambda_i = \int_0^{+\infty} \omega^i \cdot S_x(\omega) \cdot d\omega \quad (35)$$

que permitem avaliar o valor médio dos máximos absolutos susceptíveis de ocorrerem em intervalos de tempo de duração T .

Segundo Vanmarcke [1975], o espectro de resposta de deslocamento escreve-se como

$$Rd = \left[\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)} + \frac{0,577216}{\sqrt{2 \cdot \ln(2 \cdot f_e^\uparrow \cdot T)}} \right] \cdot \sigma_{rms} \quad (36)$$

com

$$\sigma_{rms} = \sqrt{\lambda_0} \quad (36a)$$

e

$$f_e^\uparrow = \begin{cases} (1,63 \cdot \delta^{0,45} - 0,38) \cdot f_0 & , \delta < 0,69 \\ f_0 & , \delta \geq 0,69 \end{cases} \quad (36b)$$

e δ , a largura de banda, uma medida adimensional da extensão da gama de frequências existentes no processo dado por:

$$\delta = \left(1 - \frac{\lambda_1^2}{\lambda_0 \cdot \lambda_2} \right)^{1/2} \quad (36c)$$

Segundo Boore & Joyner [1984] para sismos de pequena magnitude a duração da resposta do oscilador é praticamente igual à duração da excitação e portanto, $T=T_d$ na expressão [32]. No entanto, a resposta do oscilador em sismos de grande magnitude tem uma duração significativamente maior que a duração da excitação.

Assim, o espectro de resposta dado pela expressão [36] deverá ter duas durações diferentes: uma duração $T = T_d$ para o cálculo da largura de banda e da frequência média de passagens ascendentes por zero e outra duração $T = T_{rms}$ no cálculo de σ_{rms} .

Segundo Liu & Pezeshk [1999], T_{rms} pode ser calculado por:

$$T_{rms} = T_d + \frac{T_0}{2\pi\zeta} \left(\frac{\gamma^2}{\gamma^2 + \alpha} \right) \quad (37)$$

em que:

$$\gamma = \frac{T_d}{T_0} \quad (37a)$$

e

$$\alpha = \sqrt{2\pi \left(1 - \frac{m_1^2}{m_0 m_2} \right)} \quad (37b)$$

2.3.2 - Modelação estocástica não estacionária

Embora o actual Regulamento de Segurança e Acções [RSA, 1983] idealize as diversas componentes do movimento sísmico como uma amostra de certa duração de um processo estocástico vectorial estacionário gaussiano, este tipo de excitação reveste-se frequentemente de um carácter não-estacionário, quer em termos de intensidade, quer de conteúdo de frequências.

Segundo Pradlwarter & Chen [1988] este aspecto é aliás particularmente sentido no caso dos sismos europeus, 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.

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 de patamar de crescimento e, por último, um decrescimento 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 determinística dependente simultaneamente das variáveis tempo e frequência.

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

A densidade espectral de potência do processo não estacionário pode, então, escrever-se na forma:

$$S_x(\omega, t) = \xi_r^2(t) \cdot S_x(\omega) \quad (38)$$

sendo $\xi_r(t)$ uma função determinística que define a variação da amplitude no tempo.

Duarte [1978] propôs uma idealização da evolução não estacionária, ao longo do tempo, da resposta através da introdução de uma função $\xi_r(t)$, dada por:

$$\xi_r(t) = \begin{cases} 0 & t \leq t_j \\ \sqrt{1 - e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_j)}} & t_j < t \leq t_f \\ \sqrt{e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_f)} - e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_j)}} & t > t_f \end{cases} \quad (39)$$

o que permite exprimir o momento espectral evolutivo de ordem i por

$$\lambda_i(t) = \xi_r^2(t) \cdot \lambda_i \quad (40)$$

em que λ_i é o valor assintótico máximo que o momento espectral de ordem i pode assumir, ou seja, o momento espectral da resposta estacionária.

O espectro de resposta é, assim obtido, substituindo nas expressões [36] a [36c], o momento espectral de ordem i , λ_i , como $\lambda_i(t)$.

Para uma modelação de fonte não pontual, em que o plano de falha é subdividido em vários elementos [expressão 14], sendo N o número total de sismos considerado, t_{ij} o atraso para cada sismo j e $t_{ij} = t_j + T_{dj}$ as expressões [39] e [40] podem ser rescritas na forma:

$$\xi_{ij}(t) = \begin{cases} 0 & t \leq t_{ij} \\ \sqrt{1 - e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_{ij})}} & t_{ij} < t \leq t_{fj} \\ \sqrt{e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_{fj})} - e^{-2\omega_n \zeta_n (t-t_{ij})}} & t > t_{fj} \end{cases} \quad (41)$$

e

$$\lambda_i(t) = \sum_{j=1}^N \xi_{ij}^2(t) \cdot \lambda_{ij} \quad (42)$$

com λ_{ij} o momento espectral de ordem i da resposta estacionária do sismo j .

2.4 - Comparação do espectro de resposta obtido através de outros métodos

O modelo estocástico não estacionário utilizado neste trabalho teve a introdução de algumas simplificações pelo que se torna oportuno comparar os resultados com outros métodos já amplamente utilizados e estudados. Pretende-se comparar, por um lado, as simplificações do modelo não estacionário para um modelo de falha pontual e, posteriormente, as simplificações considerando o modelo de falha finita.

Para o primeiro teste comparou-se, para um sismo de magnitude 8,7 e uma distância de 300km entre a fonte e o local em estudo, o espectro de resposta de deslocamento obtido segundo a expressão [32], utilizando o modelo pontual de Brune, com os resultados obtidos pelo programa SMSIM de Boore [1996] que utiliza a teoria vibratória no domínio do tempo¹.

O método começa com a geração de uma série temporal Gaussiana tipo ruído branco de valor médio nulo. Posteriormente, o espectro dessa série é multiplicado pelo espectro de Amplitude de Fourier, e o produto é transformado novamente no domínio do tempo de modo a resultar o acelerograma correspondente, a partir do qual se calcula o espectro de resposta.

A figura 9 mostra que os resultados obtidos pelos dois métodos são bastante semelhantes, não apresentando variações significativas, facto que credibiliza as simplificações efectuadas no modelo aqui apresentado.

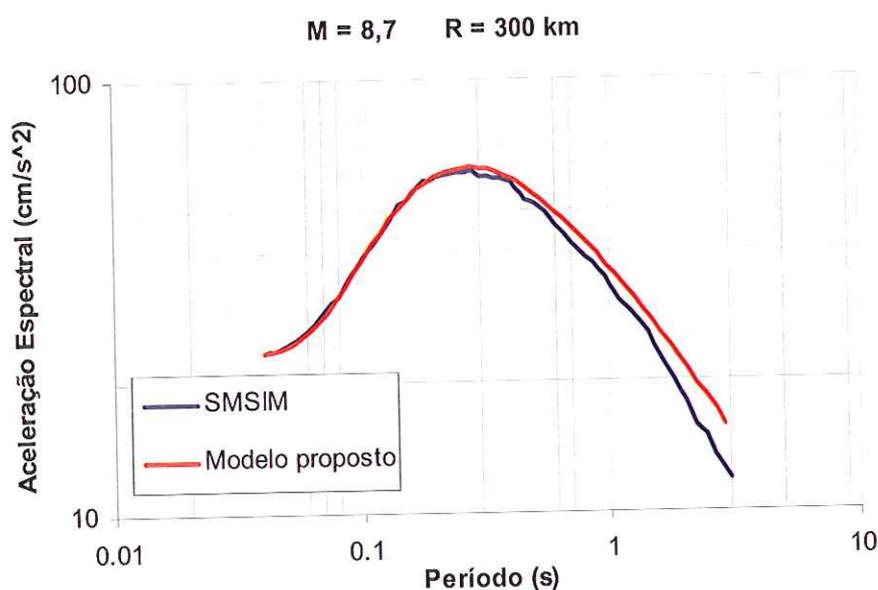


Figura 9 - Espectros de resposta em aceleração obtidos com o modelo exposto neste estudo e com o programa SMSIM de Boore [1996], para um sismo pontual de magnitude 8,7 a 300 km de distância do ponto de observação.

Seguidamente, testámos os resultados para um plano de falha descritizado em vários elementos com o programa FINSIM de Beresnev & Atkinson [1998b, 1999] que utiliza, tal como Boore [1996], a teoria vibratória no domínio do tempo mas em que se calculam as séries temporais para cada elemento de falha que posteriormente são somadas, considerando os respectivos atrasos devido à

¹ *Random Vibration Theory (RVT)*, no original

velocidade de ruptura de falha, para a obtenção de uma única série, a partir da qual foi calculado o espectro de resposta. Os parâmetros de entrada, não correspondendo a nenhum caso real, foram iguais para os dois programas.

Como se pode observar, o ajuste é bastante satisfatório. Refira-se, no entanto, que existem diferenças na própria concepção dos modelos, nomeadamente no número de subfalhas e tamanho respectivo [expressões 14 a 16] correspondendo o espectro apresentado ao resultado da média de 100 simulações.

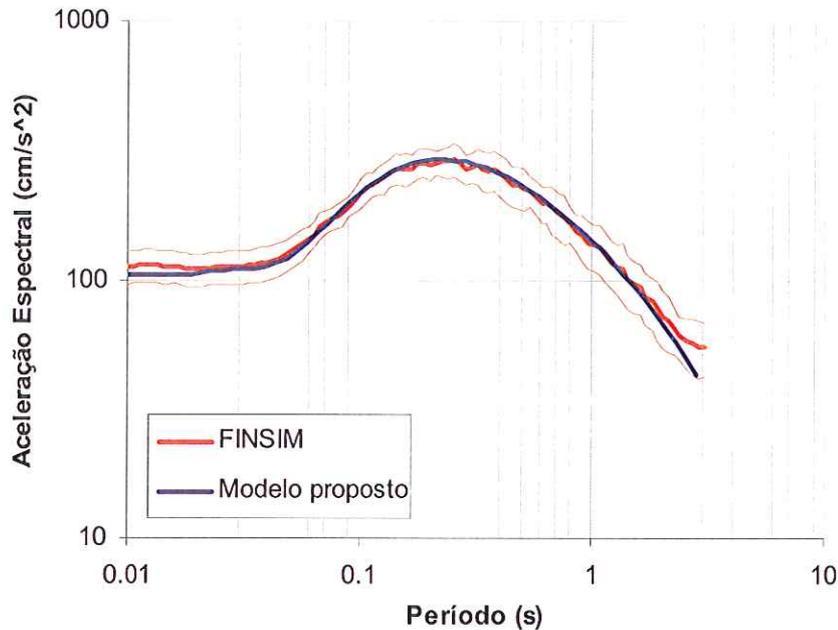


Figura 10 - Espectros de resposta em aceleração obtidos com o modelo exposto neste estudo e com o programa FINSIM de Beresnev & Atkinson [1998b, 1999], para uma modelação de fonte não pontual. A linha fina apresenta os valores espectrais tendo em conta o desvio padrão das 100 simulações efectuadas no programa FINSIM.

2.5 - Estudo paramétrico

Dada a incerteza inevitável em muitos dos parâmetros de entrada que descrevem os processos de geração e propagação aqui aplicados, torna-se necessário uma apreciação da sensibilidade de tais parâmetros, pelo que foi efectuado um estudo paramétrico que mostra a influência do factor de qualidade, Q , do factor kappa, k , da velocidade de ruptura, V_r , da velocidade de propagação das ondas sísmicas, β , e da queda de tensão $\Delta\sigma$.

Os resultados encontram-se apresentados nas figuras seguintes.

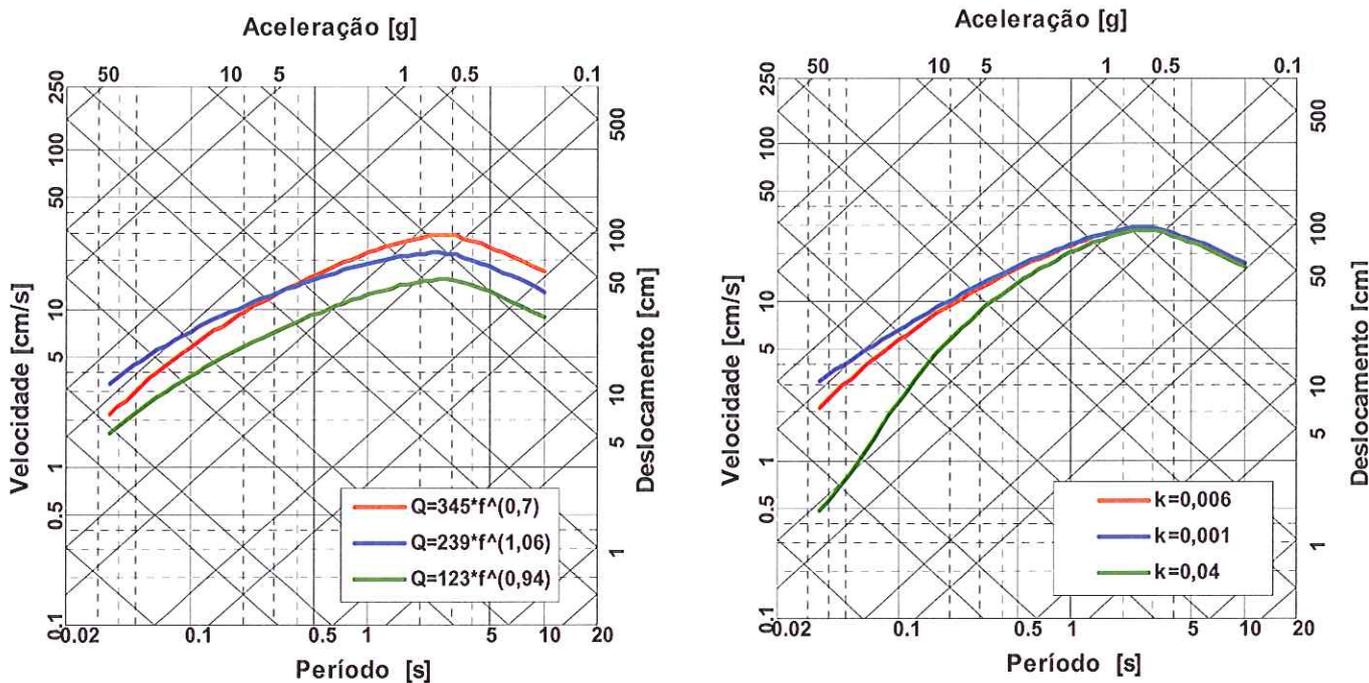


Figura 11 - Dependência da frequência com o factor de qualidade, Q , e o factor kappa..

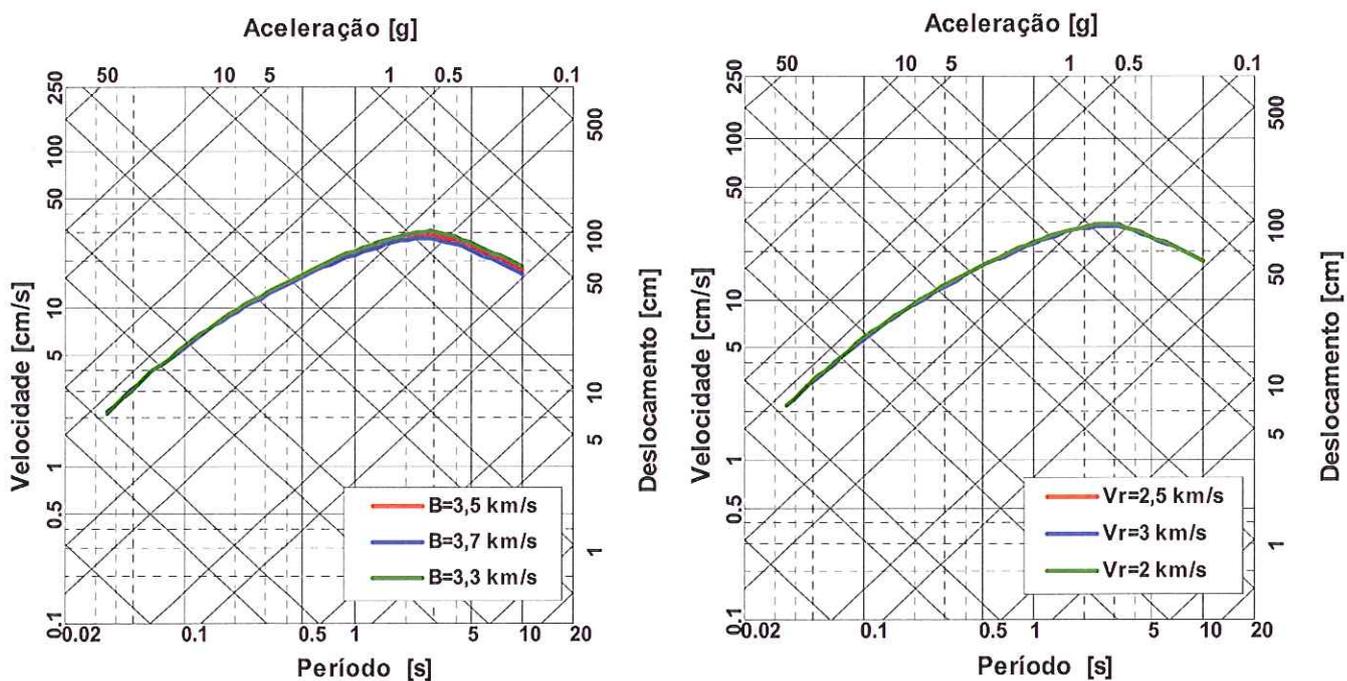


Figura 12 - Dependência da frequência com a velocidade das ondas sísmica, β , e a velocidade de ruptura, Vr .

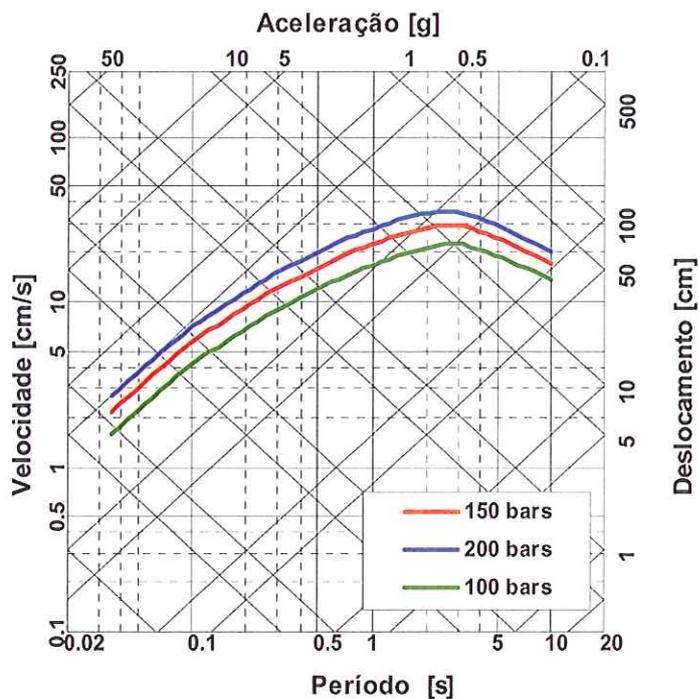


Figura 13 - Dependência da frequência com a queda de tensão na fonte.

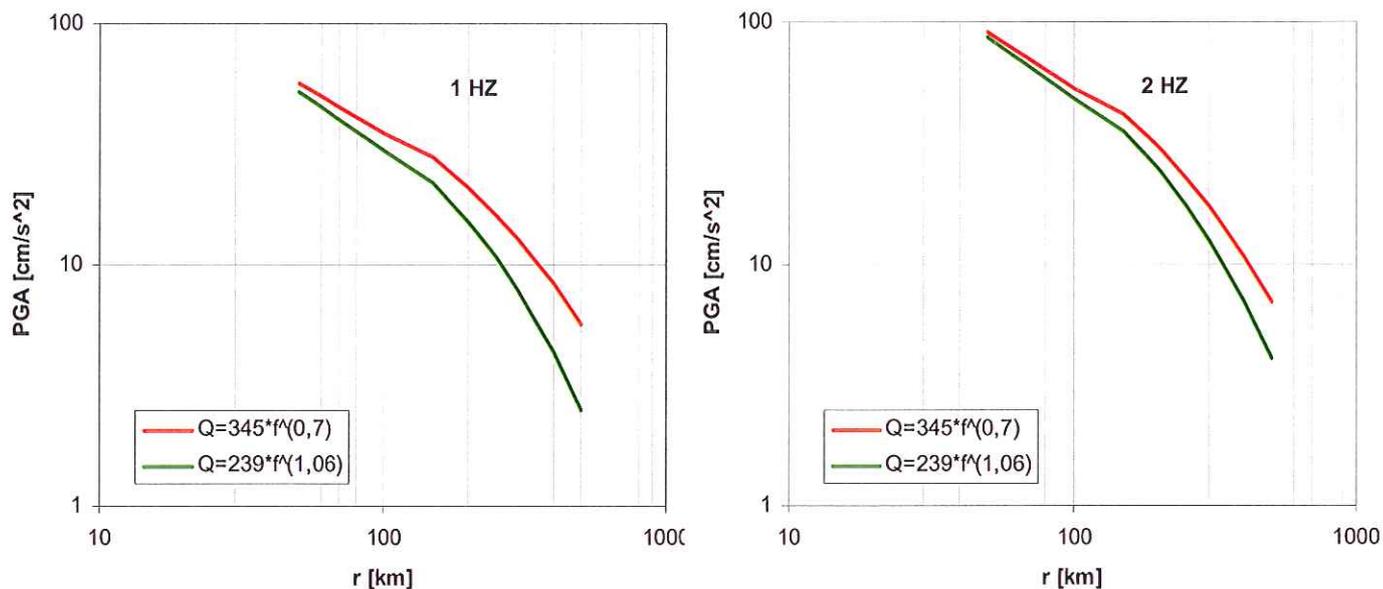


Figura 14 - Variação do valor de pico da aceleração com o factor de Qualidade, para várias distâncias, para as frequências de 1Hz e 2Hz.

Observa-se que:

- A relação de dependência do factor de qualidade Q com a frequência tem bastante influência não só no valor de pico do movimento do solo como na forma do espectro de resposta. Torna-se, assim, essencial estudos sismológicos mais aprofundados para a determinação de uma relação única do factor de qualidade

Q para Portugal Continental. O modelo do factor de Qualidade tem, também, importância no valor do movimento de pico, com a distância, principalmente para distâncias superiores a 100km, tal como é ilustrado na figura 14. Em estudos mais localizados, talvez seja preferível utilizar uma relação de Q local, caso esta exista.

- O factor κ afecta principalmente as grandes frequências (períodos inferiores a 0,5s), aumentando o valor da aceleração de pico com a diminuição do valor de κ . Refira-se que este valor é regional e deve ser obtido através do estudo de acelerogramas reais.
- Uma variação da ordem dos 5% na velocidade de propagação das ondas sísmicas resulta numa variação de cerca de 3% do valor máximo de aceleração espectral, inversamente proporcional à variação da velocidade das ondas sísmicas. Assim, a variação da velocidade das ondas sísmicas não afecta grandemente os resultados da modelação.
- A velocidade de ruptura não apresenta efeitos visíveis no espectro resultante, não apresentando, portanto, efeitos de directividade para variações da ordem dos 20% em torno do valor escolhido para a modelação do sismo.
- A sensibilidade do modelo à queda de tensão também é grande. Um aumento de 50% do valor da queda de tensão (exemplo: de 100 para 150bars) traduz-se num aumento de cerca de 35% no valor da aceleração de pico. A forma do espectro de resposta não é alterada, funcionando a queda de tensão como um factor de escala.

2.6 - Considerações

O modelo sismológico aqui apresentado é um modelo genérico, fácil de usar, tendo a particularidade dos parâmetros regionais poderem ser determinados por estudos laboratoriais ou por inversão de acelerogramas de sismos pequenos obtidos no local. Torna-se, assim, bastante aplicado em estudos de casualidade sísmica em zonas de fraca sismicidade recente, onde o potencial sísmico das fontes sismotectónicas é geralmente desconhecido.

A caracterização espectral qualitativa dos movimentos sísmicos no campo afastado é obtida através da caracterização espectral na fonte, juntamente com factores que caracterizam a influência dos meios de propagação na amplitude das ondas sísmicas.

Silva *et al.* [1997] depois de analisaemr 503 registos de 16 sismos concluíram que em geral os modelos estocásticos pontual e de falha finita prevêem de forma razoável os movimentos intensos do solo para distâncias dos 0 km aos 100 km e para magnitudes baixas a moderadas. O modelo pontual subestima seriamente os valores do movimento do solo para períodos intermédios, para magnitudes superiores a 6,5 e para distâncias maiores que 100 km (poder-se-ia usar uma maior queda de tensão na fonte mas o resultado seria uma sobrestimação a curtas distâncias e grandes magnitudes). Adicionalmente, o modelo pontual sobrestima os valores do movimento do solo para frequências menores que 1Hz, particularmente para magnitudes maiores que 6,5.

O modelo de falha finita parece ser o que melhor reproduz os movimentos do solo desde os 0,3Hz até aos 100Hz.

Para uma adequada previsão dos movimentos do solo, é necessário considerar aspectos de fonte – finita, como ruptura na propagação, directividade, geometria da falha. Para ter em conta esses aspectos utiliza-se uma metodologia que combina as técnicas de modelação de fonte finita com o modelo pontual estocástico, obtendo-se, deste modo, espectros de resposta ou acelerogramas apropriados para efeitos de design.

Os modelos de falha finita e de falha pontual podem ser implementados de duas maneiras: (i) para simular directamente movimentos de solo para um determinado cenário determinístico fonte – percurso – local; (ii) para simular movimentos através de uma grelha de magnitudes, distâncias e categorias de solos. Assim, resultados sintéticos podem ser usados como *input* para regressões que resultem em relações de atenuação regionais para uso nos cálculos de casualidade determinística ou probabilística.

Uma aplicação adicional, mas não menos importante, é a estimativa da sensibilidade dos parâmetros. Devido à simplicidade dos modelos, a análise paramétrica pode ser feita rapidamente, variando apenas um parâmetro ou grupo de parâmetros, que fornecem indicações se a fonte ou o local controlam uma determinada frequência. Se, por exemplo, variações no deslocamento na fonte resultar em grandes variações face a variações de velocidade das ondas sísmicas ou variações do factor de qualidade, então pouco se ganha em estudos regionais extensivos de laboratório.

Os princípios desenvolvidos no modelo sísmológico para o Centro e Este da América do Norte (CENA) e para o oeste da América do Norte (WNA) podem ser

utilizados na modelação dos movimentos de solo para outras regiões fora da América [Lam *et al.*, 2000]. Nomeadamente, os modelos utilizados para o Este da América do Norte podem ser considerados como representativos de ambientes intraplacas, como é o caso de Portugal Continental.

3 - MODELAÇÃO – APLICAÇÃO AO SISMO DE 1755

3.1 - O sismo de 1755 – Revisão de estudos anteriores

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 – 8,9 [Arroyo e Udias,1972; Abe, 1979; Martins & Mendes Victor, 1990; Johnston, 1996].

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 exaustivo estudo sobre o sismo de 1755, tendo publicado as primeiras cartas de intensidade macrossísmica que se exibem na figura seguinte. O sismo causou danos importantes em Lisboa, na faixa litoral a sul desta cidade, no Algarve e em Marrocos.

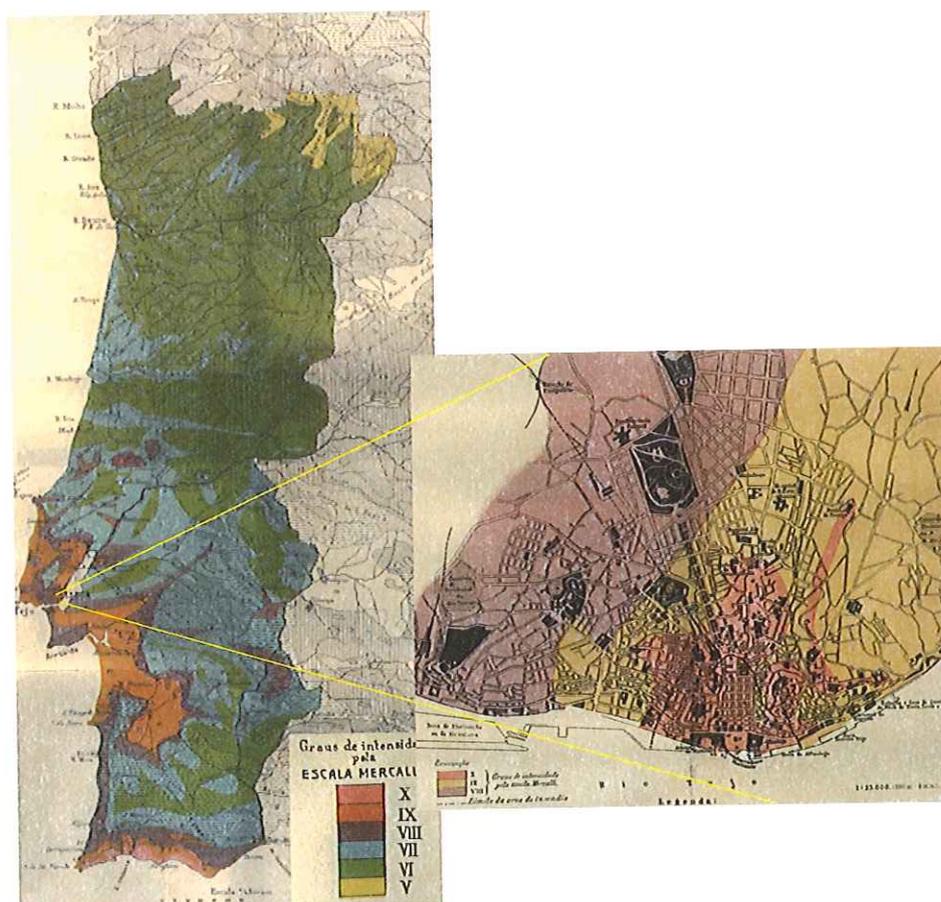
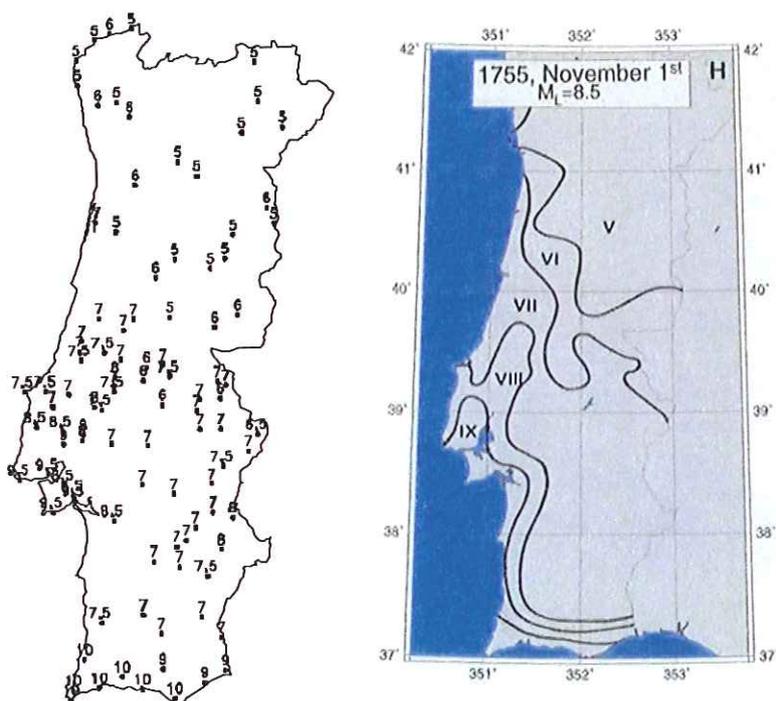


Figura 15 - Isossistas do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755, segundo Pereira de Sousa [1919 a 1932]. Detalhe da cidade de Lisboa.

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] e diferentes modelos de atenuação [Oliveira, 1987; Levret, 1991; Sousa, 1996; Baptista; 1998].

Na figura 16 apresenta-se a distribuição espacial dos valores de intensidade, segundo Moreira [1984] e a carta de isossistas deste sismo para o território de Portugal continental.



a) b)
 Figura 16 - Sismo de 1 de Novembro de 1755; a) Valores de intensidade MM-56; b) Isossistas do sismo [Moreira, 1984].

As várias cartas apresentadas, baseadas nos valores de intensidade macrossísmica relativamente aos 3 países mais fortemente afectados pelo sismo, parecem favorecer uma localização de início de ruptura na vizinhança do Banco de Gorringe, um monte submarino situado a cerca de 120 milhas do Cabo de S. Vicente que se apresenta como uma estrutura alongada com cerca de 200km de comprimento e 80km de largura. De referir que esta conclusão foi bastante influenciada pela semelhança da carta de isossistas do sismo de 28 de Fevereiro de 1969, com epicentro no Banco de Gorringe.

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 $M_s=7,3$, a sudeste do

Banco de Gorringe, de coordenadas epicentrais 36,01°N-10,57°W). Estes autores interpretam a longa duração do sismo (estimada em cerca de 8 minutos) como um evento de ruptura múltipla.

Johnston [1996] conclui que o sismo de Lisboa de 1755 foi gerado por uma falha inversa, localizada no Banco de Gorringe, com comprimento entre 180 – 280km e uma largura entre 50-80km.

No entanto, estudos recentes 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] realizou várias simulações numéricas aplicando a metodologia “*backward ray-tracing*” para 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.

Para efectuar este estudo Baptista [1998] e Baptista *et al.* [1998a] procederam à análise de todos os documentos existentes nos três países mais afectados pelo evento de forma a obterem 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. A título de exemplo, os autores concluíram que o tempo de chegada do *tsunami* a Lisboa conduz a um tempo de percurso de 90±10 minutos e que no Algarve (Cabo de S. Vicente) o *tsunami* terá tido um tempo de percurso de 16±7 minutos. A altura média de onda foi estimada em cerca de 5 metros em Lisboa e em mais de 10 metros no Cabo de S. Vicente.

Os resultados serviram como ponto de partida para testar três tipos de fontes alternativas, utilizando o modelo numérico de propagação “*shallow water*”, em que se teve 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 resultados obtidos permitiram concluir 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 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, mostrando que a fonte do *tsunami* deve localizar-se mais perto da costa portuguesa, a leste do Banco de Gorringe.

A escolha de uma fonte alternativa foi obtida de forma heurística, por aproximações sucessivas, partindo de uma primeira aproximação baseada nos resultados de uma metodologia de "backward ray tracing" [Baptista, 1998], incorporando o conhecimento da geologia da região Oeste Ibérica e escolhendo para localização das zonas de ruptura os acidentes topográficos submarinos.

Foram obtidas duas soluções possíveis para a fonte geradora do *tsunami* que se apresentam na figura 17.

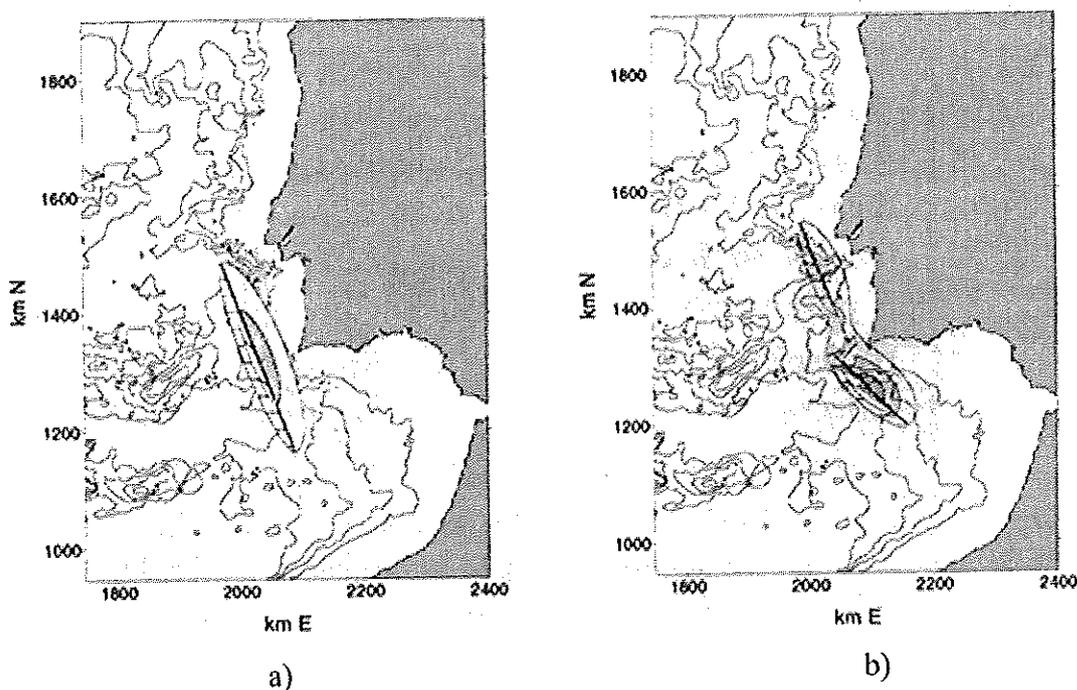


Figura 17 - Representação das possíveis fontes geradoras do sismo de 1755 obtidas por Baptista [1998]. a) fonte N160; b) fonte N160N135.

A fonte N160 estende-se ao longo da margem oeste Ibérica desde a latitude de Lisboa até ao sul do Cabo de S. Vicente. A área de falha correspondente tem cerca de 360km na direcção NS e de 100km na direcção Este - Oeste.

A fonte designada por N160N135 representa uma área de ruptura mais extensa composta por duas zonas orientadas segundo N160 e N135 que se estende para Sul desde o Esporão da Estremadura até sul do Cabo de S. Vicente. As dimensões desta zona de ruptura são 260km x 100km e 160km x 135km para os segmentos N160 e N135, respectivamente. Esta fonte 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.

Baptista [1998] sublinha que no caso de se admitir a validade das fontes tipo N160 ou N160N135, estes resultados têm fortes implicações na evolução temporal de larga escala na geologia desta região e são compatíveis com a hipótese proposta por Ribeiro da existência de uma zona de subducção incipiente localizada ao longo da margem oeste Ibérica e que seria responsável por uma parte significativa da sismicidade desta região, correspondendo a eventos de forte magnitude com períodos de recorrência muito elevados.

Com o objectivo de localizar e detalhar esta fonte sismogénica, foi efectuada uma expedição na área localizada entre o Banco de Gorringe e o Cabo de S. Vicente no âmbito do projecto BIGSETS (Big Sources of Earthquake and Tsunami in SW Iberia).

A figura 18 ilustra os perfis sísmicos desta campanha e da campanha AR92 efectuada anteriormente na mesma zona, bem como os resultados de Zitellini *et al.* [1999; 2001].

O resultado principal foi a localização da falha do Marquês de Pombal, a sudeste do Banco de Gorringe, com um comprimento de ruptura de cerca de 100km, e uma inclinação de 30° [Zitellini *et al.*, 1999], que mostra actividade tectónica recente e que, muito 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, o segmento detectado da falha (MPTF, na figura 18) é demasiado pequeno para estimar a magnitude prevista para o sismo de 1755.

Um estudo tridimensional mais detalhado permitiu a descoberta de uma segunda estrutura activa com uma inclinação oposta à da falha MPTF (BTF, na figura 18) permitindo constatar que a área deformada tem pelo menos 100km de

comprimento e 70km de largura. Zitellini *et al.* [2001] sugerem, assim, que durante o sismo de 1755 o sistema das duas falhas MPTF – BTF rompeu simultaneamente.

Tendo em conta a área deformada (70km x 100km), o deslocamento médio de 15m obtido por Baptista [1998] e uma rigidez crustal de $3 \times 10^{10} Pa$, obtém-se, pela expressão [3], um momento sísmico resultante de $3,15 \times 10^{21} Nm$. Utilizando a relação [4], obtém-se uma magnitude de momento $M = 8,3$ que, embora aquém, estará próximo da magnitude de momento estimada para o sismo de 1755 o que permite a Zitellini *et al.* [2001] sugerir que o sistema de falhas MPTF – BTF é um forte candidato a fonte sismogénica do sismo de 1 de Novembro de 1755.

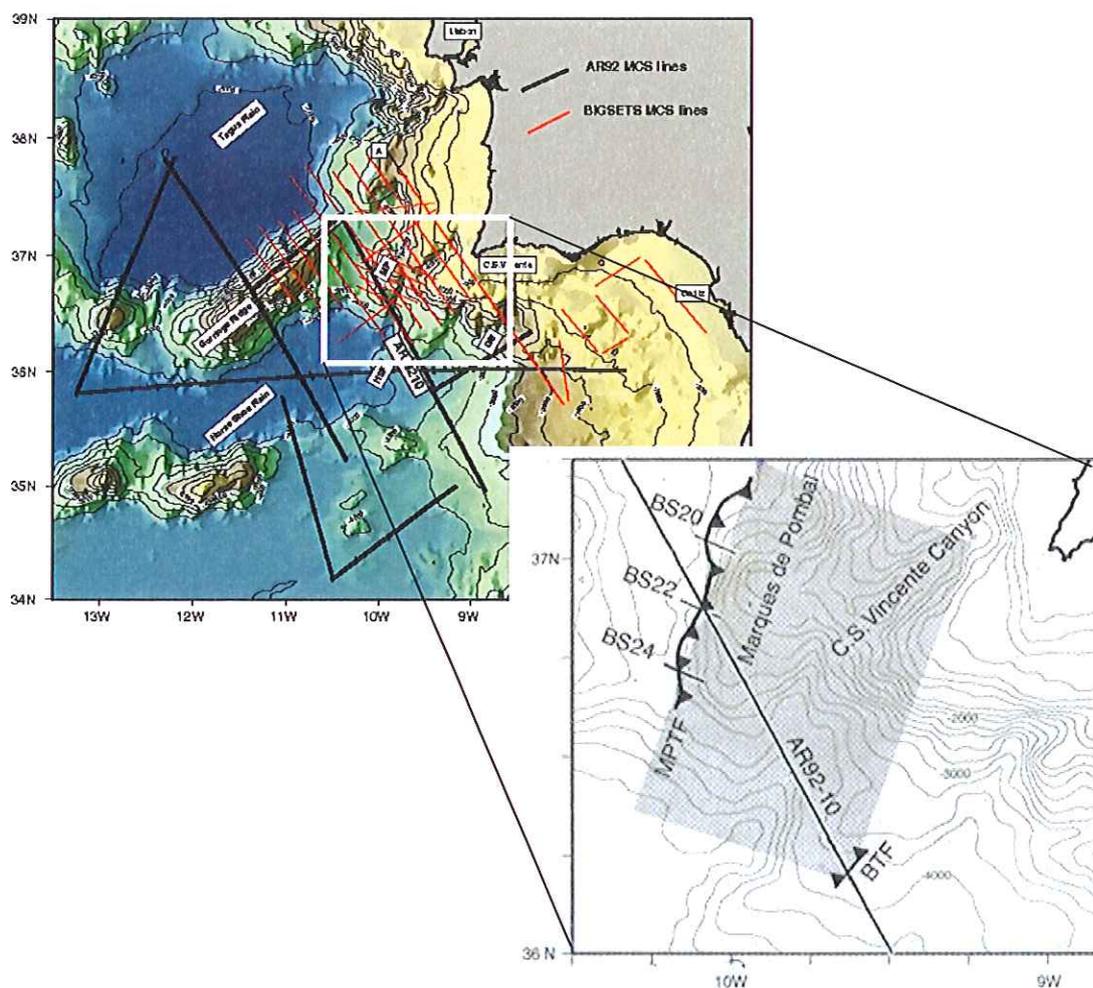


Figura 18 - Localização das linhas sísmica da campanha BIGSETS (BS20, BS22, BS24) e da campanha AR92 (AR92-10) respeitante à falha do Marquês do Pombal (MPTF – Marques Pombal Thrust Fault) e à falha BTF (Backthrust Fault). A área a cinzento corresponde à área deformada observada [Zitellini *et al.*, 2001].

Segundo Terrinha *et al.* [2003] a falha que originou o sismo de 1755 deverá ter uma extensão mínima de 150km e, conseqüentemente, deverá existir uma ruptura adicional associada ao sistema de falhas MPTF – BTF.

Segundo estes autores, a falha Pereira de Sousa, de 65km de extensão e associada a uma área de deformação de 12000km², localizada ao longo da margem portuguesa, para norte da MPTF, poderá constituir o prolongamento para norte da falha Marquês de Pombal, uma vez que mostra evidências de “levantamento” recente. Assim, a área total de ruptura passará de 7000km² [Zitellini *et al.*, 2001] para 19000km², capaz de gerar um sismo de magnitude 8,6 (figura 19).

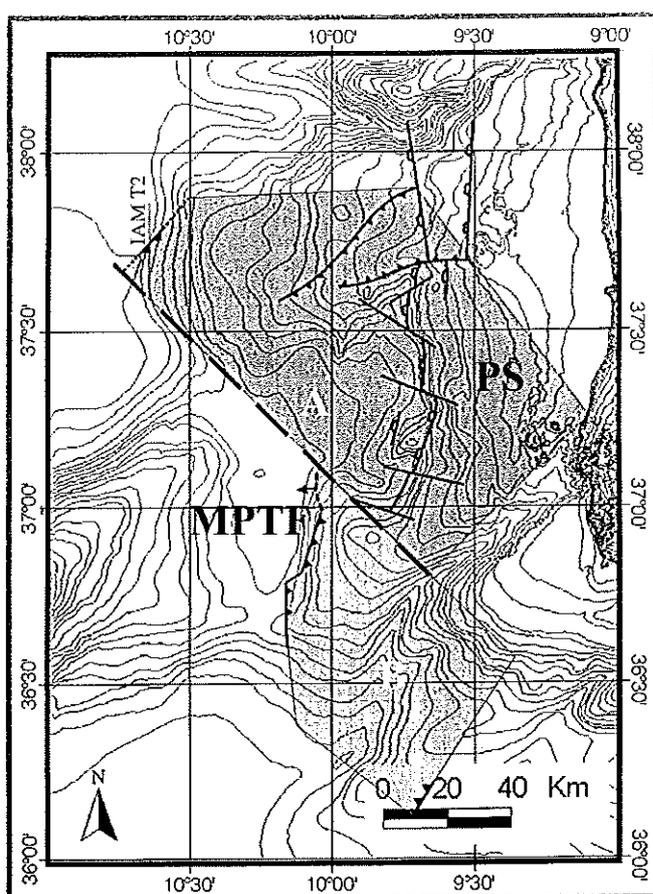


Figura 19 - Modelo de Terrinha *et al.* [2003] da estrutura sismogénica do sismo de 1755. A zona B (7 000 km²), ligeiramente modificada, corresponde à área de deformação proposta por Zitellini *et al.* [2001]. A zona A (12 000 km²) representa a área de deformação associada à falha Pereira de Sousa. **PS** - Falha Pereira de Sousa; **MPTF** – Falha Marquês de Pombal (extraído e adaptado de Terrinha *et al.*, 2003).

Vilanova *et al.*, [2003] propuseram um modelo composto alternativo no qual o sismo de 1755, localizado *offshore*, terá provocado alterações de tensão estáticas

que terão induzido uma ruptura na falha do Vale do Tejo, próximo de Lisboa. Estes autores mostram que mesmo para o cenário mais longínquo, em que o sismo de 1755 teve origem no Banco de Gorringe, 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 de magnitude entre 6.5 – 7.

Segundo estes autores, as altas intensidades 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 20);

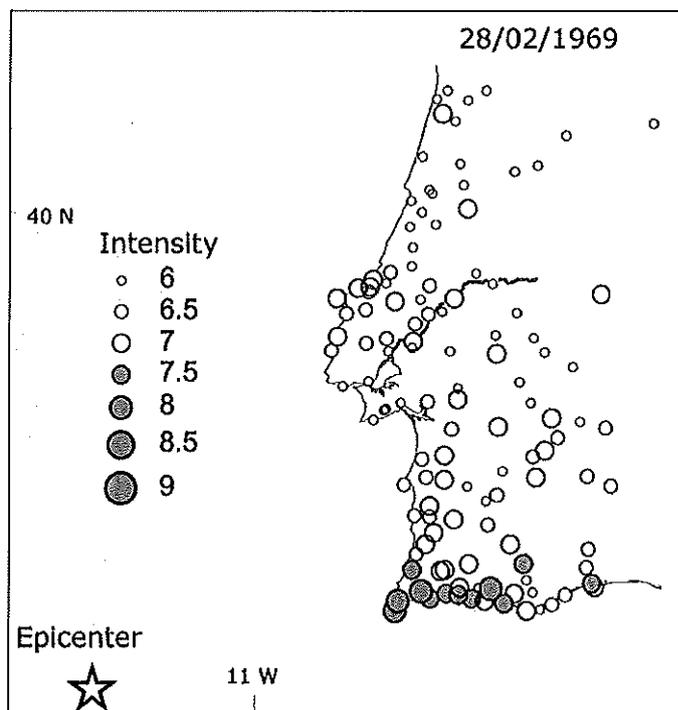


Figura 20 - Pontos de alta intensidade ($IMM \geq 6$) para o sismo de Fevereiro de 1969, de $M_s=7.9$, localizado no Banco de Gorringe. O padrão de intensidades no Algarve é semelhante ao padrão observado no sismo de 1755 (com as diferenças de valores devido às diferenças de magnitude dos dois sismos), não havendo indicação de amplificações devido a efeitos de sítio no Vale do Tejo (extraído de 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 Lusitânia, construídas em terrenos do Mesozóico muito consolidados e não na Bacia do Tejo, constituída por aluviões e depósitos do Quaternário (figura 21).

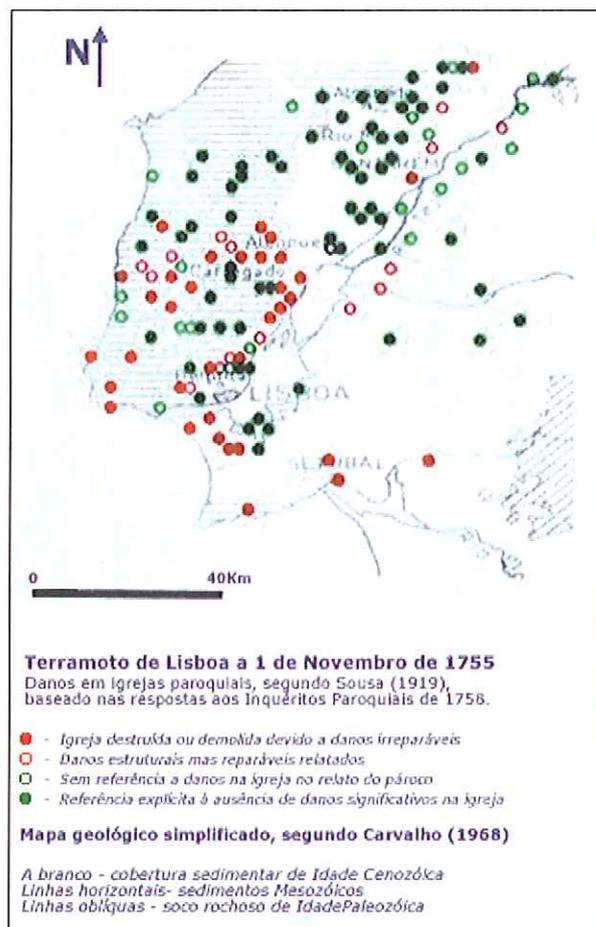


Figura 21 - Danos em igrejas paroquiais, aquando o sismo de 1755 e mapa geológico da zona do Vale Inferior do Tejo (extraído de <http://einstein.fisica.ist.utl.pt/~sismo/Portugues/Tagusnet/Tagusnet.htm>).

Além das altas intensidade, o modelo proposto explicaria, também:

- (iii) o padrão de destruição das réplicas, com danos provocados num raio de 30km 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;
- (iv) a duração atribuída ao sismo e o número de abalos sentidos. Os inúmeros 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 22). Assim, minutos depois do primeiro sismo, existiu um segundo na região do Vale do Tejo, de curta duração mas mais destrutivo;

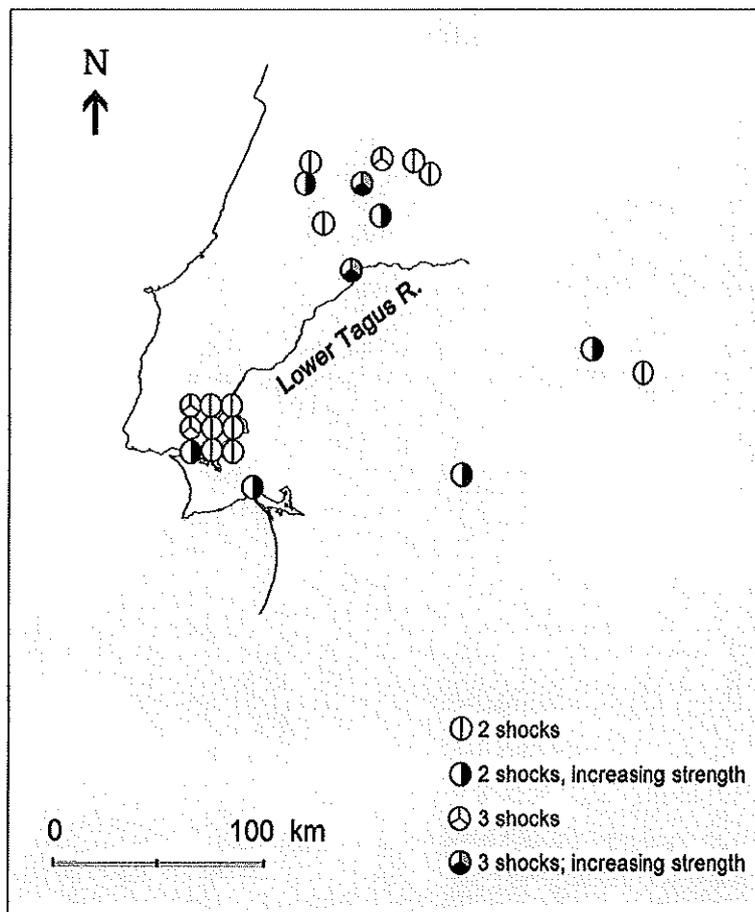


Figura 22 - Distribuição geográfica do número abalos múltiplos, de acordo com testemunhos da época. (extraído de Vilanova et al., 2003)

(v) 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*. Assim, estes efeitos seriam devido ao sismo no Vale do Tejo, ocorrido após o sismo principal e antes da chegada do *Tsunami*.

Mais recentemente, Baptista *et al.* [2003], baseados em novos dados dos perfis das campanhas sísmicas BIGSETS que mostram mais estruturas tectonicamente activas, apresentaram uma reapreciação da fonte do sismo de 1755 propondo uma fonte dupla composta pelos segmentos da falha do Marquês de Pombal (MPTF) e do Banco de Guadalquivir (GQ), constituindo este o prolongamento para sudeste da falha do Marquês de Pombal (Figura 23).

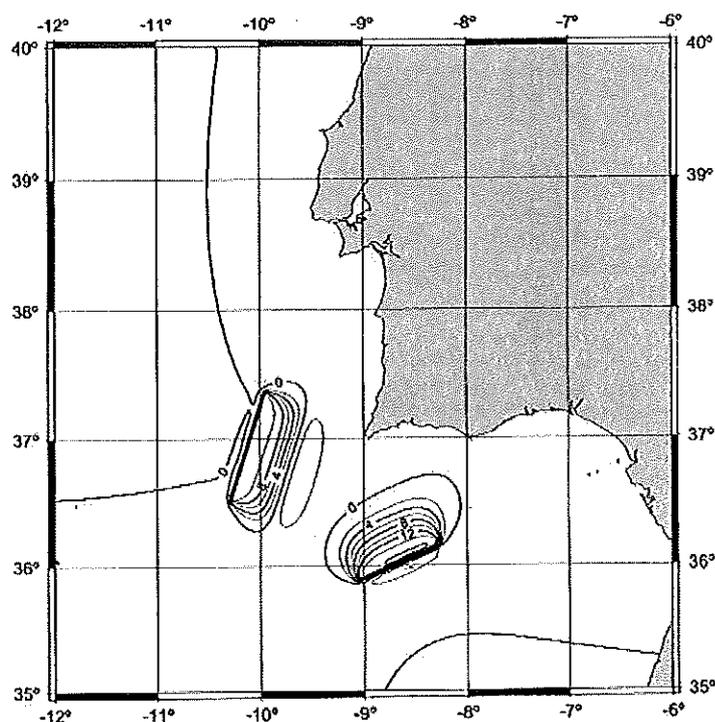


Figura 23 - Modelo de falha composta MPTF+GQ (extraído de Baptista et al., 2003)

3.2 - Parâmetros considerados na modelação

Um dos parâmetros necessário para a modulação de falha – finita é a velocidade de ruptura, cujo valor pode eventualmente influenciar a directividade de radiação. No entanto, considerando que a velocidade de ruptura é uma fracção da velocidade das ondas sísmicas e que pode tomar valores entre 60% a 100% da velocidade das ondas sísmicas [Beresnev & Atkinson, 1997], a variação da velocidade de ruptura é menor do que um factor 2.

A velocidade de ruptura para a falha considerada para o sismo de 1755 foi de 2,5km/s [Oliveira, com. pess.], obtendo-se um valor de cerca de 70% da velocidade das ondas sísmica, considerada de 3,5km/s. Assume-se que a ruptura propaga-se circularmente ao longo do plano de falha.

Os outros parâmetros considerados para o modelo proposto são descritos em seguida. De salientar que, dado a inexistência de estudos desta natureza em Portugal, muitos dos valores assumidos são os utilizados para o Este da América do Norte (ENA), região considerada, com já foi referido, representativa de ambientes intraplacas, como é o caso de Portugal Continental:

Queda de tensão: A queda de tensão usualmente considerada para a ruptura de um sismo é de cerca de 100bars. No entanto, os valores para o Este da América do Norte parecem indicar valores entre 120 e 200bars utilizando-se nos modelos

valores médios entre 150 e 180bars [Atkinson, 1993; Atkinson & Boore, 1997; Frankel *et al.*, 1996, entre outros]. Para a modelação aqui proposta foi considerado um valor de 110bars. Johnston [1996], num estudo do sismo de 1755, tendo em conta modelos térmicos para a crosta oceânica que relacionam a idade da litosfera, temperatura e profundidade, e usando várias relações empíricas para o ENA que relacionam momentos sísmicos com áreas de falhas, concluiu que o plano de falha da fonte sismogénica de 1755 poderia, para uma largura de cerca de 80 km, ter um comprimento entre 100 a 500km, um deslocamento de 4,8 a 24m e uma queda de tensão entre 175 a 15bars. De referir que para o sismo da Índia, Bhuj (26 de Janeiro de 2001; $M_w = 7,6$) de características idênticas ao sismo de 1755 (Oliveira, com. pessoal), foi estimada uma queda de tensão de 200bars para justificar as acelerações máximas observadas até uma distância de 550km [Singh *et al.*, 2003].

Atenuação geométrica: Foi considerada a função tripartida da expressão [18], isto é, considerou-se uma propagação esférica das ondas sísmicas até cerca de 70km da fonte e uma propagação cilíndrica a partir dos 130km da fonte.

Atenuação Inelástica: Neste estudo considerar-se-á o trabalho de Pujades *et al.* [1990] para a expressão do factor de qualidade. Segundo estes autores, o valor de Q_0 , expressão [23], varia entre 200 e 490 para o Sul e Norte de Portugal, respectivamente, e o expoente é de 0,7. Embora os trabalhos dos autores portugueses [Carvalho *et al.*, 1999; Vales *et al.*, 1998; Carrilho & Oliveira, 1997] pareçam indicar valores mais baixos de Q_0 , a não concordância das expressões para o factor de qualidade levam-nos a utilizar um valor intermédio de Q_0 e o valor de 0,7 para o expoente, de acordo com Pujades *et al.* [1990]. Esta expressão final, $Q=345 f^{0,7}$, parece ser um compromisso entre todas as expressões obtidas para Portugal (ver figura 6). Além do mais, sendo, para todos os modelos, o sismo gerado no mesmo local, em domínio oceânico, parece razoável um modelo de factor de qualidade homogéneo. No entanto, para a modelação da ruptura no Vale Inferior do Tejo, com uma propagação totalmente continental, utilizou-se a relação de Vales *et al.* [1998].

Amplificação na crosta superior: Tal como para o Este da América do Norte, assume-se que não existe amplificação substancial na crosta superior pelo que $V(f)=1$, na expressão [1].

Atenuação na crosta superior: Nesta modelação, e uma vez que não existem em Portugal estudos que permitam obter valores para o parâmetro $kappa$ [expressões 24 e 25], optou-se pelo modelo de frequência máxima [expressão 26],

com $f_{\max}=50\text{Hz}$. Na prática, considera-se que, tal como para o Este da América do Norte [Atkinson & Boore, 1997] não há grandes decaimentos da amplitude para frequências superiores a 50Hz .

Duração: Considerou-se a expressão simplificada de Boore & Atkinson [1987]: $T_s = \frac{1}{f_c} + 0,05 \cdot R$, com f_c obtida segundo a expressão [7b].

Considerando o sismo principal de magnitude 8,7 constituído por subeventos de magnitude 6,8, dividiu-se os planos de falha das modelações em 81 elementos rectangulares, segundo a expressão [14], cada um deles tratado como uma fonte pontual com um espectro de fonte descrito pelo modelo de Brune [1970] (expressões 2 a 7), em que cada elemento rompe no seu centro geométrico.

De modo a tentar reproduzir heterogeneidades no processo de ruptura ao longo do plano de falha, nomeadamente a existência de barreiras e asperezas, considerou-se uma distribuição de *deslocamentos* não homogénea ao longo da área de ruptura, gerando uma distribuição aleatória de momentos sísmicos. De modo a conservar o momento sísmico total do sismo que se pretende sintetizar, cada subfalha pode não ser activada ou ter que “disparar” mais do que uma vez.

Foram realizadas 3 simulações, apresentando-se a média das simulações. A tabela 4 resume os parâmetros genéricos utilizados na simulação.

Tabela 4 - Parâmetros de entrada para a simulação do sismo de 1755

| Parâmetro | Valor |
|--|--|
| $Q(f)$ | $345 \cdot f^{0.7}$ e $239 \cdot f^{1.06}$ (VIT) |
| Magnitude | 8,7 e 6,5 (VIT) |
| Atenuação geométrica | $1/R$ ($R \leq 70\text{km}$) $1/R^0$ ($70 < R \leq 130\text{km}$) $1/R^{0.5}$ ($R > 130\text{km}$) |
| Duração - distância | $0,05 R$ |
| Amplificação crustal | 1 |
| f_{\max} | 50Hz |
| Velocidade das ondas sísmicas, β | $3,5\text{km/s}$ |
| Velocidade de ruptura, V_r | $2,5\text{km/s}$ |
| Densidade do meio, ρ | $2,8\text{g/cm}^3$ |
| Distribuição de slip | heterogénea |
| Queda de tensão, $\Delta\sigma$ | 110bars |

Geometria dos planos de falha: Tendo em conta os modelos propostos e descritos anteriormente, realizaram-se 7 modelações diferentes:

- (i) duas modelações considerando os estudos hidrodinâmicos, isto é, a modelação para as duas possíveis fontes obtidas por Baptista [1998];
- (ii) três modelações considerando os resultados de campanhas sísmicas: uma para a área deformada de Zitellini *et al.* [2001], outra para a área deformada de Terrinha *et al.* [2003] e por último considerando a geometria proposta por Baptista *et al.* [2003]. Para esta última geometria estudou-se mais do que uma hipótese de ponto de início de ruptura.
- (iii) duas modelações considerando o modelo de ruptura induzida na região do Vale do Tejo, proposto por Vilanova *et al.*, [2003]. Para este modelo considerou-se as possibilidades de o sismo principal ter tido origem no Banco de Gorringe ou na falha Marquês de Pombal.

A primeira modelação foi feita considerando um plano de falha com a orientação e extensão da fonte N160 de Baptista [1998] (figura 17, esquerda), isto é, com uma orientação de N160°E e uma área de 360km x 100km, com uma inclinação de 30° em profundidade e de tipo inverso [Zitellini *et al.*, 1999].

Foram estudados dois cenários de ruptura, considerando 2 localizações diferentes para o hipocentro: uma ruptura unilateral com o ponto de início de ruptura no extremo sul da falha (círculo a verde na figura 24, esquerda), denominado Cenário 1, e uma ruptura bilateral (círculo a vermelho na figura 24, direita), denominado Cenário 2, com ruptura inicial na localização 37°N – 10°W, aceite como localização epicentral do sismo de 1755.

A segunda modelação foi realizada considerando a fonte N160N135 de Baptista [1998] (figura 17, direita). Tal como na modelação anterior, consideraram-se diferentes pontos de início de ruptura. Num primeiro caso, Cenário 1, os dois planos de falha rompem na mesma direcção (setas a verde, figura 25, esquerda), não simultaneamente, a ruptura começando no plano de falha mais a sul e rompendo uma segunda vez, posteriormente, no plano de falha mais a norte (círculos a verde, na figura 25, esquerda); num segundo caso, Cenário 2, os dois planos de falha rompem simultaneamente, em direcções opostas (figura 25, direita, setas e epicentro a vermelho).

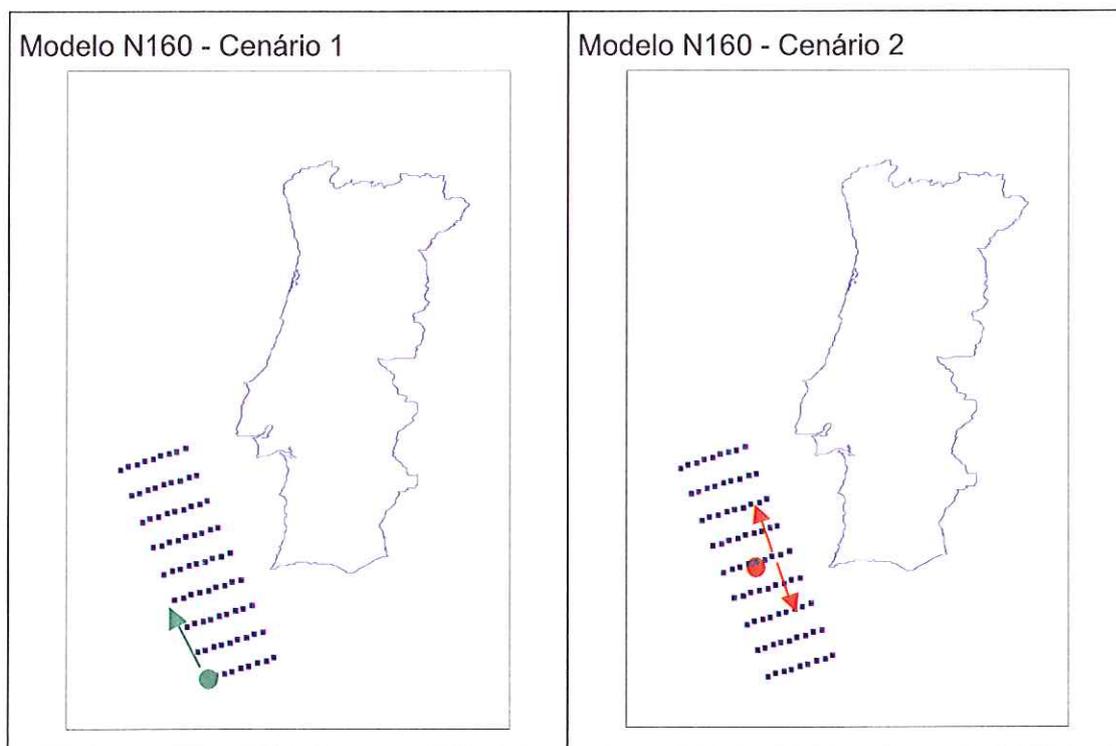


Figura 24 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a verde e vermelho representam a localização do início de ruptura do plano de falha e as setas representam a direcção de ruptura.

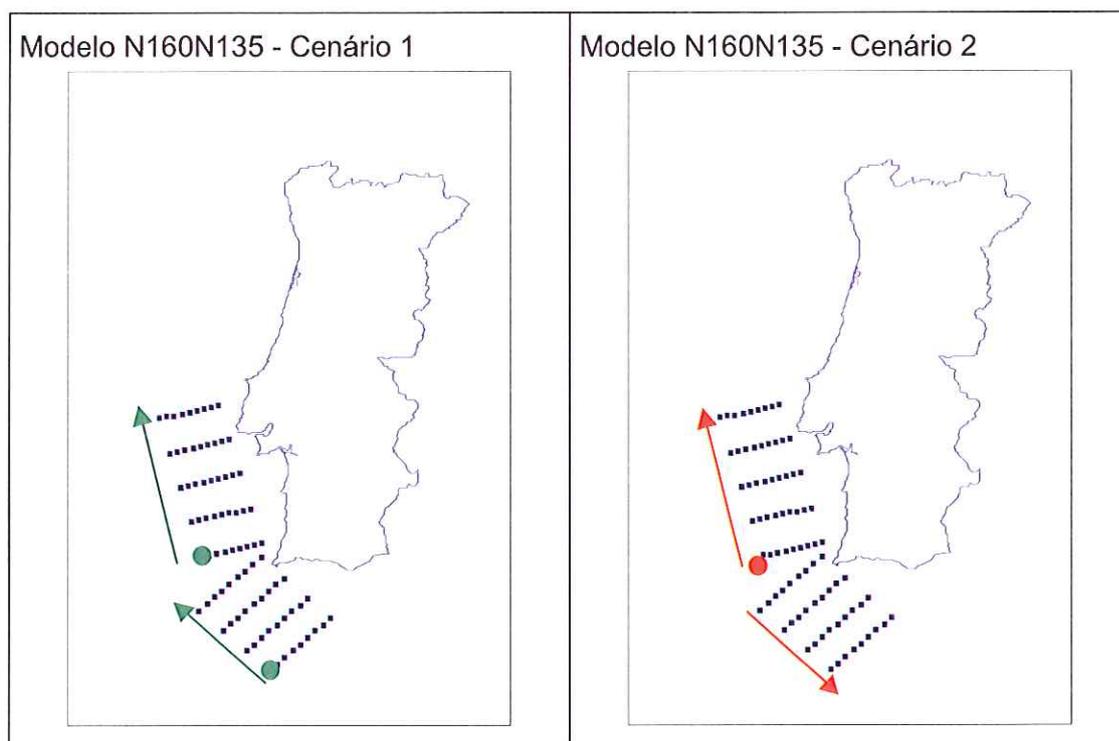


Figura 25 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a verde e vermelho representam a localização do início de ruptura do plano de falha e as setas representam a direcção de ruptura.

As modelações seguintes têm em consideração os resultados de campanhas sísmicas realizadas ao longo da margem portuguesa. Em todas as modelações, o ponto de início de ruptura corresponde à localização epicentral $37^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{W}$, excepto para a modelação da fonte sísmica no Guadalquivir, em que se considerou mais um cenário alternativo.

O esquema do plano de falha, projectado à superfície, considerando a zona deformada da falha Marquês de Pombal, MPTF, sugerido por Zitellini *et al.* [2001] (figura 18), apresenta-se na figura 26, esquerda. A falha tem as dimensões $100\text{km} \times 70\text{km}$, orientação $\text{N}20^{\circ}\text{E}$ e inclinação 24° .

Na figura 26, direita, apresenta-se o plano de falha considerado para representação da área deformada proposta por Terrinha *et al.* [2003] (figura 19). Considerou-se a falha inversa MPTF com orientação $\text{N}20^{\circ}\text{E}$, inclinação 24° e dimensões $65\text{km} \times 70\text{km}$, a falha normal Pereira de Sousa, PS, de orientação Norte-Sul, de 65km de comprimento e 6km de largura e uma falha inversa de orientação Este-Oeste, com a mesma inclinação e 60km de comprimento.

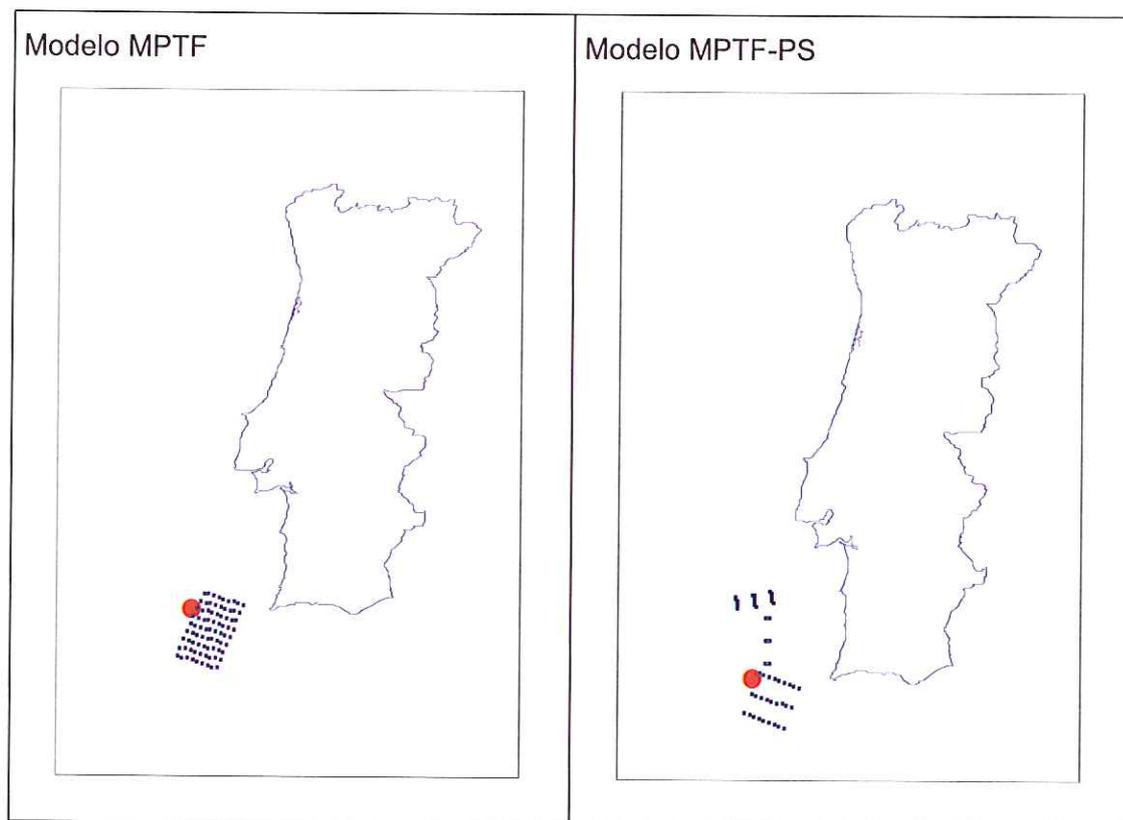


Figura 26 - Esquemas dos plano de falha MPTF à esquerda [Zitellini *et al.*, 2001] e MPTF -PS à direita [Terrinha *et al.*, 2003], projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). O círculo a vermelho representa a localização do início de ruptura dos planos de falha.

A geometria do plano de falha proposta por Baptista *et al.* [2003] está apresentada na figura 27, sendo o segmento do Marquês de Pombal, MPTF, de $105\text{km} \times 55\text{km}$, orientação $\text{N}21.7^\circ\text{E}$ e inclinação 24° e o segmento do Banco de Guadalquivir, GQ, de $96\text{km} \times 55\text{km}$, orientação $\text{N}70^\circ\text{E}$ e inclinação 45° . Foram considerados dois cenários: um Cenário 1 (figura 27, esquerda) em que o ponto de início de ruptura se localiza na falha de Guadalquivir, GQ, e um Cenário 2 (figura 27, direita) em que o ponto de início de ruptura corresponde à localização $37^\circ\text{N} - 10^\circ\text{W}$.

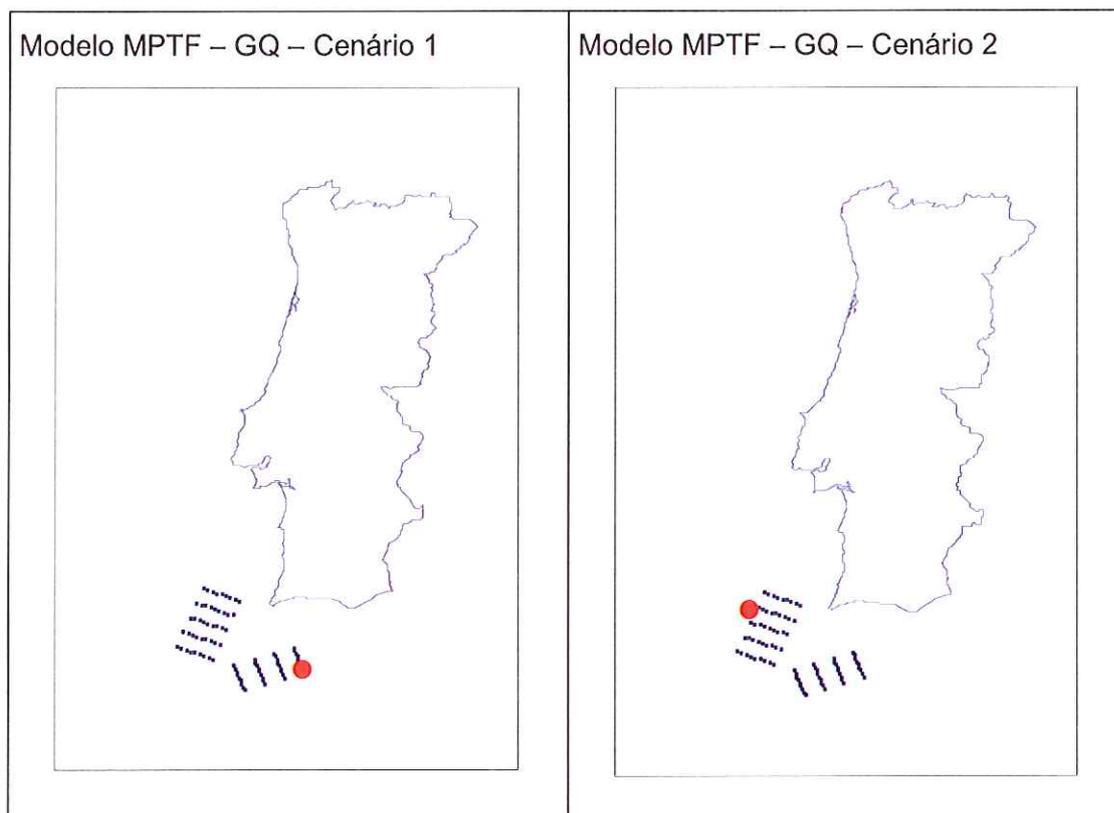


Figura 27 - Esquema dos planos de falha MPTF - GQ [Baptista *et al.*, 2003], projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a vermelho representam a localização do início de ruptura dos plano de falhas.

Por último, a figura 28 apresenta as duas modelações efectuadas para o modelo proposto por Vilanova *et al.*, [2003] de ruptura induzida na falha do Vale Inferior do Tejo, FVIT. O sismo da falha FVIT foi considerado de magnitude 6,5, sendo constituído por subeventos de magnitude 5.0 segundo a expressão [14].

As dimensões da falha do Vale Inferior do Tejo são $20\text{km} \times 28\text{km}$, inclinação 55° e orientação $\text{N}40^\circ\text{E}$. Apesar de a escarpa da fractura do Vale do Tejo prolongar-se por cerca de 100km , a ruptura em 1755 não terá ocorrido na falha

inteira. Segundo Vilanova (comum. pessoal) o evento principal de 1755 terá induzido uma ruptura no segmento SW da escarpa, com cerca de 20km de comprimento. A inclinação é um parâmetro difícil de definir para esta escarpa, uma vez que, sendo uma falha inversa, os planos de falha observados nos sedimentos mais superficiais não são extrapoláveis em profundidade pois este tipo de falhas normalmente ramifica-se ao atingir a superfície. Segundo Vilanova (comum. pessoal) inclinações entre 45° a 75° são aceitáveis, uma vez que a falha é uma estrutura hercínica com movimento transcurrente reactivada, não devendo apresentar uma inclinação baixa.

Para a primeira modelação, em que se considera o sismo principal com epicentro no Banco de Goringe, BG, (figura 28, esquerda), as dimensões deste plano de falha são as obtidas por Johnston [1996]: 200km x 80km, orientação N60°E e inclinação 40°. Na segunda modelação (figura 28, direita), considerou-se o plano de falha MPTF, já descrito.

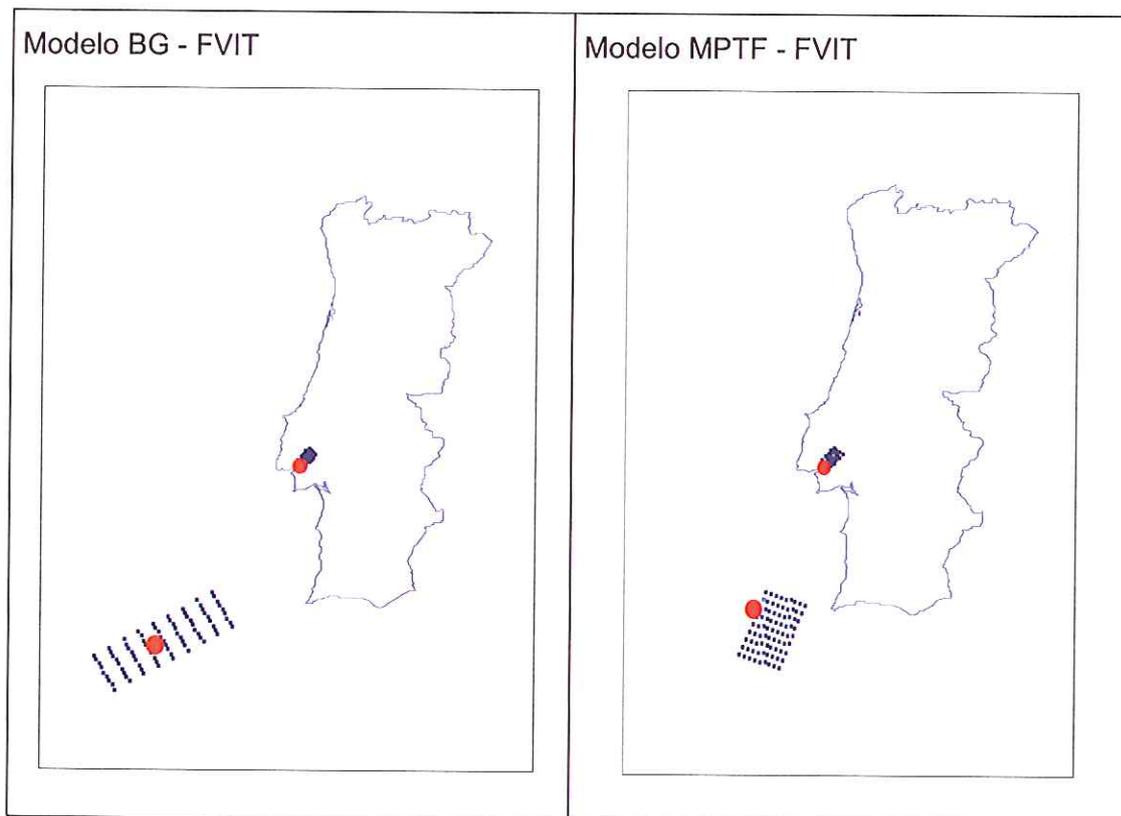


Figura 28 - Esquemas dos plano de falha BG - FVIT à esquerda e MPTF - FVIT à direita, projectados à superfície. Os pontos a azul correspondem ao centro geométrico dos elementos rectangulares considerados (fonte pontual). Os círculos a vermelho representam a localização do início de ruptura dos planos de falha.

A tabela 5 resume os parâmetros da geometria de falha considerada para os vários modelos.

Tabela 5 - Parâmetros de geometria de falha para os vários modelos.

| | Orientação | Inclinação | L x W (km) |
|--------------------|------------|------------|------------|
| N160 | N160°E | 30° | 360 x 100 |
| N160N135 | N160°E | 30° | 260 x 100 |
| | N135°E | | 160 x 135 |
| MPTF | N20°E | 24° | 100 x 70 |
| MPTF-PS | N20°E | 24° | 65 x 70 |
| | N-S | | 65 x 6 |
| | E-W | | 60 x 6 |
| MPTF- GB | N21.7°E | 24° | 105 x 55 |
| | N70°E | 45° | 96 x 55 |
| BG - FVIT | N60°E | 40° | 200 x 80 |
| | N40°E | 55° | 20 x 28 |
| MPTF - FVIT | N20°E | 24° | 100 x 70 |
| | N40°E | 55° | 20 x 28 |

3.3 - Resultados obtidos

Os mapas do movimento do solo para o território português continental estão apresentados nas figuras seguintes, para as várias modelações efectuadas para o sismo de 1755 considerando não só a geometria do plano de falha como variações no ponto de início de ruptura.

Apresentam-se os mapas considerando apenas os valores da aceleração de pico (PGA), da velocidade (PGV) e do deslocamento (PGD) no firme rochoso. Para melhor identificação dos cenários, apresenta-se, mais uma vez, as geometrias de falha das várias modelações.

Modelo N160 - Cenário 1

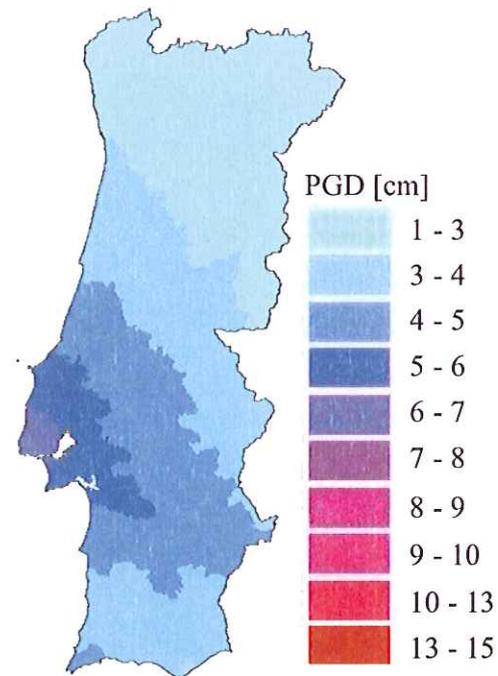
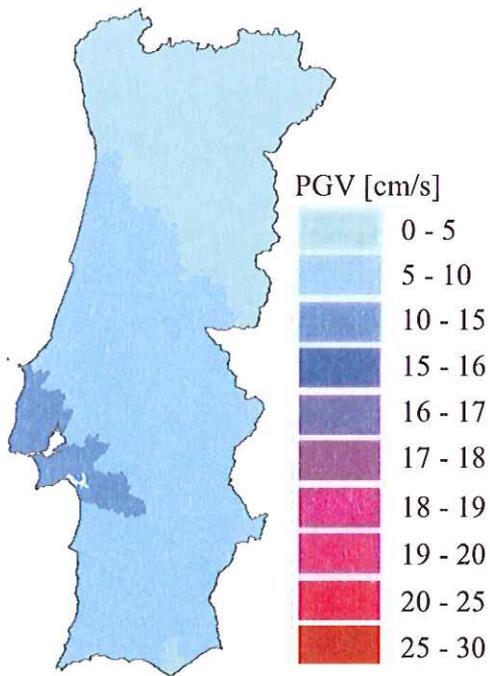
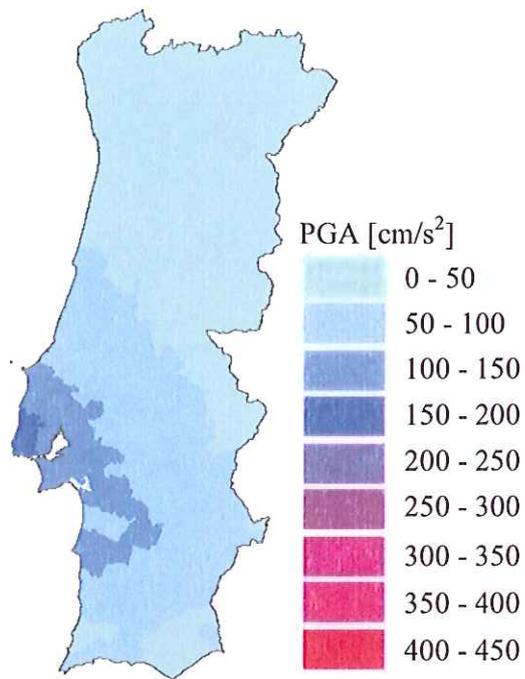
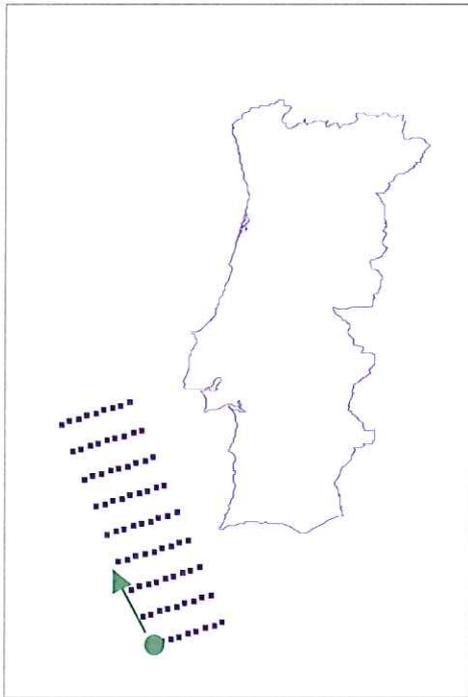


Figura 29 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário1, de ruptura unilateral, e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo N160 - Cenário 2

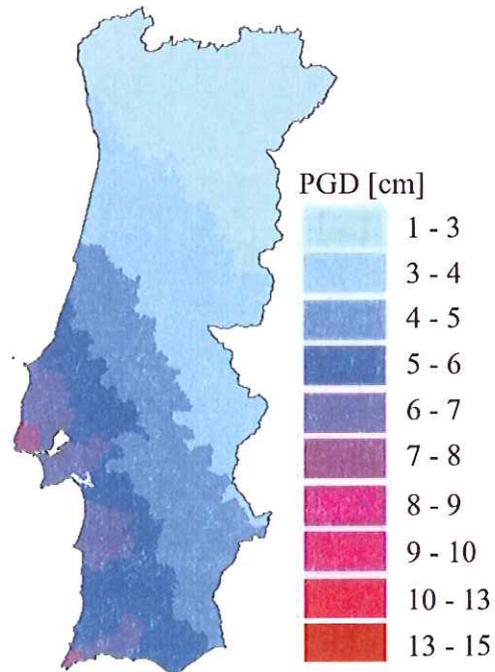
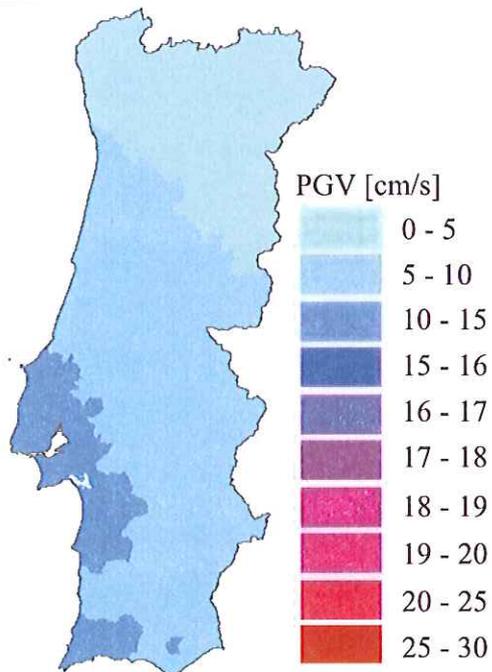
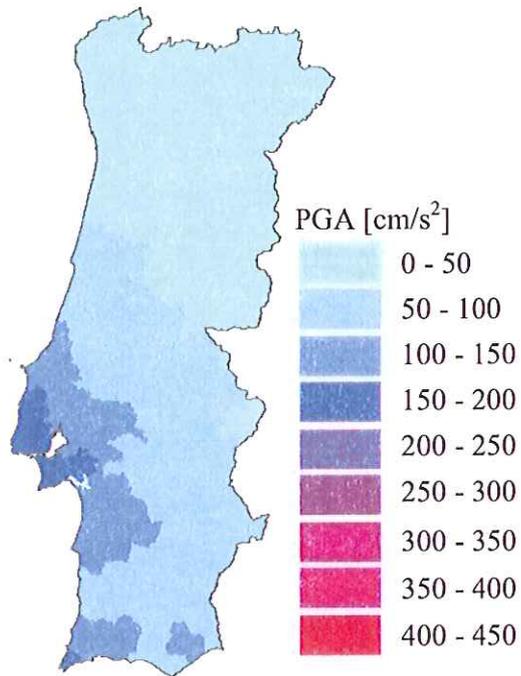
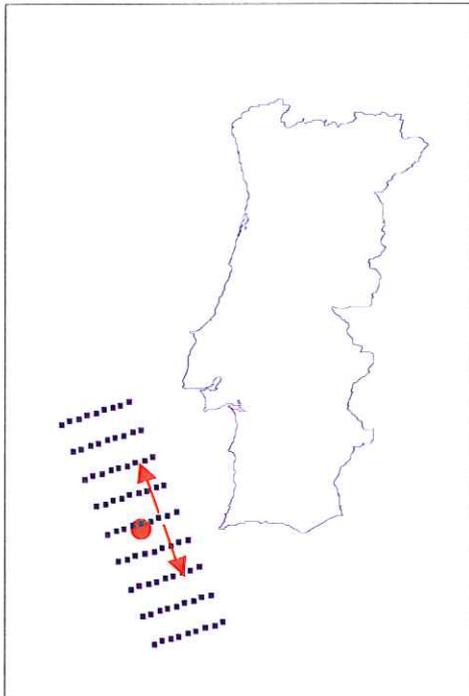


Figura 30 - Esquema do plano de falha N160 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário 2, de ruptura bilateral, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo N160N135 - Cenário 1

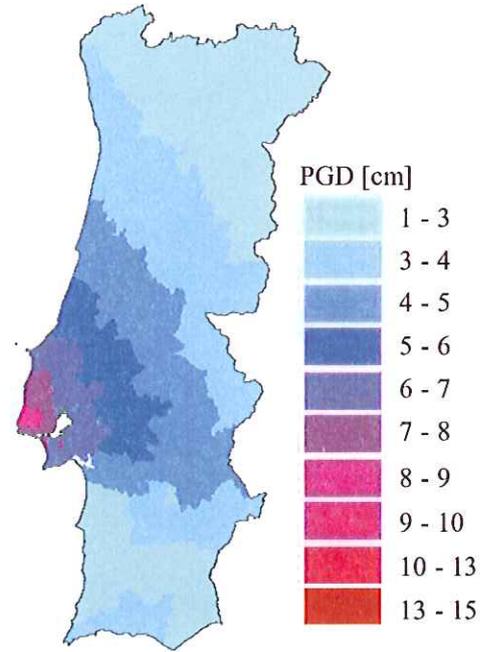
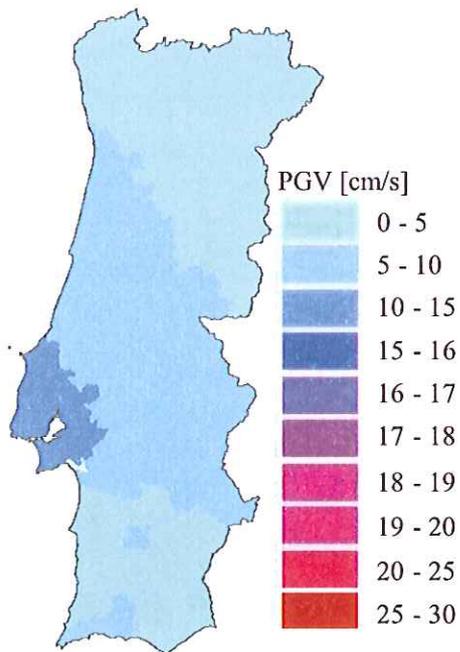
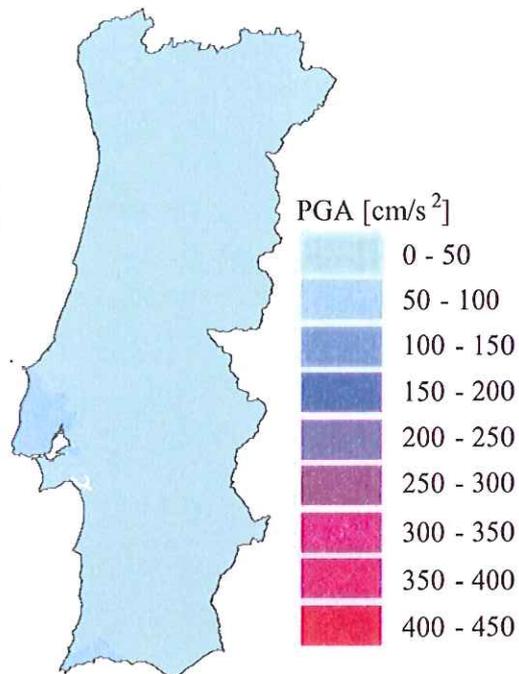
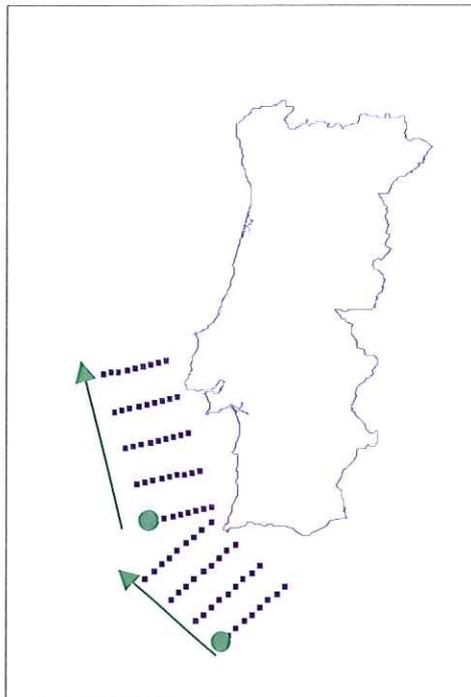


Figura 31 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário1, de ruptura não simultânea, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo N160N135 - Cenário 2

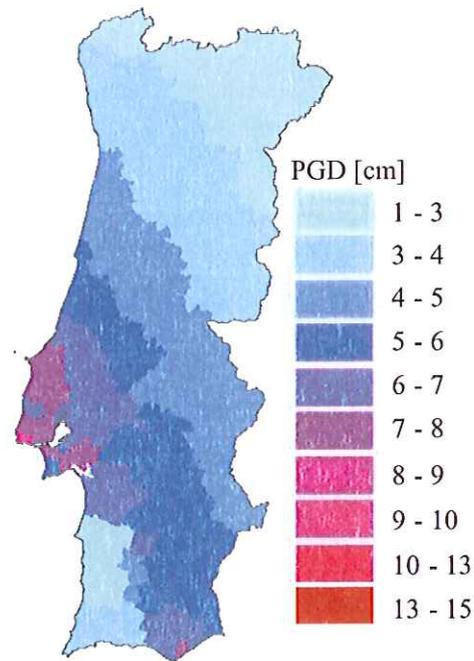
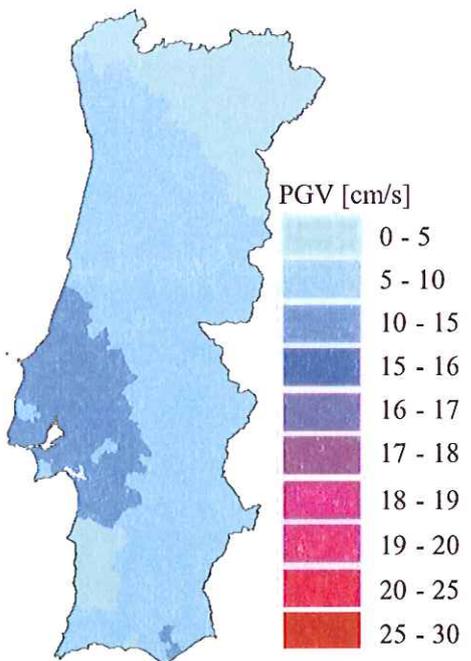
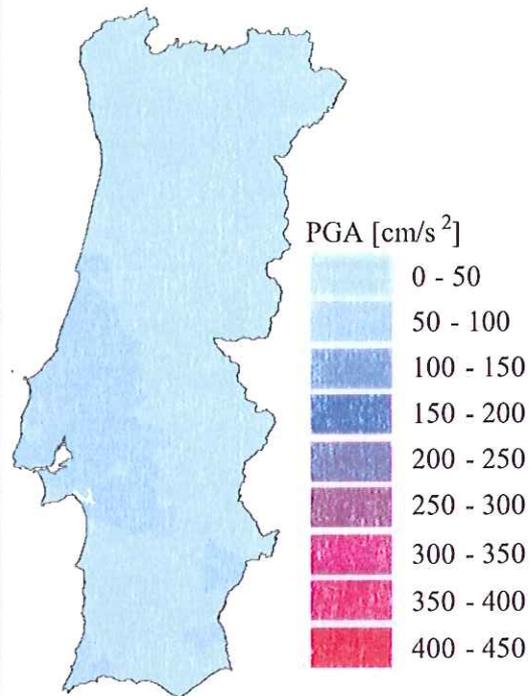
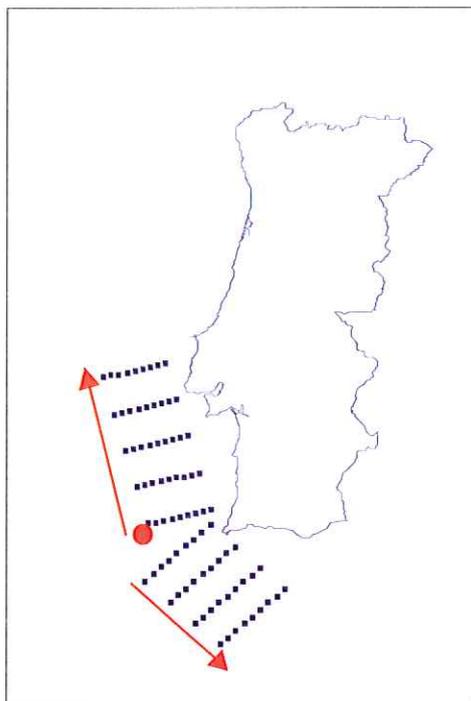


Figura 32 - Esquema do plano de falha N160N135 [Baptista, 1998], projectado à superfície, Cenário 2 de ruptura simultânea, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo MPTF

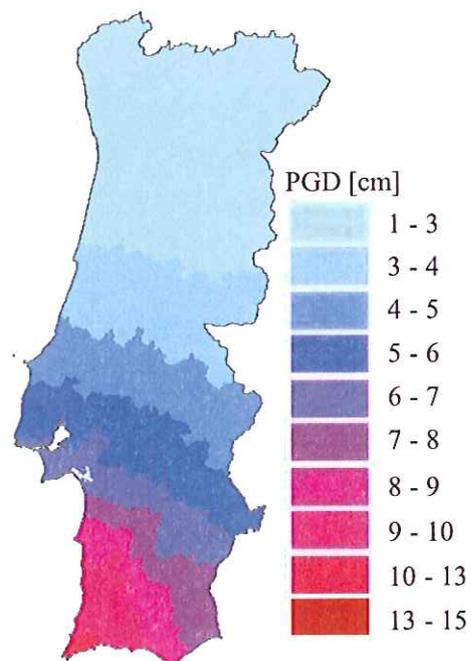
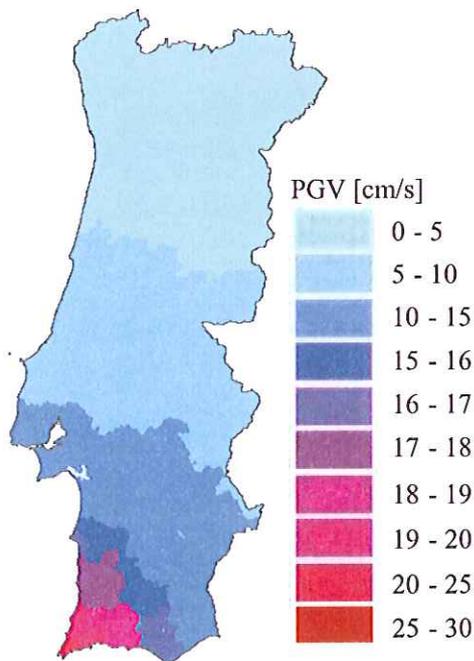
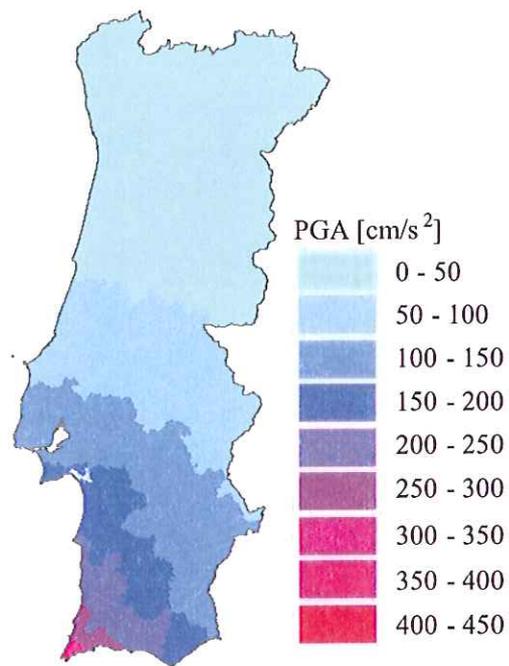
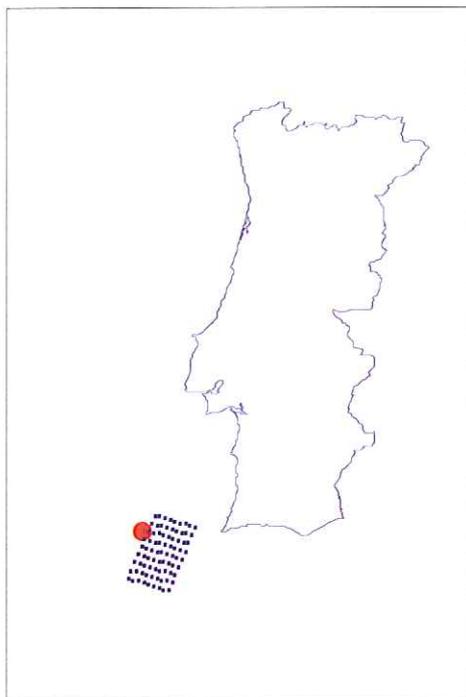


Figura 33 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para a área deformada evidenciada pelas campanhas sísmicas BIGSETS [Zitellini et al., 2001] e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo MPTF-PS

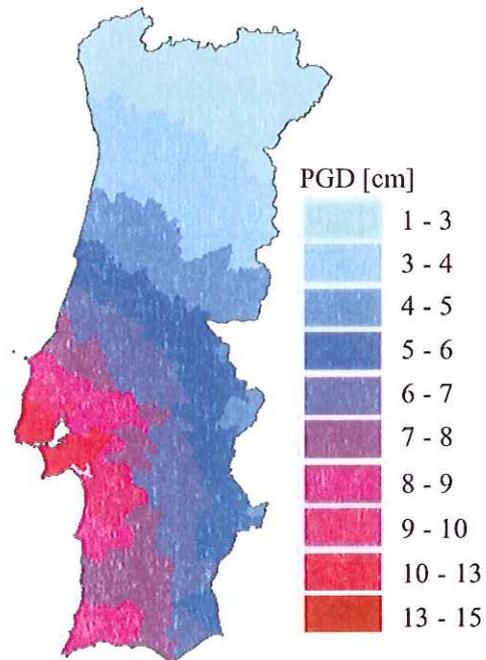
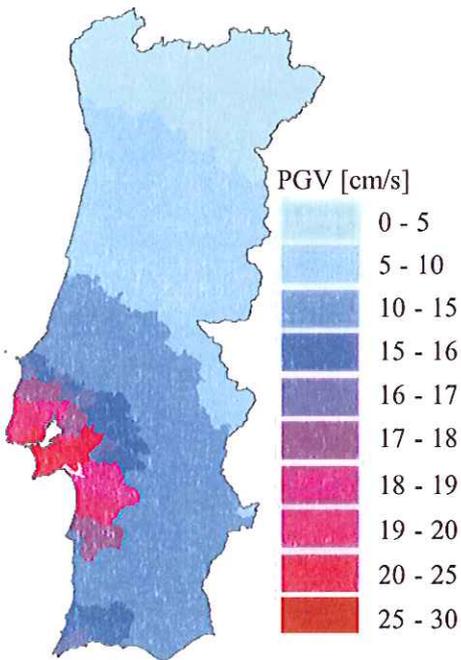
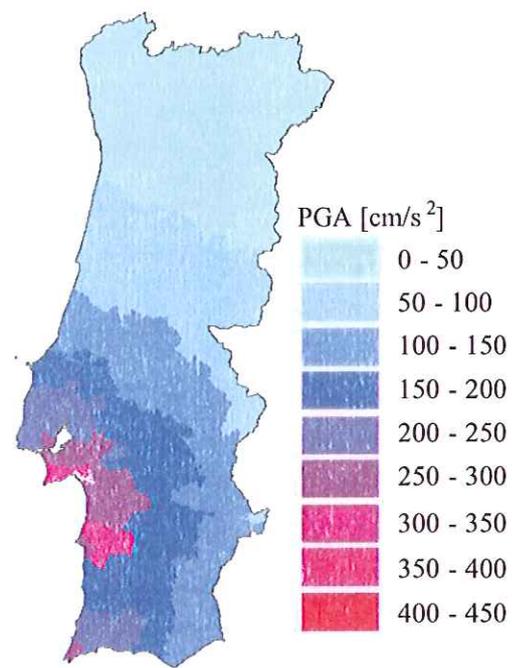
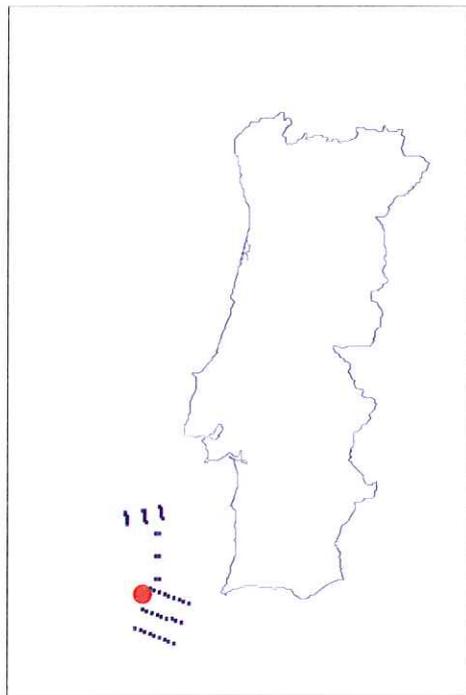


Figura 34 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para a área deformada proposta por Terrinha et al. [2003] e valores de pico do movimento do solo para o substrato rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo MPTF – GQ – Cenário 1

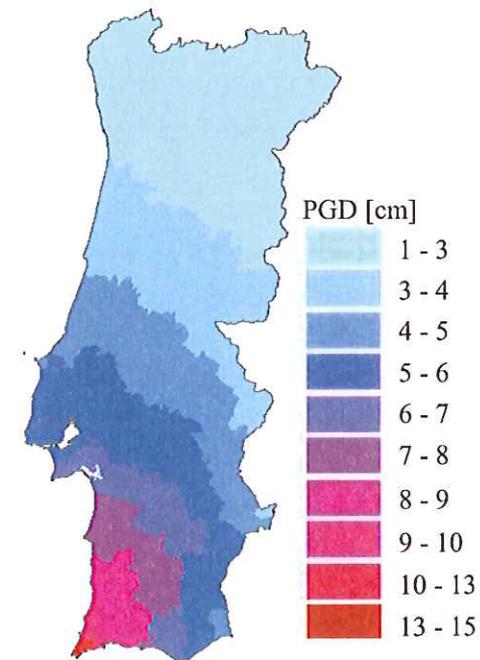
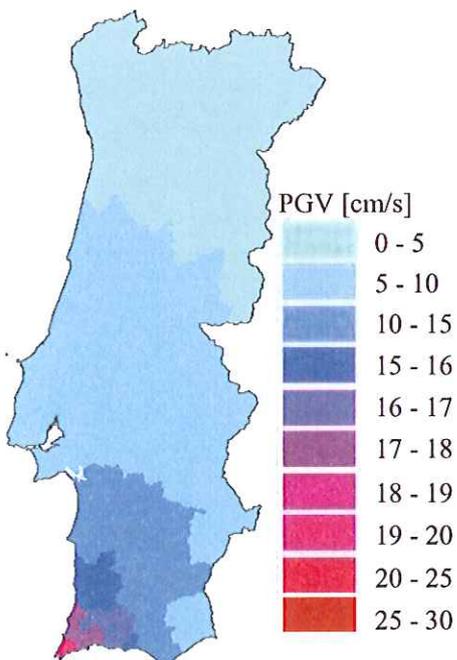
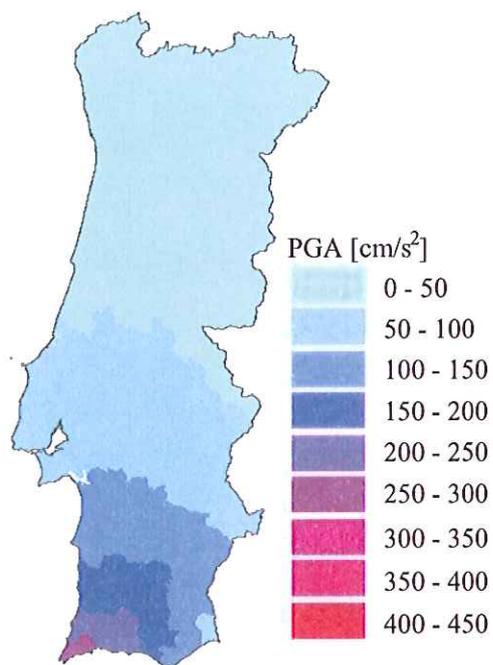
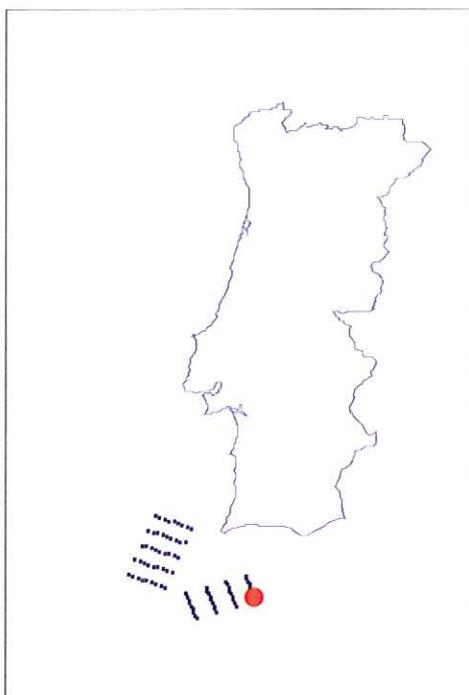


Figura 35 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura múltipla proposto por Baptista et al. [2003], início de ruptura no Banco de Guadalquivir, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo MPTF – GQ – Cenário 2

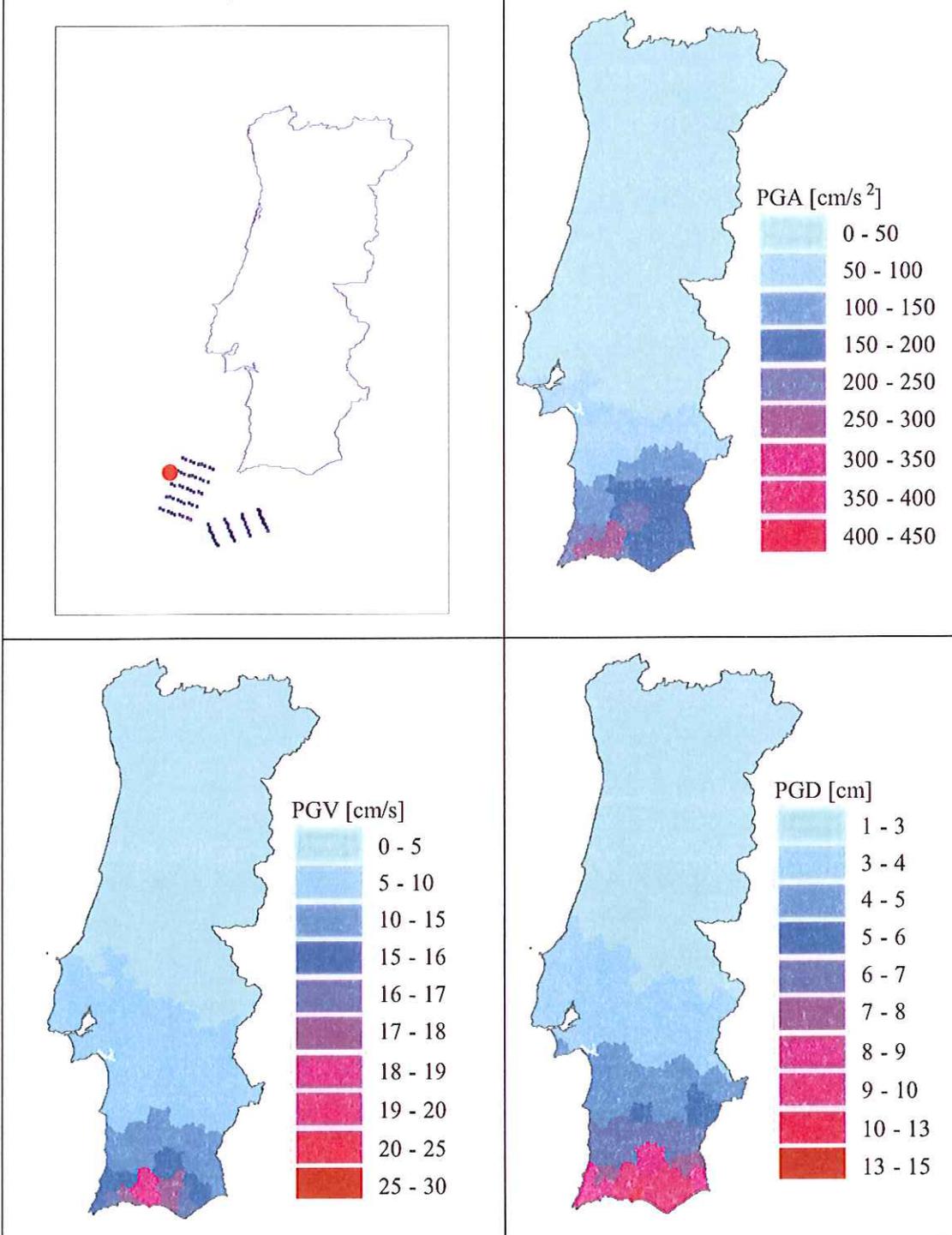


Figura 36 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura múltipla proposto por Baptista et al. [2003], início de ruptura na falha MPTF, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo BG - FVIT

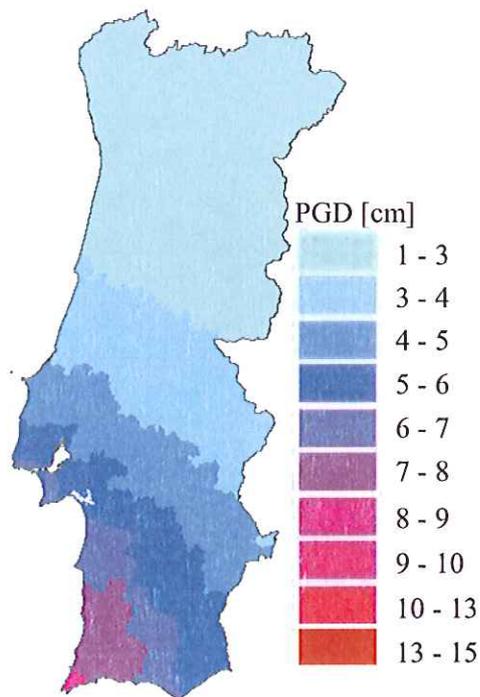
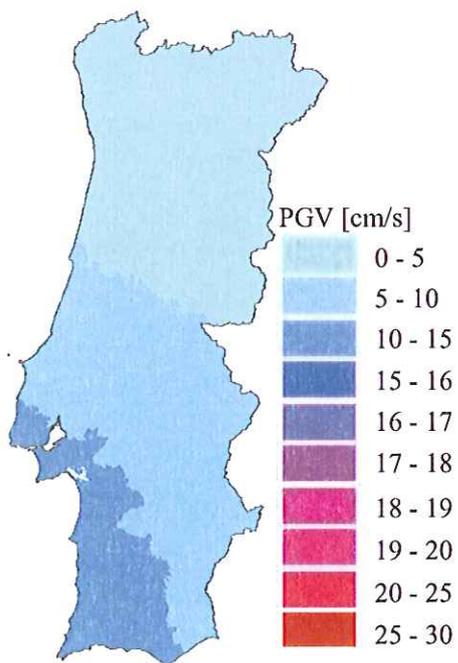
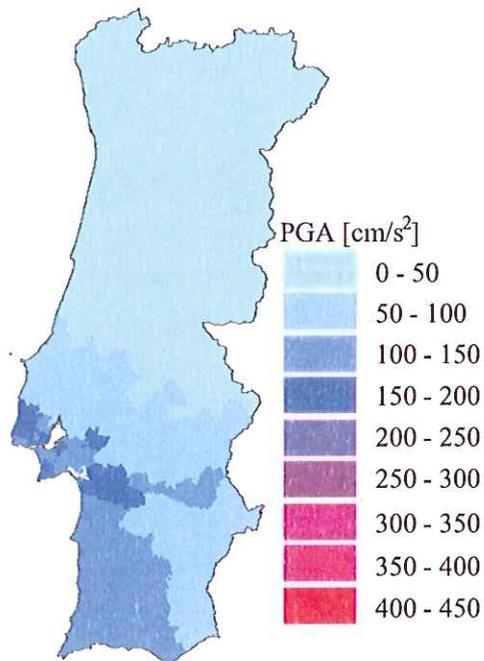
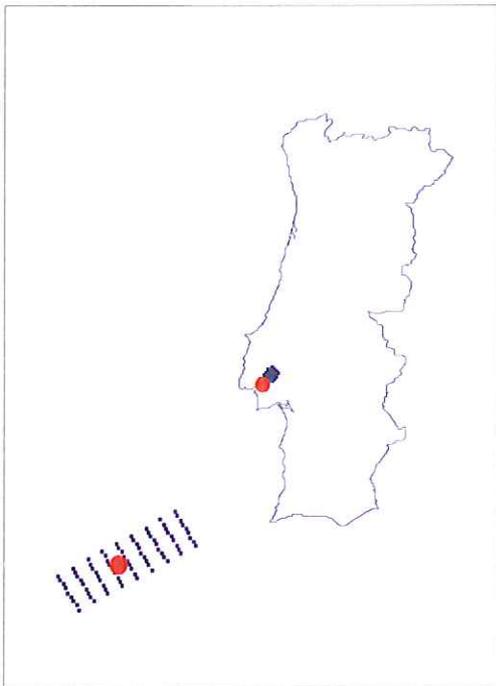


Figura 37 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura induzida proposto por Vilanova et al., [2003], sismo principal com epicentro no Banco de Gorringe, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Modelo MPTF - FVIT

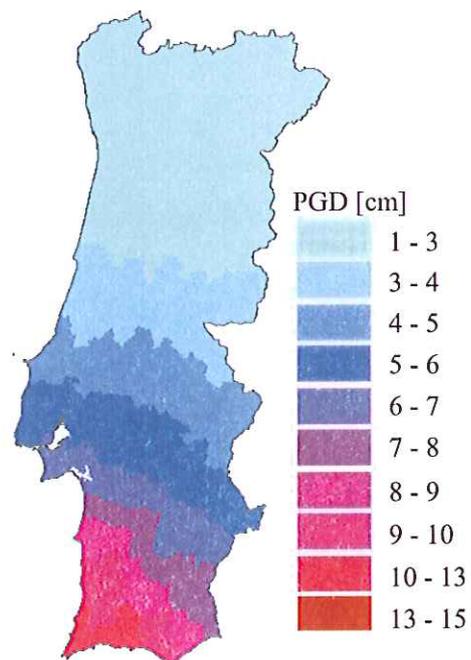
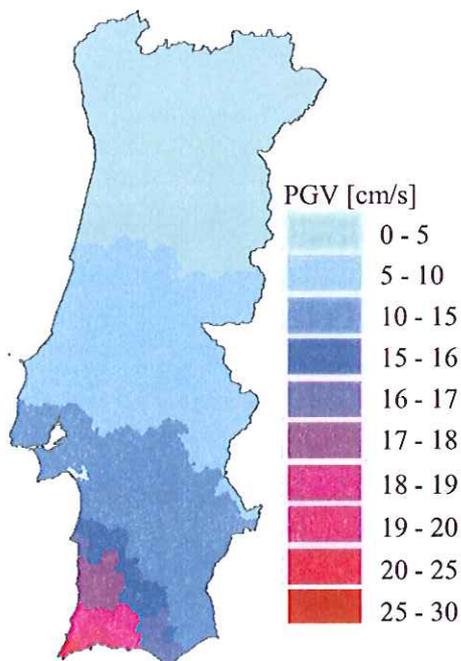
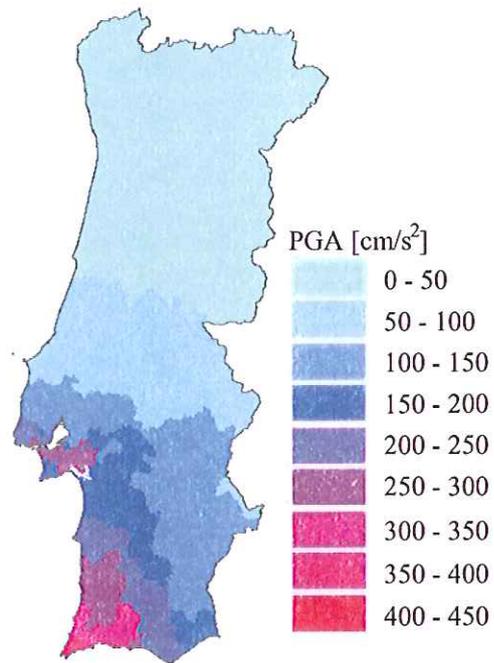
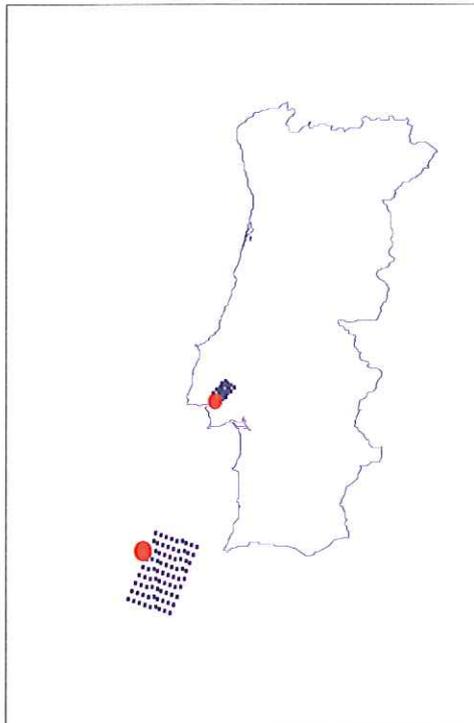


Figura 38 - Esquema do plano de falha, projectado à superfície, para o modelo de ruptura induzida proposto por Vilanova et al., [2003], sismo principal com epicentro na falha MPTF, e valores de pico do movimento do solo para o substracto rochoso: aceleração (PGA), velocidade (PGV) e deslocamento (PGD).

Analisando os mapas apresentados, conclui-se que:

- (i) os modelos de Baptista [1998] e Baptista *et al.* [1998b] parecem reproduzir razoavelmente bem o padrão esperado quando se considera o cenário de ruptura bilateral (figuras 30 e 32). No entanto estes modelos têm a limitação de não resultarem de evidências de campanhas sísmicas e/ou geológicas, pelo que não serão considerados.
- (ii) o modelo de Zitellini *et al.* [2001] considerando a zona deformada evidenciada nas campanhas sísmicas do BIGSET (figura 33) não consegue reproduzir as isossistas do sismo de 1755, mesmo com a consideração de solos brandos e intermédios na zona do Vale Inferior do Tejo, obtendo-se os resultados que seria de esperar de um sismo de fonte pontual localizado a sudoeste do Cabo de São Vicente. Assim, o sistema de falha encontrado é de dimensão insuficiente para justificar os efeitos sentidos na faixa litoral de Portugal Continental, aquando o sismo de 1755, tal como previamente observado por Zitellini *et al.* [2001] e Terrinha *et al.* [2003].
- (iii) o modelo de Terrinha *et al.* [2003] que, com base em resultados de campanhas sísmicas, considera a zona deformada do Marquês de Pombal e o seu prolongamento para Norte como possível fonte geradora do sismo de 1755 (figura 34), permite obter a perturbação existente em torno do Vale Inferior do Tejo, uma diminuição dos valores na região do Alentejo e um aumento dos valores da aceleração no Sul de Portugal. No entanto, apresenta uma forte directividade, que eleva demasiado os valores da acção sísmica desde a zona do Vale Inferior do Tejo até Sines, em comparação com a zona Algarvia.
- (iv) o modelo recentemente proposto por Baptista *et al.* [2003], com a consideração de dois planos de falhas a sudeste da falha do Marquês de Pombal (figuras 35 e 36) reproduz de forma razoável o padrão das isossistas no Algarve mas não é suficiente para explicar o padrão das isossistas observadas ao longo da costa portuguesa e na zona do Vale Inferior do Tejo, mostrando que deverá existir um prolongamento para Norte da zona do Marquês de Pombal. Para mais, os valores da aceleração de pico obtidos na zona de Vale do Tejo, mesmo considerando um agravamento da acção sísmica provocado por solos brandos, não é de todo suficiente para justificar as intensidades sentidas nessa zona.
- (v) a hipótese de uma ruptura no Banco de Gorringe e posterior ruptura na falha do Vale Inferior do Tejo (figura 37) não parece obedecer ao padrão esperado,

nomeadamente no Algarve onde os valores calculados do movimento do solo são menores relativamente à região do Vale Inferior do Tejo.

(vi) o modelo de ruptura principal na falha Marquês de Pombal e posterior ruptura induzida na falha do Vale Inferior do Tejo (figura 38) permite reproduzir de forma mais satisfatória o padrão essencial das isossistas ao longo de Portugal Continental: valores superiores na região algarvia, face ao resto do território, valores elevados na costa litoral alentejana e na zona do Vale Inferior do Tejo. De referir que o padrão em torno do Vale Inferior do Tejo tornar-se-á ainda mais marcante com a consideração de solos para a área metropolitana de Lisboa, que agravará os valores da acção sísmica até cerca de 22% em certos concelhos.

Apesar de, até à data, se proceder apenas à comparação dos resultados da acção sísmica obtidos pelos vários modelos com o padrão das isossistas do sismo de 1 de Novembro de 1755 para Portugal Continental, através de uma análise qualitativa, é possível concluir quanto à viabilidade ou inviabilidade dos modelos propostos pois o modelo aceite como fonte sismogénica do sismo de 1755 tem que conseguir reproduzir de forma satisfatória o padrão das isossistas. No entanto, os modelos terão também que responder a outras questões a propósito das características e efeitos do sismo, nomeadamente a longa duração do sismo (cerca de 8 minutos), o número de abalos sentidos que muito dificilmente se pode atribuir a réplicas uma vez que o segundo ou terceiro abalo é descrito como de maior intensidade em Lisboa e de menor duração, e ao facto das réplicas distantes serem sentidas na Península Ibérica e não provocarem danos enquanto que as réplicas sentidas na região de Lisboa produziram danos em Lisboa, Cascais e Sesimbra.

O modelo que aparentemente responde a todas as questões envolvidas é o modelo de ruptura múltipla na falha do Marquês de Pombal e posterior ruptura na falha do Vale Inferior do Tejo (ruptura que poderá ter sido iniciada 5 a 6 minutos após o início da ruptura *offshore*), e será para esse modelo que se vai modelar os movimentos sísmicos intensos à superfície para a área Metropolitana de Lisboa.

3.4 - Caracterização dos movimentos sísmicos à superfície

Os movimentos sísmicos superficiais são o resultado de um complexo processo de geração e propagação das onda sísmicas, o qual inclui, para além da transmissão até ao firme rochoso, o efeito da propagação nas formações superficiais mais recentes do ponto de vista geológico. A natureza do solo e a topografia são factores que influenciam o movimento sísmico na medida em que podem produzir

atenuação ou amplificação das ondas sísmicas e conseqüentemente alterar as intensidades espectrais que irão actuar na base dos edifícios, produzindo maiores ou menores danos [Carvalho *et al.*, 2002].

Assim, torna-se também essencial, no traçado dos mapas, ter em consideração o tipo de solo uma vez que esse factor está considerado, de forma implícita, no traçado das isossistas do sismo de 1755.

Em relação aos concelhos de Portugal, não existe ainda um estudo detalhado das unidades geológicas do solo pelo que neste trabalho não é possível tomar em conta a influência dos solos no traçado dos mapas a nível nacional, realizando-se esse estudo apenas para a área Metropolitana de Lisboa e Concelhos Limítrofes (AML).

Assim, para obter os mapas de aceleração de pico (PGA) à superfície para a área Metropolitana de Lisboa e Concelhos Limítrofes, utilizou-se um estudo efectuado pelo LNEC [Carvalho *et al.*, 2002] no âmbito de um projecto 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*" promovido pelo Serviço Nacional de Protecção Civil.

Os parágrafos que se seguem tentam resumir o procedimento efectuado, que se encontra detalhado em Carvalho *et al.* [2002].

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 três grandezas relevantes do ponto de vista sísmico: Massa volúmica, velocidade de propagação de ondas de corte e índice de plasticidade de cada estrato.

Foi desenvolvido um programa de resolução estocástica da propagação unidimensional de ondas S incidentes a partir do firme rochoso, com a estimativa dos valores máximos da resposta ao longo do tempo de análise efectuada através de uma abordagem estocástica.

Para cada perfil numa dada freguesia e para um dado evento sísmico foi determinada a função de transferência entre aceleração no afloramento rochoso e

aceleração superficial, $H(\omega)$. A função $S(\omega)$ referente ao movimento superficial no perfil em estudo é, então, obtida através de

$$S(\omega) = H^*(\omega) S_{\text{aff. rochoso}}(\omega) H(\omega)$$

Assim, é determinada, 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 (freguesia, no caso da AML).

A figura 39 apresenta o resultado da acção sísmica para a AML, para o substrato rochoso e para a superfície, aplicando o modelo sísmológico ao modelo geométrico de falha de ruptura inicial na falha Marquês de Pombal e posterior ruptura na falha do Vale Inferior do Tejo, uma vez ser este o que consideramos mais adequado para representar as intensidades em Portugal Continental do sismo de 1755.

Estes resultados serão considerados em estudos posteriores de risco sísmico para a AML.

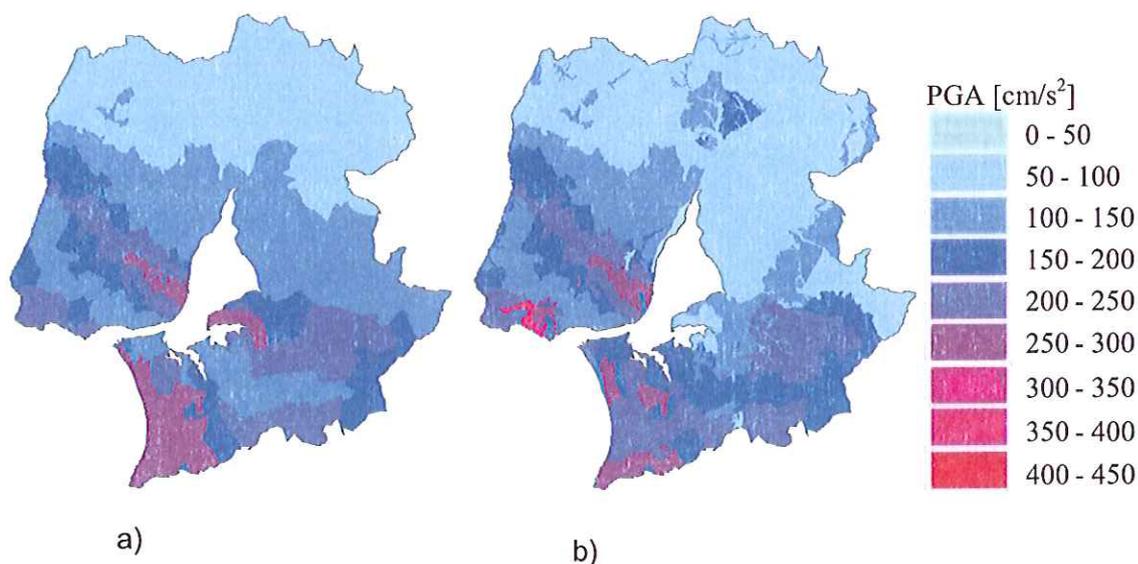


Figura 39 - Acção sísmica para a AML, aplicando o modelo sísmológico ao modelo de ruptura múltipla MPTF-FVIT. a) acção sísmica em rocha; b) acção sísmica à superfície, com consideração do comportamento não linear dos solos de Carvalho et al. [2002].

4 - COMENTÁRIOS FINAIS

Neste trabalho pretendeu-se apresentar o estado actual dos conhecimentos dos vários modelos sismológicos existentes e aplicados a várias regiões do mundo com vista à sua aplicação a Portugal de modo a permitirem uma caracterização dos movimentos sísmicos intensos em locais próximos e afastados das fontes sismotectónicas que afectam Portugal continental e arquipélago dos Açores.

Numa primeira fase procedeu-se ao estudo dos modelos desde os mais simples aos mais refinados com diferentes considerações referente às características da fonte, atenuação geométrica, atenuação inelástica, atenuação e amplificação na crosta superior e ao tempo de duração do movimento do solo. Tais modelos, de complexidade crescente, são de base estocásticos e não-estacionários e consideram possibilidades de simulação desde fontes pontuais até rupturas ao longo de planos de falha introduzindo, neste último caso, considerações relativas à geometria da propagação, ruptura e directividade.

Aplicou-se o estudo simulando os movimentos do solo para a possível fonte geradora do sismo de 1755, tendo em consideração estudos regionais obtidos em trabalhos anteriores por diversos autores, considerando as geometrias de plano de falha propostas por Baptista [1998], resultantes de estudos hidrodinâmicos, as geometrias propostas como resultado de campanhas sísmicas, nomeadamente as de Zitellini *et al.* [2001], Terrinha *et al.* [2003] e Baptista *et al.* [2003], e duas geometrias de ruptura induzida na falha do Vale Inferior do Tejo, propostas por Vilanova *et al.*, [2003].

Determinou-se mapas de movimentos de pico do solo para os vários modelos a nível do substrato rochoso, o que permitiu fazer uma análise qualitativa quanto à fiabilidade das várias geometrias propostas e à sua capacidade em reproduzir as isossistas do sismo de 1755.

Os resultados do presente estudo mostram a eficácia do modelo sismológico e encorajam a simulação de movimentos intensos do solo para Portugal através desta metodologia, como alternativa a uma abordagem empírica. Tais modelos podem ser aplicados em regiões com escassos dados de movimento de solo uma vez que, devido à sua fundamentação teórica, estudos sismológicos de outros investigadores e analogias com outras regiões fornecem dados adicionais que podem ser usados no desenvolvimento de modelos regionais.

No que respeita à aplicação da modelação na caracterização da acção sísmica do sismo de 1755, salienta-se a necessidade de se considerar uma estrutura para Norte da falha Marquês de Pombal, de modo a conseguir-se valores dos parâmetros sísmicos razoáveis e de acordo com as altas intensidades sísmicas sentidas em Lisboa e zona do Vale do Tejo. Segundo os modelos até à data propostos, tais considerações implicam a aceitação da falha PS como prolongamento da falha MPTF [Terrinha *et al.*, 2003] ou a consideração de uma ruptura da falha do Vale do Tejo [Vilanova *et al.*, 2003]. No entanto, aquele apresenta valores mais elevados na falha do Vale Inferior comparativamente ao Algarve, ao contrário do evidenciado no padrão das isossistas do sismo, enquanto este último não só reproduz de forma mais satisfatória o padrão das isossistas como permite responder a uma série de questões contraditórias acerca das características do sismo, como a sua duração, o número de abalos sentidos e o padrão das réplicas.

Os valores obtidos para o movimento intenso do solo devem ser considerados com as devidas cautelas pois:

- alguns parâmetros considerados, nomeadamente queda de tensão e frequência máxima, precisam de ser calibrados com auxílio da informação macrossísmica e obtida nos acelerógrafos que integram a rede acelerográfica nacional;
- as diferenças no valor do factor de qualidade, Q , encontradas para Portugal, por diferentes autores, tem que ser melhor estudadas, nomeadamente a importância e significado de considerar um modelo de Q constante ou variável;

No entanto, os valores estimados da ordem de 0,3 g em Lisboa são bem mais razoáveis que o valor de 0,05g obtido utilizando a lei de Bommer *et al.* [1998] para um sismo de magnitude 8,7 a 210 km de Lisboa.

5 - BIBLIOGRAFIA

Abe, K.; 1979:

Size of great earthquakes of 1837 – 1974 inferred from tsunami data. J. Geophys. Res., 84, 1561 – 1568.

Aki, K.; 1968:

Seismic displacements near a fault. J. Geophys. Res., 73, 5359–5376.

Anderson, J. G.; Hough, S. E.; 1984:

A model for the shape of the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration at high frequencies. BSSA, V. 74, 1969-1993.

Arroyo, A. I.; Udias, A.; 1972:

Aftershock sequence and focal parameter of the February 28, 1969 earthquake of the Azores Gibraltar Fracture Zone. BSSA, V. 62, 699-720.

Atkinson, G.; 1993:

Earthquake source spectra in eastern North America. BSSA, V. 83, 1778-1798.

Atkinson, G.; 1995:

Attenuation and source parameters of earthquakes in the Cascadia region. BSSA, V. 85, 1327-1342.

Atkinson, G.; 1996:

The high frequency shape of the source spectrum for earthquakes in eastern and western Canada. BSSA, V. 86, 106–112.

Atkinson, G.; Boore, D.; 1995:

New ground motion relations for eastern North America. BSSA, V. 85, 17–30.

Atkinson, G.; Boore, D.; 1997:

Some comparasions between recent ground-motion relations. Seism. Res. Letts., V. 68, 24-40.

Atkinson, G.; Boore, D.; 1998:

Evaluation of models for earthquake source spectra in eastern North America. BSSA, V. 88, 917 – 934.

Atkinson, G.; Mereu, R.; 1992:

The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. BSSA, V. 82, 2014-2031.

Atkinson, G.; Silva, W.; 1997:

Empirical source spectra for California earthquakes. BSSA, V. 87, 97-113.

Atkinson, G.; Silva, W.; 2000:

Stochastic modeling of California ground motions. BSSA, V. 90, 255-274.

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, V. 25, n. 2, 143-157.

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, V. 25, n. 2, 159-174.

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, V. 3, 333-340.

Bendat, J. S.; Piersol, A. G.; 1980:

Engineering applications of correlation and spectral analysis. John Wiley & Sons.

Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1997:

Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum. BSSA, V. 87, 67-84.

Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1998:

Stochastic finite-fault modeling of ground motion from the 1994 Northridge, California, earthquake. I. Validation on rock sites. BSSA, V. 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. L., V. 69, 27 - 32.

Beresnev, I. A.; Atkinson, G. M.; 1999:

Generic finite-fault model for ground-motion prediction in eastern North America. BSSA, V. 89, 608 – 625.

Boatwright, J.; Choy, G. L., 1992:

Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America. BSSA, V. 82, 660 – 682.

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.

Boore, D.; 1983:

Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra. BSSA, V. 73, 1865-1984.

Boore, D.; 1996:

SMSIM - Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 1.0. U. S. Geological survey, Report 96-80-A.

Boore, D.; Atkinson, G. M.; 1987:

Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America. BSSA, V. 77, 440-467.

Boore, D.; Atkinson, G. M.; 1992:

Source spectra for the 1988 Saguenay, Quebec earthquakes.. BSSA, V. 82, 683-719.

Boore, D.; Boatwright, J.; 1984:

Average body-wave radiation coefficients. BSSA, V. 74, 1615-1621.

Boore, D.; Joyner, W.; 1984:

A note on the use of random vibration theory to predict peak amplitudes of transient signals. BSSA, V. 74, 2035-2039.

Boore, D.; Joyner, W.; 1997:

Site amplifications for generic rock sites. BSSA, V. 87, 327-341.

Brune, J. N.; 1970:

Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.

Brune, J. N.; 1971:

Correction. J. Geophys. Res., 76, 5002.

Campos Costa, A.; 1993:

A acção dos sismos e o comportamento das estruturas. Dissertação de doutoramento, Universidade do Porto.

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, 212 – 232.

Carvalho, A.; Teves Costa, P.; Matias, L.; Vales, D.; Martins, I.; 1999:

Estudo da atenuação inelástica para a região do Vale Inferior do Tejo. 4º Encontro Nacional de Sismologia e Engenharia Sísmica, 29 – 37.

Carvalho, E. Cansado; 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 nos municípios de Benavente, Salvaterra de Magos, Cartaxo, Alenquer, Sobral de Monte Agraço, Arruda dos Vinhos e Torres Vedras. Relatório LNEC, 280/02.

Dahle, A.; Bungum, H.; Kvamme, L. M.; 1990:

Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings. Earthq. Engrg. Struct. Dyn., 19, 1125-1141.

Dong, G.; 1999:

Modeling and prediction of strong ground motion, including near-source effects, for earthquake engineering applications. PhD. Thesis, Rensselaer Polytechnic institute, New York.

Duarte, T.; 1978:

Uma teoria linear do comportamento dinâmico das estruturas sujeitas a acção sísmicas. Relatório integrado nos estudos do domínio do PIAP DE/LNEC, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa.

ENV 1998-1-1; 1994:

Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance of structures – Part 1-1: General rules - seismic actions and general requirements for structures. CEN. Bruxelles, Bélgica.

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 Report 96 – 532.

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.

Hanks, T. C.; Kanamori, H.; 1979:

A moment magnitude scale. J. Geophys. Res., 84, 2348 – 2350.

Hartzell, S.; Leeds, A.; Frankel, A.; Michael, J.; 1996:

Site response for urban Los Angeles using aftershocks of the Northridge earthquake. BSSA, V. 86, 168-192.

Havskov, J.; Malone, S.; McClurg, D.; Crosson, R.; 1989:

Coda Q for the state of Washington. BSSA, V. 79, 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. BSSA, V. 78, 672-691.

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, 14 – 18, Portugal.

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. V. 126, 314-344.

Lam, N.; Wilson, J. L.; Hutchinson, G. L.; 2000:

Generation of synthetic earthquake accelerograms based on the seismological model: a review. J. Earthquake Engineering, V. 4, 321 – 354.

Levret, A.; 1991:

The effects of the November 1, 1755 Lisbon earthquake in Morocco. Tectonophysics, 193, 83-94.

López, A.; 1998:

Evaluación de la vulnerabilidad sísmica de puentes. PhD tesis, Universidad Pontificia Comillas, Escola Técnica Superior de Engenharia (ICAD), Madrid.

Machado, F.; 1966:

Contribuição para o estudo do Terremoto de 1 de Novembro de 1755. Rev. Fac. Ciências de Lisboa, 14, 19 – 31.

Martinez Solares, J. M.; Arroyo, L.; Mezcua, J.; 1979:

Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from spanish data. Tectonophysics, 56, n.3, 301 – 313.

Martins, I.; Mendes Victor, L. A.; 1990:

Contribuição para o estudo da sismicidade de Portugal Continental. Pub. 18, Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Universidade de Lisboa, Portugal.

Mendes, V. L.; Baptista, M. A.; Miranda, J. M.; Miranda, P. M. A.; 1999:

Can hydrodynamic modelling of tsunami contribute to seismic risk assessment? Phys. Chem. Earth (A), Vol. 24, n. 2, 139-144

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.

Moreira, V. S.; 1984:

Sismicidade histórica de Portugal Continental. Publ. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (actual IM), Lisboa, Portugal.

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.

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, V. 1, 41 – 46.

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, 285-301.

Raoof, M.; Hermann, R.; Malagnini, L.; 1999:

Attenuation and excitation of three - component ground motion in southern California. BSSA, V. 89, 888 – 902.

Ribeiro, A.; 2002:

Soft Plate and Impact Tectonics. Springer Eds.

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>

RSA; 1983:

Regulamento de segurança e acções para estruturas de edifícios e pontes. Decreto-lei 235/83, Imprensa Nacional – Casa da Moeda, Lisboa.

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.

Singh, S. K.; Bansal, B. K., Bhattacharya, S. N.; Pacheco, J. Dattatrayam, R. S.; Ordaz, M.; Suresh, G.; Kamal; Hough, S. E.; 2003:

Estimation of ground motion for Bhuj (26 January 2001; Mw 7.6) and for future earthquake in India. BSSA, V.93 (abstract).

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. BSSA, V. 80, 118-143.

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, V. 195, 55 – 73.

Toro, G.; McGuire, R.; 1987:

An investigation into earthquake ground motion characteristics in eastern North America. BSSA, V. 77, n. 2, 468-489.

Vales, D.; Fitas, A.; Oliveira, C. S.; Senos, L.; Ramalheite, D.; Carrilho, F.; 1998:

Atenuação inelástica para o norte e centro de Portugal. 1º Simp. APMG.

Vanmarcke, E. H.; 1975:

On the distribution of the first-passage for normal stationary random processes. Journal of Applied Mechanics, V. 42, American Society of Mechanical Engineering (ASCE).

Vilanova S. P., Nunes C.; Fonseca J. F.; 2003:

Lisbon 1755 - a case of triggered onshore rupture?. BSSA, V. 93, 2056-2068.

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. BSSA, V. 86, 49 – 70.

Wen, Y. K.; Wu, C. L.; 2000:

Generation of ground motions for Mid-America Cities.
<http://mae.ce.uiuc.edu/temp/simulation.html>

Wilkie, J.; Gibson, G.; 1995:

Estimation of seismic quality factor Q for Victoria, Australia. AGSO J. Geology Geophys., V. 15, n.4, 511-517.

Zitellini, N.; Chierci, F.; Sartori, R.; Torelli, L.; 1999:

The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. Ann. Di Geofis., V. 42, 49-55.

Zitellini, N.; Mendes L. A.; Cordoba, L. and Bigsets team; 2001:

Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. EOS, Transactions, American Geophysical Union, V. 82, 290-291.

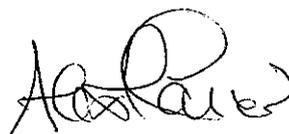
VISTOS

O Chefe do Núcleo de Engenharia Sísmica e
Dinâmica de Estruturas



Ema Coelho

AUTORIA



Alexandra Carvalho
Bolsista de Investigação

O Director
do Departamento de Estruturas



João Almeida Fernandes



Alfredo Campos Costa
Investigador Principal

