

O PROBLEMA DAS FALHAS ACTIVAS NA ENGENHARIA CIVIL

The problem of active faults in civil engineering

António Gomes Coelho

RESUMO – O problema das falhas activas na engenharia civil insere-se na questão mais geral da avaliação do perigo sísmico dos locais de implantação dos grandes empreendimentos, como as instalações da indústria nuclear, as grandes barragens ou as armazenagens de LNG, que se caracterizam por um risco potencial elevado.

Na análise do problema das falhas activa cruzam-se fundamentalmente três domínios – a geologia, a sismologia e a avaliação do perigo sísmico (no contexto da engenharia civil) – cuja aplicação define uma marcha do geral para o particular, dos estudos académicos e regionais para os estudos aplicados e específicos.

Nesta perspectiva, importa começar por enquadrar o problema das falhas activas no plano científico fundamental e analisar a real natureza do problema em Portugal continental, tendo em conta a sua situação particular no quadro da tectónica global.

Daqui, podemos então partir para a consideração dos métodos mais adequados ao estudo específico do sítio de um empreendimento, que permitam servir de fundamento ao exercício de julgamentos e à tomada de decisões, baseados em resultados conjugados de ciência, tecnologia e experiência, designadamente:

- Decidir se nos devemos preocupar com as falhas;
- Reconhecer uma falha activa;
- Decidir se uma falha representa um perigo inaceitável de rotura à superfície.

SYNOPSIS – The problem of active faults in civil engineering falls within the more general scope of earthquake hazard evaluation concerning the siting of large critical facilities, such as nuclear plants, large dams and LNG storage.

The analysis of the problem of active faults calls mainly for three fields of knowledge – geology, seismology and earthquake hazard evaluation (in the context of civil engineering) – whose application defines an approach from general to particular, from academic and regional studies to more specific and applied investigations.

In this perspective, we need at first to view the problem of active faults against its scientific background and inspect the actual nature of this issue in continental Portugal taking into account its particular situation within the framework of global tectonics.

Then, we can consider the methods deemed most adequate to site-specific studies of large critical facilities allowing exercising judgments and making decisions based on conjugated results of science, technology and experience, such as:

- To decide if we have to worry about faults;
- To recognize an active fault;
- To decide if a fault poses an intolerable hazard of surface ground rupture.

1 – INTRODUÇÃO

O problema das falhas activas na engenharia civil insere-se na questão mais geral da avaliação do perigo sísmico dos locais de implantação das obras, nomeadamente dos grandes empreendimentos, como as instalações da indústria nuclear, as grandes barragens ou as armazenagens de LNG (*cf. liquefied natural gas*), que se caracterizam por um *risco potencial* elevado.

A relação das falhas activas com o perigo sísmico decorre directamente do papel das falhas como fontes sísmicas. Um sismo resulta da rotura súbita de uma falha. A rotura inicia-se num ponto a certa profundidade e propaga-se como um deslizamento instável ao longo do plano de falha, ao mesmo tempo que radia ondas sísmicas que se propagam em todas as direcções. Consoante a profundidade de iniciação e as dimensões da rotura sísmica, o deslizamento da falha pode dar origem a duas formas primárias de perigo sísmico:

i) o *perigo de deslocamento da falha à superfície*, se o movimento da falha cortar toda a espessura da crosta sísmogénica e desembocar à superfície, causando aí um deslocamento permanente;

ii) o *perigo do movimento vibratório do solo*, devido à chegada e à propagação das ondas sísmicas à superfície da crosta terrestre.

Devido à dispersão geométrica e ao amortecimento, a severidade do movimento vibratório atenua-se com a distância ao foco do sismo. Não obstante, a área em que se observam os chamados “movimentos fortes” do solo que interessam à engenharia pode estender-se a distâncias consideráveis da falha, em função da grandeza do sismo, da profundidade do foco e das características de atenuação da crosta local.

Em contraste, a rotura primária à superfície localiza-se apenas ao longo da falha, por vezes numa banda muito estreita, da ordem de alguns metros, decrescendo a grandeza dos deslocamentos continuamente com a distância à falha, até praticamente se anular a uma distância que depende da profundidade da iniciação da rotura e da rigidez dos materiais da crosta.

Comparativamente, o movimento sísmico do solo é um fenómeno muito mais frequente e amplamente sentido do que o deslocamento da falha à superfície, já que todos os sismos produzem sempre um nível maior ou menor de movimento sísmico, enquanto que o deslocamento da falha à superfície só ocorre normalmente no caso de sismos de magnitude elevada. Mas, pela mesma razão, uma estrutura localizada na vizinhança de uma falha activa está exposta à conjugação dos dois fenómenos, com a agravante de a rotura da falha à superfície ser sempre acompanhada de um nível elevado do movimento vibratório do solo. Porque junto à falha, além do efeito da proximidade de uma magnitude elevada, ocorrem também efeitos dinâmicos particulares, directamente engendrados pelo processo de rotura e deslizamento da falha, designadamente a *directividade e o fling*, que dão origem a amplitudes acrescidas do movimento sísmico do solo.

Uma falha activa próxima pode portanto ter um efeito significativo na severidade do movimento vibratório do solo, que será necessário ter em conta na definição das acções sísmicas a considerar no projecto das estruturas a construir. Mas a ocorrência de uma falha activa directamente sob essas estruturas pode pôr em causa a viabilidade do sítio, se a engenharia não tiver capacidade de acomodar com fiabilidade os deslocamentos decorrentes da eventual rotura da falha. Para deslocamentos de grandeza decimétrica a métrica, a vulnerabilidade das estruturas pode ser quase total, considerando-se, neste caso, o “perigo” praticamente equivalente ao “risco”. Em consequência, a solução tradicional tem consistido em evitar a construção sobre falhas activas.

A percepção do risco de construir sobre uma falha é muito antiga. Apareceu no século XIX, à revelia de qualquer consideração sobre as falhas como fontes sísmicas, numa época em que as falhas eram consideradas um efeito e não a causa dos sismos. Em Portugal, a referência mais antiga ao perigo sísmico de uma falha na localização de uma obra de engenharia remonta a 1937, ao projecto do viaduto Duarte Pacheco em Lisboa, cujo traçado inicial foi desviado para Norte, de forma a evitar a localização das fundações dos pilares e do encontro do arco central, do lado nascente, sobre as falhas que ocorrem na margem esquerda da ribeira de Alcântara [1]. Todavia, este é apenas um exemplo de uma mera medida *ad hoc* de precaução, à margem de qualquer consideração sobre o perigo sísmico específico das referidas falhas.

A prática da exclusão de um sítio devido à ocorrência de falhas activas só se instalou na década de 70, a par das primeiras definições regulamentares de “falha activa”, como critério de selecção dos locais de construção de instalações nucleares em regiões de elevada actividade sísmica. Estendeu-se mais tarde a outras regiões e a outras estruturas de risco potencial elevado, como as grandes barragens e as armazenagens de LNG, acabando finalmente por se transformar num princípio ou recomendação geral aplicável à generalidade das edificações e obras de engenharia civil.

Um documento normativo tão recente e circunspecto como o Eurocódigo 8 (EC 8) [2], dedicado ao projecto de estruturas em regiões sísmicas, reconhece igualmente a dificuldade de assegurar a fiabilidade das construções face ao deslocamento de uma falha na sua base. Efectivamente, o EC

8 tem por objectivo garantir a protecção de vidas humanas, limitar os prejuízos materiais a níveis considerados aceitáveis e garantir a operacionalidade de edificações importantes para a protecção civil, face à ocorrência de um sismo. Em consequência, adopta o princípio de que os edifícios¹ “não deverão em geral ser construídos na vizinhança próxima de falhas tectónicas identificadas como activas em documentos oficiais emitidos pelas autoridades nacionais competentes”, e que “para áreas urbanas e estruturas importantes a construir perto de falhas potencialmente activas, em zonas de sismicidade elevada, devem ser realizados estudos geológicos especiais destinados à avaliação do perigo sísmico em termos de rotura co-sísmica e de severidade das vibrações do terreno”. Além destes princípios, recomenda que, “para estruturas correntes, a ausência de movimentos no período Recente do Quaternário pode ser usada como critério de identificação de falhas não activas”.

Em contraste, as Normas de Projecto de Barragens [3], limitam-se a preconizar, de forma algo enigmática (mas plena de sábios subentendidos), que o estudo do local de uma barragem deve conter elementos sobre “as falhas activas existentes no local da obra, as quais devem ser analisadas com especial cuidado”².

Todavia, em muitas situações, a evitação ou fuga das falhas activas faz mais parte do problema do que da solução. Para evitar as falhas activas é necessário proceder à sua identificação, o que está longe de ser uma tarefa com resultados inequívocos, em particular nas regiões de sismicidade moderada. Acresce que nem sempre é possível evitar as falhas. As obras lineares muito longas como as vias de comunicação ou as condutas, não têm geralmente outra solução senão atravessar as falhas activas. Os sítios de implantação de grandes barragens em vales que se instalaram ao longo de grandes falhas regionais, nem sempre têm localização alternativa. As grandes instalações industriais interessam muitas vezes extensas áreas onde se torna banal a ocorrência de falhas, sobretudo se localizadas nos maciços dos velhos socos continentais, com uma longa história de deformações. Mesmo após criteriosa selecção, é frequente a ocorrência imprevista de falhas no local de um empreendimento já na fase de construção, levantando-se então o problema do julgamento do seu carácter extinto ou activo e da aceitabilidade do risco.

Sendo a evitação ou fuga das falhas a solução básica do problema do perigo da rotura à superfície, opção que não existe no caso do perigo do movimento sísmico do solo, todo o processo de definição das acções sísmicas nos projectos de engenharia se concentrou exclusivamente no movimento vibratório do solo, principal causa dos danos estruturais provocados pelos sismos, visando definir estados limites caracterizados por uma baixa probabilidade de excedência. Assim, os métodos modernos de análise probabilística do perigo sísmico, desenvolvidos a partir do trabalho pioneiro de Cornell [4] nos anos 60, incorporam a modelação das falhas como fontes sísmicas, mas modelam apenas o perigo do movimento vibratório do solo. Em contraste, a primeira versão de uma análise probabilística do perigo de rotura de uma falha à superfície, com um formalismo matemático análogo ao desenvolvido por Cornell para o movimento vibratório do solo, só surgiu com Campbell [5] nos finais dos anos oitenta, facto este que reflecte igualmente a maior dificuldade em estabelecer leis empíricas de ocorrência de um fenómeno em regra associado a eventos extremos.

Em comparação com as regiões de elevada actividade sísmica, o problema das falhas activas torna-se mais difícil de abordar nas regiões de sismicidade moderada, onde os intervalos de recorrência dos sismos de magnitude elevada atingem dezenas ou centenas de milhares de anos. Neste quadro sismotectónico, as estimações determinísticas do perigo sísmico baseiam-se necessariamente em conjecturas especulativas de difícil justificação. Por isso, numa região de sismicidade moderada, não se afigura racional sustentar a exclusão do local de construção de um empreendimento, face à ocorrência de uma falha que se presume activa, sem uma avaliação do perigo de rotura da falha

¹ O princípio aplica-se aos edifícios das classes de importância I, II e III, ou seja à generalidade dos edifícios urbanos, já que a classe IV diz apenas respeito aos edifícios agrícolas.

² Artigo 8º, § 1, alínea b) das Normas de Projecto de Barragens.

à superfície. Tanto mais que, nestas regiões, as limitações do conhecimento das falhas são tais que boa parte da incerteza começa por dizer respeito à própria identificação da falha como uma “falha activa”. Por esta razão, nas aplicações à engenharia, é necessário favorecer o uso de métodos probabilísticos de avaliação do perigo sísmico que permitam modelar as falhas como fontes sísmicas a partir dos dados de base típicos das regiões de sismicidade moderada.

Na análise do problema das falhas activas cruzam-se fundamentalmente três domínios – a geologia, a sismologia e a avaliação do perigo sísmico (no contexto da engenharia sísmica) – cuja aplicação define uma marcha do geral para o particular, dos estudos académicos e regionais para os estudos aplicados e específicos. Nesta perspectiva, importa começar por enquadrar o problema das falhas activas no plano científico fundamental e analisar a natureza do problema em Portugal continental, tendo em conta a sua situação particular no quadro da tectónica global. Daqui, poder-se-á então partir para a consideração das abordagens mais adequadas ao estudo específico do sítio de um empreendimento, que permitam servir de base ao exercício de julgamentos e à tomada de decisões, baseados em resultados conjugados de ciência, tecnologia e experiência, designadamente:

- decidir se nos devemos preocupar com as falhas;
- reconhecer uma falha activa;
- decidir se uma falha representa um perigo inaceitável de rotura à superfície.

2 – O ENQUADRAMENTO CIENTÍFICO

A primeira explicação mecanicista das causas dos sismos surgiu na sequência do sismo de S. Francisco de 1906. Encarregado de dirigir a comissão de investigação sobre o sismo, Reid promoveu a realização de um levantamento geodésico da região e confrontou os seus resultados com os de um levantamento anterior realizado em 1886. Concluiu que, em apenas algumas dezenas de segundos, se tinha produzido um deslizamento da ordem de 4 metros num segmento de centenas de quilómetros da falha de Santo André. Para explicar uma libertação tão rápida de energia, Reid descreveu o que hoje se designa por ciclo sísmico, assente na hipótese da intermitência da libertação súbita da energia elástica secretamente acumulada durante longas fases de deformação inter-sísmica. Este modelo, que ficou conhecido por “teoria do ressalto elástico” (*cf. elastic rebound theory*), pôs em evidência a importância sísmica do conceito de falha e estabeleceu pela primeira vez uma relação mecânica entre o fenómeno sísmico e as forças e deslocamentos tectónicos.

A formulação da *teoria da tectónica de placas* nos finais da década de 60 veio, por sua vez, dar um enquadramento global do fenómeno da geração sísmica. As forças tectónicas resultam do movimento relativo das placas litosféricas (no total, cerca de 15 grandes placas) induzido pelos movimentos de convecção do manto, cuja fonte de energia é o calor interno gerado pelo núcleo da Terra. Numa dada região, o regime tectónico actual, ou seja, o campo de tensões resultante da totalidade das forças a que a crosta está sujeita, tanto interna como externamente, resulta das condições de deformação existentes em torno de um dado volume de crosta ou de litosfera que se estende lateralmente entre os limites das placas. A base deste volume deve situar-se à profundidade onde o comportamento “frágil” deixa de ser sustentável devido às elevadas condições de pressão e de temperatura, provavelmente na crosta inferior ou na base da litosfera.

Ao fornecer um modelo global explicativo da origem das forças tectónicas, a teoria da tectónica de placas recuperou, passados cinquenta anos, o modelo de Reid. As falhas, antes descritas como sistemas isolados, podiam agora ser integradas na “máquina tectónica” com o seu regime estacionário de carga representado pelo movimento relativo das placas. O conceito de que os processos que controlam a tectónica de placas são estacionários e de longo prazo, implica que a taxa de acumulação e libertação da deformação numa fronteira de placas deva também ser relativamente estacionária. Se a resposta mecânica de uma falha ao longo de uma fronteira de placas tiver um

comportamento regular, então deve existir um ciclo sísmico característico da falha. Esta noção de fenômeno cíclico induzido por um regime estacionário de forças tectônicas está na base dos conceitos de *ciclo sísmico* e de *intervalo de recorrência*, de importância fundamental para a apreciação do perigo sísmico.

2.1 – O ciclo sísmico

Para o caso mais simples de uma falha de deslizamento horizontal, imaginemos dois blocos de crosta que se movem com uma velocidade relativa uniforme em sentidos opostos, relativamente à falha que os separa (fig.1).

A uma certa profundidade D processa-se um deslizamento assísmico contínuo, numa zona em que, devido a condições de pressão e temperatura elevadas, os materiais têm um comportamento dúctil, enquanto que na crosta superior rígida e frágil, a falha permanece “trancada” impedindo qualquer deslizamento. Durante o período inter-sísmico, a taxa de deformação mantém-se constante, tal como a taxa de deslizamento assísmico (du/dt) na zona dúctil abaixo da profundidade D . Os deslocamentos inter-sísmicos são máximos a uma certa distância da falha, mas a maior parte da deformação de corte (du_x/dy) concentra-se numa faixa de largura $2D$ centrada na falha. Quando a resistência da falha devida ao atrito é excedida pelas tensões de corte, a falha cede registando-se um deslizamento co-sísmico brusco. O deslizamento co-sísmico máximo (du) ocorre ao longo da falha, compensando o déficit de deslizamento desenvolvido durante a fase inter-sísmica. Idealmente, a deformação de corte co-sísmica é igual, mas de sinal contrário, à distorção elástica acumulada na fase inter-sísmica.

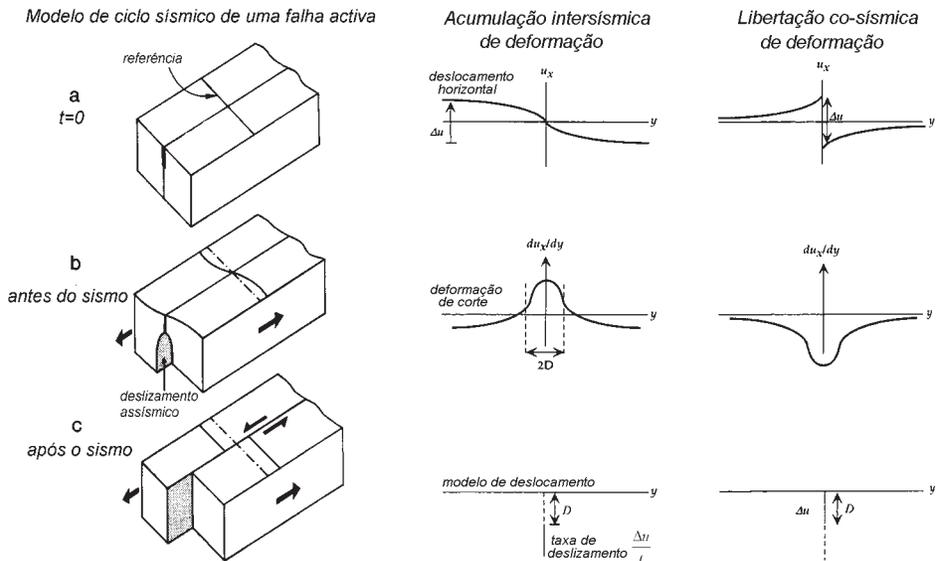


Fig. 1 – Modelo de ciclo sísmico para uma falha de deslizamento horizontal (baseado em Thatcher [6]).

O campo de deslocamentos permanentes produzido por diferentes mecanismos focais, determinado a partir da observação geodésica, tem mostrado uma razoável concordância com o modelo do ressalto elástico. No caso particular de uma falha de deslizamento horizontal, os deslocamentos horizontais exibem uma configuração simétrica simples em relação à falha. O deslocamento per-

manente é máximo na falha e decai com a distância à falha. No caso de grandes sismos, a 50 km de distância o deslocamento permanente médio é ainda da ordem de 2 a 5% do deslocamento na falha (fig. 2).

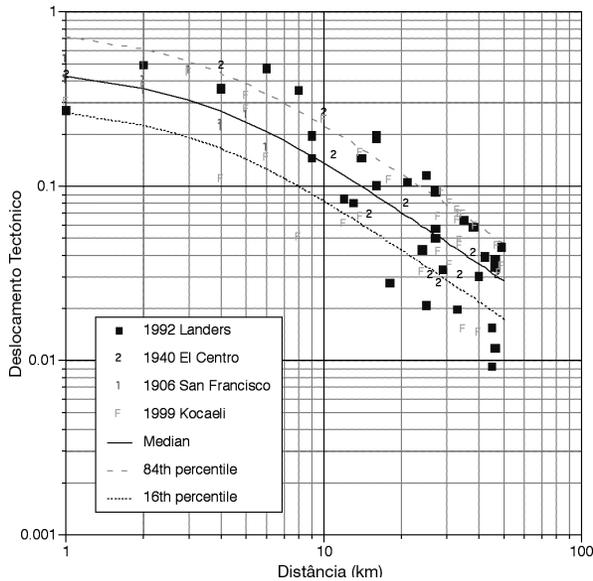


Fig. 2 – Deslocamentos em função da distância à falha, no caso de falhas de desligamento horizontal [7].

2.2 – Taxas de deformação tectónica regional e taxas de deslizamento

Coloquemos agora as falhas na máquina tectónica, ou seja, no quadro mais vasto da tectónica de placas com o seu regime estacionário de carga induzido pelo movimento relativo das placas. No sismo de São Francisco de 1906, o deslocamento médio $\Delta u = 4$ m ao longo da falha de Santo André (fig. 3) resultou de um deslocamento de 2 m de cada lado da falha em sentidos opostos. Uma vez que a falha de Santo André é uma falha de desligamento horizontal, pode assumir-se que o campo de deformações representa uma deformação de corte simples e que o campo de deformações se estendeu até cerca de 40 km da falha.

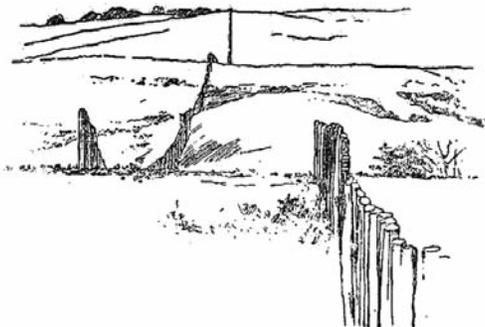


Fig. 3 – Deslocamento da falha de S. André. Sismo de 1906.

Nestas condições, pode estimar-se a deformação pela expressão

$$\epsilon_{xy} = \frac{1}{2} \frac{\partial \omega_x}{\partial y} = \frac{1}{2} \times \frac{2m}{40000m} = 2,5 \times 10^{-5}$$

onde $\frac{\partial \omega_x}{\partial y}$ representa a variação do deslocamento ω na direcção x da falha com a distância y à falha.

Sendo a recorrência dos grandes sismos na falha de Santo André da ordem da centena de anos, virá para a taxa de acumulação de deformação um valor da ordem de

$$\dot{\varepsilon} = \frac{2 \times 10^{-5}}{100} \sim 2 \times 10^{-7}/\text{ano}$$

e para a taxa média de deslizamento da falha $s \sim 40$ mm/ano, correspondente a um deslocamento total relativo de 4 m em 100 anos.

Vejam os que significa uma taxa de deformação regional de $10^{-7} \cdot \text{a}^{-1}$. Para monitorizar a taxa de acumulação de deformação da falha de Santo André, durante o período intersísmico de acumulação da deformação elástica, seria necessário realizar levantamentos geodésicos capazes de medir acréscimos decenais do alongamento elástico de um comprimento, da ordem de 1mm/km, ou seja de uma parte por milhão (1 ppm). Taxas de deformação desta ordem de grandeza ($\sim 10^{-7} \cdot \text{a}^{-1}$) são típicas das regiões situadas nas fronteiras de placas. Em contraste, nas regiões de crosta continental estável, as taxas estimadas a partir da libertação de energia sísmica [8] e das modernas técnicas da geodesia espacial, como o VLBI (*cf. very long baseline interferometry*) e o SLAR (*cf. satellite laser ranging*), são da ordem de 10^{-11} a $10^{-12} \cdot \text{a}^{-1}$ [9].

As taxas regionais de deformação horizontal são um bom critério de diferenciação entre as regiões situadas nas fronteiras de placas ($\dot{\varepsilon} \sim 10^{-7}$ a $10^{-8} \cdot \text{a}^{-1}$), as regiões intraplaca activas ($\dot{\varepsilon} \sim 10^{-9}$ a $10^{-10} \cdot \text{a}^{-1}$) e as regiões continentais interiores estáveis ($\dot{\varepsilon} \sim 10^{-11}$ a 10^{-12}), embora haja, naturalmente, uma considerável sobreposição e continuidade entre estas regiões [10].

As taxas de deformação resultam das velocidades relativas de convergência, divergência ou de deslizamento entre as placas. As taxas de deslizamento das falhas e, portanto, os intervalos de recorrência dos grandes sismos que estas produzem, estão relacionados com as taxas regionais de deformação. As taxas de deslizamento superiores a 1 mm/ano são características das regiões situadas nas fronteiras de placas, enquanto que as taxas de deslizamento da ordem de 0,1 a 1 mm/ano são típicas das regiões intraplaca activas, e 0,1 a 0,01 mm/ano das regiões continentais interiores estáveis [11].

Taxas de deslizamento com esta gama de ordens de grandeza implicam ciclos sísmicos (ou intervalos de recorrência) dos grandes sismos ($M > 6,5$) com uma duração desde menos de 100 anos nas regiões interplaca, até 10^6 anos nas áreas continentais mais estáveis. Estas ordens de grandeza dos intervalos de recorrência, que se podem estimar numa abordagem de primeira aproximação assumindo o modelo periódico de Reid, ou seja, que cada falha produz periodicamente um sismo máximo a uma taxa de deslizamento constante, são concordantes com as que se obtêm a partir de correlações empíricas entre taxas de deslizamento e intervalos de recorrência obtidos de forma independente [12] (fig.4).

De acordo com estes dados empíricos, para taxas de deslizamento $s > 10$ mm. a^{-1} os intervalos de recorrência são inferiores a 200 anos; para s entre 1 e 10 mm. a^{-1} , os intervalos de recorrência situam-se entre 200 e 300 anos; para s entre 0,1 e 1 mm. a^{-1} , os intervalos de recorrência são de 3.000 a 45.000 anos; e para s da ordem de 0,01 a 0,1 mm. a^{-1} podem extrapolar-se intervalos de recorrência de 45.000 a 600.000 anos [12].

É, portanto, bem largo o domínio de variação da actividade sísmica, que se pode estender por mais de quatro ordens de grandeza, desde as regiões interplaca de intensa actividade sísmica, até às regiões intraplaca ditas estáveis, de sismicidade muito lenta. Nesta geografia sísmica, qual é a situação do nosso território continental, ou seja, das nossas falhas activas?

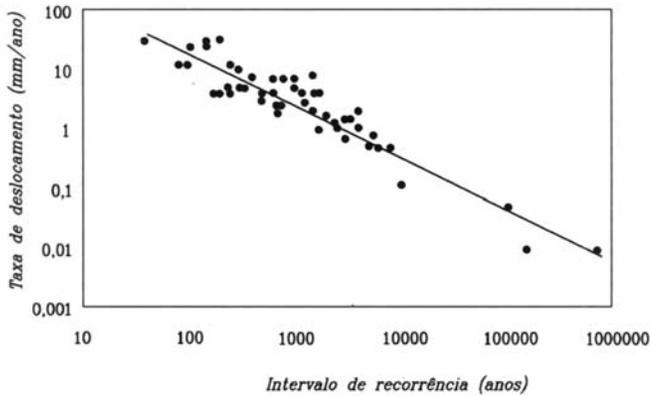


Fig. 4 – Relação entre as taxas de deslizamento das falhas e os intervalos de recorrência dos grandes sismos que geram [12].

2.3 – Portugal, país de sismicidade moderada

As ordens de grandeza das taxas de deformação regional, das taxas de deslizamento das falhas e da duração dos ciclos sísmicos, sintetizadas no Quadro 1, ajudam-nos a pôr em perspectiva a actividade das falhas em função da sua localização no quadro da tectónica de placas.

Quadro 1

Região	Taxa de deformação (a ⁻¹)	Taxa de deslizamento (mm.a ⁻¹)	Intervalo de recorrência (anos)
Interplaca	~10 ⁻⁷	>10	~100
Intraplaca activa	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁰	0,1 ≤ s ≤ 10	10 ² - 10 ⁴
Continental interior estável	10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻¹²	10 ⁻² ≤ s < 10 ⁻¹	>10 ⁴

A falha de Santo André, usada no nosso exemplo inicial, constitui a fronteira entre a placa do Pacífico e a placa da América do Norte, cuja interacção se traduz por um vector velocidade de 47 mm/ano. Noutros limites de placas, o vector velocidade atinge valores ainda mais elevados: 79 mm/ano na zona de subducção de Samatra onde ocorreu o tsunamis de Dezembro de 2004; 84 mm/ano na subducção sob a cadeia andina ao longo do Chile, 96 mm/ano no Japão e 158 mm/ano na dorsal oceânica do Pacífico Sul (fig.5).

Em contraste, o território continental de Portugal localiza-se longe do impulso dos 23 mm/ano da dorsal do Atlântico e a Norte da fronteira próxima entre a África e a subplaca Ibérica, que interagem com uns modestos 4 mm/ano. Mas vejamos com um pouco mais de pormenor a nossa situação sismotectónica, agora no quadro da Europa Ocidental e da Bacia Mediterrânica (fig. 6).

Portugal e a Península Ibérica situam-se na placa euro-asiática, a Leste da dorsal atlântica e no cruzamento de uma margem continental orientada N-S (relacionada com a abertura do Atlântico Norte) com uma fronteira de placas orientada aproximadamente E-O, entre as placas africana e euro-asiática, conhecida por zona de fractura Açores-Gibraltar. Se examinarmos o conjunto desta fronteira, desde os Açores até à grande falha da Anatólia, constata-se que a distribuição da actividade sísmica é muito complexa e concorda mal com a visão ideal de um limite de placas nítido entre a África e a Eurásia. A fronteira Açores-Gibraltar é relativamente mal definida, quer pela topografia dos fun-

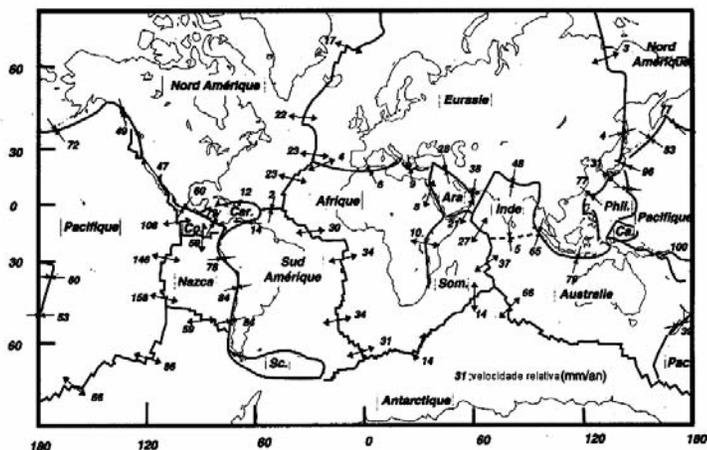


Fig. 5 – Vectores velocidade ao longo das principais fronteiras de placas calculadas pelo modelo Nuvel⁻¹ [13].

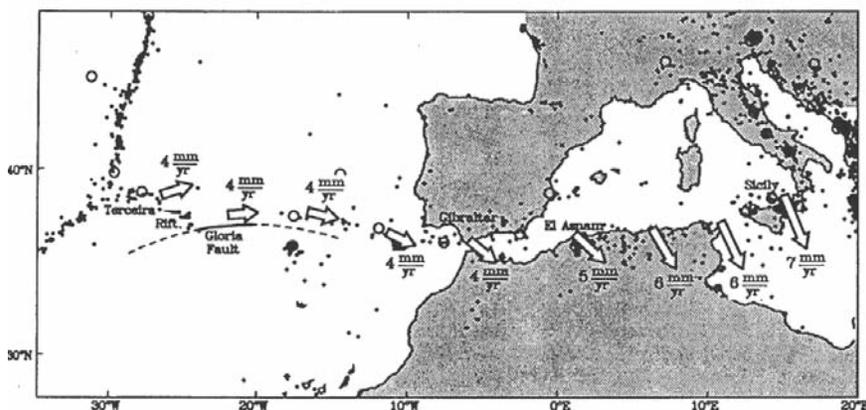


Fig. 6 – Movimento interplacas ao longo da fronteira Açores-Gibraltar e no Mediterrâneo ocidental [14].

dos oceânicos, quer pela sismicidade. Do regime de extensão no *rift* da Terceira, nos Açores, passa-se a um desligamento horizontal direito na zona de fractura Glória que, a partir dos 12°W, cerca do cabo de S. Vicente, se converte numa compressão entre a Ibéria e a África. Esta transição reflecte o movimento actual da África relativamente à Eurásia em termos de rotação da placa africana em torno de um pólo euleriano pouco distante, localizado perto das Canárias (20°N, 20°W).

A Sul de Portugal, entre o Cabo de S. Vicente e Gibraltar, o movimento da placa africana contra a Ibéria processa-se a uma velocidade relativa de 4 mm/ano, bastante inferior aos valores que se registam no Mediterrâneo onde supera os 10 mm/ano: 5 a 6 mm/ano entre a Argélia e a Tunísia, 7 mm/ano na Sicília e mais de 9 mm /ano no Arco Helénico, que constitui a região mais activa do Mediterrâneo. Em consequência, as falhas activas da Península Ibérica acumulam energia de deformação de forma bem mais lenta do que as falhas activas dos sectores mais orientais do Mediterrâneo.

Apesar de correntemente designado por “fractura Açores Gibraltar”, o contacto África-Eurásia não exhibe uma fronteira nítida, mas sim uma larga zona de deformação, de sismicidade distribuída, situada a cavalo das duas placas, que a sul da Ibéria se estende entre o vale do Guadalquivir no bordo ibérico, e as cadeias atlásicas, no bordo norte-africano (fig.7) [15]. Esta banda de sismicidade inclui

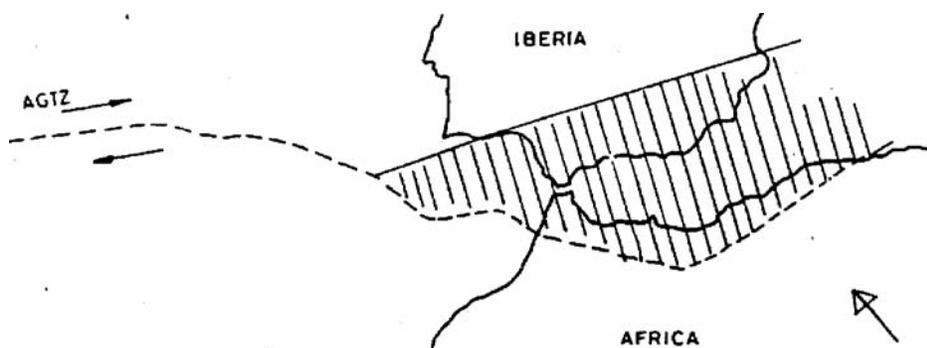


Fig. 7 – Zona de deformação distribuída onde se consome a maior parte da convergência das placas [15].

não só o domínio interplaca mas também as margens activas das placas sob influência directa da “colisão” África-Ibéria, cujo interior acomoda a maior parte das deformações resultantes da convergência entre as duas placas.

Assim, a região continental a norte desta “fronteira”, onde se localiza o nosso território continental, situa-se no interior de uma região continental intraplaca, subtraída à influência directa do movimento África-Eurásia. Neste domínio continental intraplaca, os sismos não devem resultar das deformações directamente induzidas pelo movimento relativo das duas placas, sendo antes causados pelo campo regional de tensões de desvio horizontais, remotamente gerado na fronteira de placas e transmitido ao domínio intraplaca por intermédio de uma litosfera rígida.

O território de Portugal situa-se portanto numa região “continental interior estável” (Quadro I) o que, aliás, está de acordo com a grandeza das taxas de deslizamento que têm sido estimadas para as falhas activas, tanto no território continental português [16], como em Espanha a Norte da faixa mediterrânica da fronteira de placas [17], cujos valores se situam entre 0,5 e 0,005 mm/ano. Isto é, inferiores em uma a três ordens de grandeza à “velocidade” de convergência das placas.

De facto, a sismicidade de Portugal continental (relativa aos sismos com epicentro no território continental) não difere significativamente da que se observa em toda Europa ocidental no domínio continental intraplaca a norte da fronteira de placas África-Eurásia caracterizada por uma sismicidade difusa até $M \sim 5,5$ e por raros sismos de magnitude média ($M \geq 6,0$) com longos intervalos de recorrência.

No período 1788 a 1988, o maior sismo continental intraplaca em toda a Europa ocidental a norte da fronteira de placas foi o nosso sismo de Benavente de 23 de Abril de 1909 com uma magnitude pouco superior a 6 [10]. Mas, tanto este sismo como provavelmente o sismo de 1531 e o sismo de 1858 ($M \sim 7,2$) com epicentro no mar ao largo de Setúbal, estão provavelmente relacionados com uma zona de fraqueza muito particular, criada pelo *rift* intracontinental inicial abortado, contemporâneo das primeiras fases da abertura do Atlântico Norte, que deu origem à bacia sedimentar ocidental da margem continental portuguesa. A crosta continental encontra-se aí adelgada e cortada por longas falhas contemporâneas da fase distensiva de formação do *rift* inicial, as quais, após a abertura do Atlântico, quando a margem transitou para um regime de compressão, passaram a ser reactivadas como falhas inversas [18]. Em contraste, no Maciço Antigo, tanto quanto nos revelam os dados da sismicidade histórica e instrumental, a sismicidade é difusa e, em toda a parte, de magnitude inferior a 6.

Assim, apesar da memória do grande terramoto de 1755 continuar a alimentar entre nós a ideia comum de que Portugal é um país de “sismicidade elevada”, convém reter que, em termos da sismicidade do território continental, ou seja, em termos da sismicidade decorrente da reactivação das falhas continentais, Portugal não é a Califórnia, nem a Turquia, nem sequer a Grécia, a Itália ou a Argélia, mas sim tipicamente uma região de sismicidade moderada.

Não existe uma definição de região de sismicidade moderada, apenas podemos descrever os sintomas típicos correspondentes, comuns às regiões continentais intraplaca: é uma região onde a avaliação do perigo sísmico é mais difícil, porque é maior a dificuldade em delinear as zonas de geração, em relacionar os sismos com as falhas, em formular as correspondentes leis de recorrência e, em particular, em definir o sismo máximo. Nestas regiões, em regra não existem registos de movimentos fortes nem do movimento de falhas à superfície, mas existe, em compensação, a tendência para ignorar tudo isto e criar a ideia de que os problemas são os mesmos das regiões de sismicidade elevada e podem ser tratados da mesma forma.

Para caracterizar Portugal como um país de sismicidade moderada basta reparar que, em sete séculos de sismicidade histórica, não se registaram mais do que três ou quatro sismos acima da magnitude 6 com epicentro no território continental, número este inferior a metade dos que se registaram na Grécia só no século passado. Isto não significa que em Portugal não possam ocorrer sismos de magnitude elevada com epicentro em terra. Significa apenas que os sismos de magnitude elevada têm intervalos de recorrência da ordem de muitos milhares a centenas de milhares de anos, o que não pode deixar de ser tido em consideração na forma de encarar o problema das falhas activas.

2.4 – A rotura sísmica das falhas à superfície

É um dado corrente da observação que a rotura sísmica de uma falha à superfície está em regra associada aos sismos de magnitude elevada. Recentemente, Wells e Coppersmith [19] estudaram uma base de dados de 345 sismos continentais de magnitude $M_w > 5$, ocorridos no período 1847-1992, com informação publicada sobre a ocorrência (ou não) de rotura à superfície. Os resultados, representados na fig. 8 mostram que para esta base de dados (que inclui todos os tipos de falhas) a percentagem de casos de rotura à superfície é de 20% para a magnitude $M_w = 5,5$; de 50% para a magnitude $M_w = 6$; de 80% para a magnitude $M_w = 6,7$ e de 100% para a magnitude $M_w > 7,5$.

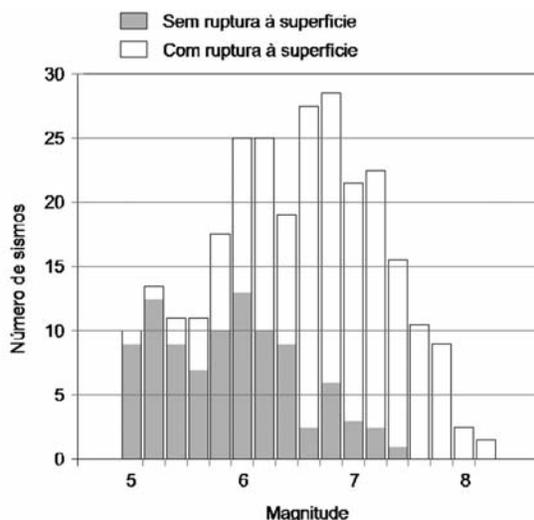


Fig. 8 – Distribuição do número de casos de rotura à superfície em função a magnitude (todos os tipos de falha) [19].

Mas, se apenas se considerar o caso das falhas inversas, dominantes nas regiões continentais intraplaca caracterizadas por um regime compressivo, o limite inferior da magnitude para a qual ocorre rotura à superfície deverá subir para valores da ordem de 6 a 6,5, como se esquematiza na fig. 9.

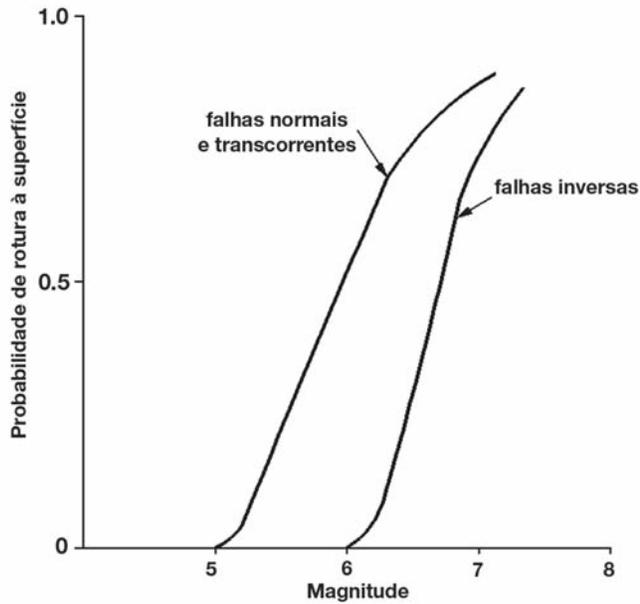


Fig. 9 – Probabilidade de ruptura à superfície em função da magnitude.

O que está por trás desta relação entre a magnitude e o afloramento da ruptura à superfície? Além da magnitude, é de esperar que outros factores como a profundidade focal, a espessura da crosta sismogénica, o comportamento mecânico das rochas crustais e o tipo de falha, tenham uma influência significativa. A consideração destes factores leva-nos a uma breve incursão no domínio da Mecânica das Rochas.

2.4.1 – Reologia da litosfera

O conhecimento do comportamento mecânico dos maciços rochosos às profundidades a que se geram os sismos baseia-se nos resultados experimentais do comportamento mecânico das rochas em laboratório.

Para uma rocha, ou para um dado mineral, observa-se uma transição a alta temperatura, desde um comportamento frágil a um comportamento dúctil. Para o quartzo, que é o mineral dominante da crosta continental, a temperatura a que se produz esta transição é de cerca de 350° C e para os feldspatos da ordem de 450° C. Assim, na crosta continental, a transição progressiva do totalmente frágil ao totalmente dúctil deverá situar-se entre os 15 e os 20 quilómetros de profundidade, com variações que dependem essencialmente do gradiente geotérmico.

O comportamento frágil segue uma lei muito simples posta em evidência por Byerlee a partir dos resultados de ensaios de compressão triaxial com diferentes pressões de confinamento, sobre provetes pré-fissurados de variados tipos litológicos. A resposta dos diferentes materiais é surpreendente: à excepção de alguns minerais de argila, o atrito é independente da litologia para uma larga gama de rochas, desde os carbonatos aos silicatos. Byerlee ajustou aos dados duas relações lineares^[20],

$$\tau = 50 + 0,6\sigma_n \text{ para } \sigma_n > 200 \text{ MPa, e}$$

$$\tau = 0,85\sigma_n \text{ para tensões normais inferiores (fig. 10).}$$

Atrito máximo

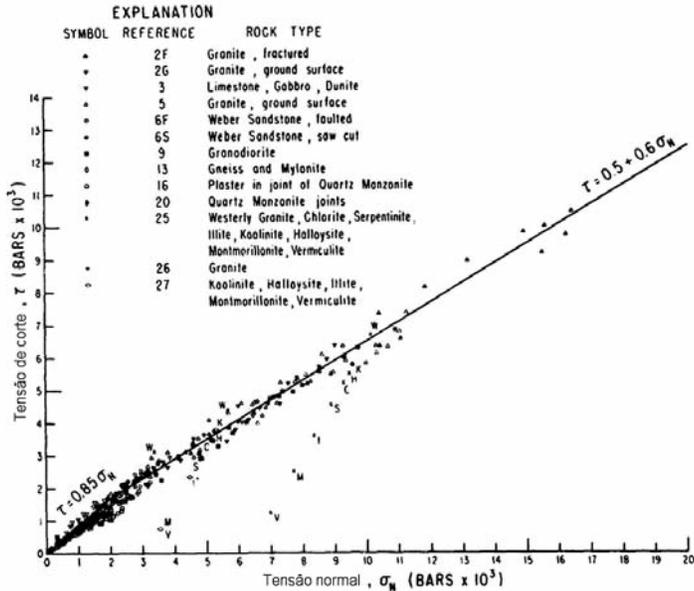


Fig. 10 – Tensão de corte máxima necessária para iniciar o deslizamento ao longo de uma superfície pré-existente em função da tensão normal, para uma grande variedade de rochas [20].

Nesta analogia de laboratório assume-se a hipótese de que a rotura se processa a favor de antigas fracturas. É uma hipótese razoável, já que a crosta está efectivamente fracturada na sua região superior e o deslizamento de uma fractura antiga requer menos energia do que a formação de uma nova fractura. A deformação da crosta terá portanto tendência a localizar-se nas descontinuidades pré-existentes.

Abaixo dos 20 km, a litosfera deforma-se lentamente de uma forma dúctil, em resposta a tensões de corte relativamente baixas, em vez de se fracturar. As leis de fluência dúctil não são lineares; dependem fortemente da temperatura e variam com os materiais. Os ensaios de laboratório mostram que tanto as altas temperaturas como as pressões de confinamento elevadas favorecem a deformação dúctil. Portanto, ambas tendem a tornar as rochas mais dúcteis com a profundidade, particularmente onde a temperatura aumenta acima de 300° C, o que na crosta continental geralmente significa uma profundidade da ordem de 15 km.

Com base nos ensaios de laboratório idealizou-se um modelo reológico simples da litosfera continental (fig. 11) [21, 22, 23]. Neste modelo, a parte superior adopta a lei de Byerlee para a resistência última e assume um gradiente hidrostático para as pressões intersticiais. Assume igualmente um estado de tensão e uma orientação das falhas de acordo com a teoria clássica de Anderson (segundo a qual a superfície da Terra está livre de tensões de corte, sendo por isso um plano principal, e a orientação das superfícies de rotura atendem ao critério de Coulomb) de forma que as tensões necessárias para o deslizamento de uma falha inversa são muito maiores do que para uma falha normal (em analogia com os estados activo e passivo de Rankine), situando-se a resistência de uma falha de desligamento horizontal algures entre as outras duas. A parte inferior do modelo baseia-se na extrapolação de uma lei de fluência determinada experimentalmente para um quartzito húmido, assumindo uma taxa de deformação e um gradiente de temperatura indicados na figura.

A intersecção das duas leis de comportamento marca a passagem do comportamento frágil ao comportamento dúctil. Contudo, esta transição não ocorre num ponto, mas sim numa dada gama de pressão e temperatura.

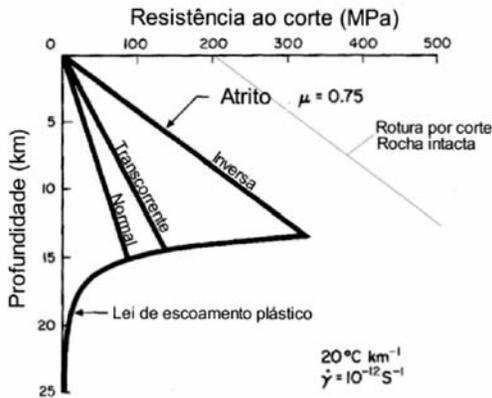


Fig. 11 – Modelo reológico da litosfera continental [21].

Tanto este tipo de idealizações, como as evidências geológicas e geofísicas, sugerem que a litosfera continental se pode dividir numa região superior relativamente elástica e frágil (esquizosfera) e numa região inferior dúctil ou “plástica” (plastosfera) no sentido em que tende a fluir em vez de se fracturar (fig. 12) [21].

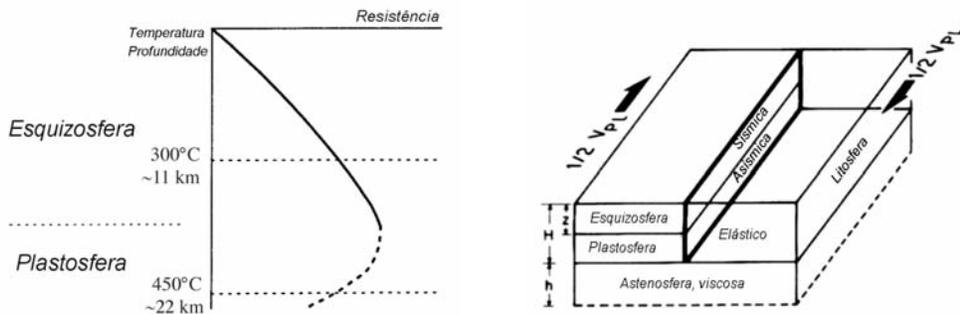


Fig. 12 – Modelo geral da estrutura do par litosfera-astenosfera. (a) variação da resistência da litosfera com a profundidade; (b) o deslizamento co-sísmico processa-se até à profundidade z , abaixo da qual o deslizamento é assísmico; z é a profundidade da transição esquizosfera-plastosfera; a espessura da litosfera é H , abaixo da qual se situa uma astenosfera viscosa de espessura h (adaptado de Scholz, [21]).

Esta abordagem experimental analogística das reologias litosféricas encontra confirmação na distribuição dos sismos em profundidade na litosfera continental. Quando nos colocamos longe da fronteira de placas, constata-se em geral uma concentração de sismos na parte superior da crosta (esquizosfera) entre 5 e 15-20 km. Um aspecto notável é que os sismos continentais de magnitude elevada ($M > 6$) tendem a nuclear na base desta zona sismogénica. Sendo esta a zona de maior energia de deformação, deve ser também a origem mais provável dos sismos de magnitude mais elevada. Mais, as roturas que se iniciam nas regiões profundas da zona sismogénica são capazes de se propagar até à superfície, mas as roturas iniciadas nas regiões de estado de tensão mais baixo ficam impedidas de se propagar para as regiões mais profundas de estado de tensão mais elevado [21]. Em contraste, na zona vizinha da superfície, até cerca de 5 km de profundidade, a pressão de confinamento é muito baixa e a crosta não tem resistência suficiente para acumular deformações elásticas o tempo necessário para produzir um sismo significativo ($M > 4$).

Vejamos o que nos traz este modelo à compreensão da rotura sísmica das falhas à superfície.

2.4.2 – Sismos “grandes” e sismos “pequenos”

A maioria das ocorrências históricas bem observadas de rotura de falhas à superfície em sismos continentais com magnitudes razoavelmente bem determinadas, estão associadas a sismos superficiais (profundidade <20 km) com magnitudes da ordem de 6,5 a 7, ou superiores.

A explicação desta associação reside no facto de a grandeza de um sismo ou, mais exactamente, a libertação de momento sísmico, ser proporcional à área do plano de falha que rompe nesse evento sísmico. Uma vez que a espessura da zona sismogénica ou esquizosfera é tipicamente da ordem de 15 a 20 km, as falhas cuja dimensão seja superior a estes valores têm maior possibilidade de romper à superfície quando reactivadas. Além disso, os primeiros 3 a 5 quilómetros superiores da crosta não são sismogénicos e portanto a rotura não se pode iniciar aí.

Uma vez que, em cada rotura sísmica, uma falha não cresce mais do que alguns por mil do seu comprimento primitivo, as falhas com comprimento inferior a 10 quilómetros não podem romper à superfície. Só as falhas longas rompem à superfície, porque só neste caso a área da rotura é suficientemente grande para cortar através da espessura total da esquizosfera sismogénica (fig. 13).

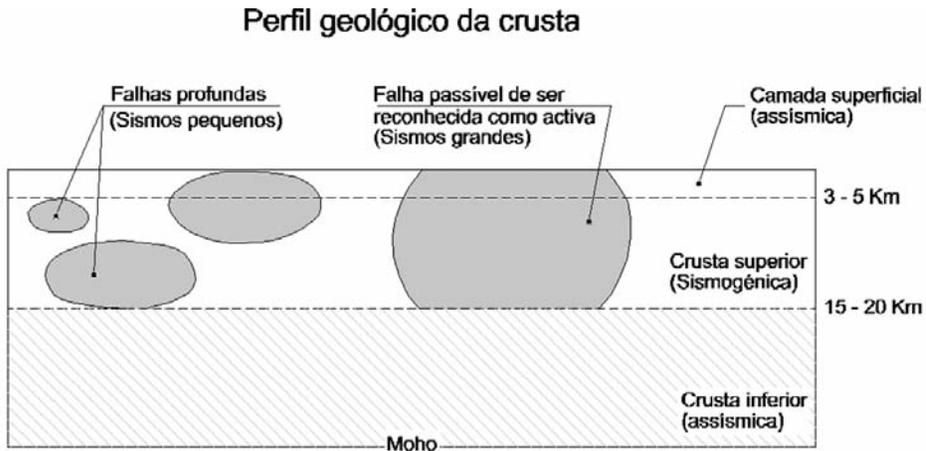


Fig. 13 – Sismos grandes e sismos pequenos.

Podemos então dividir os sismos em “pequenos” e “grandes”, não em termos da intensidade dos seus efeitos, mas em termos da física da rotura:

- um “sismo pequeno” é um sismo cuja rotura se inicia, propaga e termina inteiramente dentro dos limites da esquizosfera; a rotura permanece neste caso no interior de um espaço infinito e o deslizamento da falha não aflora à superfície.
- um “sismo grande” é um sismo cuja rotura iguala ou excede a largura da esquizosfera, e, a partir do momento em que atinge a superfície, a rotura é obrigada a propagar-se lateralmente com uma largura (W^*)³ constante e um comprimento (L) crescente, com o seu topo na superfície livre e a sua base na base da esquizosfera; a rotura interessa, neste caso, um semi-espaço e o deslizamento da falha aflora ao longo do traço da falha à superfície.

³ Sendo δ a inclinação da falha e W a espessura da esquizosfera, a largura da rotura será $W^* = W/\text{sen } \delta$.

O nível de magnitude a que os sismos mudam de “pequenos” para “grandes”, depende da espessura da esquizosfera e do estilo de falha. Para uma falha de desligamento horizontal que corte verticalmente uma esquizosfera com uma espessura da ordem de 15 km, a mudança dá-se por volta da magnitude 6,0 a 6,5, enquanto que no caso de uma falha inversa, em que a largura da rotura W^* é muito maior do que a espessura da esquizosfera, pode ser da ordem de 7,0 a 7,5.

Os “diâmetros médios da rotura” calculados a partir de uma das várias relações empíricas dão-nos ordens de grandeza das dimensões da rotura sísmica em função da magnitude. Usando a relação de Wyss [24].

$$\log_{10} A = -4,15 + M_s$$

onde A é a área da rotura em km^2 e M_s a magnitude das ondas de superfície, os diâmetros médios da rotura assumem os seguintes valores:

1 km para $M_s = 4,0$	16 km para $M_s = 6,5$
3 km para $M_s = 5,0$	21 km para $M_s = 6,7$
5,4 km para $M_s = 5,5$	30 km para $M_s = 7,0$
10 km para $M_s = 6,0$	50 km para $M_s = 7,5$

Assim, nas áreas continentais intraplaca com uma crosta sismogénica com uma espessura da ordem de 15 a 20 km, serão de esperar deslizamentos de falhas à superfície a partir da magnitude 6,0 mas, sobretudo, para magnitudes da ordem de 6,5 a 7, ou superiores, uma vez que os sismos grandes têm tendência a nuclear na zona inferior da esquizosfera.

Em Portugal continental, a rotura de uma falha à superfície deverá depender da ocorrência de magnitudes da ordem 6,5 ou superiores, devendo ser, por essa razão, um fenómeno extremamente raro. É o que igualmente nos mostra o registo da sismicidade histórica. Não há notícia de alguma vez se ter observado em Portugal continental a rotura co-sísmica de uma falha à superfície, ou de qualquer descrição credível que possa ser interpretada como tal. Mesmo numa área tão vasta como a de toda a Europa intraplaca, a Norte da fronteira mediterrânica de placas, apenas há notícia de um sismo susceptível de ser associado à rotura de uma falha à superfície: o sismo da Catalunha de 2 de Fevereiro de 1428, com uma magnitude estimada de 6,5 que causou uma fractura de “sete léguas” (~28 km) de comprimento [25].

A ausência de registos de rotura das falhas à superfície está em concordância com a rareza de sismos de magnitude acima de 6. Mesmo na região mediterrânica directamente afectada pela convergência das placas, os exemplos de roturas à superfície limitam-se a muito poucos exemplos, como o sismo de Irpínia (Itália) de 1980 [26], que produziu roturas à superfície com pequeno deslocamento, e o sismo de El Asnam (Argélia) de 1980, que constitui um evento de referência: rotura com um deslocamento médio de 2 metros ao longo de mais de 35 km, atingindo um máximo de 6 metros [27].

Poderá argumentar-se que os últimos séculos de documentação histórica não são representativos da sismicidade, sendo necessário estender o período de observação da amostra através da investigação da paleosismicidade. É evidente que os catálogos históricos não são representativos de todas as fontes sísmicas. Na maioria das situações, representam apenas uma pequena parte da duração do ciclo sísmico de uma falha capaz de gerar sismos “grandes”. Em Portugal e por toda a Europa, onde os catálogos não vão além do século XII, o registo histórico cobre, quando muito, um décimo do ciclo sísmico médio. A extensão do período de observação do catálogo com dados da paleosismicidade é importante, se quisermos basear as nossas estimações da frequência média anual de sismos de magnitude elevada com base em dados empíricos, em vez de projectar uma lei de recorrência baseada em sismos de magnitude baixa muito para além da escala de tempo de obser-

vação. Mas não muda a realidade que a própria necessidade de recorrer à paleosismologia encerra: o facto de que os sismos de magnitude superior a 6 gerados em falhas situadas no nosso território continental, são acontecimentos extremos e, concomitantemente, ainda mais extremos deverão ser os eventos de rotura de uma falha à superfície.

Acresce que, numa área tão vasta como a da Europa hercínica intraplaca, a ausência de registos históricos da rotura sísmica de uma falha à superfície não deixa de ter um significado temporal, uma vez que a amostragem no espaço pode ser equivalente à amostragem no tempo. Ou seja, entender as observações a uma área mais vasta com características tectónicas análogas, equivale a expandir no tempo o registo histórico.

2.5 – Lei de escala

Outro elemento fundamental da avaliação do perigo sísmico é a chamada *lei de escala* da geração sísmica, que decorre da aplicação de modelos da mecânica da fractura e da fonte sísmica, validados pela observação geológica e sismológica.

Uma falha é uma fractura ao longo da qual se observa ter havido um deslizamento entre os seus bordos. Este deslizamento, posto em evidência pelo rejeito ou separação entre dois pontos homólogos de ambos os lados da falha, é um dos elementos usados pelos geólogos para identificar as falhas no terreno. No caso da tectónica frágil ou fracturante, a grandeza do rejeito representa o deslizamento (ou deslocamento) total acumulado por sucessivos episódios discretos de deslizamento ao longo da sua história geológica, ou seja, por sucessivos eventos sísmicos, se assumirmos que não houve deslizamentos assísmicos por fluência (*cf. creep*).

Nas regiões intraplaca (onde as falhas têm um comprimento finito) um aspecto notável da observação geológica é o da relação entre o comprimento das falhas e o respectivo rejeito: as pequenas falhas têm pequenos rejeitos, enquanto que as grandes falhas exibem grandes rejeitos. Este facto decorre da própria mecânica da fractura. Em cada evento de rotura total, uma falha sofre um acréscimo de comprimento ΔL e um deslizamento máximo Δu , ambos proporcionais ao seu comprimento L [28]. São, portanto, os sucessivos eventos sísmicos que fazem crescer as falhas a partir de pequenas fracturas, que as alongam, sismo após sismo, no seio das rochas intactas, devido à concentração de tensões de corte nas suas extremidades. Em cada novo deslizamento sísmico as falhas ganham alguma pernilagem do seu comprimento anterior. Para duplicar o comprimento, uma falha isolada precisa de sofrer centenas de sismos grandes. Dentro do mesmo regime tectónico, uma falha nascida de uma pequena fissura leva um milhão de anos a atingir 100 km de comprimento, assumindo uma taxa de deslizamento constante da ordem de 1 mm/ano. Portanto, o comprimento da rotura e a grandeza do deslizamento estão condicionados pelo comprimento L da falha. O que significa que uma falha longa é só por si uma demonstração da recorrência sísmica; e que uma falha pequena não pode gerar um sismo grande.

A sismologia instrumental permitiu generalizar a interpretação da rotura sísmica das falhas com base nos modelos da mecânica da fractura e mostrar que, na maioria dos sismos, a magnitude e os parâmetros das falhas estão relacionados de uma forma sistemática e previsível.

Os modelos da teoria da fractura fornecem expressões para a queda de tensões estática. Quando uma queda de tensões uniforme $\Delta \sigma$ é aplicada na superfície de uma fissura com dimensão típica L , produz-se um deslizamento (ou deslocamento) médio $\overline{\Delta u}$ na fissura de comprimento L , sendo

$$\Delta \sigma = C \mu \frac{\overline{\Delta u}}{L} \quad (1)$$

onde μ é a rigidez das rochas e C um factor adimensional da ordem de 1, que depende da geometria da rotura [29].

Quando se dispõe de determinações de Δu medidas directamente na falha à superfície (fig. 14) ou através de medidas geodésicas, e quando o comprimento L da falha se pode igualmente estimar com os mesmos dados, ou mediante o estudo da distribuição das réplicas, verifica-se que respeitam uma relação $\Delta u/L = 10^{-4} - 10^{-5}$ [30]. Uma vez que o módulo de rigidez μ dos materiais da crosta (que conhecemos bem a partir das velocidades de propagação das ondas sísmicas) é da ordem de 30 GPa, estes valores da relação $\Delta u/L$ correspondem a quedas de tensão estáticas $\Delta \sigma \sim 0,3 - 3$ MPa.



Fig. 14 – Medição de uma componente do deslizamento da falha.
Sismo de Kocaeli (Turquia) de 1999.

A medição directa do deslizamento co-sísmico Δu é em geral difícil e obviamente impossível no caso dos “sismos pequenos”, cuja rotura não alcança a superfície. Contudo, os sismólogos têm artes de determinar o momento sísmico M_0 a partir dos sismogramas, mais precisamente a partir do domínio de baixa frequência do espectro das histórias de deslocamentos registadas em campo afastado (períodos superiores à duração da rotura); bem como a duração T da rotura, a partir da frequência de canto α (é simplesmente o seu inverso) e daí calculam o comprimento da falha $L = v.T$ (adoptando velocidades de propagação da rotura v da ordem de 3 km/s) (fig. 15). A relação entre o momento sísmico M_0 e as dimensões da rotura pode, portanto, estudar-se unicamente a partir dos sismogramas.

Para o caso simples da rotura circular de raio r , $C = 16/7\pi$ e o momento sísmico $M_0 = \mu A \overline{\Delta u}$, pode ser expresso por $M_0 = 16/7 \Delta \sigma r^3$, onde tanto r como M_0 se podem determinar a partir do espectro (fig.15).

As determinações de M_0 e L para um grande número de “sismos pequenos” ($L \leq W^*$) mostram que M_0 é proporcional a L^3 para uma larga gama de grandezas de L , o que indica que a queda de tensões estática é aproximadamente constante e independente da grandeza dos sismos. Assumindo que a superfície da rotura, sendo aproximadamente equidimensional, equivale a L^2 , resulta que Δu é proporcional a L , o que é consistente com as observações directas e a queda de tensões atrás referida.

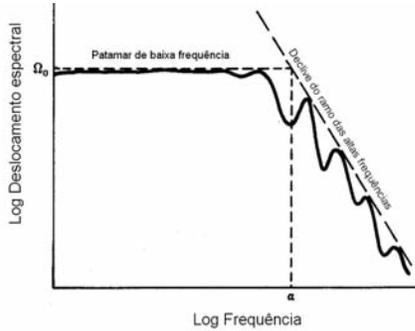


Fig. 15 – Determinação dos parâmetros da fonte sísmica a partir do espectro de deslocamentos.

Relações básicas

$$\alpha = \text{frequência de canto} = 2,34 \frac{\beta}{r},$$

sendo β a velocidade das ondas de corte e r o raio da falha circular;

$$M_0 = \mu \pi r^2 \overline{\Delta u} = \frac{16}{7} \mathcal{C} \sigma r^3$$

$$\mathcal{C} \sigma = 27,4 \mu \beta \Omega_0 / r^3$$

Assim, apesar da complexidade da rotura sísmica, as suas características médias obedecem a uma lei extremamente simples designada por *lei de escala*: o deslizamento da falha $\overline{\Delta u}$ é proporcional ao comprimento da rotura L , ou seja, do segmento de falha que rompeu. Ou, dito de outra forma, para os que gostam das formulações fractais, os sismos são auto-semelhantes.

Contudo, nos sismos intraplaca de magnitude $M > 6,5$, nos quais a largura W^{*4} da rotura é limitada pela espessura da crosta frágil (“sismos grandes”) parece surgir um certo desvio desta lei de escala [31]. Neste caso, após romper a totalidade da esquizosfera, os sismos propagam-se ao longo da direcção da falha produzindo roturas de vários comprimentos mas com a mesma largura. O momento sísmico é agora proporcional a $L^2 W^*$.

Existem portanto dois regimes: um, para os “sismos pequenos”, nos quais $M_0 \propto L^3$; outro para os “sismos grandes”, nos quais $M_0 \propto L^2 W^*$. Nestas relações pode passar-se do momento sísmico à magnitude, por intermédio da relação de Kanamori $\log M_0 = 1,5 M + 9,1$ (com M_0 em N.m).

A lei de escala facilita consideravelmente a interpretação dos dados dos sismos antigos. Graças a esta relação, pode estimar-se o momento sísmico de sismos históricos a partir de dados ou descrições sobre o comprimento da falha recolhidos em documentos históricos.

Mas é na análise do perigo sísmico que esta lei permite estimar a magnitude do sismo máximo que uma falha individual pode gerar a partir do seu comprimento. A grandeza deste sismo é definida pelo segmento ou pela secção mais longa da falha susceptível de romper no decurso de um só tremor de terra. O método correntemente usado tem consistido em construir uma base de dados empíricos a partir da observação da rotura sísmica das falhas, tais como o comprimento L , a área da rotura A e o deslizamento co-sísmico $\overline{\Delta u}$, associados a sismos de magnitude conhecida, e estabelecer regressões estatísticas entre a magnitude e cada um daqueles parâmetros das falhas (fig.16). As regressões estatísticas correntemente usadas são da forma

$$Y = a + b X \tag{2}$$

onde Y é a magnitude estimada e X o logaritmo de um parâmetro de uma falha específica, tal como o comprimento da rotura ou o deslizamento, e a e b são constantes derivadas dos dados.

São relações empíricas deste tipo que permitem “prever” a grandeza do “sismo máximo” que uma falha pode gerar ou, ao invés, a área de rotura ou o deslizamento que podem ser gerados por um sismo de dada magnitude.

⁴ $W^* = W/\sin i$, sendo W^* a largura do plano de falha, W a profundidade da crosta sísmogénica e i a inclinação da falha.

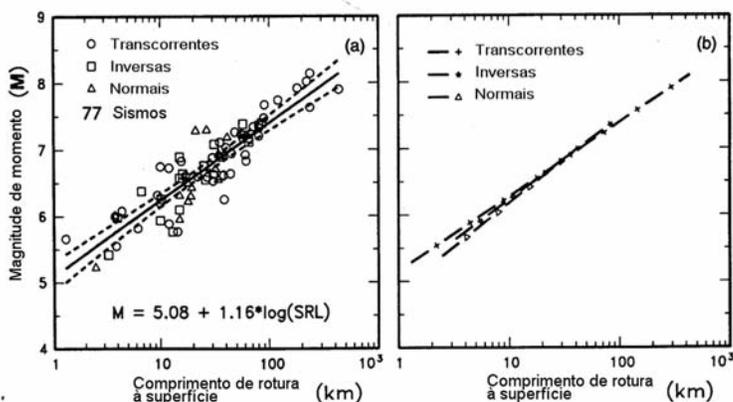


Fig. 16 – Correlações empíricas entre o comprimento da rotura da falha à superfície e a magnitude [32].

O termo “previsão” deve ser aqui entendido como o que se infere das teorias e dos dados empíricos relativos às grandezas observadas. Há uma simetria lógica entre explicação e previsão. A diferença é apenas de ordem pragmática, na medida em que se está a aplicar o argumento antes ou depois do acontecimento ter ocorrido. Mas, na prática, é uma diferença importante. Explicar o comprimento observado da rotura de uma falha associada a um sismo de determinada magnitude, não é o mesmo que “prever”, a partir do comprimento de uma falha, ela própria constituída por vários segmentos, a magnitude máxima que a falha pode gerar. Porque neste último caso, terá que se assumir *a priori* qual o segmento, ou segmentos, que irão romper ou que fracção do comprimento da falha romperá num único sismo e arcar com a natureza aleatória do processo de rotura.

3 – AS ABORDAGENS

Após este breve relance sobre alguns aspectos fundamentais da relação entre falhas e sismos e a situação de Portugal Continental no quadro da tectónica global, podemos passar à discussão das abordagens mais apropriadas ao reconhecimento das falhas activas e à avaliação do perigo sísmico de uma falha individual, no âmbito do estudo específico do local de implantação de um empreendimento.

3.1 – Reconhecer as falhas activas

Idealmente, uma falha activa é uma falha que se movimentou no actual regime tectónico e que pode, portanto, sofrer reactivação no futuro, enquanto se mantiver o mesmo regime tectónico. O critério é, à primeira vista, simples: se mexeu pode voltar a mexer. A forma de descobrir se mexeu no actual regime tectónico requer um tempo de observação apropriado.

Sendo um fenómeno recorrente induzido por um processo estacionário, a reactivação sísmica de uma falha é também um potencial “relógio” geológico à escala de tempo do seu período de recorrência. Para verificar se um relógio está parado basta observar o estado de repouso ou de movimento do ponteiro dos minutos durante um minuto, ou pouco mais. Para verificar se uma falha é activa será necessário, no mínimo, um período de observação equivalente à duração do ciclo sísmico médio de um “sismo grande”. Em Portugal, esta prova fenomenológica do carácter activo ou extinto de uma falha depende totalmente da análise geológica, o que geralmente em nada contribui para diminuir a ansiedade dos engenheiros.

A escavação de trincheiras visando identificar e datar os deslocamentos das falhas é um dos métodos correntemente usados na averiguação da actividade das falhas. Na boa tradição do princípio do uniformitarismo, este método aplica ao passado as observações geológicas actuais acumu-

ladas desde os primeiros tempos da geologia sísmica. O grande sismo de Nobi ocorrido no Japão em 1891 ($M = 8$) foi um dos primeiros sismos em que se reconheceu o papel das falhas como fontes sísmicas. No vale do rio Neo formou-se uma impressionante escarpa de falha com um movimento vertical da ordem de 6 metros e um deslizamento lateral esquerdo de 4,9 metros. Com base na observação da rotura da falha à superfície, Bunjiro Koto, professor da Universidade de Tóquio, chegou à conclusão, revolucionária para a época, de que o deslizamento brusco da falha de Neodani era a causa e não um efeito do tremor de terra. No vale do Neo existe hoje um museu temático comemorativo do centenário do sismo de Nobi, construído sobre uma trincheira transversal à falha de Neodani⁵ (fig. 17) onde se pode ver a forma como as falhas escrevem as suas memórias.

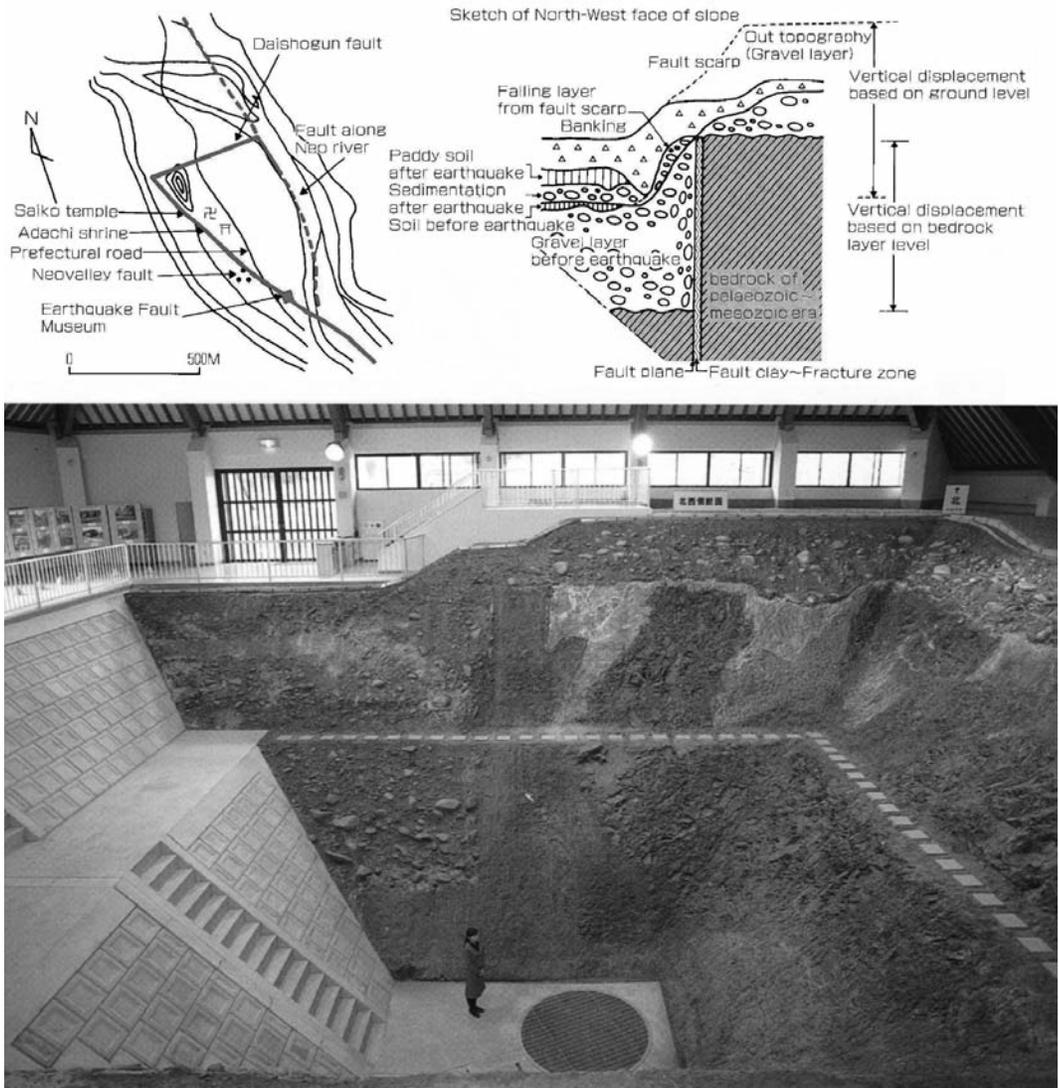


Fig. 17 – Museologia actual da trincheira da falha de Neodani (imagem extraída do folheto distribuído aos visitantes).

⁵ Neodani significa vale do Neo.

Imaginemos a trincheira da falha de Neodani no contexto dos estudos de prospecção do local de uma barragem a construir no vale do Neo. A sua observação permitiria detectar a falha, inferir tratar-se de uma falha activa, medir a inclinação da falha e a componente vertical do deslocamento, bem como “ler” a natureza recente dos depósitos superficiais deslocados pela falha, a deposição de sedimentos posteriores ao sismo e colher amostras para proceder a determinações da sua idade absoluta em laboratório. Em síntese, a observação da trincheira visa detectar uma deformação, atribuir uma grandeza ao evento sísmico correspondente e datar os materiais que a confinam estratigraficamente. A grandeza do evento sísmico é o mais difícil de quantificar, porque desconhecemos se o deslocamento medido está próximo ou afastado do seu valor máximo.

O estudo das falhas expostas em trincheiras requer portanto a aplicação competente de conhecimentos de geologia, geomorfologia, sedimentologia, geologia estrutural e geocronologia, além de muita experiência e, por vezes, da disposição de correr o risco (muito superior ao risco sísmico) de passar algumas horas no fundo de uma vala profunda sem entivação. Mas, além da competência, é também necessária alguma sorte, já que nem sempre a Natureza colabora com o investigador. Numa trincheira aberta no Vale da Vilariça a jusante da foz do rio Sabor (fig. 18), a falha bem visível (lado esquerdo da fotografia) não corta a película superficial de solo de cobertura, nem evidencia qualquer efeito no perfil topográfico da vertente. Se tivesse acertado no depósito de terraço (cunha de calhaus rolados visíveis no lado direito da fotografia) mostraria, pelo menos, se o último movimento foi anterior ou posterior à deposição daquele terraço quaternário.

Porém, raramente é possível datar exactamente um evento sísmico. Normalmente, quando se detecta um deslocamento, obtêm-se datações que pré-datam ou pós-datam um evento, sem indicação de quanto mais novo ou de quanto mais velho é esse evento relativamente à referência datada.



Fig. 18 – Falha exposta numa trincheira aberta no Vale da Vilariça, a jusante da foz do rio Sabor

A paleosismologia não se reduz porém a abrir e observar valas. Há um vasto domínio de observações geológicas e geomorfológicas (*e.g.* deformações de unidades geológicas, deslocamentos verticais de superfícies de erosão, efeitos sobre a rede de drenagem, escarpas de falha de aspecto jovem) que permitem detectar e medir a actividade das falhas, designadamente as suas taxas de deslizamento a longo prazo.

Porém, nas regiões continentais intraplaca as evidências da actividade da maioria das falhas sismogénicas são em regra demasiado frustes. A fraca expressão das falhas à superfície resulta de taxas de deslizamento a longo prazo muito baixas em comparação com as taxas a que os processos superficiais apagam ou obliteram as escarpas de falha e outras evidências geológicas. Uma falha que permaneça em sossego há dezenas ou centenas de milhares de anos pode ser muito difícil de avaliar. A elevada incerteza sobre o seu carácter activo ou extinto decorre da incerteza sobre a idade do último deslocamento; as taxas de deslizamento, geralmente inferidas de deslocamentos verticais, nem sempre cumulativos, de superfícies de erosão ideais (ou idealizadas) de datação mal constrangida, limitam-se a estimações muito grosseiras feitas com base em separações de centenas de metros sobre períodos de tempo superiores a 1 ou 2 Ma. À míngua de dados empíricos, surgem as inferências arriscadas baseadas em conjecturas especulativas que dão lugar a polémicas mais ou menos civilizadas (por vezes menos do que mais) em torno de opiniões radicalmente opostas sobre o carácter activo das falhas. Os exemplos são numerosos, um pouco por toda a parte.

3.1.1 – O conceito de “*grau de actividade*”

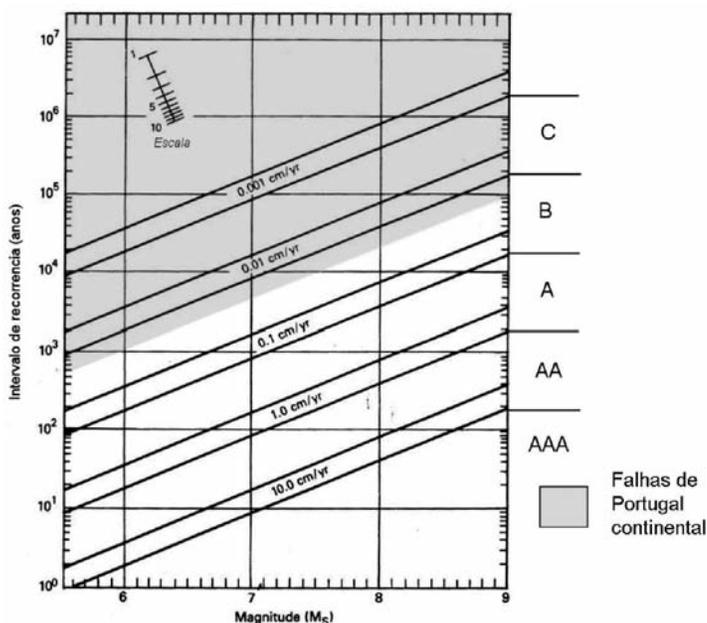
De região para região, e dentro da mesma região, as falhas não são todas iguais. Umas são “mais activas” do que outras. A fig.19 mostra a relação entre (i) o intervalo de recorrência (ii) a magnitude e (iii) a taxa de deslizamento, acompanhada de uma classificação da actividade das falhas [34]. A zona correspondente à gama de valores das taxas de deslizamento das falhas em Portugal está representada a sombreado. Nesta classificação, as taxas de deslizamento estendem-se por 6 ordens de grandeza, desde mais de 10 mm/ano para as falhas com maior actividade até menos de 0,01 mm/ano para as falhas de actividade tão baixa que se podem considerar inactivas.

A taxa média de deslizamento, relativa a um intervalo de tempo suficientemente longo e, portanto, susceptível de incluir vários sismos grandes, é assim o parâmetro que melhor caracteriza a actividade das falhas. Em vez da distinção determinística entre “falhas activas” e “falhas extintas”, o conceito de grau de actividade tem em conta o nível de actividade. Uma falha com um grau de actividade extremamente baixo pode ser considerada uma falha inactiva em termos de perigo sísmico à escala de tempo das obras humanas, embora em rigor possa não ser uma falha extinta no contexto da neotectónica.

3.1.2 – As definições regulamentares

Na medida em que se aplicam a tipos específicos de estruturas, diferenciadas em função do seu risco potencial, as definições regulamentares não se baseiam na definição geológica ideal de falha activa. As definições de falha activa recomendadas ou sugeridas nos textos normativos (caso do EC8) generalizaram-se a partir de diversas definições regulamentares elaboradas para diferentes tipos de empreendimentos, desde as que se baseiam em taxas de actividade muito baixas, aplicáveis aos locais de implantação de centrais nucleares, até definições de âmbito mais geral, adequadas a falhas com taxas de actividade mais elevadas na vizinhança de estruturas de risco potencial mais baixo.

Na Califórnia, o critério usado para as obras de engenharia correntes, caso geral dos edifícios e pontes, é a evidência de deslocamentos da falha no Holocénico (últimos 10000 anos). Este tem



Grau de actividade	Taxa de deslizamento (mm/a)	Características
AAA	> 100	Actividade extremamente elevada (zonas de subducção)
AA	10 - 100	Actividade muito elevada com excelentes evidências geológicas
A	10 - 1	Actividade elevada com evidências abundantes, mas por vezes descontínuas
B	1 - 0,1	Actividade moderada com evidências moderadas a bem desenvolvidas
C	0,1 - 0,01	Actividade baixa com esparsas evidências geológicas
	< 0,01	Falhas inactivas ou de actividade extremamente baixa

Fig. 19 – Grau de actividade das falhas. Relação entre a magnitude, a taxa de deslizamento e o intervalo de recorrência [33].

tido igualmente o critério comum no caso de barragens caracterizadas por um nível baixo de riscos potenciais a jusante [34].

A definição de falha “activa” ou “capaz” aplicável a estruturas de elevado risco potencial, caso de instalações nucleares, de barragens com elevado nível de riscos a jusante, de grandes hospitais e de outras estruturas críticas, requer a evidência de múltiplos movimentos no Quaternário superior (últimos 500000 anos) [35, 36].

Assim, em termos regulamentares, uma falha considerada “activa” no contexto do estudo do local de uma central nuclear pode ser legalmente “inactiva” para uma obra de engenharia corrente. Porém, é bom ter em conta que estas definições fazem parte de normas ou leis elaboradas para o licenciamento de obras específicas em regiões de elevada actividade sísmica. Não são princípios científicos de aplicação universal. Não podem, portanto, ser directamente exportadas de forma acrítica para outras regiões e ser usadas como definição geral de falha activa. Por exemplo, o período

de 10000 anos, provavelmente conservativo na Califórnia para definir uma falha activa, tendo em conta a duração do ciclo sísmico médio nesta região, pode não ser apropriado em regiões de “tectónica mais lenta”, como Portugal.

A melhor estratégia consistirá sempre em tentar provar que uma falha é uma falha extinta. Caso não se consiga provar tratar-se de uma falha extinta, deverá caracterizar-se o seu grau de actividade, directamente a partir da observação geológica ou por analogia com outras falhas activas da mesma região e, finalmente, considerar a sua relevância para o empreendimento em questão. Na prática, a consideração do grau de actividade e da grandeza dos intervalos de recorrência de sismos significativos permite desde logo avaliar se nos devemos (ou não) preocupar com uma falha, tendo em conta o nível dos riscos potenciais e o período de vida médio da obra.

3.2 – Avaliação do perigo sísmico de uma falha individual. O caso da barragem de Alqueva

O caso recente da barragem de Alqueva, no rio Guadiana, ilustra alguns dos aspectos fundamentais da avaliação do perigo sísmico posto por uma falha individual. A descrição deste caso baseia-se na avaliação determinística do movimento sísmico do solo realizada por Cluff [37] e na análise probabilística do perigo de deslocamento da falha de Alqueva no local da barragem realizada por um de nós [38, 39, 40, 41].

O local da barragem de Alqueva situa-se 3 km a Norte da falha da Vidigueira, uma falha inversa que se estende ao longo de 60 km, com direcção geral Este-Oeste, entre Vila de Alva e a região a Norte de Moura, sublinhada à superfície por uma escarpa de falha rectilínea que se eleva 150 a 200 m acima da planície (fig.20).

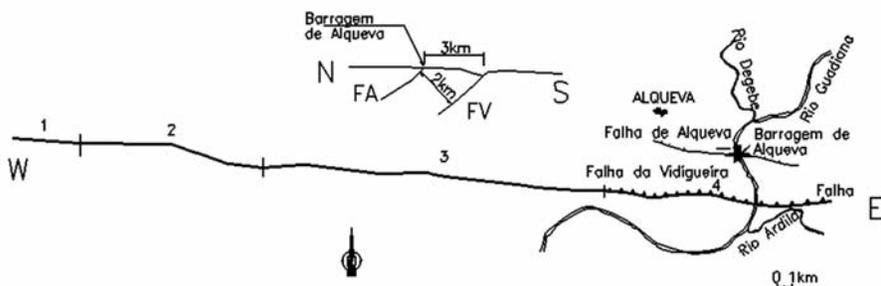


Fig. 20 – Esboço esquemático da localização da barragem de Alqueva.

FV – Falha da Vidigueira, FA – Falha de Alqueva.

A falha é, aparentemente, constituída por quatro segmentos [42]:

Segmento 1: entre a falha da Messejana e Vila de Frades, com cerca de 25 km;

Segmento 2: entre Vila de Frades e Alcaria da Serra, com cerca de 8 km;

Segmento 3: entre Alcaria da Serra e Corte Serrão, com cerca de 16 km;

Segmento 4: entre Corte Serrão e o extremo Leste, com cerca de 15 km.

A barragem situa-se no bloco cavalgante, cerca de 3 km a Norte do ponto médio do segmento 4. A falha inversa, com pendor de 45° para Norte, passa sob a barragem a uma profundidade de 2,1 km.

A falha da Vidigueira foi considerada uma falha activa [37, 38, 40, 42]. As formações metamórficas muito dobradas do complexo antigo cavalgam os depósitos terciários [43] mas as evidências da actividade da falha baseiam-se fundamentalmente em interpretações geomorfológicas: separações verticais de super-

fícies de erosão, indicativas de actividade da escarpa da falha no Pliocénico superior - início do Quaternário (Vilafranquiano) que permitiram estimar taxas de deslizamento entre 0,15 e 0,05 mm/ano [15, 42].

No local da barragem as formações geológicas são constituídas por rochas metamórficas do maciço antigo, muito deformadas e atravessadas por numerosas falhas. Uma delas, com uma expressiva caixa de falha de 0,80 m de espessura, bem exposta na vertente da margem esquerda (fig. 21) ficou conhecida pela designação de “falha de Alqueva”, embora seja apenas uma entre muitas outras (mais de 50) que cortam igualmente o maciço de fundação. De facto, a “falha de Alqueva”, cujo comprimento não vai além de 7 km, é uma pequena falha secundária não sismogénica [37, 38, 42].



Fig. 21 – Caixa da falha 22 (falha de Alqueva)

Contudo, dada a proximidade das duas falhas, levantou-se a questão de um eventual deslocamento da falha de Alqueva induzido pelo deslocamento co-sísmico da falha da Vidigueira. Este problema de reactivação secundária, análogo ao dos casos das barragens de Auburn nos Estados Unidos, de Clyde na Nova Zelândia e de Steno na Grécia, que referiremos mais à frente, suscita em primeiro lugar algumas questões de ordem geológica: qual a relação geométrica da falha secundária com a falha principal? Reúnem-se realmente em profundidade? Podem ser reactivadas pelo mesmo campo de tensões? No caso da barragem de Alqueva, tendo em conta as atitudes e posições relativas das duas falhas, não parece provável que a falha de Alqueva se enraíze na falha da Vidigueira. De facto, a “falha de Alqueva” com direcção média N 63° W e pendor 29°- 40° para NE, é uma falha inversa secundária bem mais superficial do que a falha da Vidigueira [44].

Não obstante, alguns exemplos bem conhecidos de reactivação de uma falha secundária, induzida pelo deslocamento co-sísmico da falha principal, levaram a não pôr de lado o cenário de um potencial deslocamento secundário da falha de Alqueva. Na Argélia, em 1980, o sismo de El Asnam, de magnitude 7,3, esteve associado à rotura de uma falha inversa com um deslocamento de 6 m à superfície. O movimento inverso criou um estado de tensão de tracção no bloco cavalgante que induziu pequenos deslizamentos em falhas normais a poucos quilómetros da falha principal [27]. Em 1971, no sismo de S. Fernando (Califórnia) de magnitude 6,6, a rotura primária da falha inversa com um deslocamento de 2,2 m à superfície, induziu deslizamentos menores (10 a 20 cm) no bloco cavalgante em ramificações enraizadas na falha principal (*splays*), a curta distância desta [45].

Assim, no caso da barragem de Alqueva, consideraram-se as seguintes situações de perigo sísmico:

(i) avaliação do nível do movimento vibratório do solo no local da barragem de Alqueva, devido à actividade sísmica da falha da Vidigueira, no contexto da definição da acção sísmica relativa ao “sismo próximo”;

(ii) avaliação do perigo de rotura secundária da “falha de Alqueva” no local da barragem, induzida pelo deslocamento primário da falha de Vidigueira.

Em ambos os casos, procedeu-se à avaliação do perigo sísmico, quer por métodos determinísticos quer probabilísticos.

3.2.1 – Abordagem determinística

Na abordagem determinística, uma vez identificada e caracterizada uma falha activa específica, selecciona-se um cenário sísmico, isto é, postula-se a ocorrência nessa falha de uma magnitude máxima (M_{max}) à distância mais curta do sítio, e calcula-se a amplitude máxima do movimento sísmico do solo no sítio (*e.g.* aceleração máxima, ordenadas do espectro de resposta) através de uma relação de atenuação do movimento sísmico com a distância.

De forma análoga, para a estimação do deslocamento da falha à superfície obtém-se igualmente, para cada cenário, um valor único da grandeza do deslocamento através de correlações empíricas entre a magnitude e o deslocamento (fig. 22).

Cenários sísmicos para a barragem de Alqueva

No caso de Alqueva consideraram-se três cenários sísmicos [42]:

Cenário 1: rotura do segmento 4, com 15 km de comprimento, libertando um sismo máximo de magnitude 6,5 à distância mínima de 2,1 km do sítio;

Cenário 2: rotura do segmento 3 e 4 com um comprimento total de 30 km, libertando uma magnitude 6,8 à distância mínima de 2,1 km do sítio;

Cenário 3: a rotura inicia-se no extremo Leste do segmento 3 e propaga-se para Oeste ao longo de 30 km, libertando uma magnitude 6,8 à distância mínima de 9,2 km do sítio.

Para cada cenário, a magnitude do sismo máximo (M_{max}) foi estimada a partir das dimensões do segmento de falha, usando as correlações empíricas correntes entre a área (ou o comprimento) do segmento de falha e a magnitude.

O sismo máximo, obtido directamente de relações empíricas entre os parâmetros geométricos de uma falha e a magnitude, designado por *sismo máximo credível*, não se refere a nenhum sismo

ABORDAGEM DETERMINÍSTICA

Cenário fixo: M_{max} , R , número de desvios padrão (0,1,2)

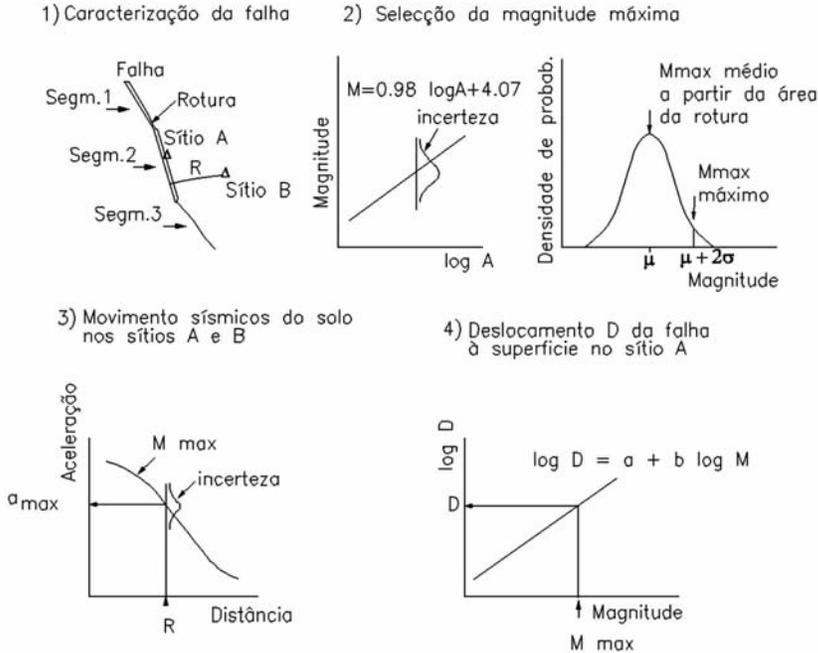


Fig. 22 – Avaliação determinística do perigo sísmico.

que tenha ocorrido ou que se espera que venha a ocorrer, nem está agarrado a um intervalo de recorrência. Constitui apenas uma idealização do máximo que fisicamente se estima que uma falha pode gerar, em função das suas dimensões e assumindo que a rotura se produz num só evento em todo o seu comprimento; o qual representa (recorde-se) não o comprimento de um único episódio de rotura, mas o resultado acumulado de inúmeras roturas ao longo de toda história geológica da falha.

3.2.1.1 – Determinação do movimento sísmico no sítio da barragem de Alqueva

O movimento sísmico do solo é correntemente estimado de forma determinística a partir de relações de atenuação adequadas ao ambiente sismotectónico e ao tipo de falha. As relações de atenuação são descrições probabilísticas do nível do movimento vibratório do solo em função da magnitude e da distância ao sítio; são curvas ajustadas aos dados empíricos, que se traduzem por expressões analíticas da mediana do movimento do solo do tipo

$$\ln z = f(m, r) + \varepsilon \tag{3}$$

onde z representa a amplitude do movimento vibratório do solo produzido por um sismo de magnitude m à distância r do sítio, w descreve um conjunto de variáveis relativas à fonte, à propagação ou às condições do sítio de registo, e ε é uma variável aleatória que traduz a dispersão em relação ao valor previsto pela função de atenuação. Em geral, atribui-se a esta variável uma distribuição normal com um valor central na origem e um desvio padrão σ_ε .

O cálculo do movimento vibratório do solo (aceleração máxima, ordenadas do espectro de resposta), no local da barragem de Alqueva, baseou-se em três relações de atenuação consideradas

adequadas, tendo em conta o ambiente tectónico (região intraplaca): as relações de Idriss [46], para a componente horizontal, e as relações de Sadigh et al. [47] e de Abrahamson e Silva [48], para a componente vertical. No caso das barragens, o número de desvios padrão não está em regra especificado em normas de projecto, ficando ao critério do projectista o grau de conservativismo apropriado. No caso da barragem de Alqueva usaram-se os valores da mediana, tendo em conta a baixa taxa de deslizamento da falha da Vidigueira e o nível pouco elevado de riscos a jusante [37].

Os cenários 1 e 2 modelam a rotura da falha directamente sob o local da barragem e, dada a proximidade da falha, justificou-se introduzir nas relações de atenuação o efeito da directividade da fonte, já que se trata de uma estrutura importante com período próprio elevado.

A directividade manifesta-se de duas formas: primeiro, há uma diferença sistemática, no domínio das baixas frequências, entre as duas componentes horizontais, sendo a componente normal à direcção da falha maior do que a componente paralela à falha; segundo, a média das componentes horizontais é mais elevada quando a rotura sísmica se propaga para diante na direcção do sítio, em comparação com a situação oposta, em que a propagação da rotura se propaga para trás, afastando-se do sítio.

Sendo a falha da Vidigueira uma falha inversa, esta condição ocorre se a rotura se iniciar na parte mais profunda da falha e se propagar ao longo da inclinação na direcção do sítio da barragem (cenários 1 e 2) (fig. 23). A directividade foi tida em conta com base em modelos empíricos que quantificam estes efeitos [49]. No cenário 3, em que a rotura se afasta do sítio, o efeito da directividade não foi considerado.

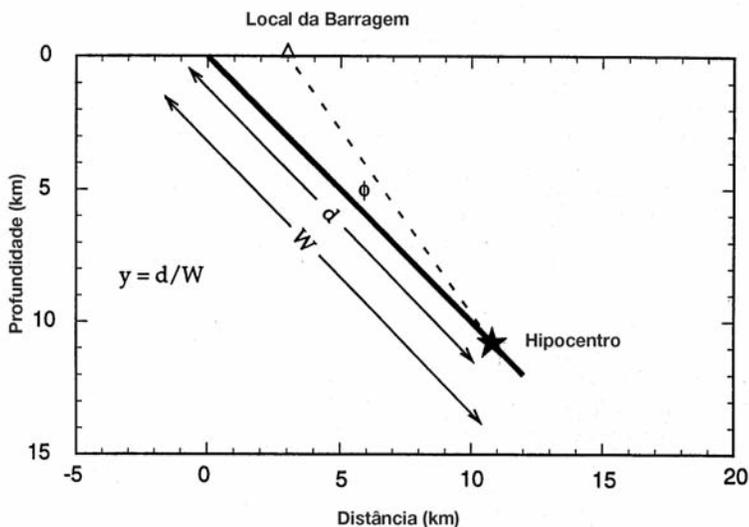


Fig. 23 – Admitiu-se que a rotura se inicia a uma distância da base da falha de 10% da largura total [37].

O Quadro 2 resume os cenários sísmicos considerados para a falha da Vidigueira. Para cada um deles, as relações de atenuação permitiram desenvolver espectros de resposta de projecto com 5% de amortecimento (fig. 24) que caracterizam a acção sísmica previsível no local da barragem.

3.2.1.2 – Determinação do deslocamento secundário da falha de Alqueva no local da barragem

Como as falhas têm um comprimento finito, o deslocamento co-sísmico exibe um máximo na parte média da falha e decresce para ambos os lados até se anular nos extremos. Para cada cenário

calcularam-se os deslocamentos e médio e máximo na falha da Vidigueira a partir de correlações empíricas com a magnitude (Quadro 3). O deslocamento secundário da falha de Alqueva, induzido pelo deslocamento da falha da Vidigueira, foi estimado como uma percentagem do deslocamento da falha principal (factor de ligação k) em função da distância, obtida empiricamente (fig. 25).

Quadro 2 – Cenários sísmicos para a Barragem de Alqueva [37].

Cenário sísmico	Magnitude	Distância horizontal ao traço da falha (km)	Distância mínima ao plano de rotura da falha (km)	Aceleração Máxima (g)	Directividade	
					Y	φ
1	6,5	3,0	2,1	0,78	0,9	9
2	6,8	3,0	2,1	0,82	0,9	9
3	6,8	9,5	9,2	0,45	–	–

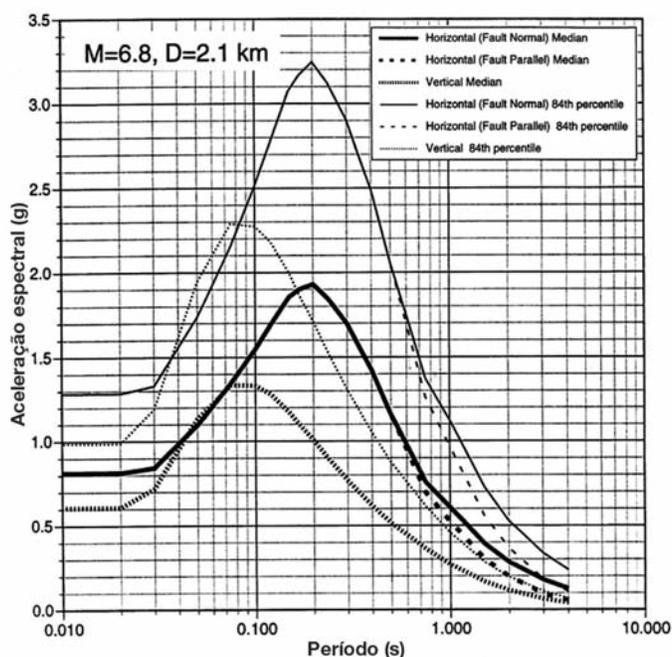


Fig. 24 – Espectro de resposta para o local da barragem de Alqueva. [37] (amortecimento de 5%). Cenário 2 ($M = 6,8$, $D=2,1$ km).

No cenário 1, o deslocamento máximo deverá ser mais representativo do que o deslocamento médio, uma vez que o local da barragem de Alqueva se situa a Norte da parte média do segmento 4. Pelo contrário, no caso do cenário 2, será preferível o deslocamento médio.

Tanto o processo como os resultados da abordagem determinística são de fácil apreensão. Qualquer dos cenários acima analisados, pode resumir-se num enunciado curto, simples e directo, do tipo: – “O perigo do movimento sísmico do solo no local da Barragem de Alqueva caracteriza-se por uma aceleração máxima de 0,82 g, resultante da ocorrência da magnitude 6,8 na falha da Vidigueira, à distância de 3 km”. E, no caso do deslocamento da falha à superfície: - “O perigo de

rotura superficial caracteriza-se por um potencial deslocamento secundário de 16 cm da falha de Alqueva no local da barragem, induzido pelo deslocamento primário de 78 cm na falha da Vidigueira, devido à ocorrência de um sismo de magnitude 6,8”.

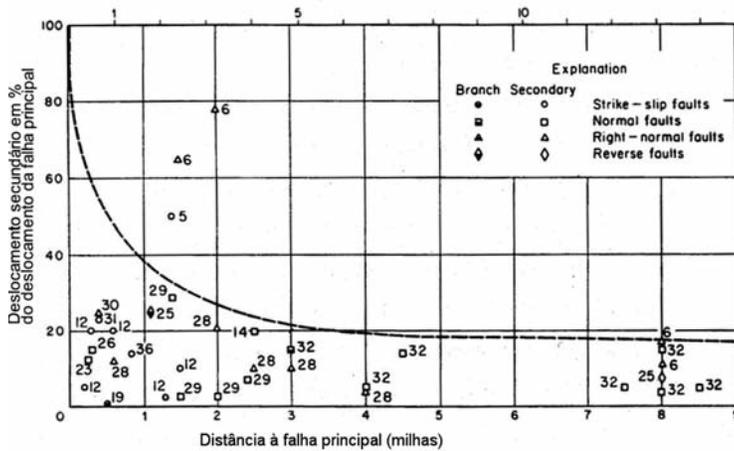


Fig. 25 – Deslocamento da falha secundária em percentagem do deslocamento da falha principal [50].

Quadro 3 – Cenários de deslocamentos secundários da falha de Alqueva (FA) no local da barragem, induzidos pelo deslizamento primário da falha da Vidigueira (FV).

Cenários	Magnitude máxima	Distância horizontal à falha principal (km)	Factor ligação k	Deslocamento Médio (cm) (Log AD = -4,80 + 0,69 M)		Deslocamento Máximo (cm) (Log MD = -5,46 + 0,82 M)	
				FV	FA	FV	FA
1	6,5	3,0	0,20	48	10	74	15
2	6,8	3,0	0,20	78	16	130	26
3	6,8	9,5	–	–	–	–	–

É certo que, para o projecto de uma estrutura crítica, bastaria em princípio assumir um sismo máximo e atenuá-lo da fonte para o sítio, com base em critérios conservativos defensáveis. De facto, nas regiões de elevada actividade sísmica, onde os ciclos sísmicos médios são pequenos e existe, por isso, uma grande quantidade de dados geológicos e sismológicos que permitem julgar a verosimilhança de cada cenário, a abordagem determinística pode ser defensável e portanto apropriada. Mas, numa região de sismicidade baixa ou moderada, a ideia do sismo máximo que fisicamente uma falha específica pode gerar em toda a extensão do tempo geológico, é um conceito que não se pode usar na prática.

A consideração do cenário 3 levou a postular a ocorrência de uma magnitude $M_w = 6,8$, correspondente ao valor central do *sismo máximo credível* (SMC) causado pela rotura dos segmentos 3 e 4 da falha da Vidigueira. Ao contrário do que correntemente se assume, este nem sequer é o sismo máximo que uma falha de 31 km de comprimento pode teoricamente gerar. O sismo máximo corresponderia ao valor central da distribuição mais dois desvios padrão, o que no caso em apreço daria uma magnitude $M_w = 7,4$. O problema é que todas as falhas do mundo com 30 km de comprimento conduzem a valores de um SMC desta ordem de grandeza, quer se situem na Califórnia onde é elevada a actividade sísmica, quer se situem na Irlanda, um país onde a sismicidade é tão baixa que nem sequer existe uma Sociedade Irlandesa de Engenharia Sísmica.

As magnitudes de 6,5 e 6,8 postuladas para os cenários sísmicos da barragem de Alqueva são magnitudes elevadas para Portugal e, portanto, certamente com intervalos de recorrência muito longos, o que é completamente ignorado no método determinístico. Por esta via, o resultado é a estimação de uma aceleração máxima igualmente muito elevada de 0,82g no local da barragem, o que teria severas implicações no projecto e no custo da obra, sem um julgamento racional do grau de conservativismo associado ao cenário proposto. O mesmo se pode dizer das estimativas determinísticas do deslocamento da falha à superfície, cujo resultado se reduz igualmente a uma estimativa única da intensidade da acção.

3.2.2 – Abordagem probabilística

Em contraste com a abordagem tipicamente determinística, na abordagem probabilística a descrição do perigo integra os efeitos de todos os sismos gerados por todas as falhas que podem afectar o sítio em questão e, o que é o mais importante, a análise integra a probabilidade das magnitudes possíveis. Além disso, os seus resultados são expressos, não por um valor único, mas pela estimativa da probabilidade de um dado nível do movimento sísmico do solo, ou do deslocamento da falha, ser excedido no local em questão.

A análise probabilística do perigo do movimento vibratório do solo é correntemente expressa em termos da frequência anual de sismos em que um dado parâmetro do movimento sísmico do solo (por exemplo, a aceleração máxima) excede um determinado nível z no sítio k . A taxa anual de excedência $v_k(z)$ é calculada pela expressão [51]

$$v_k(z) = \sum_n N(m_0)_n \int_{m_0}^{m_u} f_n(m) \left[\int_0^\infty f_{kn}(r|m) \cdot P(Z > z | m, r) dr \right] dm \quad (4)$$

onde $N(m_0)_n$ é a taxa de actividade (número de sismos de magnitude igual ou superior a m_0 , durante um dado intervalo de tempo) gerados pela falha n ; $f_n(m)$ é a densidade de probabilidade de sismos de grandeza entre um valor mínimo m_0 e o máximo m_u que a falha n pode gerar; $f_{kn}(r|m)$ é a função densidade da probabilidade condicional de que r seja a menor distância ao sítio k , caso ocorra um sismo de magnitude m na falha n ; e $P(Z > z | m, r)$ é a probabilidade condicional de que, dada a ocorrência de um sismo de magnitude m à distância r do sítio k na falha n , exceda o valor de pico do movimento sísmico do solo.

Na prática, as funções densidade $f(m)$ e $f_{kn}(r|m)$ são substituídas por funções discretas $P(M = m_i)$ e $P_{kn}(R=r_j | m_i)$ e os integrais substituídos por somatórios. O termo $P(Z > z | m, r)$ relaciona a ocorrência da magnitude m à distância r com o movimento sísmico no sítio k através de uma relação de atenuação do tipo da equação (4).

No caso do perigo do deslocamento da falha à superfície, a taxa anual a que o deslocamento co-sísmico D excede num sítio k uma grandeza especificada d durante um único evento é analogamente expressa por [51].

$$v_k(d) = \sum_n N(m_0)_n \int_{m_0}^{m_u} f_n(m) \left[\int_0^\infty f_{kn}(r|m) \cdot P_{kn}^*(D > d | m, r) dr \right] dm \quad (5)$$

onde $P_{kn}^*(D > d | m, r)$ relaciona a ocorrência da magnitude m à distância r com o deslocamento da falha à superfície através de correlações empíricas entre a magnitude e as dimensões da rotura, que fazem neste caso as vezes de “modelo de atenuação” do deslocamento co-sísmico da falha com a distância ao ponto de iniciação da rotura.

A fig. 26 ilustra os passos fundamentais da análise probabilística do perigo sísmico.

ABORDAGEM PROBABILÍSTICA

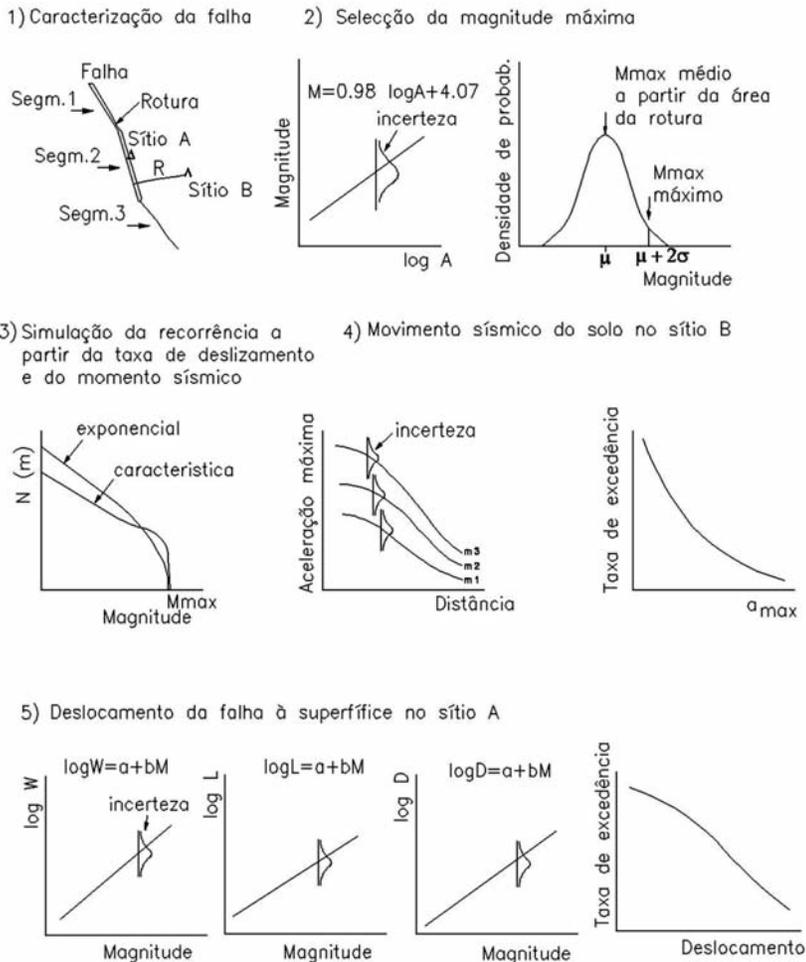


Fig. 26 – Análise probabilística do perigo sísmico.

3.2.2.1 – Probabilidade de excedência

Para converter a taxa anual de excedências em probabilidades, considera-se a probabilidade de que o movimento sísmico do solo Z exceda o nível z (ou de que o deslocamento D da falha exceda o valor d), pelo menos uma vez durante um dado intervalo de tempo. O que implica considerar a ocorrência sísmica um processo estocástico⁶ que se pode descrever por um processo de Poisson, isto é, um processo sem memória, com uma taxa estacionária, em que cada sismo ocorre independentemente de qualquer outro sismo. Por exemplo, a ocorrência de um sismo num dado ano é independente do tempo decorrido desde o último sismo.

⁶ Um processo estocástico é uma abstracção matemática de um sistema físico no qual as mudanças de estado ocorrem de uma forma aleatória, mas de acordo com uma função densidade de probabilidade, quer esta seja conhecida ou não.

Se a ocorrência sísmica é um processo de Poisson, então a ocorrência do acontecimento excedência, no sítio em estudo, de um qualquer parâmetro escolhido para representar a severidade dos efeitos de um sismo, obedecerá igualmente à distribuição de Poisson, com parâmetro igual ao produto da probabilidade de excedência (2.º termo do segundo membro da equação 4) pelo parâmetro da distribuição do acontecimento que provoca a excedência (1.º termo do segundo membro da equação 4). Assim, a ocorrência do acontecimento excedência é um processo de Poisson, sendo $v_k(z)$ a taxa do processo. A distribuição discreta de probabilidade do número x de excedências no intervalo de tempo t , será então dada por

$$p_x(x, t) = \frac{(v(z)t)^x}{x!} \quad (6)$$

e a probabilidade de se verificar pelo menos uma excedência no intervalo de tempo t será:

$$P(Z > z) = 1 - P(0, t) = 1 - \exp(-v(z)t) \quad (7)$$

onde $P(0, t)$ é a probabilidade de não ocorrer nenhuma excedência.

Analogamente, para o caso do deslocamento da falha à superfície, será,

$$P(D > d) = 1 - \exp(-v(d)t) \quad (8)$$

Para $t=1$ ano, estas probabilidades representam o perigo anual. O período de retorno de d é o inverso da probabilidade anual de d ser excedido, pelo menos uma vez, no local de interesse:

$$PR(d) = \frac{1}{P(D > d)} = \frac{1}{1 - P(D \leq d)} \quad (9)$$

A distribuição da probabilidade anual pode transformar-se na distribuição da probabilidade relativa a um período de referência, τ , em anos, de acordo com a equação

$$P(D > d) |_{\tau} \cong \left[1 - \frac{1}{PR(d)} \right]^{\tau} \quad (10)$$

É conveniente fazer a distinção entre “período de retorno” e “intervalo de recorrência”. O “intervalo de recorrência” é o intervalo de tempo entre sismos de uma dada magnitude ou superior, numa dada fonte ou conjunto de fontes, ao passo que o “período de retorno” se refere à ocorrência do movimento sísmico (ou do deslocamento da falha à superfície) num sítio específico. Suponhamos uma falha individual que gera apenas um sismo característico de uma dada magnitude de 200 em 200 anos. O intervalo de recorrência é neste caso de 200 anos. Se o sismo ocorrer, dado que a mediana do da grandeza do movimento sísmico do solo é excedida 50% das vezes, o seu período de retorno será de 400 anos (200 a dividir por 0,5). Mas, no caso do percentil 84 do movimento sísmico do solo (que é excedido 16% das vezes), o respectivo período de retorno seria de 1250 anos (200 a dividir por 0,16) [52].

3.2.2.2 – Relação de recorrência para uma falha individual

O elemento fundamental da análise probabilística comum às equações (6) e (7) é a função densidade de probabilidade da magnitude $f(m)$ que descreve o número relativo de sismos de magnitude elevada a moderada que ocorrem na falha. Em conjunto, a distribuição da magnitude e a taxa de actividade $[N(m_0)]$, definem a relação de recorrência que permite calcular a frequência de cada magnitude, integrando a função densidade de probabilidade

$$N(m) = N(m_0) \int_{m=m_0}^m f(m) dm \quad (11)$$

A função de distribuição cumulativa correspondente é

$$P(M \leq m) = F(m) = \int_{m=m_0}^m f(m) dm \quad (12)$$

sendo a taxa de sismos de magnitude igual ou superior a m dada por

$$N(m) = N(m_0) [1 - F(m)] \quad (13)$$

Para uma dada região ou área de geração, a distribuição da frequência das magnitudes $f(m)$ é um resultado estatístico que se obtém a partir dos dados da sismicidade histórica e instrumental, ajustando uma curva de recorrência aos dados empíricos. Nas regiões de sismicidade moderada como Portugal, em que as falhas sismogénicas se caracterizam por baixas taxas de deslizamento, o número de sismos históricos passíveis de ser associados a uma falha activa é tão reduzido (ou nulo) que torna ilusória qualquer tentativa de inferir empiricamente uma lei de recorrência a partir do tratamento estatístico dos dados da sismicidade histórica ou da investigação paleosismológica. Por exemplo, no caso da falha da Vidigueira, a análise dos dados da sismicidade histórica e instrumental mostra que os sismos passíveis de ser associados à falha, apenas com base no critério da pura proximidade geográfica, se reduzem no período 33-1991 a 8 sismos de magnitude inferior a 5. O único parâmetro específico da falha da Vidigueira com algum suporte empírico é a sua taxa de deslizamento, S , determinada a partir da observação geológica, com valores incertos entre 0,15 e 0,05 mm/ano.

A taxa de deslizamento sísmico a longo prazo, S , reflecte a libertação de energia sísmica no tempo, ou seja, a actividade sísmica da falha. A solução é usar esta taxa de deslizamento para simular a ocorrência aleatória de sismos de diferentes magnitudes. Para tanto, a taxa anual de libertação de momento sísmico, constrangida pela taxa de deslizamento S , terá que igualar a taxa anual de momento sísmico resultante da produção de sismos de diferentes magnitudes pela actividade sísmica da falha.

O momento sísmico (em N.m) é dado por $M_0 = \mu A_r D$ onde A_r é a área da rotura da falha em m^2 , D o deslizamento médio da falha em metros, e $\mu = 30$ GPa. A derivada de M_0 em ordem ao tempo dá a taxa anual de acumulação de momento sísmico

$$\frac{dM_0}{dt} = \mu A S \quad (14)$$

sendo S é a taxa de deslizamento em m/ano.

O momento sísmico correspondente à magnitude m pode obter-se da conhecida expressão de Kanamori

$$\log M_0(m) = 1,5 m + 9,1 \quad (\text{com } M_0 \text{ em } \text{Newton.metro}) \quad (15)$$

Para que haja equilíbrio entre a produção e a libertação de momento sísmico, a taxa anual de momento sísmico, constrangida pela taxa de deslizamento S , terá de ser igual à soma dos momentos sísmicos de todos os sismos de diferentes magnitudes que ocorrem em cada ano^[52].

$$\mu A S = N(m_0) \int_{m=m_0}^{m^u} f(m) 10^{(1,5 m + 9,1)} dm \quad (16)$$

Uma vez que se conhece a taxa de deslizamento S , a área da falha A (ou a inclinação do plano de falha, o seu comprimento e a profundidade da crosta sismogénica) e a rigidez μ , pode determinar-se a taxa de actividade $N(m_0)$ da falha, desde que se adopte um tipo de distribuição da magnitude $f(m)$ para modelar o processo de ocorrência específico da falha.

Na análise do perigo sísmico têm sido usadas duas funções densidade de probabilidade alternativas: o modelo exponencial e o modelo do “sismo característico”.

O modelo exponencial é o modelo clássico de Gutenberg-Richter com truncatura nas magnitudes mínima e máxima, cuja função densidade é dada por

$$f(m) = \frac{\beta \exp(-\beta (m - m_0))}{1 - \exp(-\beta (m_u - m_0))} \quad (17)$$

onde $\beta = b \cdot \ln 10$, sendo b o parâmetro da lei de Gutenberg-Richter.

O modelo do sismo característico concilia a distribuição exponencial dos sismos de magnitude baixa a moderada com a distribuição dos grandes sismos característicos, sendo por essa razão o modelo mais adequado ao caso de uma falha individual.

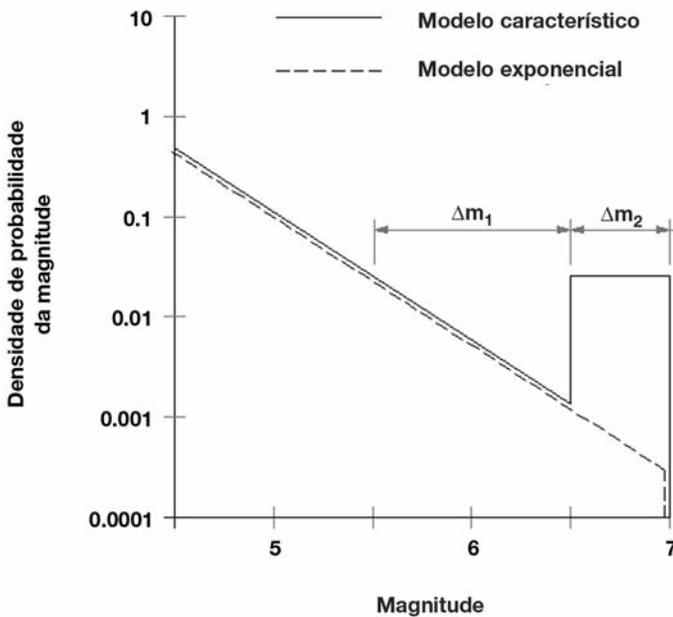


Fig. 27 – Modelo exponencial truncado e modelo do sismo característico.

Na forma mais usada do modelo característico, desenvolvida por Youngs e Coppersmith [53], a função densidade da magnitude tem uma distribuição em “torre” para a parte característica e uma distribuição exponencial para a parte exponencial (fig. 27). A largura da “torre” é de Δm_2 unidades de magnitude. Para definir o número relativo de sismos em cada uma destas duas partes, a altura da “torre” toma o valor da distribuição exponencial correspondente a Δm_1 unidades de magnitude abaixo da magnitude inferior do sismo característico.

A equação para a função densidade da magnitude para a forma generalizada do modelo característico de Youngs e Coppersmith é dada por[52]:

$$f(m) = \frac{1}{1 + c} \frac{\beta \exp(-\beta (\bar{m}_{car} - m_0 - \Delta m_1 - 0,5 \Delta m_2))}{1 - \exp(-\beta (\bar{m}_{car} - m_0 - 0,5 \Delta m_2))} \text{ para } \bar{m}_{car} - \frac{\Delta m_2}{2} < m \leq \bar{m}_{car} + \frac{\Delta m_2}{2}$$

$$f(m) = \frac{1}{1+c} \frac{\beta \exp(-\beta(m-m_0))}{1 - \exp(-\beta(\bar{m}_{car} - m_0 - 0,5 \Delta m_2))} \text{ para } m_0 - \leq m \leq \bar{m}_{car} + \frac{\Delta m_2}{2}$$

$$\text{sendo } c = \frac{\beta \exp(-\beta(\bar{m}_{car} - m_0 - \Delta m_1 - 0,5 \Delta m_2))}{1 - \exp(-\beta(m_{car} - m_0 - 0,5 \Delta m_2))} \quad (18)$$

Neste modelo, $\Delta m_1 = 1,0$ e $\Delta m_2 = 0,5$, o que se traduz por cerca de 6% da taxa de momento na cauda exponencial e 94% no sismo característico. As relações de recorrência derivadas por este método são muito sensíveis ao valor do sismo máximo adoptado, dado que este valor domina a taxa de momento sísmico a longo prazo. A adopção de um sismo máximo muito elevado pode inclusivamente ser não conservativa, na medida em que reduz a frequência dos sismos de magnitude moderada da cauda exponencial cuja contribuição para o perigo sísmico no sítio em estudo pode ser mais importante.

As funções de distribuição cumulativa da frequência das magnitudes, simuladas para os modelos de recorrência exponencial e característico, assumindo um sismo máximo de magnitude 6,8 e mínimo de 4,5 e o valor regional de $b = 0,75$, para o cenário 2 (rotura do segmento 3 e 4 com um comprimento total de 31 km) estão representadas na fig. 28.

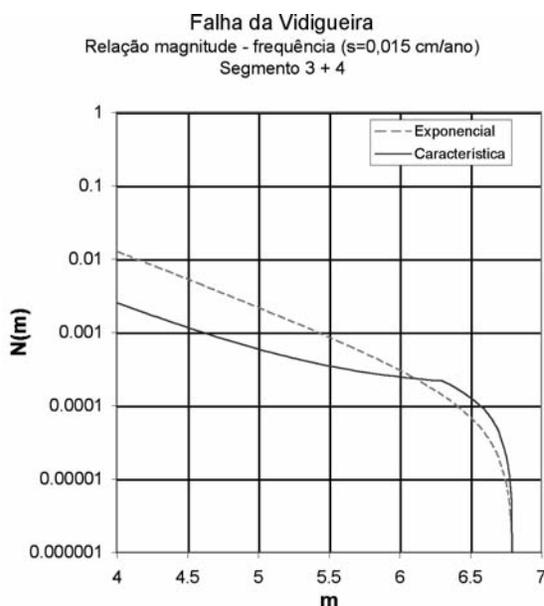


Fig. 28 – Funções de distribuição cumulativa da frequência das magnitudes simuladas para a falha da Vidigueira para uma taxa de deslizamento de 0,15 mm/ano e uma magnitude máxima de 6,8 [39, 40].

3.2.2.3 – Cálculo do movimento sísmico do solo no local da barragem de Alqueva

Em princípio, a análise probabilística do movimento sísmico não se efectua para uma falha individual. Pelo contrário, a sua especificidade reside no facto de integrar todos cenários possíveis de magnitude e distância relativos a todas as fontes sísmicas susceptíveis de contribuir para o movimento sísmico num dado sítio, sejam falhas, sejam zonas de geração. A identificação dos cenários

sísmicos que mais contribuem para um dado um nível de movimento sísmico num dado sítio é feita *a posteriori* pelo processo de *desagregação*.

Quando as fontes sísmicas, além de áreas de geração, incluem falhas, é necessário proceder à repartição da actividade sísmica entre as falhas e as áreas de geração. No caso de Alqueva, converteu-se a taxa de momento da falha da Vidigueira, baseada nos dados geológicos, numa taxa de actividade equivalente que foi subtraída à actividade da zona de geração baseada na sismicidade, para equilibrar o “orçamento” sísmico da zona de geração onde a falha se situa.

A fig. 29 descreve as probabilidades anuais de excedência da aceleração máxima no sítio da barragem de Alqueva calculadas a partir das mesmas relações de atenuação usadas na abordagem determinística. Verifica-se que a aceleração máxima da ordem de 0,87g prevista na abordagem determinística tem uma probabilidade anual de excedência de 2×10^{-5} .

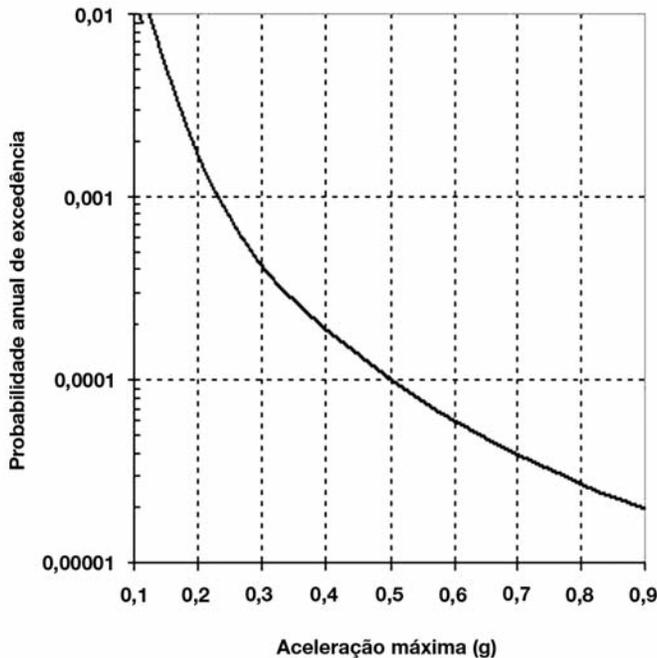


Fig. 29 – Barragem de Alqueva. Curva de perigo sísmico do movimento vibratório do solo.

3.2.2.4 – Cálculo do perigo de rotura da falha da Vidigueira na vizinhança da barragem de Alqueva

O perigo de rotura sísmica da falha da Vidigueira pode calcular-se através da equação (7) na qual a função $P^*(D > d | m, r)$ contém dois termos:

$$P^*(D > d | m, r) = P_k(\text{deslizamento} | m, r) \cdot P_k(D > d | m, r, \text{deslizamento})$$

O primeiro termo $P_k(\text{deslizamento} | m, r)$ é a probabilidade condicional de que algum deslizamento ocorra à superfície no sítio k em consequência do deslizamento sísmico da falha, devido a um sismo de magnitude m iniciado num ponto x_{jk} da falha à distância r do sítio. O segundo termo da equação define a probabilidade condicional de que a grandeza do deslizamento D exceda d no ponto k .

Assim, $P^*(D > d | m, r)$ é dada pela probabilidade conjunta de três acontecimentos [5]:

- a probabilidade de que a rotura se propague até à superfície (acontecimento E_s);
- a probabilidade de que a rotura à superfície se estenda pelo menos até ao ponto k situado no traço da falha à superfície (acontecimento E_l);
- a probabilidade de que o deslocamento D exceda um certo valor d (acontecimento E_d).

Matematicamente, esta probabilidade é expressa por

$$P(D > d | m_i, x_{jk}) = P(E_d \cap E_l \cap E_s) \quad (19)$$

onde m_i é a magnitude do sismo considerado e x_{jk} a localização do ponto da falha onde se inicia a rotura (foco) relativamente ao sítio em estudo (fig. 30).

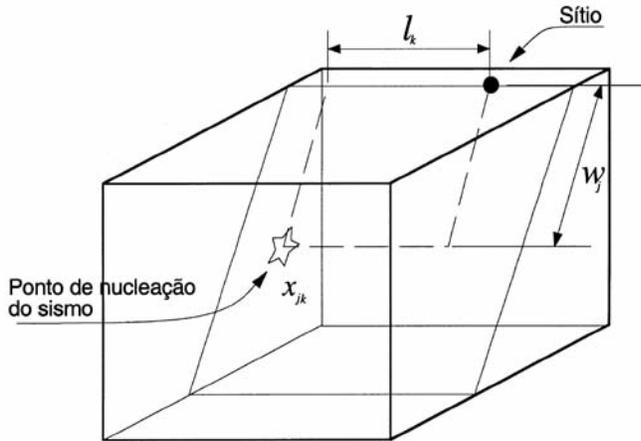


Fig. 30 – Modelo geométrico da propagação da rotura sísmica de uma falha.

Simplificando, a expressão anterior pode escrever-se em termos de probabilidades condicionais, sob a forma

$$P(D > d | m_i, x_{jk}) = P(E_d | E_l \cap E_s). P(E_l \cap E_s) = P(E_d | E_l \cap E_s). P(E_l | E_s). P(E_s) \quad (20)$$

sendo todos os acontecimentos dependentes da ocorrência de um dado sismo de magnitude m_i . A rotura à superfície ocorrerá se a largura da rotura W do sismo de magnitude m_i , for superior à distância w_j medida ao longo da largura da falha desde o centro da rotura até à superfície do terreno.

Para uma dada magnitude m_i , pode estimar-se a largura da rotura W , e a probabilidade de que W seja maior do que w_j (acontecimento E_s) será dada por

$$P(E_s) = P(W > w_j) = \Phi^* \left[\frac{\log w_j - \log W}{\sigma_{\log w}} \right] = \Phi^* (Z_w) \quad (21)$$

onde $\Phi^* (Z_w)$ representa o complemento da distribuição normal reduzida da variável reduzida Z_w .

Para que a rotura atinja o sítio, necessita de se propagar entre a projecção à superfície (no traço da falha) do início da rotura, e o sítio. A rotura ocorrerá no sítio se $L > l_k$, sendo L o comprimento da rotura, e a probabilidade do acontecimento E_l (dado que E_w ocorra), será

$$P(E_l | E_w) = P(L > l_k) = \Phi^* \left[\frac{\log l_k - \log L}{\sigma_{\log L}} \right] = \Phi^* (Z_L) \quad (22)$$

Por sua vez, a probabilidade de que o deslocamento D exceda um certo valor d , será

$$P(E_d | E_l \cap E_s) = P(D > d) = \Phi^* \left[\frac{\log d - \log D}{\sigma_{\log D}} \right] = \Phi^*(Z_D) \quad (23)$$

Finalmente, a probabilidade total do deslocamento exceder um certo valor d , num dado ponto da falha à superfície, dado que ocorre um sismo de magnitude m_i , iniciado num ponto da falha x_{jk} , será dada por

$$P(D > d | m_i, x_{ij}) = \Phi^*(Z_D) \cdot \Phi^*(Z_l) \cdot \Phi^*(Z_w) \quad (24)$$

A perigosidade total para o sítio considerado requer a combinação das perigosidades associadas a todos os possíveis sismos susceptíveis de ocorrerem na falha.

No caso da falha da Vidigueira as dimensões do plano de falha para o “segmento 3+4” estão representadas na fig. 31. Admitindo uma profundidade focal máxima de 15 km e uma inclinação da falha de 45°, obtém-se um plano de falha com largura $W=15/\text{sen}45^\circ \sim 20$ km.

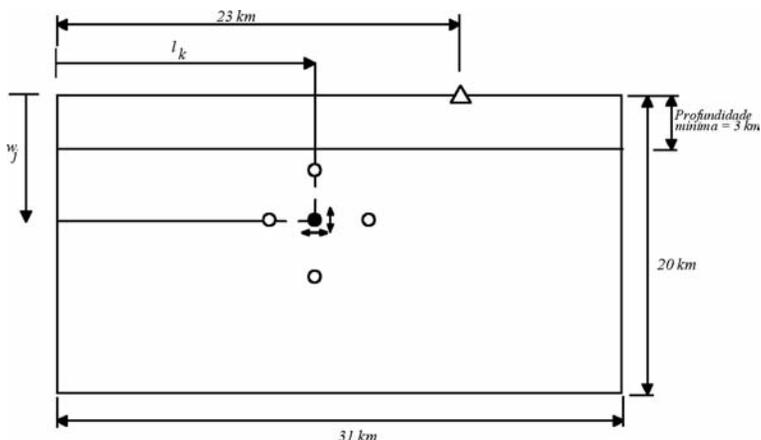


Fig. 31 – Dimensões do plano de falha (segmentos 3+4).

O cenário 2 da falha da Vidigueira (rotura devida a sismos de magnitude entre 4,5 e 6,8 ocorridos no segmento 3+4 com 31 km de comprimento) está representado na fig. 32.

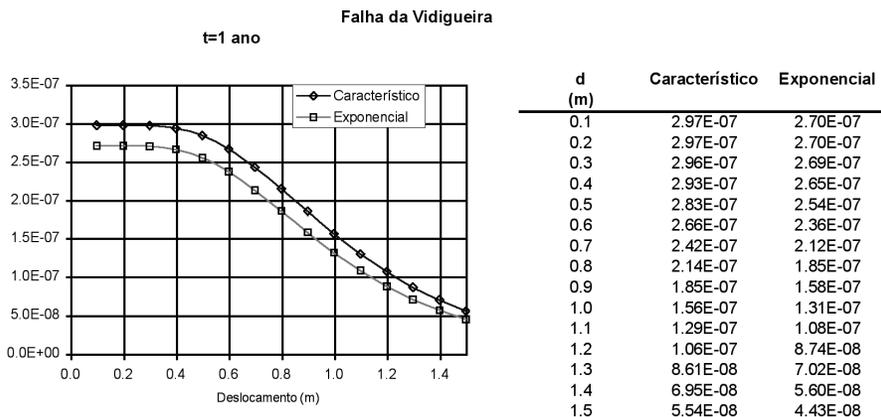


Fig. 32 – Probabilidade anual de excedência dos deslocamentos da falha da Vidigueira à superfície.

De acordo com os dados empíricos (fig. 25), é de esperar que os deslocamentos secundários da falha de Alqueva no local da barragem sejam da ordem de 20% dos potenciais deslocamentos co-sísmicos da falha da Vidigueira.

Verifica-se que, para o cenário 2 postulado na abordagem determinística, um deslizamento secundário de 16 cm da falha de Alqueva, induzido por um deslizamento co-sísmico da falha da Vidigueira de 78 cm (Quadro 3) tem uma probabilidade anual de ser excedido da ordem de 5×10^{-7} , o que faz repensar o dramatismo do enunciado determinístico.

Assim, no estudo do perigo de rotura à superfície de uma falha individual e, em geral, nos estudos de caracterização da acção sísmica, justifica-se a abordagem probabilística, de forma a obter não só a intensidade da acção, mas também a probabilidade dessa intensidade ser excedida num dado período de referência, em geral o período de vida médio da estrutura.

A barragem de Alqueva é uma barragem em abóbada de dupla curvatura com uma altura máxima acima da fundação de 96 m e espessuras da consola central junto ao coroamento e junto à fundação, de 7 e 33,5 m, respectivamente. Face à eventualidade de um deslocamento de uma falha na sua fundação, a barragem foi objecto de um estudo experimental visando caracterizar o seu comportamento. Para este estudo, construiu-se um modelo reduzido da barragem e da fundação, à escala 1:250 (fig. 33 e 34) no qual se impuseram as acções do peso próprio e da pressão da água e um deslocamento horizontal da margem esquerda simulando o movimento de uma falha na sua base [54].



Fig. 33 – Barragem de Alqueva. Modelo físico antes do ensaio.

Paralelamente, desenvolveu-se um modelo matemático de elementos finitos tridimensionais para preparação e interpretação do estudo experimental e tendo em vista o estudo da influência de movimentos com outras orientações, nomeadamente com componentes verticais, depois de devidamente calibrado com os resultados experimentais.

De acordo com os resultados experimentais, a barragem de Alqueva deverá ser capaz de suportar, sem entrar em colapso, movimentos horizontais relativos da sua fundação que, tendo em conta as probabilidades de excedência encontradas nos estudos de avaliação do perigo de rotura sísmica da falha, deverão garantir os objectivos de segurança previamente estabelecidos.



Fig. 34 – Barragem de Alqueva. Modelo após o ensaio.

4 – O CONTEXTO DAS DECISÕES

O *perigo sísmico* é um dos factores do conceito mais amplo de *risco sísmico*, que inclui a probabilidade de ruína ou de perda de funcionalidade de uma estrutura, de perdas de vidas e de prejuízos económicos, causados pelos efeitos de um sismo. Sendo as estruturas obras humanas, trata-se de um risco tecnológico, porque as consequências decorrem da *fragilidade*⁷ e do valor dos elementos expostos ao perigo. O colapso de uma estrutura é um *acidente*, não é um fenómeno natural.

Nesta linha, o Regulamento de Segurança de Barragens (RSB) [3] aplica o termo *acidente* a uma ocorrência excepcional relativa ao comportamento de uma barragem, cuja evolução não controlada seja susceptível de conduzir à rotura de uma ou mais componentes estruturais, podendo originar uma onda de inundação. Designa por *risco potencial*, a quantificação das consequências do *acidente* (valor dos danos, perda de vidas), caso este venha a ocorrer, independentemente da sua probabilidade de ocorrência; e por *risco efectivo*, o produto do *risco* potencial pela probabilidade de ocorrência do *acidente* com ele relacionado, o que se pode expressar matematicamente por

$$Risco\ efectivo = \underbrace{P(acção) \times P(rotura | acção)}_{\text{Probabilidade de ocorrência do acidente}} \times \underbrace{\left[\begin{array}{l} \text{Valor dos danos} \\ \text{e das suas consequências} \end{array} \right]}_{\text{Risco potencial}} \quad (25)$$

A avaliação do risco integra portanto as distribuições de probabilidade que descrevem a aleatoriedade das acções (perigo sísmico) e da fragilidade da estrutura para calcular a probabilidade dos efeitos das acções sísmicas. Uma das suas aplicações mais importantes visa controlar a probabilidade de ocorrência de um acidente, escolhendo um nível de perigo apropriado ao projecto da estrutura, de forma a assegurar um objectivo de segurança pré-estabelecido, definido por uma probabilidade dos danos excederem determinados valores associados a estados limites, como sejam a perda de funcionalidade (abertura de fendas, deformações excessivas,...) ou o colapso da estrutura. Cabe

⁷ *Fragilidade*: função que descreve a probabilidade de rotura em função de um nível de carga aplicado à estrutura.

ao decisor, em função da avaliação do risco, fixar o objectivo de segurança, escolhendo o estado limite a considerar e o valor da probabilidade de ser excedido.

É neste contexto que podemos situar as decisões relativas às falhas activas, designadamente: – se nos devemos preocupar com as falhas; e se uma falha representa um perigo inaceitável de rotura à superfície.

4.1 – Decidir se nos devemos preocupar com as falhas

A análise probabilística do perigo sísmico para um sítio específico integra a contribuição de todas as fontes sísmicas, visando caracterizar os parâmetros máximos do movimento sísmico para diferentes períodos de retorno, correspondentes a dois cenários: o cenário do sismo longínquo de magnitude elevada e o cenário do sismo próximo de magnitude inferior. Só no segundo caso interessa considerar as falhas activas.

Nas zonas continentais intraplaca, as fontes sísmicas são geralmente modeladas como áreas ou zonas de geração e menos frequentemente por falhas activas. As zonas de geração são a expressão espacial de volumes crustais activos, no interior dos quais se gera a sismicidade distribuída que não é possível atribuir às falhas conhecidas à superfície.

Uma falha só necessita de ser modelada como uma fonte sísmica distinta, se a combinação da sua taxa de actividade e localização relativamente ao sítio de interesse, perturbar os resultados obtidos com o modelo de zonas de geração. Portanto, a decisão de modelar (ou não) uma falha como uma fonte sísmica distinta, depende tanto da actividade da falha e da sua proximidade do sítio, como do nível local da sismicidade zonal. Caso o nível de sismicidade zonal seja elevado, a contribuição da modelação de uma falha individual a distância moderada do sítio não tem consequências significativas.

A simulação da falha da Vidigueira pode ser tomada como uma referência relativamente à recorrência sísmica das falhas do nosso território continental. Se, numa análise de sensibilidade, variarmos os parâmetros do modelo, adoptando valores superiores das taxas de deslizamento, dentro da gama dos que têm sido inferidos para as falhas activas em Portugal, e outros valores do parâmetro b e da magnitude máxima (entre 6 e 7), obtêm-se, em qualquer caso, probabilidades do deslocamento das falhas à superfície iguais ou inferiores a 10^{-5} .

Assumindo a situação mais desfavorável, em que as estruturas não têm capacidade de acomodar as deformações impostas pelo deslocamento de uma falha na sua fundação, ou seja, em que $P(\text{rotura} | \text{acção}) = 1$, a *probabilidade do acidente* rotura é neste caso igual ao perigo ($P(\text{acidente}) = P(\text{acção})$). Uma vez que, no caso geral de estruturas correntes, os níveis de fiabilidade⁸ requeridos estão convencionalmente associados a valores centrais da probabilidade de rotura de 10^{-4} por ano, para períodos de vida de 50 anos (classe de fiabilidade RC2)⁹, podemos concluir que, em Portugal continental, é de esperar que a probabilidade do deslocamento de uma falha à superfície seja sistematicamente inferior à probabilidade de rotura considerada regulamentarmente aceitável para estes tipos de estruturas.

Em conclusão, dado o baixo grau de actividade das falhas potencialmente activas, em Portugal continental não se afigura relevante a questão do perigo de deslocamento superficial de uma falha no caso de edifícios correntes e, em geral, de todos os equipamentos urbanos de risco potencial equivalente (classe de consequências CC2).

⁸ *Fiabilidade*: Capacidade de uma estrutura verificar os requisitos especificados durante a vida útil para a qual foi projectada.

⁹ EN 1990 – Eurocódigo - Bases do projecto estrutural, CEN 2002.

4.2 – Decidir se a falha representa um perigo intolerável de rotura à superfície

Em termos simples, o conceito de *risco aceitável* assenta nos conceitos de risco subjectivo, mais directamente relacionado com o indivíduo (*risco individual*), e de *risco societal*, que se refere ao nível de risco que a sociedade está disposta a aceitar. Ou dito de outro modo, um nível de risco suficientemente baixo com o qual a sociedade não só convive confortavelmente como não considera justificável proceder a gastos adicionais visando a sua redução. A doutrina corrente sobre a aceitabilidade do risco assenta na condição básica de que os riscos tecnológicos impostos não devem aumentar o nível normal de risco da vida do dia a dia.

Para diversos tipos de empreendimentos, caso das barragens, da indústria nuclear e das armazenagens de LNG, existem critérios específicos de aceitabilidade do risco.

No caso das barragens, o critério mais divulgado, desenvolvido pelo Comité Australiano de Grandes Barragens (ANCOLD) [55] baliza o risco entre um limite superior acima do qual o risco é considerado intolerável, e um limite inferior que fixa o objectivo a atingir, abaixo do qual o risco pode ser desprezado, deixando de constituir uma preocupação legal (fig. 34). Entre os dois limites, situa-se uma zona de “risco tão reduzido quanto razoavelmente praticável”. Nesta zona, compete à sociedade decidir se, face aos benefícios da construção de um dado empreendimento, está disposta a aceitar o nível d risco inerente.

Na fig. 35 está igualmente representado o critério canadiano [56] que estabelece como critério de risco societal aceitável a perda de 10^{-4} vidas por ano e por barragem, em consequência de um acidente; o que (de acordo com a equação 19) significa tolerar 10 vítimas mortais em consequência de um acidente com uma probabilidade de ocorrência de 10^{-5} , ou 1000 vítimas mortais apenas quando estas se encontram associadas a um acidente com uma probabilidade de ocorrência 10^{-7} .

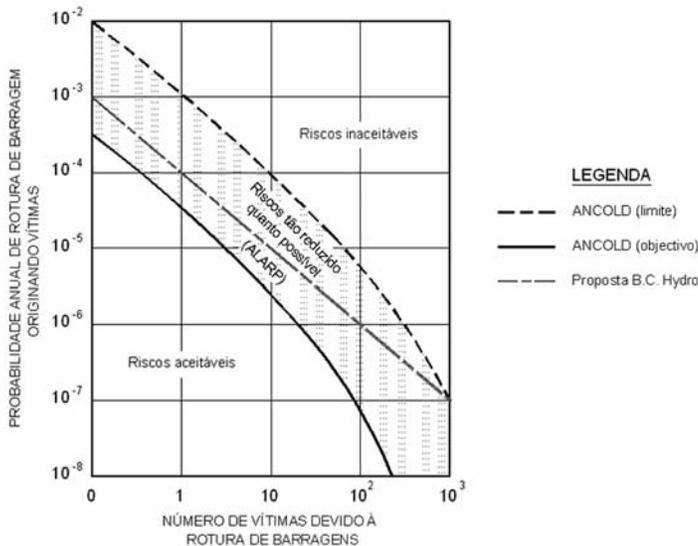


Fig. 35 – Critérios de risco societal [55].

O exemplo das barragens ilustra o contexto em que se insere a apreciação do risco em função do perigo sísmico, que é aliás análogo ao caso de outros tipos de acções resultantes igualmente de fenómenos naturais, como as cheias, cuja previsão se baseia igualmente em estatísticas das ocorrências passadas. Constitui prática de projecto associar às estruturas de maior risco potencial menores probabilidades de rotura, adoptando cheias e acções sísmicas com períodos de retorno mais elevado, visando manter uniforme o risco efectivo.

Tendo em conta o nível de actividade das falhas activas em Portugal, podemos concluir que a consideração do perigo de deslocamento de uma falha à superfície só deverá ser pertinente no caso de estruturas de risco potencial muito elevado ou de instalações especiais de risco potencial elevado e com longos períodos de vida média, se a probabilidade de rotura implicar riscos efectivos inaceitáveis.

Assim, no caso de estruturas de risco potencial elevado, as falhas activas (ou não provavelmente extintas) que atravessem o local do empreendimento devem ser modeladas, visando a avaliação do perigo deslocamento da falha à superfície.

4.3 – Medidas defensivas

A última década do século XX, foi marcada por uma série de grandes sismos (Landers ($M_w=7,3$) na Califórnia, em 1992; Kobe ($M_w=6,9$) no Japão, em 1995; Kocaeli ($M_w=7,4$) e Duzce ($M_w=6,9$) na Turquia e Ji-Ji ($M_w=7,3$) na Formosa, em 1999) nos quais, um dos aspectos mais notáveis foi o dos danos directamente infligidos a uma grande variedade de estruturas pelo deslocamento sísmico de falhas subjacentes.

Este facto veio sublinhar a relevância do perigo de rotura das falhas à superfície. Mas, por outro lado, os danos observados proporcionaram igualmente a oportunidade de analisar o comportamento das estruturas em resposta ao deslocamento de uma falha na sua fundação e estimularam a comunidade da engenharia a retomar o desenvolvimento de medidas defensivas de projecto e construção de estruturas em locais atravessados por falhas activas.

Nas grandes obras lineares não é possível evitar o atravessamento de falhas activas. No caso das auto-estradas e das vias-férreas (fig. 36 e 37) é usual aceitar o risco e planear a rápida recuperação após o sismo, fazendo incidir as medidas defensivas sobretudo na escolha do tipo de estruturas mais adequadas ao local do atravessamento. Por exemplo, optar pelo atravessamento em aterro em vez de um viaduto.



Fig. 36 – Danos numa auto-estrada devidos ao deslocamento da falha. Sismo de Kocaeli (Turquia) de 17 de Agosto de 1999 [57].



Fig. 37 – Deformação da plataforma e dos carris da via-férrea pelo deslocamento da falha. Sismo de Kocaeli (Turquia) de 17 de Agosto de 1999 [58].

Recentemente, têm-se vindo a desenvolver técnicas de construção de aterros reforçados visando tirar partido da capacidade dos solos em distribuir e absorver localmente o deslocamento do substrato rochoso subjacente [59]. O estudo de modelos físicos e numéricos tem mostrado que o deslocamento de uma falha se dissipa à medida que a rotura se propaga no aterro suprajacente, especialmente no caso de aterros reforçados com geossintéticos. Assim, os aterros estruturais compactados dúcteis ou reforçados podem ser uma forma de reduzir os deslocamentos devidos ao movimento de uma falha.

Noutros tipos de infra-estruturas lineares, o isolamento basal tem sido assegurado por sistemas de patins, como os que foram usados no oleoduto do Alasca que é atravessado por falhas activas em quatro pontos do seu traçado (fig. 38).



Fig. 38 –Atravessamento de uma falha pelo oleoduto do Alasca, dotado de isolamento basal mediante um sistema de patins [60].

Outra via consiste em procurar que uma estrutura seja capaz de suportar um certo nível de deformação do maciço de fundação sem colapso ou danos estruturais significativos. Um exemplo, talvez o mais antigo, é da barragem de Morris no rio São Gabriel, na Califórnia, construída em 1937. Trata-se de uma barragem de gravidade de 74,6 m de altura, cuja fundação é atravessada por várias falhas sem actividade nos últimos 10 000 a 20 000 anos. Como medida defensiva, construiu-se num dos blocos do corpo da barragem uma junta especial, visando acomodar o possível deslocamento horizontal do maciço de fundação ao longo de uma falha com cerca de 60° de inclinação (fig. 39) [61].

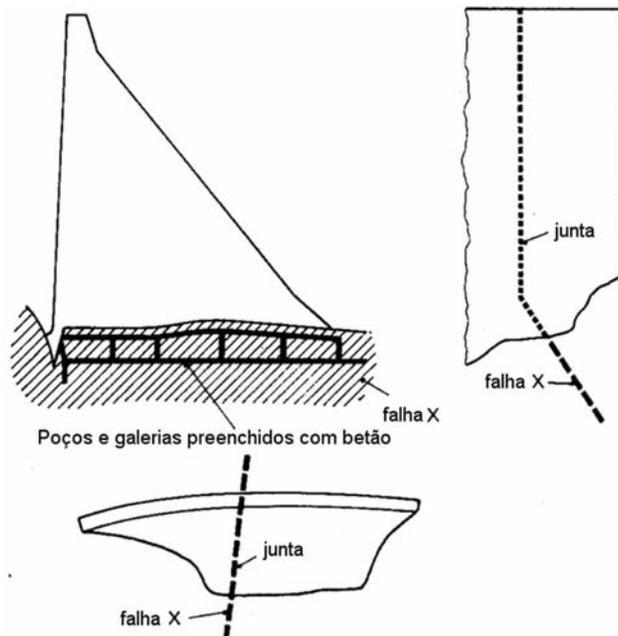


Fig. 39 – Barragem de Morris [61].

Não obstante, até aos anos 70, à excepção de casos óbvios envolvendo falhas famosas como a falha de Santo André, ninguém falava em falhas activas na construção de barragens. Basta recordar o caso da barragem do Carrapatelo no rio Douro[62] cujo encontro esquerdo é atravessado por uma grande falha com uma caixa de 7 a 11 metros de largura e a orientação característica das grandes falhas tardi-hercínicas da região. A influência da falha na deformabilidade da fundação foi objecto de cuidados estudos, incluindo um ensaio em modelo no LNEC, visando prever o comportamento da estrutura, que obrigaram a alterações do projecto e a modificações do processo de execução, mas nunca se levantou a questão de um possível deslocamento sísmico da falha. A inquietação só medrou a partir da década de 70, na esteira das primeiras aplicações da neotectónica e da sismotectónica aos estudos de selecção de locais de implantação das centrais nucleares.

O famoso caso da barragem de Auburn é um exemplo típico desta época. A construção do que seria a maior barragem em abóbada de dupla curvatura do mundo, com 245 m de altura foi cancelada, apesar das centenas de milhões de dólares entretanto gastos na escavação e tratamento da fundação, devido à presença de falhas cuja relevância em termos de perigo sísmico foi na altura tão difícil de demonstrar como de contestar.

O caso da barragem de Auburn é sistematicamente invocado pelos que brandem as “falhas activas” contra a construção de barragens e de outras estruturas. Trata-se porém de um exemplo que

não serve de paradigma numa região de sismicidade baixa a moderada. Além disso, nos últimos 20 anos, a tendência tem sido seguir o exemplo da velha barragem de Morris e não o da barragem de Auburn. No caso das grandes barragens, são diversos os projectos em que os projectistas conscientemente consideraram o perigo de deslocamento das falhas na fundação e desenvolveram medidas inovadoras de projecto contra possíveis deslocamentos, de forma a limitar os danos com o objectivo de poder controlar qualquer fuga da albufeira o tempo suficiente para completar o esvaziamento programado ou proceder a reparações sem esvaziamento.

Vale a pena referir sumariamente dois exemplos, entre muitos outros, discutidos por Sherard, Cluff e Allen [63], compilados por Leps [61] e mais recentemente actualizados por Allen e Cluff [64], que ilustram o estudo experimental do comportamento de barragens abóbada face ao deslocamento de uma falha na sua fundação e a adopção de medidas defensivas de projecto.

4.3.1 – Barragem de Clyde

A barragem de Clyde é uma barragem de gravidade de 102 m de altura, situada no rio Clutha na Nova Zelândia, cuja construção foi completada em 1990. A barragem situa-se próximo de uma falha activa – a falha de Dunstan – com segmentos activos no Holocénico (últimos 10000 anos) reconhecidos até cerca de 3 km de distância da barragem.

A barragem assenta numa fundação xistosa atravessada pela falha do “River Channel” de 6 a 8 m de espessura. Se bem que nem esta falha nem outras que atravessam o sítio da barragem sejam activas, considerou-se credível a possibilidade da falha do “River Channel” poder sofrer um deslocamento secundário até 2 m induzido por um deslocamento sísmico da falha de Dunstan.

O projecto da barragem foi modificado visando acomodar os deslocamentos impostos pelo movimento da falha. A falha do “River Channel” foi completamente saneada de forma a definir com precisão o traçado da superfície de rotura. Directamente acima da falha introduziu-se no soco e no corpo da barragem uma junta especial de deslizamento com 100 m de altura (fig. 40), paralela à superfície escavada, visando acomodar um movimento horizontal até 2 m e um movimento segundo a inclinação da falha até 1 m, com o objectivo de “manter a junta estanque durante a exploração normal da barragem e limitar o caudal de fuga no caso de um deslocamento da falha” [65]. A central, a tomada de água e o descarregador foram por sua vez recolocados de modo a evitarem a falha e a junta de deslizamento.

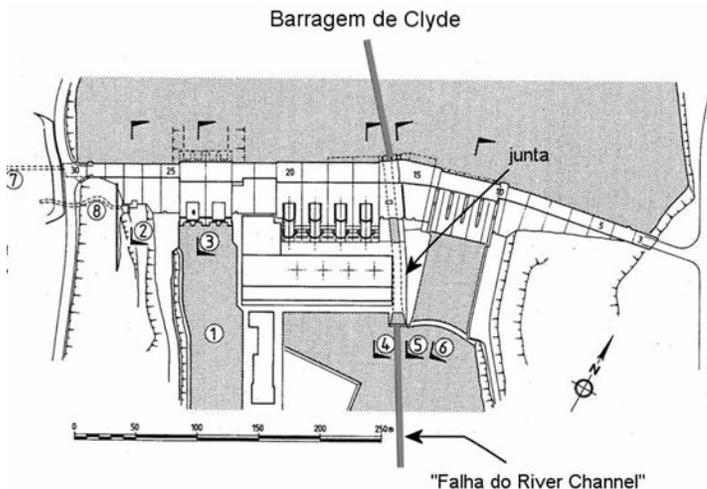


Fig. 40 – Barragem de Clyde dotada de uma junta especial sobre a falha d “River Channel” [65].

4.3.2 – A barragem de Steno

A barragem de Steno é uma barragem em abóbada de dupla curvatura com altura máxima de 185 metros e larguras máximas, no coroamento e na fundação, de 12 e 38 metros, respectivamente, sem qualquer órgão anexo incorporado no corpo da barragem que se planeou construir no rio Arakhthos no Noroeste da Grécia.

O sítio da barragem localiza-se num vale em garganta encaixado num maciço calcário, cujas bancadas, com direcção transversal ao vale, inclinam cerca de 50° para montante. O fundo do vale, no local de implantação da barragem, é atravessado pela falha de Steno, uma falha secundária sem evidências de deslocamentos durante o período final do Quaternário. Contudo, a outras falhas principais cartografadas na sua vizinhança foram atribuídos graus de actividade razoavelmente elevados. Pelo menos uma delas, com 30 km de comprimento, foi caracterizada como um cavalgamento activo, à semelhança de muitas outras falhas activas do Noroeste da Grécia. Apesar de se tratar de uma falha secundária, considerou-se que não se podia excluir a possibilidade de um deslocamento na falha de Steno, que se limitaria contudo a alguns decímetros apenas [66].

A barragem foi projectada tendo em conta a possibilidade de ocorrência de deslocamentos desta ordem de grandeza. Além das juntas de contracção normais, o corpo da barragem dispõe de juntas especiais com o objectivo de permitir, no caso de deslocamento da falha, a rotação da parte superior relativamente ao soco, como uma estrutura monolítica, enquanto que a parte inferior acomoda os deslocamentos induzidos pelo movimento da falha (fig.41) [67].

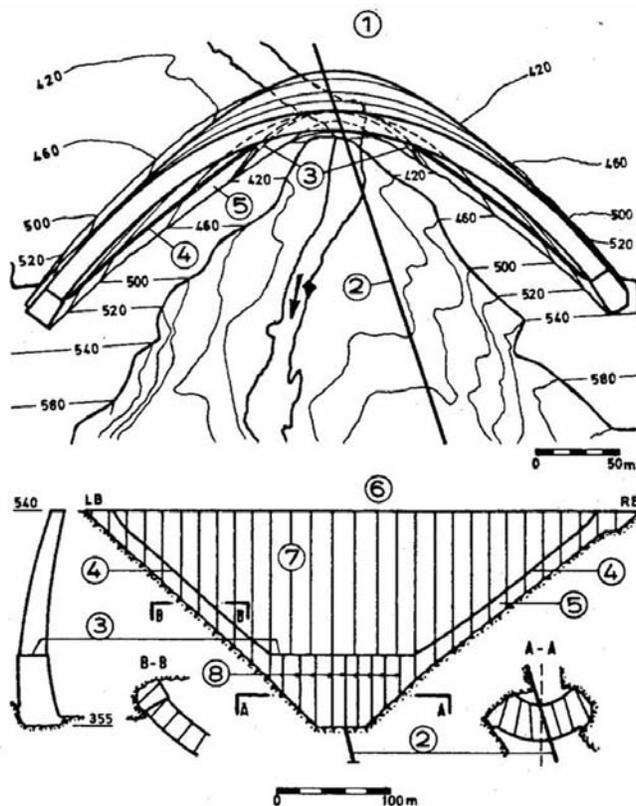


Fig. 41 – Barragem de Steno: 1- planta; 2 -falha; 3 - junta horizontal; 4 - junta perimetral; 5 - pulvino; 6 - curvas de nível; 7 - juntas de contracção; 8 - juntas verticais [67].

A barragem foi objecto de um ensaio em modelo reduzido no LNEC em 1986. Neste ensaio em modelo 3-D à escala 1:250, complementado por um modelo de elementos finitos, o deslocamento da falha atingiu valores correspondentes a um deslocamento superior a 1 metro no protótipo, sem que se observasse o colapso. Para pequenos deslocamentos da falha ($\leq 0,1$ m) as tensões permaneceram dentro dos limites previstos no projecto para as condições normais de utilização. Para deslocamentos mais elevados, da ordem de 0,5 m a 1,0 m, o comportamento do modelo prevê que a estrutura não sofra colapso apesar da ocorrência de roturas locais significativas e de grandes movimentos nas juntas especiais [68].

Embora a fiabilidade destes modelos só possa ser avaliada pela experiência, os resultados dos ensaios experimentais põem em evidência a possibilidade das barragens abóbada suportarem movimentos relativos dos encontros, sobretudo se convenientemente projectadas com juntas especiais.

5 – CONCLUSÕES

Ao longo desta exposição procurou-se pôr em evidência a especificidade do problema da avaliação do perigo sísmico de uma falha activa individual em Portugal continental, designadamente no que respeita ao perigo do seu deslocamento à superfície. Em síntese, podem reter-se as seguintes conclusões:

- O território de Portugal continental caracteriza-se por uma sismicidade moderada a baixa, em que os sismos de magnitude igual ou superior a 6,5 têm baixa probabilidade de ocorrência.
- A rotura sísmica de uma falha à superfície está associada à ocorrência de sismos de magnitude entre 6,5 e 7, sendo por conseguinte um evento extremo de baixa probabilidade, tendo em conta o período de vida útil das obras de 50 ou 100 anos.
- Nas aplicações à engenharia, as abordagens determinísticas de análise do perigo sísmico de uma falha individual são insuficientes e inadequadas numa região de sismicidade moderada como Portugal continental, onde a precariedade dos dados da sismicidade histórica e da paleosismicidade obscurece o julgamento da verosimilhança dos cenários propostos.
- Em Portugal continental, a identificação das falhas activas vem sempre afectada por um elevado grau de incerteza, quer quanto ao seu carácter activo, quer quanto ao seu grau de actividade.
- Não se afigura justificável propor a exclusão do sítio de implantação de um empreendimento atravessado por uma falha presumida activa sem uma avaliação do perigo de rotura da falha à superfície formulada em termos probabilísticos.
- Em Portugal continental, as modelações das falhas activas com base nas taxas de deslizamento inferidas da análise geológica conduzem sistematicamente a probabilidades anuais de ocorrência do evento “rotura à superfície” da ordem de 10^{-5} ou inferiores.
- Dado o baixo grau de actividade das falhas potencialmente activas, não se afigura relevante a questão do perigo de deslocamento superficial de uma falha no caso de edifícios correntes e, em geral, de todos os equipamentos de risco potencial equivalente (classe de consequências CC2 da EN 1998¹⁰).

¹⁰Eurocódigo – Bases do projecto estrutural, Julho de 2002.

- No caso de estruturas de risco potencial elevado, as falhas activas que atravessem o local do empreendimento devem ser modeladas visando a avaliação do perigo de deslocamento da falha à superfície e da aceitabilidade do risco, caso as suas taxas de deslizamento excedam 0,01 mm/ano.
- Assiste-se actualmente a uma renovação da investigação e do desenvolvimento de medidas defensivas de projecto com o objectivo de minimizar os danos devidos a deslocamentos impostos pelo movimento de uma falha na fundação de uma estrutura.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Freire de Andrade, C. B. (1937). Nota acerca das condições geológicas do local onde se acha projectada a fundação do encontro do arco central da ponte sobre o vale de Alcântara, na auto-estrada Lisboa-Cascaes, do lado dos Sete Moinhos. *Conselho Superior de Obras Públicas*, 868: 29-35.
- [2] ENV 1998-5 (1994). Eurocode 8 – Design provisions for earthquake resistance of structures. Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects. Comissão Europeia de normalizações, Bruxelas.
- [3] Normas de Projecto de Barragens (1993). Portaria 846/93, de 93-09-10.
- [4] Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**: 1583-1606.
- [5] Campbell, K. W. (1984). Probabilistic evaluation of the seismic hazard for sites located near active faults. *Proceedings of the 8th World Conference on Earthquake Engineering*, São Francisco, 1, 231-238.
- [6] Thatcher, W. (1984). The earthquake deformation cycle, recurrence, and the time predictable model. *J. Geophys. Res.* **89**: 5674-5680.
- [7] Abrahamson, N. (2001). Near fault ground motions. MCEER (*Multidisciplinary Center for Earthquake Engineering Research*) Webcasts. *Conference: Incorporating effects of near fault tectonic deformation into design ground motions*. Páginas consultadas em Setembro de 2005. <<http://civil.eng.buffalo.edu/webcast/>> <http://www.ce.metu.edu.tr/~ce586/Week-2/nf_abrahamson.ppt>
- [8] Anderson, J. G. (1986). Seismic strain rates in the Central and Eastern United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**: 273-290.
- [9] Morgan, W. J. (1988). The jubilee of plate tectonics. *EOS, Trans. Am. Geophys. U.*, **69**: 584.
- [10] Johnston, A. C. (1989). The Seismicity of ‘Stable Continental Interiors’. In *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post - Glacial Rebound*. Editado por S. Gregeron e P.W. Basham. *NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences*, **266**: 289-327.
- [11] Berryman, K. R. (2001). Earthquake geology and paleoseismology: the record of large earthquakes in stratigraphy and landscape. *El riesgo sísmico, prevención y seguro, Consorcio de Compensación de Seguros*, Madrid, 69-87.
- [12] Villamor, P. e Berryman, K. R. (1999). La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. *1º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, **1** a: 153-163, Murcia.
- [13] De Mets, C., Gordon, R.G. Argus, D. F. e Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, p. 425-478.

- [14] Argus, D. F., Gordon, R. G., De Mets, C. e Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia- North America plate motions circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, **94**, 5585-5602.
- [15] Osete, M. L., Freeman, R., e Vegas, R. (1988). Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética. *Cadernos de Geología Ibérica, Universidade Complutense de Madrid*, **12**, p. 55.
- [16] Cabral, J. (1995). Neotectónica de Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, Memória **31**: 186-88. Lisboa.
- [17] Villamor, P., González de Vallejo, L., Capote, R. e Tsige, M. (1997). Influence of neotectonics on seismic hazard for critical facilities. *Proceedings of the Symposium on Engineering Geology and the Environment*, Atenas, **1**, 1119-1124.
- [18] Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyzewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. e Monteiro, J. H. (1979). Introduction a la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- [19] Wells, D. e Coppersmith, K. J. (1993). Likelihood of surface rupture as a function of magnitude. *Geophys. Res. Letters*, **64** (1), 54.
- [20] Byerlee, J. D. (1978). Friction of Rocks. *Pure and Applied Geophysics*, **116**: 615-626.
- [21] Scholz, C. H. (2002). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge U.P.*, p. 146.
- [22] Brace, W. F. e Kohlstedt, D. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geoph. Res.* **85**: 6248-6252.
- [23] Kirby, S. (1980). Tectonic stress in the lithosphere: Constraints provided by the experimental deformation of rock. *J. Geophys. Res.* **85**: 6353-6363.
- [24] Wyss, M. (1979). Estimating maximum expectable magnitudes of earthquakes from fault dimensions. *Geology* **7**: 336-340.
- [25] Cadiot, B. (1979). Les effets en France du séisme Catalan de 1428, in Les tremblements de terre en France. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **96**.
- [26] Pantosti, D., Schwartz, D. P. e Valensise, G. (1993). Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the Southern Apennines. Italy. *J. Geophys. Res.*, **98**, No B4, p. 6561-6578.
- [27] Philip, H. e Megrahoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam Earthquake of October, 10, 1980. *Tectonics*, **2**, 17-49.
- [28] Cowie, P. A. e Scholz, C. (1992). Growth of faults by accumulation of seismic slip. *J. Geophys. Res.*, **97**, B7, p. 11085-11095.
- [29] Madariaga, (1977). High frequency radiation from crack (stress drop) model of earthquake faulting. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **51**: 625-651.
- [30] Scholz, C. H, Avilez, C. e Wesnousky, S. (1986). Scaling differences between large intraplate and interplate earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **76**: 65-70.
- [31] Schimazaki, K. (1986). Small and large earthquakes: the effect of the thickness of the seismogenic layer and the free surface. *In Earthquake Source Mechanics, AGU Geophys., Mono. 37, eds. S. Das J. Boatwright and C. Sholz, Washington DC, American Geophysical Union*, 593-603.

- [32] Wells, D. e Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 4, 974-1002.
- [33] Slemmons e Depolo, (1985). Evaluation of active faulting and associated hazards. *In Active Tectonics*, National Academy Press, Washington D. C., 45-62.
- [34] USEPA – US Environmental Protection Agency (1981). Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment storage and storage facilities. *Code of Federal Regulations*, title 40, parts 122.25 e 264.18 (a).
- [35] USNCR – US Nuclear Regulatory Commission (1982). Appendix A “Seismic and geologic siting criteria for nuclear power plants. *Code of Federal Regulation – Energy*, Title 10, Chap. 1, Part. 100. (App. A, 10, CFR 100). 1 Sept. 1982.
- [36] IAEA – International Atomic Energy Agency (1979). Earthquake and associated topics in relation to nuclear power plant siting. *Safety Series No 50-Sg-S1. IAEA, Viena 1979.*
- [37] Cluff, L. (1998). Evaluation of earthquake hazards and risks at Alqueva dam. *EDIA- Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva.*
- [38] Coelho, A. G. e Marcelino, J. (1997). Avaliação probabilística da perigosidade de rotura sísmica superficial da falha de Alqueva no local da barragem de Alqueva. *LNEC, Relatório 160/97- NP.*
- [39] Coelho, A. G. e Marcelino, J. (1997). Falhas activas. Avaliação probabilística da perigosidade sísmica. O programa de Cálculo Prosism. *Encontro sobre Sismologia e Engenharia sísmica*, Lisboa.
- [40] Coelho, A. G. (1997). Falha Activa, tem a certeza? Não, mas tenho a incerteza! *Encontro sobre Sismologia e Engenharia Sísmica*, Lisboa.
- [41] Coelho, A. G. (1998). Avaliação probabilística do perigo de deslocamento co-sísmico à superfície de uma falha no maciço de fundação de uma barragem. *Seminário Barragens e Ambiente organizado pela Comissão Nacional de Grandes Barragens*. Tema B – Impactes Ambientais. Porto.
- [42] ICAT (1997). Estudo neotectónico e sismotectónico da falha de Alqueva. *Inst. Ciência Aplicada e tecnologia, Fac. de Ciências da Universidade de Lisboa.*
- [43] Galopim de Carvalho, A. M. e Alves, C. (1970). Nota sobre os depósitos terciários de Moura. *Finisterra* **V**,(10) 282-291.
- [44] Neiva, J. M. Cotelos (1997). Sobre a falha 22 do local da barragem de Alqueva. *EDIA, Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva.*
- [45] USG & NOA (1971). The San Fernando (California) earthquake of February 9, 1971. *US Geological Survey Professional Paper 733*, 254 p.
- [46] Idriss, I. M. (1995). An overview of earthquake ground motions pertinent to seismic zonation. *Proc. 15h Conf. on Seismic Zonation*, Nice, France, 2111-2126.
- [47] Sadigh, K., Shang, C-Y, Egan, J. A., Makdisi, F. e Youngs, R. R. (1997). Attenuation relationship for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seism. Res. Lett.*, **68**, 180-189.

- [48] Abrahamson, N. e Silva, W. J. (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, 68, 1, 94 – 127.
- [49] Somerville, P. G., Smith, N.F. e Abrahamson, N. (1997). Modification of empirical strong motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seism. Res. Lett.* **68**, 1, 199-222.
- [50] Bonilla, M. G. (1970). Surface faulting and related effects. *In Earthquake Engineering*, R. I. Wiegel, New Jersey, Prentice Hall, p. 47-74.
- [51] Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons D. B., McCalpin, J. P., Doser, D. I., Fridrich, C. J., Swan III, F., Rogers, A. M., Yount, J. C., Anderson, L. W., Smith, K. D., Bruhn, R. L., Knuepfer, P. L., Smith, R. B., Depolo, C. M., O'Leary, D. W., Copersmith, K. J., Pezzopane, S. K., Schwartz, D. P., Whitney, J. W., Olig, S. S. e Toro, G. R. (2003). A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA). *Earthquake Spectra, EERI*, 19, 191-219.
- [52] Abrahamson, N. (2000). State of practice of seismic hazard evaluation. *Geoen 2000 - Int. Conf. on Geotechnical and Geological Engineering*, Melbourne, Australia, p. 659-685.
- [53] Youngs, R. R. e Coppersmith, K. J. (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 4, 939-964.
- [54] Pina, C., Costa, C. P., Gomes, J. P. e Oliveira, S. M. (1999). Estudo experimental da barragem de Alqueva. Ensaio até à rotura devido a um eventual movimento horizontal na falha de Alqueva. *LNEC, Relatório 222/99 – NDE/NEE*.
- [55] ANCOLD - Australian National Committee on Large Dams (1986). Guidelines on Design Floods for Dams.
- [56] B. C. Hydro [British Columbia, Canada] (1993). Guidelines for consequence-based dam safety evaluations and improvements. *Hydroelectric Engineering Division*, Report No. H2528.
- [57] Ulusay, R. (1999). Fotografia cedida. *Universidade Técnica de Istambul*.
- [58] Bogaziçi University – Department of Earthquake Engineering (2005). August 17, 1999 Kocaeli earthquake – Turkey. Photos from earthquake. Página consultada em Setembro 2005. <http://www.koeri.boun.edu.tr/deprenmmuh/eqspecials/kocaeli/kocaeli_eq.htm>
- [59] Bray, J. (2001). Developing mitigation measures for the hazards associated with earthquake surface faulting rupture. *Workshop on Seismic fault induced failure – possible remedies for damage to urban facilities, Univ. of Tokyo*, Jan. 2001.
- [60] Hough, S. (2003). Earthquakes. *Geotimes*. Página consultada em Setembro 2005. <www.geotimes.org/july03/high_eq.html>
- [61] Leps, T. M. (1989). The influence of possible fault offsets on dam design. *Water Power and Dam Construction*, April, 1989.
- [62] Nunes, J. M. Oliveira (1972). Considerações sobre o encontro esquerdo da central do Carrapateiro, *Electricidade*, 90.
- [63] Sherard, J. L., Cluff, L. S. e Allen, C. (1974). Potentially active faults in dam foundations. *Geotechnique*, **24**, 3:, p. 367-427.
- [64] Allen, C. e Cluff, L. (2000). Active faults in dam foundation an update. 12th World Conf. on Earthq. Engineering, 2490.

- [65] Hatton, J. W., Foster, P. F. e Thompson, R. (1991). The influence of foundation conditions on the design of Clyde dam. *17º Congresso Internacional das Grandes Barragens*, Viena, 157-178.
- [66] Gilg, B., Indermaur, W., Mattin, F., Pedro, Azevedo, M. C. e Ferreira, M. J. E. (1987). Special design of Steno arch dam in Greece in relation with possible fault movements. *Int. Symp. Earthquakes & Dams*, Beijing.
- [67] Pedro, J. Oliveira e Azevedo, M. Cruz (1988). Arch dam on active fault. Model analysis of special construction arrangements. *LNEC, Memória nº 722*.
- [68] Pedro, J. Oliveira e Azevedo, M. Cruz (1989). Barragem abóbada sobre uma falha activa – Estudo em modelo de disposições construtivas especiais. *Geotecnia*, **56**, 5-16, Lisboa.