

**TESTEMUNHAS DO CAOS
AS FACES DO TERRAMOTO
DE 1755**

*WITNESSES OF CHAOS
ASPECTS OF THE 1755 LISBON EARTHQUAKE*



Miguel Telles Antunes e João Luís Cardoso
(Editores Científicos)

ACADEMIA DAS CIÊNCIAS DE LISBOA
LISBOA . 2017

TÍTULO – **TESTEMUNHAS DO CAOS | AS FACES DO TERRAMOTO DE 1755**
WITNESSES OF CHAOS | ASPECTS OF THE 1755 LISBON EARTHQUAKE

EDIÇÃO – Academia das Ciências de Lisboa

EDITORES CIENTÍFICOS – Miguel Telles Antunes
e
João Luís Cardoso

CORRESPONDÊNCIA – Academia das Ciências de Lisboa
Rua da Academia das Ciências de Lisboa, 19
1240-122 LISBOA
PORTUGAL

CAPA

“A Nossa Senhora da Estrela”. “Voto que no terremoto de 1755 fez Leonardo Rodrigues porque faltando-lhe uma filha de 3 anos, invocando a dita Senhora a achou depois de 7 horas nas ruínas das suas casas com uma tão perigosa ferida na cabeça, que atribue a sua vida à intercessão da Soberana Senhora”. Foto cedida pelo Museu de Lisboa.

ORIENTAÇÃO GRÁFICA

E REVISÃO DE PROVAS – Editores Científicos e Autores

PAGINAÇÃO – M. Fernandes

IMPRESSÃO E ACABAMENTO – Graficamares, Lda. - Amares - Tel. 253 992 735

DEPÓSITO LEGAL: 420946/17

ISBN: 978-972-623-314-5



9 789726 233145

© Autores – Os textos publicados são da exclusiva responsabilidade dos autores.
Academia das Ciências de Lisboa

Patrocínio exclusivo – Câmara Municipal
de Oeiras



O TERRAMOTO DE 1 DE NOVEMBRO DE 1755 À LUZ DA SISMOLOGIA MODERNA

THE NOVEMBER 1ST 1755 EARTHQUAKE: INSIGHTS FROM MODERN SEISMOLOGY

João F. B. D. Fonseca *

Abstract

The 1755 earthquake has attracted a unique attention from the seismological community for more than two and a half centuries. Interpretations and models were put forward that reflected the limited knowledge of the time at which they were formulated, and some have lingered. The explosion in the understanding of the seismic rupture process that followed the advent of digital seismology calls for the critical reappraisal of widely accepted notions through a re-analysis of the available data under the light of new knowledge. This paper starts with a review of the classic studies on the 1755 earthquake, and moves on to describe more recent attempts at explaining the phenomenon. Finally, a methodology is proposed to take this investigation one step further.

Available data to investigate the 1755 earthquake are mainly composed of macroseismic intensities and tsunami arrival times from coeval accounts. These are quite numerous, as a result of inquiries promoted by the governments of Portugal and Spain, but accuracy is understandably limited, particularly in what concerns time-keeping. The search for models that account for these observations can be guided by robust constraints on the plate kinematics of SW Iberia derived from space geodesy, on the regional stress field derived from a variety of indicators, and on the properties of the seismogenic layer derived from instrumental seismicity. Ergodicity, or space-for-time approach, is strongly recommended as a means of avoiding circular reasoning, since the relevant observations from the same region are dominated by data pertaining to the 1755 earthquake, and any empirical relations thus inferred will reflect *a priori* assumptions concerning the event, namely epicentral location and magnitude.

Recent mega-quakes, from the Sumatra earthquake of 2004 to the Indian Ocean earthquake of 2012, lead to the conclusion that the search for a simple structure at the source is likely doomed to fail, as source complexity seems to be the rule above magnitude 8. The amount of complexity accepted for the source should be dictated by the explanatory power of the corresponding model. Available data should be treated in full – with the exception of obvious mistakes or exaggerations – to avoid biasing the result through the exclusion of data that do not fit an *a priori* model. Discrepancies between observed and synthetic data should be used to rank the different models and quantify their uncertainties.

As a first step towards the proposed revision, a few suggestions are made that seem to improve our ability to explain the observations. The moment magnitude of the main shock, assigned to the Horseshoe abyssal plain fault, is re-evaluated at 8.1 ± 0.4 , and extreme intensities in the Algarve and Lower Tagus Valley, which challenge all commonly accepted ground motion models for stable continental regions and cannot be explained by site effects, are attributed to closer sub-ruptures. The extreme amplitude of the tsunami in Cadiz, together with the observations on the eastern North America and the early attempts to model arrival times in Iberia and Morocco, are tentatively attributed to a concomitant “tsunami earthquake” caused by the reactivation of the Gorringe-Horseshoe fault, a detachment underneath the Cadiz gulf accretionary prism.

A better understanding of the 1755 earthquake is key to improved hazard assessment in Portugal, as strong discrepancies between alternative models reflect conflicting assumptions regarding epicentral location and seismic attenuation.

Keywords: 1755 earthquake, epicenter, magnitude.

* Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa.

E-mail: jfonseca@tecnico.ulisboa.pt

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – O terramoto de 1755 através dos tempos

O terramoto que na manhã do dia de Todos-os-Santos de 1755 abalou a Península Ibérica causou um progresso notável na compreensão dos sismos. As concepções aristotélicas que durante cerca de dois mil anos haviam servido para interpretar esses fenómenos sofreram as primeiras brechas quando os relatos enviados a partir de Portugal chegaram às cortes europeias, estimulando a reflexão científica. Desde então o terramoto de 1755 tem sido alvo de uma inusitada atenção por parte da comunidade científica, e sobre ele se pronunciaram muitos dos expoentes máximos da ciência sismológica ao longo de dois séculos e meio, como John Michell, Robert Mallet, Harry Fielding Reid, Beno Gutenberg ou Charles Richter (sobre o impacto do terramoto no pensamento filosófico ver FONSECA, 2004).

As considerações tecidas sobre o terramoto de 1755 ao longo dos tempos foram condicionadas pela compreensão dos fenómenos sísmicos à época da sua formulação, que era particularmente limitada antes do advento do modelo do ressalto elástico em 1910, e da teoria da tectónica de placas em 1965. Por outro lado, foi só na segunda metade do século XX que surgiram análises científicas sobre o terramoto baseadas no rico acervo de informações coevas recolhidas em Portugal, e em Espanha decorreriam ainda algumas décadas até que os relatos recolhidos por ordem da Coroa fossem tratados cientificamente, já no dealbar do século XXI. Em resultado desta lenta evolução, a investigação contemporânea nem sempre é imune à influência de interpretações prévias feitas com base em informações parciais, relatos exagerados ou teorias obsoletas. Afigura-se assim oportuno re-analisar a informação objectiva disponível, à luz das boas práticas da sismologia moderna.

Este estudo iniciará com uma perspectiva das visões científicas sobre o terramoto de 1755 em diferentes épocas, a que se seguirá uma reflexão crítica sobre a avaliação de alguns parâmetros essenciais para a melhor compreensão do fenómeno.

1.2 – Informação disponível para o estudo do terramoto de 1755

Na segunda metade do século XIX a ciência sismológica promoveu o estabelecimento de escalas de intensidades macro sísmicas, com base nas quais a recolha de informações sobre os efeitos dos sismos pudesse ser feita de forma sistemática e uniforme. Este esforço – ligado aos nomes de DeRossi, Forel, Mercalli e Cancani – teve um importante precursor um século antes, no inquérito enviado a todas as paróquias de Portugal imediatamente após o terramoto de 1755 com perguntas objectivas que suscitaram avaliações quantitativas dos efeitos: a que horas principiou o terremoto e que tempo durou, que número de casas se arruinaram, quantas pessoas morreram, [em caso de anomalia na maré] quantos palmos subiu a água, que tempo gastou em baixar, em quanto tempo tornou a encher. Também em Espanha o monarca Fernando VI incumbiu a *Real Academia de la Historia* de realizar um inquérito de âmbito nacional para “prevenir cuidadosamente que não ficasse confundido ou disperso um acontecimento tão memorável como o do dia 1.º de Novembro de 1755”. Já no século XX, as informações recolhidas no âmbito destas duas importantes iniciativas seriam coligidas por Francisco Pereira de Sousa em Portugal e por Fernando Rodriguez de la Torre em Espanha, originando publicações que as tornaram acessíveis à generalidade dos investigadores (SOUSA, 1919-1932; MARTÍNEZ-SOLARES, 2001).

Ao acervo resultante das respostas aos inquéritos acresceu um elevado número de cartas enviadas a partir de Portugal (principalmente Lisboa) para diversas capitais europeias, com destaque para Londres dada a importante actividade comercial que ligava Portugal a Inglaterra e a presença de várias delegações de casas

comerciais inglesas na capital. Muitos destes documentos, de grande riqueza descritiva, seriam publicados em jornais da época, com destaque para o *Gentleman's Magazine* de Londres, tendo sido por essa via preservados e republicados mais tarde (NOZES, 1990). Não estando sujeitos à disciplina de um questionário imposto centralmente, estes relatos espontâneos são caracterizados por um grau muito variável de rigor. A par de descrições muito detalhadas e objectivas feitas por exemplo por pilotos de navios estrangeiros ou por diplomatas, podem ser encontrados relatos sensacionalistas que visavam impressionar pela hipérbole os seus destinatários. A mesma variedade pode ser encontrada entre os múltiplos panfletos impressos em Portugal – acrescentando-se neste caso o filtro censório da Inquisição, que desviava o enfoque para as eventuais dimensões metafísicas do fenómeno. É de destacar pela sua fiabilidade, detalhe e carácter científico a obra de José Moreira de Mendonça, arquivista da Torre do Tombo, publicada em 1758.

Na última década do século XX os relatos históricos foram complementados com um volume crescente de dados batimétricos e geofísicos, que permitiram aprofundar o conhecimento geológico e estrutural da margem continental e planícies abissais vizinhas (PINHEIRO *et al.*, 1992; WITHMARSH *et al.*, 1993; SARTORI *et al.*, 1994; ZITTELLINI *et al.*, 1999). Por outro lado, a monitorização instrumental da sismicidade apoiou a identificação de estruturas geológicas activas, e forneceu um conhecimento sempre crescente do campo de tensões da crosta (MULLER *et al.*, 1992; RIBEIRO *et al.*, 1996; PEDRERA *et al.*, 2012), introduzindo novos elementos para a validação das hipóteses avançadas para a rotura sísmica de 1755. Particularmente relevante é a caracterização da espessura da camada sismogénica da litosfera através da profundidade dos hipocentros, que se revelou muito elevada – próximo de 60 km – ao largo da costa sudoeste de Portugal (GEISSLER *et al.*, 2010; CUSTÓDIO *et al.*, 2015, 2016). A geodesia espacial permitiu medir directamente as velocidades relativas de aproximação das placas africana e euro-asiática (ARGUS *et al.*, 1989; FERNANDES *et al.*, 2003, 2007; VERNANT *et al.*, 2010; NOQUET, 2012), proporcionando desse modo as condições fronteira para a deformação da crosta.

2 – ESTUDOS CLÁSSICOS (1755-1972)

2.1 – Estudos anteriores ao advento da teoria da tectónica de placas

É geralmente reconhecido que o inquérito promovido em 1755 por ordem do secretário de Estado Carvalho e Melo (futuro Marquês de Pombal) para recolher de forma sistemática as descrições dos efeitos do terramoto introduziu a sismologia na era moderna. É justo associar a essa iniciativa a investigação que o físico inglês John Michell realizou com base nos relatos enviados de Lisboa para Londres. Influenciado pelas múltiplas notícias que davam conta de um movimento “semelhante ao das ondas do mar” sentido pelos habitantes de Lisboa, e já equipado com a teoria matemática da propagação das ondas proposta em 1747 por d’Alembert, Michell deu um passo decisivo ao escrever em 1760: “O movimento da terra nos terremotos é em parte trémulo, e em parte propagado por ondas, que se sucedem umas às outras, por vezes a grandes distâncias e por vezes a pequenas distâncias; e este último tipo de movimento propaga-se geralmente muito mais longe do que o primeiro”.

Dessa forma, Mitchell deu resposta à questão que Immanuel Kant suscitara quatro anos antes, ao antever a inadequação do modelo aristotélico – baseado na circulação de vapores em cavernas subterrâneas – para explicar a observação de *seiches* (fenómenos que resultam da ressonância de massas de água confinadas, à passagem das ondas sísmicas) em pontos distantes da Europa na sequência do terramoto de 1755. Confrontado com a evidência de que lagos a milhares de quilómetros de distância haviam sido perturbados sem que os habitantes das margens sentissem qualquer tremor, o filósofo constatara: “Como é que nos territórios circunjacentes, sob os quais os veios de fogo devem necessariamente passar, não se sentiu esse potente impacte?”; para concluir

conciliatoriamente: “Toda a *terra firme* é colocada em suave vacilação pelo fraco poder de vapores inflamados sob a sua superfície, ou outra causa”. John Michell identificou de forma clara esta “outra causa” que Kant timidamente admitira: as ondas elásticas.

Entendida a propagação da energia na forma de ondas, foi necessário aguardar pelo início do século XX para se progredir na compreensão dos processos que ocorrem na fonte dos sismos. A partir de observações de campo feitas na Califórnia após o terramoto de São Francisco em 1906, o sismólogo norte-americano Harry F. Reid propôs o mecanismo do ressalto elástico (*elastic rebound*), segundo o qual a energia se acumula por deformação elástica da crosta, com a lentidão característica dos processos geológicos, para ser libertada episodicamente por rotura frágil numa falha. As fracturas da crosta observadas à superfície por ocasião dos terremotos mais fortes deixavam assim de ser interpretadas como efeitos secundários da vibração do solo, passando a estar ligadas à sua génese. Em 1914, o mesmo Harry Reid publicaria no *Bulletin of the Seismological Society of America* um estudo sobre o terramoto de 1755, baseado numa compilação de relatos coevos publicada por Hans Woerle em Munique no ano de 1900, que era baseada maioritariamente em observações feitas fora da Península Ibérica.

Davison (1936), num livro clássico sobre os grandes terremotos, dedicou particular atenção ao terramoto de 1755, para o qual sugeriu a existência de múltiplos “centros”, um dos quais a poucas milhas para sudoeste de Lisboa, tendo em conta o tempo de propagação do tsunami e o número de réplicas destrutivas sentidas na cidade. Outros “centros” explicariam as observações no Norte de África.

O conceito de magnitude viria a ser introduzido por Charles Richter em 1935, para, segundo o autor, “classificar os abalos segundo a sua energia inicial, independentemente dos efeitos produzidos em qualquer ponto de observação particular” (RICHTER, 1935). Alguns anos mais tarde, Gutenberg & Richter (1946) tomaram como base as descrições de Reid (1914) e de Davison (1936) para atribuir ao terramoto de 1755 a magnitude de “pelo menos 8 e $\frac{3}{4}$ ”. Richter (1958) viria a reformular ligeiramente essa estimativa, afirmando que “a magnitude dificilmente poderia ser inferior a 8 e $\frac{1}{2}$, e deve ter-se aproximado de 8 e $\frac{3}{4}$ ”.

No que respeita a estudos em língua portuguesa, merecem destaque o relato coevo de Moreira de Mendonça (1758), já referido, e a volumosa compilação publicada entre 1919 e 1932 por Francisco Pereira de Sousa. Este último trabalho traria à luz muitas das respostas ao inquérito Pombalino, desde então estudadas por diversos investigadores. A primeira aplicação da ciência sismológica moderna ao estudo do terramoto de 1755 com base nesse rico acervo de informações surgiu em 1966, quando Frederico Machado publicou a sua “Contribuição para o estudo do Terramoto de 1 de Novembro de 1755”. Neste estudo, a magnitude do sismo é estimada em 9.0, e o epicentro é localizado “210 km a WSW do Cabo de S. Vicente”. O estado actual do conhecimento sobre o terramoto de 1755 radica fortemente na análise de Machado (1966).

2.2 – O contributo da tectónica de placas

Mau grado a pioneira proposta de deriva continental formulada por Alfred Wegener em 1912, só em 1965 a comunidade científica aceitou de modo quase consensual a nova teoria tectónica global, promovida pelo canadiano John Tuzo-Wilson. A nova noção, segundo a qual a litosfera é formada por um número finito de placas aproximadamente rígidas que se movem sobre uma camada viscosa, veio trazer um *rationale* para um vasto conjunto de observações geológicas, como a distribuição da actividade sísmica e da actividade vulcânica à superfície do planeta, a formação de cadeias de montanhas e de ilhas oceânicas, ou o movimento aparente dos polos magnéticos ao longo do tempo geológico.

A concentração da sismicidade em longas faixas associadas às fossas oceânicas – característica detectada décadas antes pelos sismólogos Hugo Benioff e Kiyoo Wadati – ficava explicada pelo fenómeno designado por

“subducção”, que consiste no afundamento de uma placa (geralmente oceânica) sob outra placa (geralmente continental) numa fronteira convergente. Também a formação de nova crosta ao longo das cristas centrais dos oceanos, necessária para compensar o consumo nas fronteiras convergentes, fica assinalada por faixas de concentração de sismicidade. Em 1965 Tuzo-Wilson completou o *puzzle* com a introdução das fronteiras conservativas – ou transformantes – ao longo das quais o movimento relativo das placas se faz tangencialmente, na horizontal.

Em 1968, Jason Morgan introduziu uma fronteira convergente lenta entre a placa africana e a Península Ibérica, e alertou: “as fronteiras de tipo convergente são as mais difíceis de delinear” (MORGAN, 1968). Na mesma linha, ao fazer uma análise detalhada da sismicidade da região mediterrânica à luz da nova teoria, McKenzie (1972) alertou para as dificuldades acrescidas que rodeavam a aplicação da tectónica de placas em zonas de convergência entre dois continentes. Descrevendo o sector mais ocidental da fronteira entre as placas africana e euro-asiática, o autor identificou uma complexidade crescente de oeste para leste, à medida que a cinemática simples do sector transcorrente entre os Açores e a Península Ibérica dava lugar à convergência bética e depois alpina.

Udías e López-Arroyo (1972) discutiram a sismicidade instrumental do Golfo de Cádiz à luz da tectónica de placas, atribuindo a sua complexidade à interacção de dois blocos de crosta continental. Isacks & Molnar (1971) alertaram para um factor adicional de complexidade: um terramoto muito profundo (630 km) no Sul de Espanha em 1954 indiciava a ocorrência de subducção fóssil envolvendo um fragmento isolado de crosta oceânica na região do estreito de Gibraltar. Estava dado o mote para uma investigação que perdura ainda nos nossos dias, com vista a clarificar o complexo ambiente tectónico que envolve a região epicentral do terramoto de 1755.

3 – EM BUSCA DO EPICENTRO

3.1 – Fontes de informação

O terramoto de 1755 provocou um forte tsunami que causou danos nas costas sul e oeste de Portugal, no sudoeste de Espanha e em Marrocos, pelo que desde cedo ficou claro que o fenómeno tivera origem no mar. Na ausência de registos instrumentais, os dados mais relevantes para a localização da região epicentral são as intensidades com que os efeitos do sismo se fizeram sentir em diferentes locais, e os relatos da hora de chegada do tsunami a diferentes pontos da costa. Apesar da abundante informação que pode ser compulsada, a natureza pouco rigorosa dos dados – principalmente nos aspectos cronológicos – tem obstado a que se convirja numa interpretação consensual.

Dada a dimensão do sismo, é de esperar que a estrutura geológica responsável tenha uma expressão clara na morfologia do fundo oceânico, pelo que o estudo da batimetria pode fornecer informação útil. Os dados relativos à sismicidade instrumental e à orientação actual do campo de tensões, bem como a deformação da crosta observada com técnicas de geodesia espacial, ajudam a restringir o número das estruturas geológicas cuja actividade sismogénica é viável no presente quadro geodinâmico.

3.2 – Estimativas clássicas

Deve-se provavelmente a Reid (1914) a primeira tentativa de localizar a região epicentral do terramoto de 1755 com alguma credibilidade científica (em 1858, Robert Mallet referira que o centro da perturbação se

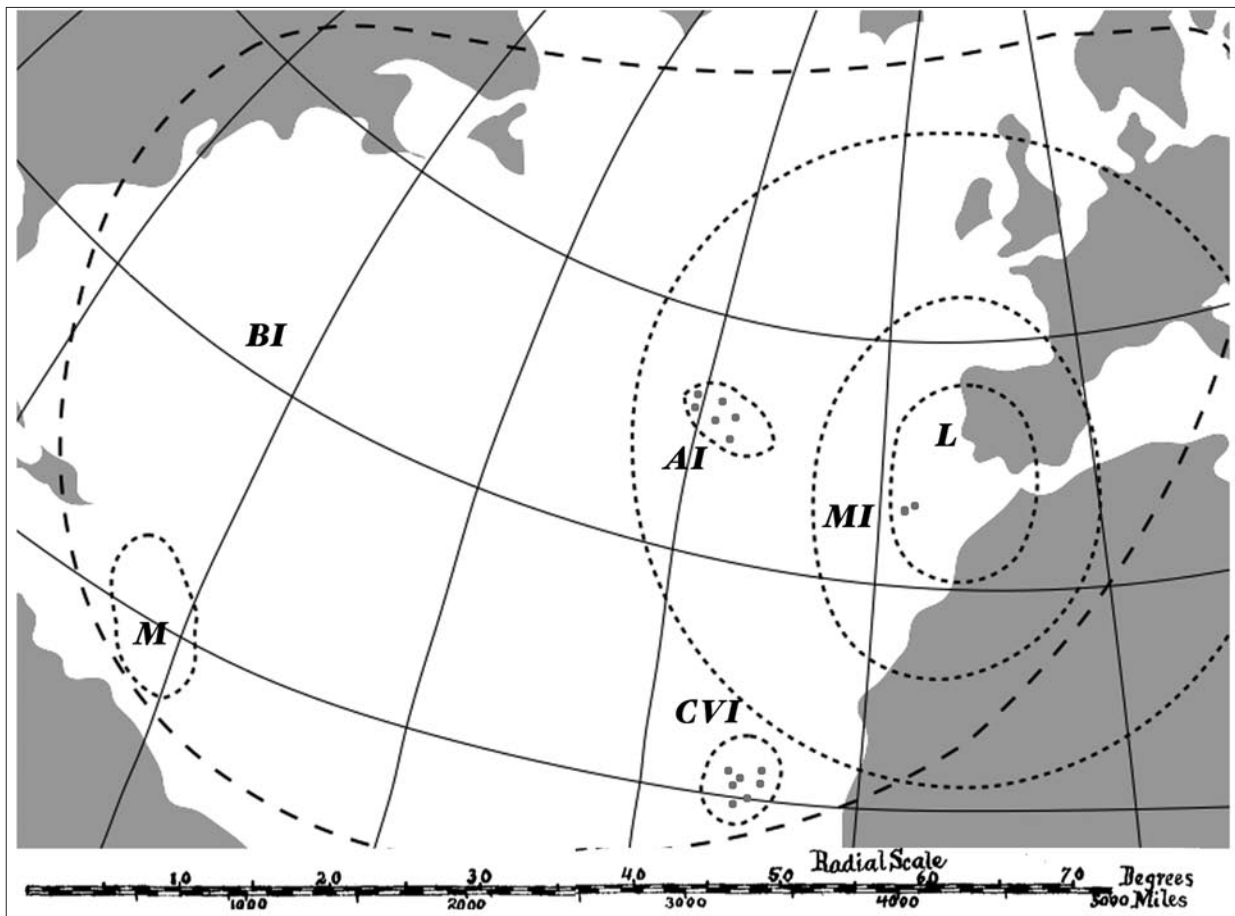


Fig. 1 – Mapa assinalando a extensão dos efeitos do terremoto de 1755, segundo Reid (1914). A área de perceptibilidade corresponderia à linha tracejada mais grossa. A tracejado mais fino estão indicadas as zonas de igual intensidade de Woerle.

situava “um pouco a oeste da costa ocidental portuguesa”, mas sem acrescentar detalhes). A estimativa de Reid (1914) baseou-se maioritariamente nas informações macrossísmicas publicadas por Woerle em 1900, que como já foi referido não incluíam fontes ibéricas. A predominância de relatos feitos em locais distantes teve por efeito a suavização das linhas de igual intensidade (Fig. 1), amplamente extrapoladas para o domínio oceânico. Sobressai a excentricidade da curva de perceptibilidade, devida a relatos infundados referentes à Nova Inglaterra (nordeste dos Estados Unidos da América) e a Marrocos. Com efeito, antes do final de Novembro de 1755 ocorreriam dois outros sismos, em continentes distintos: o primeiro em Cape Ann, Massachusetts, no dia 18 de Novembro, causou significativos estragos na cidade de Boston (EBEL, 2006); o segundo em Meknes, Marrocos, a 27 de Novembro, provocou graves danos na região do Rif (LEVRET, 1991; MORATTI *et al.*, 2003). Com frequência estas ocorrências foram atribuídas ao terremoto de 1 de Novembro dada a lentidão com que as notícias atingiram as capitais europeias, confusão que é clara no mapa de Reid (1914) reproduzido na Fig. 1.

Guiado pelo modelo do ressalto elástico para a fonte sísmica, que publicara poucos anos antes, e baseado na distribuição espacial da intensidade bem como nos tempos de chegada do tsunami, Reid (1914) propôs que “a origem esteja numa fractura com início sob o mar, a sul mas não muito distante de Lisboa, e propagando-se por alguma distância numa direcção aproximadamente para sudoeste”. A sugestão terminava com o seguinte

vaticínio: “não parece ser possível localizar o epicentro de modo mais definitivo”.

A Fig. 2 mostra o mapa de isossistas elaborado por Machado (1966) no primeiro estudo do terramoto que teve como base as intensidades observadas em Portugal. As protuberâncias das isossistas mais elevadas em direcção a Lisboa e a Meknes levaram Machado (1966) a preconizar a existência de duas fracturas – uma das quais coincidente com a proposta de Reid (1914) – estando o epicentro localizado, segundo o autor, no respectivo cruzamento. A segunda fractura proposta reflecte a persistência da confusão com os danos do sismo marroquino de 27 de Novembro. É interessante notar que, segundo a proposta, esta fractura faria parte de um contínuo de actividade sísmica entre o Golfo de Cádiz e os Açores, um comentário precursor da busca da fronteira entre as placas. Machado (1966) estabelece também uma ligação causal entre a “directriz” de orientação NE-SW e a actividade sísmica da região do Vale do Tejo e na foz do Sado, mais para nordeste.

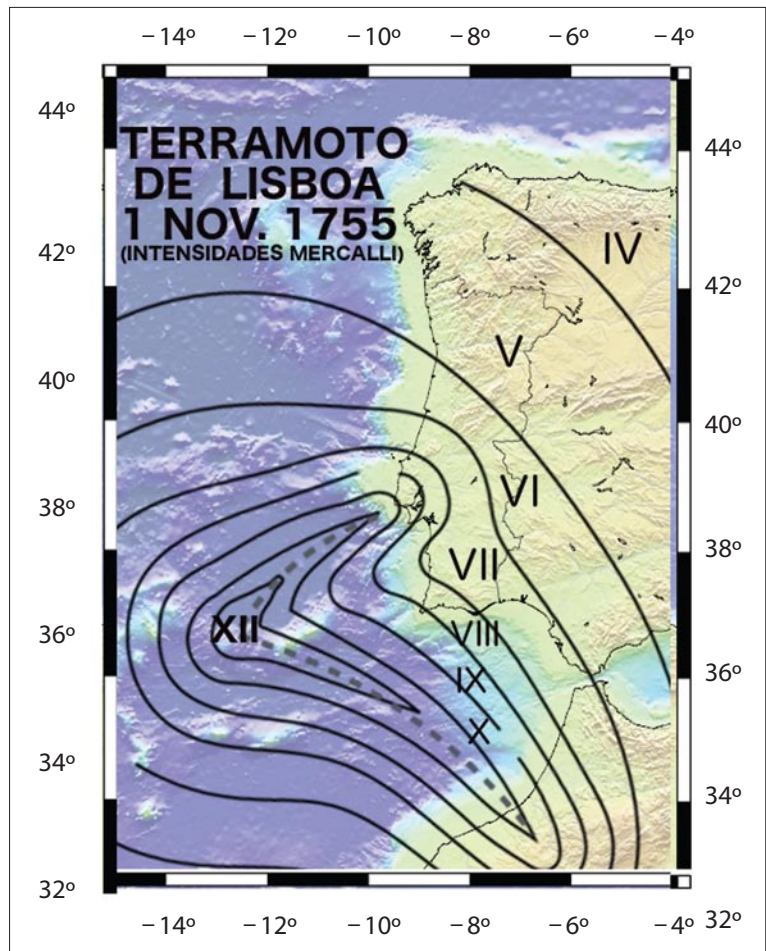


Fig. 2 – Mapa de intensidades do terramoto de 1755, segundo Machado (1966). A linha tracejada a cinzento corresponderia a uma dupla fractura, no vértice da qual se situaria o epicentro.

3.3 – O terramoto de 1969 e o Banco de Gorringe

As especulações sobre a localização da região epicentral iriam sofrer uma mudança de rumo em Fevereiro de 1969, com a ocorrência de um forte terramoto (magnitude de momento¹ 7.8) na planície abissal da Ferradura (Fig. 3), a sudoeste do cabo de São Vicente (LÓPEZ-ARROYO & UDÍAS, 1972; FUKAO, 1973). A partir desta data, o terramoto de 1755 passou a ser associado ao terramoto de 1969, supostamente partilhando com ele a localização epicentral e o mecanismo no foco, e as atenções passaram a incidir sobre o banco de Gorringe, uma conspícua estrutura submarina no sector ocidental da faixa Açores-Gibraltar, vizinha do epicentro (Fig. 3).

¹Na sequência todos os valores de magnitude mencionados se referem à escala de magnitude de momento de Hanks e Kanamori (1979), com excepção das estimativas feitas nas décadas de 50 e 60 do século XX.

O banco de Gorringe é um bloco soerguido de crosta oceânica e material do manto, de orientação NE-SW, com cerca de 200 km de comprimento e 80 km de largura, que se eleva aproximadamente 5 km em relação aos fundos oceânicos circundantes (GALINDO-ZALDIVAR *et al.*, 2003). Em 1970, Xavier Le Pichon sugeriu que o banco de Gorringe poderia corresponder a uma zona de subducção incipiente (LE PICHON *et al.*, 1970, citado por AUZENDE *et al.*, 1978), inflamando o interesse por esta estrutura geológica durante a década de 70 (LE PICHON *et al.*, 1971; PURDY, 1975; AUZENDE *et al.*, 1978). Por arrastamento, diversas publicações durante as últimas décadas do século XX associaram também o terramoto de 1755 ao banco de Gorringe (MARTÍNEZ-SOLARES *et al.*, 1979; MOREIRA, 1985; BUFORN *et al.*, 1988; JOHNSTON, 1998). Machado *et al.* (1983) retomariam a sugestão inicial de Le Pichon para explicar a profundidade (manifestamente sobreestimada pelos autores) da actividade sísmica da região, concluindo que “é possível que o banco de Gorringe seja uma espécie de arco tectónico submarino”, onde ocorreria subducção da placa africana (Fig. 4).

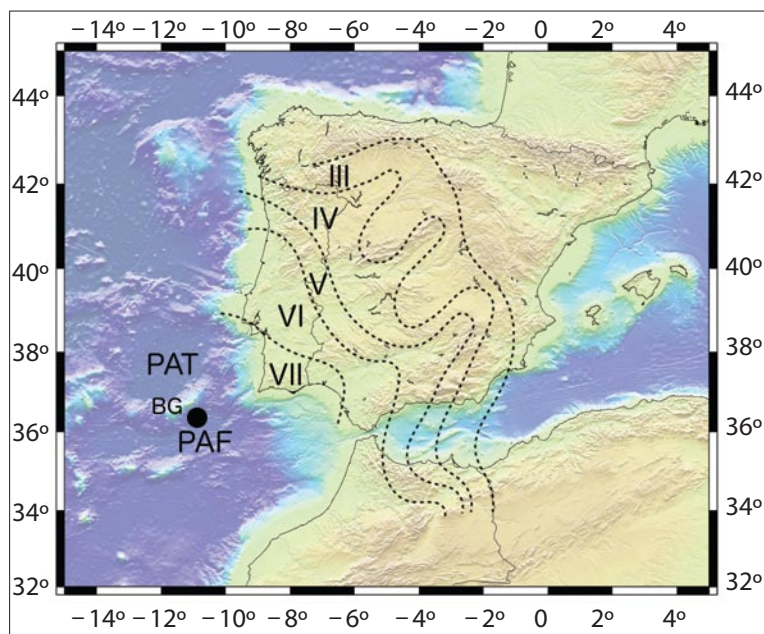


Fig. 3 – Epicentro do terramoto de 1969, segundo Fukao (1973) & intensidades macrossísmicas segundo López-Arroyo & Udías (1972). A batimetria evidencia a forte expressão do banco de Gorringe no relevo do fundo oceânico. BG - banco de Gorringe; PAT - planície abissal do Tejo; PAF - planície abissal da Ferradura.

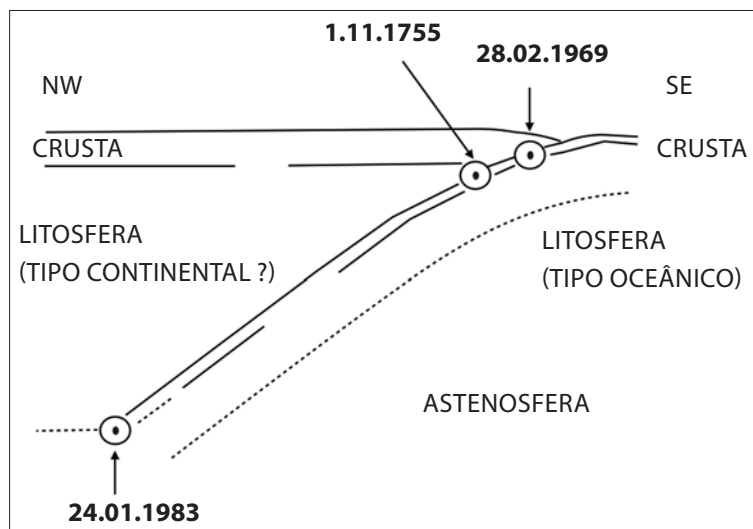


Fig. 4 – Proposta de modelo tectónico para a região do Banco de Gorringe, envolvendo subducção da crosta africana. A figura mostra os hipocentros dos terremotos de 1755 e de 1969, além de um sismo ocorrido em 1983 (cuja profundidade foi sobreestimada). Segundo Machado *et al.* (1983).

3.4 – O modelo de subducção incipiente

O aparente consenso sobre a localização epicentral do terramoto de 1755 viria a ser posto em causa no final de década de 80 do século passado, altura em que a investigação do fenómeno sofreu uma clara alteração metodológica. Se até aqui predominavam as observações sismológicas – intensidades macrossísmicas, sismicidade recente, campo de tensões inferido a partir dos mecanismos focais dos sismos registados instrumentalmente – o estudo do terramoto passaria agora a ser fortemente influenciado por a) modelos conceptuais

da geodinâmica da margem ibérica; b) investigações baseadas em dados de geologia marinha, nomeadamente levantamentos batimétricos e perfis sísmicos; e c) resultados da modelação hidrodinâmica do tsunami.

A Carta Neotectónica publicada em 1988 pelos Serviços Geológicos de Portugal (CABRAL & RIBEIRO, 1988) preconizava a existência de uma zona de subducção incipiente na margem ocidental portuguesa (Fig. 5). A estrutura nuclearia na vizinhança do banco de Gorringe orientando-se para Norte ao longo da margem, e reflectiria o início do fechamento do Atlântico (RIBEIRO

et al., 1996). Neste quadro geodinâmico o terramoto de 1755 ficava explicado como o resultado de subducção, na linha das sugestões de LePichon *et al.* (1970) e Machado *et al.* (1983). Este modelo era apelativo pois por norma é apenas em zonas de subducção que se observam sismos de magnitude tão elevada, mas a hipótese era dificilmente conciliável com a rotura sísmica de uma das falhas enquadrantes do banco de Gorringe, praticamente ortogonais à nova fronteira convergente proposta. O impasse assim criado iria fomentar uma intensa investigação de geologia marinha na margem sudoeste ibérica durante a década de 90, em busca de estruturas sismogénicas alternativas ao banco de Gorringe.

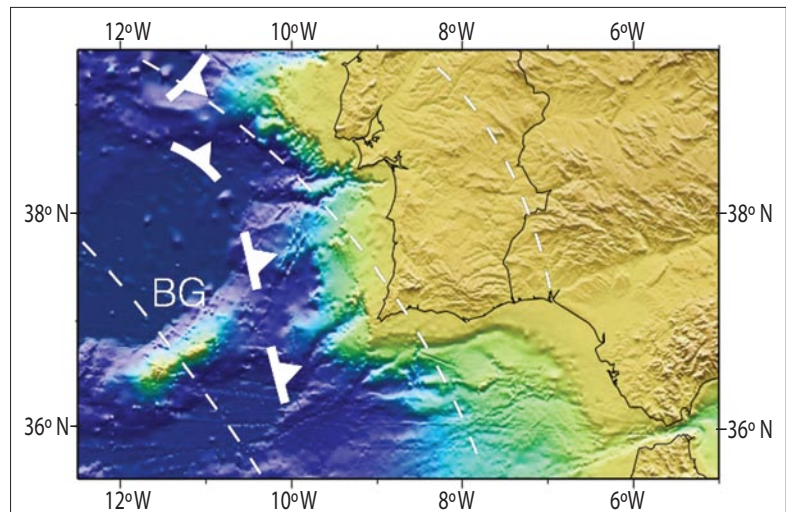


Fig. 5 – Zona de subducção incipiente proposta na *Carta Neotectónica de Portugal Continental* (CABRAL & RIBEIRO, 1988). As linhas a tracejado indicam as direcções de máxima direcção compressiva, segundo a mesma fonte.

3.5 – A modelação hidrodinâmica do tsunami

A sismicidade instrumental, ainda que mostrando profundidades hipocentrais elevadas, não apoiava a presença de subducção, pois não revelava a existência de uma zona de Bennioff, o padrão característico destas estruturas tectónicas. Esta ausência de evidência directa viria a ser atenuada oito anos mais tarde, quando Baptista *et al.* (1996) publicaram um estudo de modelação dos tempos de propagação do tsunami do terramoto de 1755. Os autores concluíram que uma rotura localizada no banco de Gorringe causaria tempos de propagação superiores aos valores inferidos a partir dos relatos coevos, e favoreceram uma fonte mais próxima da costa oeste portuguesa (estrutura 1A da Fig. 6). O estudo testou a hipótese proposta por Cabral & Ribeiro (1988) modelando os efeitos de uma rotura alongada ao longo da costa, e concluiu que os resultados da modelação feita para essa fonte eram mais compatíveis com os dados relativos ao tsunami. Era ainda necessário introduzir uma segunda estrutura ao longo da costa sul portuguesa para conciliar a modelação com as amplitudes observadas em torno do Golfo de Cádiz (estrutura 1B da Fig. 6). Num estudo mais aprofundado publicado dois anos depois, Baptista *et al.* (1998) concluíram que os tempos de propagação do tsunami suportavam a proposta de Cabral & Ribeiro (1988) apontando para a existência de uma zona de subducção ao longo da costa ocidental portuguesa.

3.6 – As falhas do Marquês de Pombal e de Pereira de Sousa

Uma nova mudança de velocidade na busca do epicentro teria lugar na viragem do século, quando Zittelini *et al.* (1999) apresentaram os resultados de diversos cruzeiros de geologia marinha realizados na margem sudoeste ibérica, anunciando terem identificado a estrutura responsável pelo terramoto de 1755. A investigação indicava, segundo os autores, que o banco de Gorringe não evidenciava sinais de actividade geológica recente, mas em contrapartida uma falha geológica submarina descoberta mais a norte reunia as condições para explicar os relatos históricos. Acrescia que a nova estrutura geológica era próxima da fonte modelada por Baptista *et al.* (1998), logo compatível com os tempos de propagação do tsunami. Dois anos mais tarde, os autores baptizaram a nova estrutura geológica de “falha do Marquês de Pombal” (ZITTELINI

et al., 2001), apontando porém para o desajuste entre as dimensões limitadas dessa estrutura e a energia libertada pelo terramoto de 1755. Terrinha *et al.* (2003) tentariam resolver essa limitação associando à falha do Marquês de Pombal uma outra estrutura sub-paralela à costa identificada mais a norte, que designaram por “falha de Pereira de Sousa” (Fig. 8). Baptista *et al.* (2003), por seu lado, viriam a modelar a rotura conjunta da falha do Marquês do Pombal e do flanco sul do banco de Guadalquivir, no golfo de Cádiz (estruturas 2A e 2B da Fig. 6), concluindo que havia concordância não apenas de tempos de percurso do tsunami mas também das intensidades macrossísmicas. Segundo estes autores, a rotura simultânea das duas estruturas implicaria que as mesmas estivessem ligadas em profundidade (BAPTISTA *et al.*, 2003).

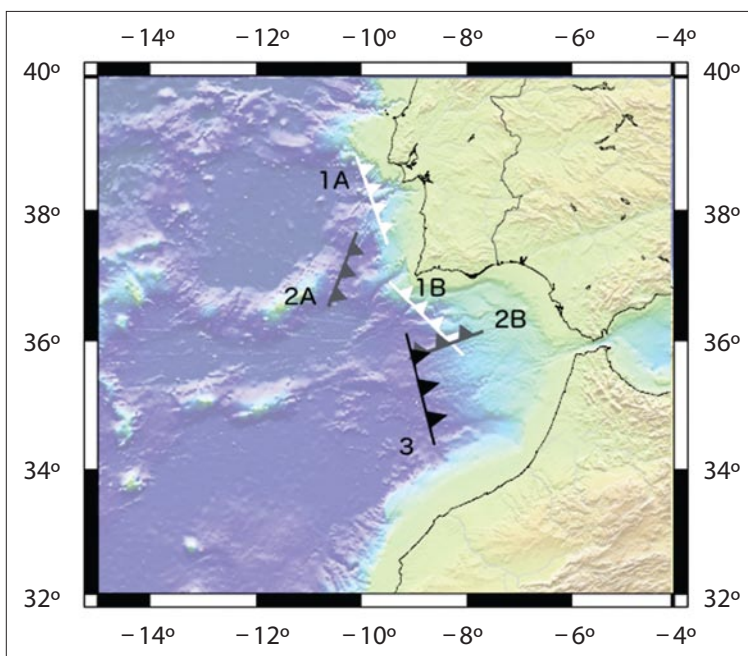


Fig. 6 – Várias propostas de rotura baseadas na análise dos tempos de propagação do tsunami. 1A e 1B (a branco): fonte complexa compatível com o modelo de subducção de Cabral e Ribeiro (1988), segundo Baptista *et al.* (1996); 2A e 2B (a cinzento): fonte complexa compatível com a falha proposta por Zittelini *et al.* (2001), segundo Baptista *et al.* (2003); 3 (a preto): fonte parcial (outra rotura seria necessária mais a noroeste), compatível com o modelo de subducção em Gibraltar de Gutscher *et al.* (2002), segundo Gutscher *et al.* (2006). A dispersão de resultados documenta a elevada incerteza inerente aos dados.

3.7 – A hipótese de rotura induzida no Vale Inferior do Tejo

Vilanova *et al.* (2003), após análise detalhada dos relatos coevos onde é clara a referência a múltiplos eventos num curto espaço de alguns minutos, sugeriram que a explicação das intensidades observadas em 1755 resultaria facilitada se se admitisse a ocorrência de uma rotura secundária na região do Vale Inferior do Tejo, induzida pelo sismo principal ao largo da costa. A proposta tinha por base o fenómeno de rotura induzida por transferência de tensões (*stress triggering*), observado por ocasião do terramoto de Landers, na Califórnia, em 1992. No modelo adiantado por Vilanova *et al.* (2003), as elevadas intensidades reportadas em Lisboa e na região em seu redor eram atribuídas a uma rotura induzida, na falha do Vale Inferior do Tejo (OSTMAN *et al.*, 2012; CANORA *et al.*, 2015), alguns minutos após o sismo principal (Fig. 7).

3.8 – A zona de subducção do arco de Gibraltar e os alinhamentos SWIM

Dois novos temas viriam ainda a ser introduzidos na discussão da génese do terramoto de 1755: a subducção no arco de Gibraltar, com propagação da deformação para oeste; e a identificação de uma eventual fronteira transformante no golfo de Cádiz, as falhas SWIM.

Royden (1993) sugerira que a actividade tectónica da planície abissal da Ferradura, a sudoeste do cabo de São Vicente, poderia estar associada à presença de subducção no arco de Gibraltar, composto pela cordilheira Bética no sul de Espanha e pelas montanhas do Rif no norte de Marrocos. O autor mostrou que em determinadas circunstâncias o arco associado a uma zona de subducção pode migrar em direcção oposta à do afundamento da placa, em resultado do fenómeno designado por “reco da placa” (*slab rollback*), que causa também o adelgaçamento da crosta continental situada sobre a placa mergulhante. Como já se referiu, a actividade sísmica profunda (630 km) no Sul de Espanha

indicia a existência de uma zona de subducção associada ao arco de Gibraltar, mas a interpretação clássica dava esse processo por terminado há vários milhões de anos. A evolução posterior do Mediterrâneo mais ocidental (bacia de Alboran), caracterizada por um extremo adelgaçamento da crosta continental, tem sido objecto de interpretações diferentes. Platt & Vissers (1989) e Maldonado *et al.* (1999) atribuíram essa evolução a um processo de delaminação convectiva do manto, enquanto que Lonergan & White (1997) explicaram a extensão da crosta continental sob a bacia de Alboran como o resultado de subducção de crosta oceânica em direcção a leste. Segundo estes autores o processo de subducção teria terminado quando a crosta continental que se encontra sob o golfo de Cádiz atingiu o arco de Gibraltar.

Na mesma linha de Royden (1993), Gutscher *et al.* (2002) defenderam a existência de subducção activa no arco de Gibraltar. A proposta motivou uma acesa controvérsia (PLATT & HOUSEMAN, 2003), que viria a ser retomada (FONSECA, 2005) quando Gutscher (2004) associou o epicentro do terramoto de 1755 a essa zona de subducção. No primeiro caso a crítica partia de considerações sobre o campo de tensões, entre outras, enquanto que no segundo caso tinha por base o desacerto entre esta proposta de fonte e a distribuição

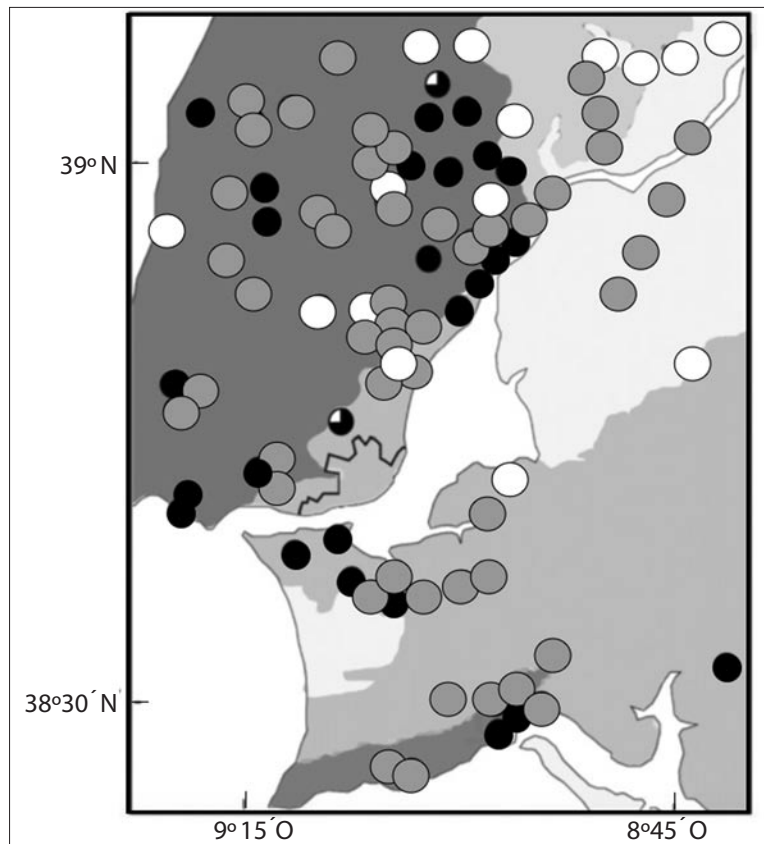


Fig. 7 – Danos causados nas igrejas paroquiais na região da Estremadura, segundo Vilanova *et al.* (2003). Círculos pretos correspondem a colapso, círculos brancos correspondem a ausência de danos estruturais e círculos cinzentos correspondem a danos estruturais intermédios. No fundo, o cinzento mais escuro corresponde a calcários bem consolidados de idade jurássica, o cinzento intermédio corresponde a arenitos miocénicos e o cinzento mais claro representa aluviões pouco consolidados. Os autores interpretaram esta distribuição de danos (entre outros indicadores) como o resultado de uma rotura local induzida.

espacial das intensidades macrossísmicas. Acrescia que a natureza da crosta a oeste do estreito de Gibraltar era geralmente considerada de tipo continental (GONZÁLEZ *et al.*, 1998; GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2001), o que não favorecia a subducção no tempo geológico presente, como haviam reconhecido Lonergan & White (1997). No entanto, a modelação dos tempos de propagação e amplitudes do tsunami viria a fornecer argumentos a favor do papel da subducção em Gibraltar (estrutura 3 da Fig. 6) na génese do terramoto de 1755, possivelmente em associação com outra fonte mais para noroeste (GUTSCHER *et al.*, 2006), convicção reforçada pelos resultados de modelação analógica da deformação (GUTSCHER *et al.*, 2009).

A intensa investigação do golfo de Cádiz com as ferramentas da geologia marinha levaria ainda à descoberta, em 2009, de um conjunto de estruturas sub-verticais alongadas entre o banco de Goringe e as montanhas do Rif em Marrocos, com cerca de 600 km de extensão, que ficaram conhecidas como “falhas SWIM”, acrónimo de *South West Iberian Margin* (ROSAS *et al.*, 2009; ZITTELINI *et al.*, 2009). Para Zittelini *et al.* (2009), estas estruturas representariam a fronteira entre a placa africana e a placa euro-asiática na região do golfo de Cádiz, ao longo da qual o movimento relativo seria transcorrente (ou seja, horizontal), e a sua grande extensão ofereceria uma explicação para a elevada magnitude do terramoto de 1755.

3.9 – De volta à frente sudoeste

Os modelos explicativos do terramoto de 1755 envolvendo subducção não foram consensuais. Como já foi referido, a sismicidade instrumental não indicava a existência de uma zona de Bennioff, e por outro lado alguns estudos de geologia marinha pronunciaram-se contra essa hipótese: Sartori *et al.* (1994), após extensas investigações da estrutura da margem com métodos geofísicos, concluíram desfavoravelmente quanto à existência de subducção na margem ocidental portuguesa, advogando a favor de uma faixa de deformação com a largura de 200 km a sul do banco de Goringe. Medialdea *et al.* (2004) empreenderam um estudo detalhado das estruturas geológicas do golfo de Cádiz e concluíram que a actividade tectónica na região é devida à convergência entre África e a Península Ibérica, numa larga faixa de deformação distribuída. Zittelini *et al.* (2009) apontaram também para a inactividade da subducção no arco de Gibraltar, contrariando as conclusões de Gutscher *et al.* (2006).

A suposta identificação – nas falhas SWIM – da actual fronteira entre as placas por Zittelini *et al.* (2009) também encontrou oposição: Crutchley *et al.* (2012) procederam à análise detalhada de dados de geologia marinha recolhidos no golfo de Cádiz e concluíram que o movimento das falhas SWIM apresentava polaridades opostas consoante se considerava a região mais a norte ou mais a sul. Enquanto que na região norte do golfo de Cádiz se observava o sentido do movimento que seria de esperar numa fronteira entre as placas (com o bloco Ibérico a mover-se para leste) na região sul o sentido seria o oposto. Por esse motivo, Crutchley *et al.* (2012) atribuíram a actividade das falhas à deformação gravítica da espessa pilha de sedimentos que cobre o fundo do golfo de Cádiz a oeste do estreito de Gibraltar, não considerando tratar-se de uma fronteira de placas. Martínez-Loriente *et al.* (2014) viriam mais tarde a interpretar os alinhamentos SWIM como os vestígios de uma antiga fronteira transcorrente entre a Península Ibérica e África, há muito inactiva.

A geodesia espacial viria a dar um contributo importante para a caracterização da actividade tectónica no golfo de Cádiz, ainda que não tenha resolvido todas as ambiguidades. Vernant *et al.* (2010) publicaram os resultados de observações GPS em 15 estações permanentes e 31 estações temporárias localizadas em Marrocos e no sul de Espanha, e concluíram que a região do Rif, no norte de Marrocos, se desloca presentemente para sudoeste em relação à placa africana, sendo essa observação incompatível, segundo os autores, com a zona de subducção inclinada para leste proposta por Gutscher *et al.* (2002). Em alternativa, Vernant *et al.* (2010) propuseram que a subducção ocorre efectivamente sob a bacia de Alboran, mas inclinada para norte. Neste quadro,

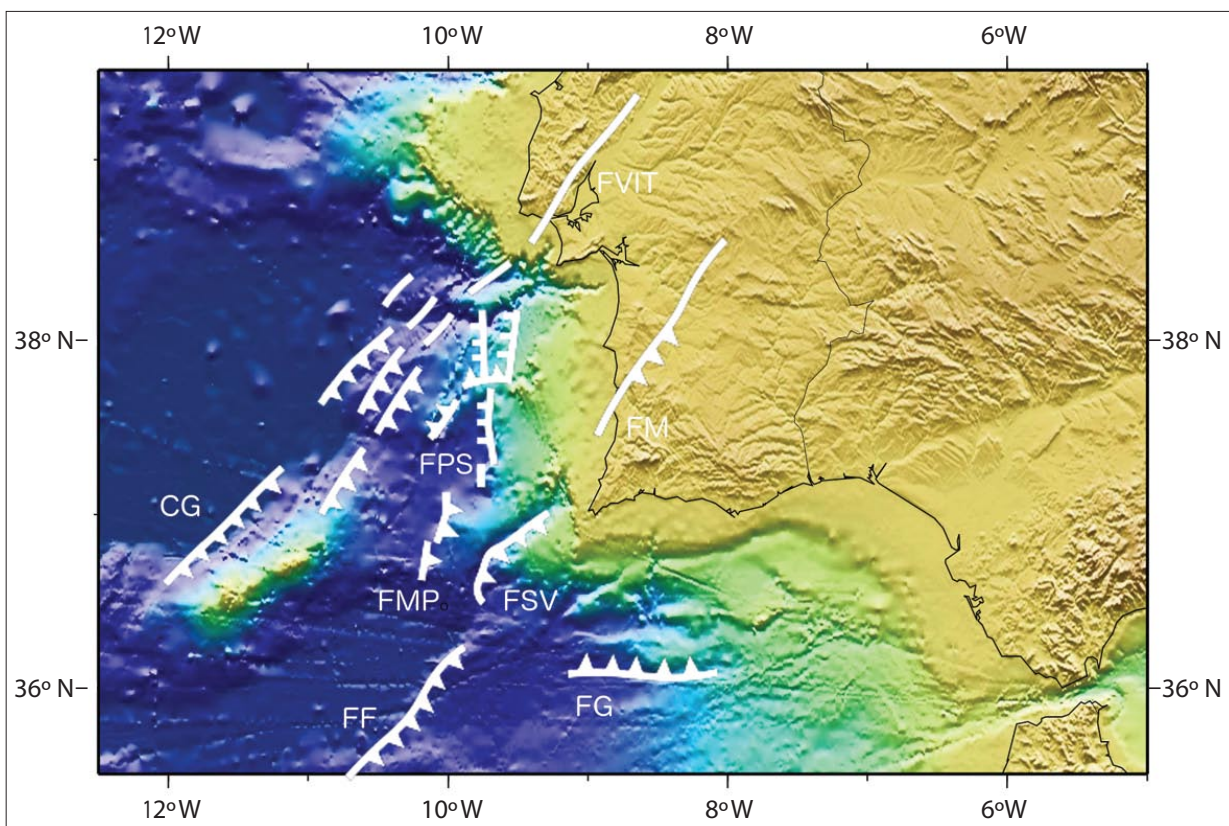


Fig. 8 – Estruturas geológicas compressivas da margem ocidental portuguesa, segundo Cunha *et al.* (2010). FF - Falha da planície abissal da Ferradura; FG - Falha do Guadalquivir; CG - Cavalgamento do Gorringe; FMP - Falha do Marquês de Pombal; FSV - Falha de São Vicente; FPS - Falha de Pereira de Sousa; FM - Falha da Messejana; FVIT - Falha do Vale Inferior do Tejo.

o recuo do Ríf para sul (*slab rollback*) originaria o movimento detectado pela geodesia espacial. Esta nova interpretação seria reforçada pelo estudo detalhado do campo de tensões: Pedrera *et al.* (2012) procederam à compilação de indicadores de tensão na crosta do golfo de Cádiz, e concluíram que o campo de tensões não era compatível com a hipótese de subducção dirigida para leste no arco de Gibraltar. No entanto, Palano *et al.* (2013) encontraram apoio para esse modelo nos seus resultados de observação geodésica, e Galindo-Zaldívar *et al.* (2015) também favoreceram esse modelo com base no estudo da deformação recente na cordilheira Bética.

A análise da propagação do tsunami de 1755 também viria a introduzir opiniões dissonantes em relação às interpretações dos anos anteriores. Barkan *et al.* (2009) modelaram o tsunami usando apenas observações distantes (transoceânicas), a fim de minimizar os efeitos da batimetria junto à fonte ou as complicações associadas a deslizamentos submarinos eventualmente induzidos pelo sismo. Estes autores concluíram que a fonte do tsunami se localizava na planície abissal da Ferradura (a sul do banco de Gorringe), e não no interior do golfo de Cádiz ou na falha do Marquês de Pombal. Contrariando as sugestões anteriores, este estudo propôs uma orientação noroeste-sueste para a falha causadora do tsunami, pois só assim os autores conseguiam explicar as amplitudes relativas observadas em diversos pontos da costa leste dos Estados Unidos e das Caraíbas.

Cunha *et al.* (2010) ampliaram o conjunto das estruturas activas estudadas por Terrinha *et al.* (2003), concluindo que a actual convergência oblíqua entre as placas é parcialmente acomodada ao longo de uma faixa com cerca de 150 km de largura, paralela à margem ocidental portuguesa a sul da península de Setúbal (Fig. 8)

e comportando múltiplas estruturas activas, com orientações entre norte-sul e nordeste-sudoeste. Pro *et al.* (2013) discutiram a génese do terramoto de 1755 através da rotura simultânea de três falhas: o flanco noroeste do banco de Gorringe, a falha da planície abissal da Ferradura e a falha do Marquês de Pombal. Martínez-Loriente *et al.* (2014), a partir da análise de perfis sísmicos e gravimétricos e em linha com sugestões anteriores de Medialdea *et al.* (2004), defenderam a existência de uma fractura profunda de orientação nordeste-sudoeste na zona central da planície abissal da Ferradura (Fig. 8), o local do epicentro do terramoto de 1969. Esta estrutura geológica com cerca de 100 km de comprimento, designada pelos autores como “cavalgamento da planície abissal da Ferradura”, parece separar dois domínios da litosfera com características diferentes: o domínio do golfo de Cádiz para leste, com crosta oceânica de idade jurássica, e o domínio do banco de Gorringe para noroeste, onde afloram rochas do manto de idade cretácica.

Atenuado o protagonismo do arco de Gibraltar ou das falhas SWIM na procura da fonte do terramoto de 1755, a atenção pareceu refocar-se nas estruturas compressivas a sudoeste e noroeste do cabo de São Vicente, retomando as preferências dos investigadores pioneiros. No entanto, Gutscher (2012) ainda advogaria a subducção dirigida para leste em Gibraltar, Duarte *et al.* (2013) investigariam o eventual papel indutor da subducção em Gibraltar numa nova fase de subducção incipiente no Atlântico, e Rosas *et al.* (2016) invocariam a interacção entre as falhas SWIM e as estruturas compressivas nordeste-sudoeste como possível mecanismo gerador do terramoto de 1755.

4 – ESTIMATIVAS DA MAGNITUDE DO TERRAMOTO DE 1755

4.1 – Dados disponíveis

Na ausência de registos instrumentais, a magnitude de um sismo pode ser calculada por duas vias: a) com base nos valores e na distribuição espacial das intensidades macrossísmicas, usando relações empíricas entre magnitude, distância e intensidade, ou b) a partir da superfície de rotura e do deslocamento relativo entre os blocos, conhecida a rigidez da crosta na região epicentral. A primeira abordagem foi adoptada em vários estudos que tentaram atribuir uma magnitude ao terramoto de 1755, após a introdução do conceito por Charles Richter em 1935. O segundo método tem por base a definição da magnitude de momento (HANKS & KANAMORI, 1979), a qual pode ser calculada directamente a partir do espectro de frequências dos registos sismográficos. No caso de um sismo pré-instrumental, este método pode ser usado indirectamente para averiguar se uma estrutura geológica – por exemplo, identificada através de estudos de geologia marinha – tem as dimensões necessárias para gerar um terramoto de uma dada magnitude.

4.2 – Estimativas clássicas

As primeiras tentativas de atribuição de uma magnitude ao terramoto de 1755 tiveram por base as relações empíricas entre intensidade epicentral e raio de perceptibilidade (Fig. 9 a), e entre a intensidade epicentral e a magnitude (Fig. 9 b), estabelecidas por Gutenberg & Richter (1956). Sobre o uso das intensidades epicentrais para estimar e comparar as dimensões dos sismos, Richter (1935) comentara: “em regiões como o sul da Califórnia, onde uma larga proporção dos sismos ocorre em distritos quase sem população, e outros são de origem submarina, qualquer procedimento geral deste tipo está fora de questão”. Não obstante a reserva de Charles Richter, é da sua autoria, em parceria com Beno Gutenberg, a primeira estimativa conhecida da

magnitude do terremoto de 1755 – “pelo menos 8 e $\frac{3}{4}$ ” – publicada em 1958. Os autores remetiam para Reid (1914) e Davison (1936) a fonte das informações macro sísmicas usadas. Reid (1914), por sua vez, remetia a origem das suas informações para Woerle.

Como se pode verificar na Fig. 1, a compilação de Woerle não expurgara os relatos segundo os quais o sismo fora sentido na Escandinávia, no Leste da Europa ou na América do Norte. Mallet tinha já alertado em 1858 para o facto de que esses relatos não deviam ser interpretados como percepção do sismo: “Os choques não foram na verdade sentidos em todos estes locais [Islândia, Boémia, Índias Ocidentais] sendo a agitação das águas em lagos, canais, etc., os únicos efeitos sensíveis aí produzidos” (MALLET & MALLET, 1858). Mas o aviso não obistou a que Woerle estimasse em 35 milhões de quilómetros quadrados a área em que o terremoto teria sido sentido. Eliminando relatos de oscilações de candelabros ou alterações do fluxo de nascentes, Reid (1914) reduziu a área de perceptibilidade para 16 milhões de quilómetros quadrados, valor correspondente a um raio de perceptibilidade de 2250 quilómetros.

A Fig. 9 mostra como o valor de raio de perceptibilidade estimado por Reid (1914) colocava um desafio aos investigadores que na década de 50 tentaram estimar a magnitude do terremoto. A escala de intensidades modificada de Mercalli proposta por Richter em 1956 tinha 12 valores, e a extrapolação da relação empírica entre o raio de perceptibilidade e a intensidade epicentral (Fig. 9a) atingia o topo da escala por volta dos 1000 km. A intensidade epicentral não poderia por isso ser inferior a 12, e a regressão com a magnitude (Fig. 9b) apontava para o valor nove. Com alguma cautela, Gutenberg e Richter (1958) formularam o resultado da sua estimativa como “pelo menos 8 e $\frac{3}{4}$ ”.

A cautela dos investigadores era justificada. Já em 1935 Richter assinalara a dificuldade em usar a intensidade epicentral para sismos oceânicos; vinte anos mais tarde Gutenberg & Richter (1956) aprofundaram a discussão sobre as limitações inerentes ao conceito. Com efeito, a relação empírica que permitia o cálculo da magnitude

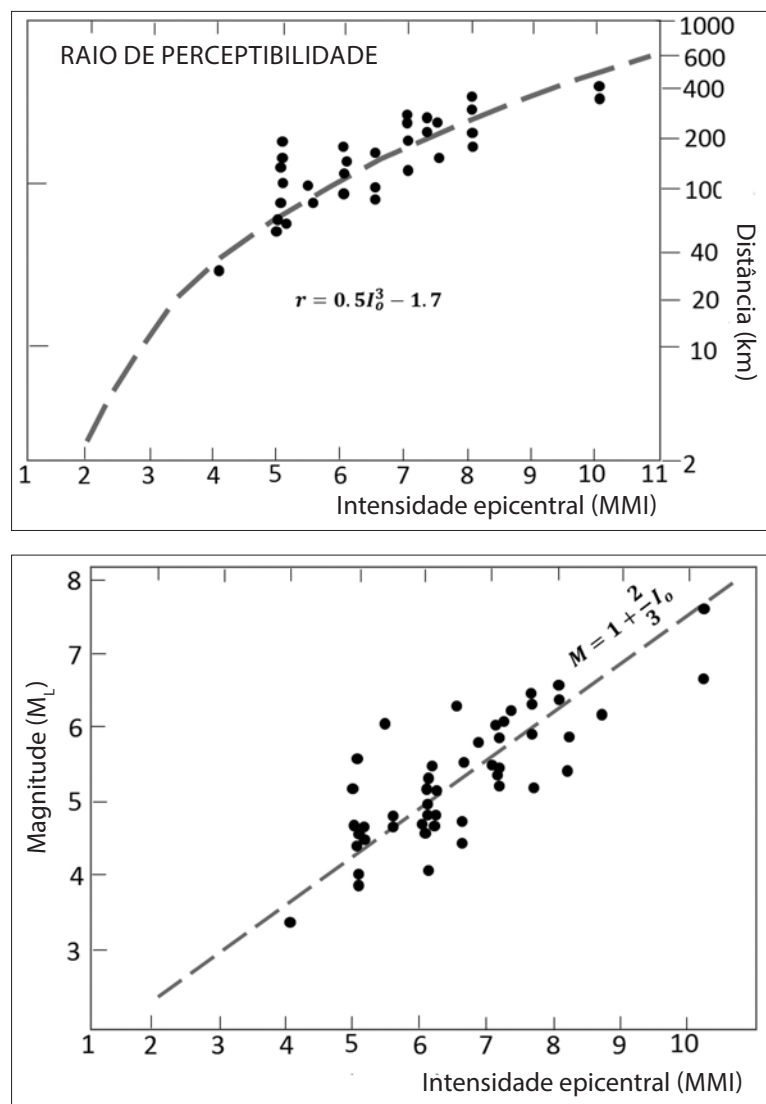


Fig. 9 – Relações empíricas entre raio de perceptibilidade e intensidade epicentral (em cima), e entre magnitude e intensidade epicentral (em baixo), segundo Gutenberg e Richter (1956).

a partir das amplitudes dos registos sísmicos tinha sido estabelecida com base em sismogramas da Califórnia, e os autores tinham clara noção da falta de rigor que afectava a sua aplicação noutros contextos tectónicos: “um objectivo claramente desejável [...] é libertar a escala de magnitudes da dependência em relação às circunstâncias tectónicas locais da Califórnia” (GUTENBERG & RICHTER, 1956). Estas circunstâncias locais, que determinam a rapidez com que as amplitudes sísmicas se atenuam quando aumenta a distância à região epicentral, teriam forçosamente que afectar também as relações entre raio de perceptibilidade, intensidade epicentral e magnitude.

Machado (1966) adoptou um raio de perceptibilidade de 2400 km, e considerou que “não parece de esperar que a intensidade epicentral exceda 12 graus Mercalli” (esse é, com efeito, o grau máximo da escala modificada de intensidades de Mercalli de 1956). Aplicando a relação empírica entre intensidade epicentral e magnitude, este investigador propôs o valor de 9 para o último parâmetro.

4.3 – As investigações de Frankel (1994) e de Johnston (1996), e a revisão de Martínez-Solares (2001)

As limitações inerentes à estimativa da magnitude a partir da intensidade epicentral em outras regiões que não a Califórnia viriam a tornar-se evidentes no estudo da actividade sísmica da região leste dos Estados Unidos, levando Frankel (1994) a estabelecer um conjunto de relações empíricas para serem usadas em regiões de crosta continental estável, onde a atenuação das ondas sísmicas com a distância ao epicentro é mais lenta. Na sequência da proposta de Hanks e Kanamori (1979) a magnitude era agora calculada a partir do momento sísmico escalar, grandeza definida pela fórmula $M_0 = \mu Ad$, onde μ é um parâmetro elástico que caracteriza a rigidez da crosta, A é a área de rotura da falha e d o deslocamento relativo entre os dois blocos separados pela falha. Conhecido o momento escalar, a magnitude de momento M pode ser calculada (usando o sistema internacional de unidades) através da equação $M = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 15.3$ (a constante destina-se a aproximar os valores da magnitude de momento dos valores obtidos com as escalas anteriores). Frankel (1994) utilizou uma base de dados de intensidades de sismos em crosta continental estável para os quais existiam valores de M determinados instrumentalmente, e construiu uma relação empírica entre área de perceptibilidade e magnitude, adequada a este tipo de crosta.

Johnston (1996a) expandiu a técnica de Frankel (1994) para usar as áreas limitadas por isossistas (linhas de igual intensidade) correspondentes a diferentes valores de intensidade, e publicou relações empíricas entre a magnitude de momento e áreas correspondentes às intensidades entre II (área de perceptibilidade) e VIII. Em seguida, Johnston (1996 b) aplicou esse método para estimar a magnitude do terramoto de 1755. A análise conduziu ao valor de 8.37 ± 0.17 , ao qual Johnston (1996b) adicionou uma parcela correctiva de 0.32. Esta parcela resultava, segundo o autor, de uma calibração feita através da aplicação do método às intensidades do terramoto de 1969, na planície abissal da Ferradura, para o qual resultou uma magnitude inferior ao valor instrumental em 0.32 unidades. Johnston (1996b) atribuiu este *deficit* a diferenças no tipo de crosta – parte da propagação fazia-se em crosta oceânica e na crosta continental activa da cordilheira Bética – e advogou que a mesma correcção deveria ser aplicada à estimativa da magnitude do terramoto de 1755. O valor final da magnitude estimada ficava assim igual a 8.70 ± 0.39 .

Johnston (1996b) usou no essencial as linhas isossistas de Machado (1966), que reflectiam as informações recolhidas em Portugal e publicadas por Sousa (1919-1923) mas não beneficiavam da informação sobre os danos em Espanha. Já no início do presente século, Martínez-Solares (2001) e Martínez-Solares & López-Arroyo (2004) procederam à análise detalhada das intensidades em Espanha tendo em conta as respostas ao inquérito da *Real Academia de la Historia*, e concluíram que o estudo de Johnston (1996b) estava afectado por avaliações

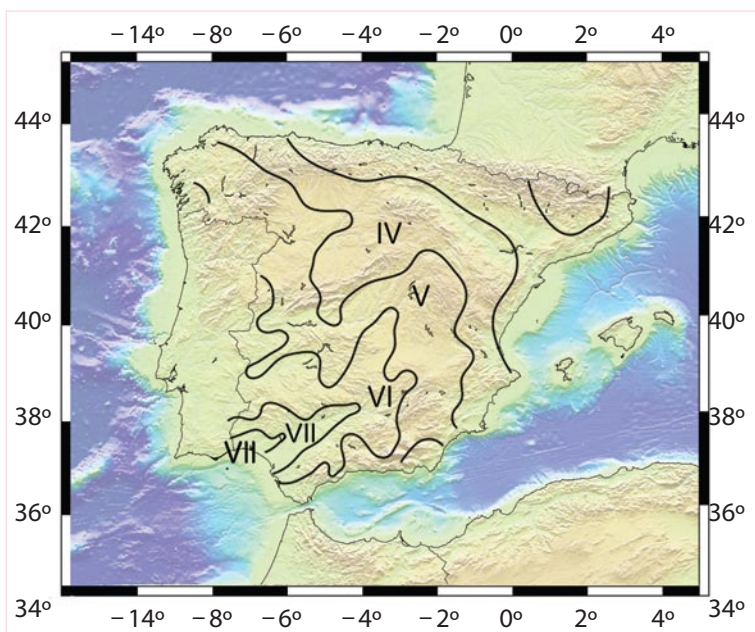


Fig. 10 – Intensidades macrossísmicas em Espanha, estimadas por Martínez-Solares (2001) com base nas respostas ao inquérito da *Real Academia de la Historia*.

Intensidade	Log A	M	σ_M
IV	6.41	7.59	0.371
V	6.19	7.93	0.521
VI	5.94	7.99	0.467
VII	5.74	8.54	0.610
VIII	5.53	9.23	0.825
Média pesada	–	8.0	0.23
Factor de calibração	–	+0.47	0.10
Valor final	–	8.5	0.33

Tabela I – Estimativa da magnitude do terramoto de 1755 a partir das áreas das isossistas em Espanha, segundo Martínez-Solares (2001). Log A é o logaritmo decimal da área contida por cada linha isossista.

exageradas das intensidades. Usando uma nova carta de isossistas resultante da sua investigação (Fig. 10), Martínez-Solares (2001) aplicou novamente a metodologia de Johnston (1996b) às intensidades entre IV e VIII estimadas para o território espanhol (Tabela I), obtendo um valor de magnitude igual a 8.0. A este valor, o autor somou uma parcela correctiva de 0.47 (superior à correcção aplicada por Johnston, que era 0.32), obtendo assim uma estimativa final da magnitude igual a 8.50 ± 0.33 .

Na sequência dos trabalhos de Johnston (1996 b) e de Martínez-Solares (2001), a magnitude de momento do terramoto de 1755 é geralmente considerada como estando entre 8.5 e 8.7 (ainda que, tendo em conta as incertezas calculadas pelos autores, seja mais indicado referir o intervalo de 8.2 a 9.1). Não se conhecem tentativas posteriores para rever estas estimativas.

5 – O PROBLEMA DA ATENUAÇÃO DA ENERGIA SÍSMICA DO TERRAMOTO DE 1755

5.1 – Modelos de movimento do solo. Directividade

A modelação dos efeitos de um sismo a uma dada distância da rotura é geralmente feita com o recurso a uma relação funcional que explicita a intensidade do movimento do solo em função da magnitude e da distância. Quando uma perturbação se propaga elasticamente a partir de um ponto num meio homogéneo e isotrópico, a energia distribui-se de modo uniforme sobre uma esfera cujo raio aumenta com o tempo. Num meio perfeitamente elástico não há dissipação, pelo que a densidade de energia sobre uma frente de onda diminuirá com o inverso do quadrado da distância à origem. No entanto, o interior da Terra afasta-se bastante deste meio de propagação idealizado.

A crosta é fortemente estratificada, pelo que as suas propriedades elásticas variam fortemente com a profundidade. Acresce que ocorre alguma dissipação inelástica de energia ao longo da propagação das ondas

sísmicas, numa dimensão que depende significativamente da história geológica da região em causa. Flutuações da velocidade de propagação com dimensões semelhantes ao comprimento de onda dão origem a espalhamento de energia (*scattering*), afectando também a atenuação. A preocupação de Gutenberg & Richter (1958) em “libertar a escala de magnitudes [...] das circunstâncias tectónicas locais” prendia-se com esta variabilidade na atenuação das ondas. O desafio fora resolvido por Hanks & Kanamori (1979) no que concerne aos sismos do período instrumental com a introdução da magnitude de momento, mas esta evolução não resolveu dois problemas importantes: a) como modelar os efeitos de um sismo com uma dada magnitude num ponto a uma dada distância da fonte, tendo em conta as propriedades do meio de propagação; e b) como estimar o epicentro e a magnitude dos sismos pré-instrumentais a partir de dados macrossísmicos. O primeiro problema está no cerne da avaliação da perigosidade sísmica, e tem sido objecto de intensa investigação nas últimas décadas. O segundo problema é o inverso do primeiro. Compreende-se assim que a caracterização da atenuação sísmica subjaz de forma crítica ao estudo dos terramotos históricos.

Se bem que todo o meio atravessado entre a fonte e o ponto de observação afecte a amplitude do movimento do solo causado por um sismo, o valor observado depende particularmente das características geológicas das camadas mais superficiais sob o ponto de observação: as intensidades são sistematicamente mais elevadas nos solos pouco consolidados e mais baixas nos locais onde afloram rochas cristalinas. Estes efeitos locais, perturbando os padrões espaciais da distribuição das intensidades, podem dificultar a estimativa das magnitudes ou as localizações epicentrais dos sismos históricos. A consideração das características geológicas dos diferentes locais onde se conhecem as intensidades pode ajudar a reduzir a ambiguidade.

Várias medidas da intensidade do movimento do solo podem ser usadas para caracterizar a atenuação com a distância, como a intensidade macrossísmica, o valor de pico da aceleração ou da velocidade, ou as acelerações espectrais (*e.g.*, REITER, 1990). Estas relações de atenuação designam-se modernamente por “modelos de movimento do solo”, ou GMM’s (sigla da expressão inglesa *ground motion models*). A relação de atenuação mais adequada a cada local dependerá fortemente do tipo de crosta: a Califórnia é um exemplo de região com atenuação muito rápida (daí as reservas de Gutenberg e Richter quanto à exportação das suas fórmulas para o cálculo da magnitude), enquanto que as regiões do interior dos continentes apresentam a atenuação mais lenta (o que levou aos factores de calibração de Johnston, 1996 b). A investigação recente deste importante tópico não descurou o estabelecimento de modelos de movimento do solo em termos de intensidades macrossísmicas (ATKINSON & WALD, 2007; CUA *et al.*, 2010).

Um modelo de movimento do solo pode ser obtido por duas vias: empiricamente, a partir de uma base de dados representativa dos movimentos do solo no tipo de crosta em questão para uma larga gama de distâncias e de magnitudes; ou por via teórica, modelando o processo de rotura e os aspectos físicos da propagação. Algumas abordagens combinam ambos os aspectos. Em qualquer dos casos, uma relação de atenuação carece de validação por confronto com os movimentos do solo devidos a sismos para os quais existe uma determinação independente da magnitude. No caso das relações empíricas, os dados usados na validação não podem incluir dados usados na dedução da expressão funcional, e a sua aplicação posterior não deve exceder a gama de magnitudes ou distâncias presentes na base de dados.

Nas duas últimas décadas tem sido dada especial atenção ao efeito da propagação da rotura ao longo da extensão finita da falha geológica. Na sequência do trabalho pioneiro de Somerville *et al.* (1997), compreendeu-se que a focagem de energia devida à interferência construtiva das ondas emanadas das sub-roturas em instantes diferentes pode causar em certas condições pulsos de longo período e elevada amplitude, responsáveis por uma intensificação dos danos em certos locais na vizinhança da falha. Este fenómeno, conhecido por “directividade progressiva” (*forward directivity*) pode ser observado próximo de um dos extremos da falha no caso do

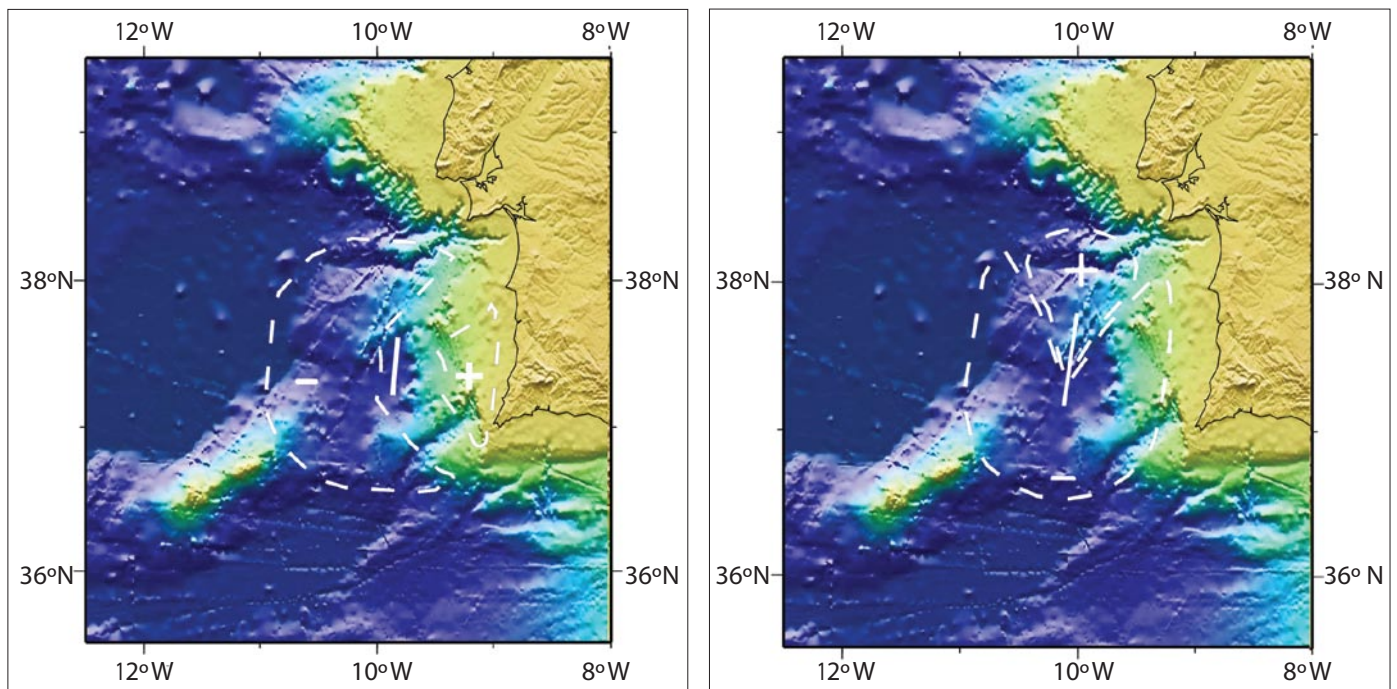


Fig. 11 – Limites das zonas com efeitos da directividade não desprezáveis para uma rotura com a localização aproximada da falha de Pereira de Sousa. Adoptou-se o sentido de inclinação da falha e o sentido de propagação da rotura que mais favorecem o aumento das intensidades na região de Lisboa. O sinal (+) indica a zona em que a directividade aumenta a intensidade, o sinal (-) corresponde ao efeito inverso. A) rotura de cavalgamento com inclinação de 45°, propagação da rotura de baixo para cima; B) rotura de cisalhamento em falha vertical, propagação da rotura para NE. Baseado em Spudich & Chiou (2008).

deslizamento horizontal (*strike slip*), e próximo da intersecção do plano da falha com a superfície livre no caso das falhas em que as direcções do deslizamento e da normal à falha estão contidas num mesmo plano vertical (*dip slip*). Em ambos os casos se observa a intensificação dos danos nos pontos dos quais a rotura se aproxima na sua propagação ao longo da falha, verificando-se o efeito oposto (no caso do deslizamento horizontal) nos pontos dos quais a rotura se afasta. O efeito de directividade tem sido integrado nas equações de previsão de movimento do solo, com base na análise de milhares de registos instrumentais para os quais se conhece a cinemática da rotura (ABRAHAMSON, 2000; SPUDICH & CHIOU, 2008; SPUDICH *et al.*, 2012). O modelo geralmente adoptado para a directividade (Fig. 11) prevê que o efeito se anula a distâncias superiores a 70 km, e que o mesmo não é significativo para magnitudes inferiores a 6 (SPUDICH & CHIOU, 2008). Com efeito, para distâncias superiores a 70 km somam-se às ondas que se propagam directamente outras que se propagam no interior das camadas da crosta como ondas guiadas, e a distâncias regionais (superiores a 200 km) são as ondas de superfície guiadas horizontalmente pela crosta que determinam a atenuação com a distância (ATKINSON, 2012).

5.2 – Tentativas de modelação da atenuação sísmica na margem continental portuguesa

Mallet & Mallet (1858), ao afirmarem que o centro da perturbação que originou o terramoto de 1755 se situava “um pouco a oeste da costa ocidental portuguesa”, estavam implicitamente a postular uma atenuação sísmica normal, a qual implicaria que os vastos danos na cidade de Lisboa não se encontrassem longe do epicentro. A mesma preocupação em manter o epicentro próximo dos danos está patente em Reid (1914),

quando afirmou que o epicentro se localizava “numa fractura com início sob o mar, a sul mas não muito distante de Lisboa”, e de modo ainda mais claro em Davison (1936) quando invocou duas roturas, uma delas próximo de Lisboa para justificar os danos na cidade. Do mesmo modo, Machado (1966) ao introduzir duas extensas fracturas – uma chegando próximo de Lisboa e a outra atingindo a costa de Marrocos – evitava invocar uma atenuação atípica da energia sísmica com a distância.

O enfoque das atenções no banco de Gorringe – dominante nas décadas de 70 e 80 – levantou o problema da atenuação sísmica, dada a distância de ~ 300 km desde essa estrutura até Lisboa. A partir dessa suposta zona epicentral, constatava-se a presença de duas protuberâncias das linhas isossistas, uma orientada de sul para norte em direcção à bacia do Tejo e do Sado, e a outra de oeste para leste em direcção à bacia do Guadalquivir. A comparação com as isossistas do terramoto de 1969 (Fig. 3) evidencia alguma concordância quanto à presença de intensidades anormalmente altas na região do Guadalquivir, o que sugere um efeito de amplificação local pelos sedimentos dessa bacia, mas a observação de intensidades anómalas na região do Tejo e do Sado não foi replicada nos dados de 1969. O elevado valor de intensidade em Lisboa e zona circundante, a cerca de 300 km do banco de Gorringe, implicava uma atenuação atípica.

Os primeiros estudos de perigosidade sísmica para o território português adoptaram uma abordagem empírica, ajustando curvas ao conjunto de pares intensidade-distância disponíveis. Por regra, admitiu-se a existência de dois tipos de atenuação, discriminando entre epicentros no oceano e epicentros em terra: Oliveira (1980), por exemplo, tomando como variável a aceleração máxima do solo – estimada a partir das intensidades – inferiu variações com a distância epicentral r segundo $1/r$ para a região oceânica e segundo $1/r^2$ para a região continental. Sousa & Oliveira (1997) refinaram o ajuste de relações empíricas, separando os dados em duas classes: sismos inter-placa, mais distantes, e sismos intra-placa, mais próximos. Estes autores constataram que a relação empírica obtida para sismos inter-placa apresentava desvios em relação às intensidades observadas em 1755, prevendo valores mais baixos a distâncias inferiores a 200 km, e vice-versa (Fig. 12). Casado *et al.* (2000) conduziram um estudo da atenuação sísmica à escala da Península Ibérica baseado na análise de 254 mapas de isossistas, e regionalizaram a atenuação em cinco zonas. As margens ocidental e sul de Portugal destacavam-se por apresentarem a atenuação mais lenta de toda a Península.

A Fig. 12 mostra que a tarefa de encontrar uma relação funcional representativa dos pontos observados se confrontava com um elevado grau de dificuldade, dada a grande dispersão dos valores. Outra limitação afectava os estudos iniciais da atenuação sísmica no sudoeste de Portugal: estando apenas disponíveis para este valor de magnitude os dados macrossísmicos do terramoto de 1755, as relações empíricas obtidas a partir dos mesmos eram influenciadas pelas hipó-

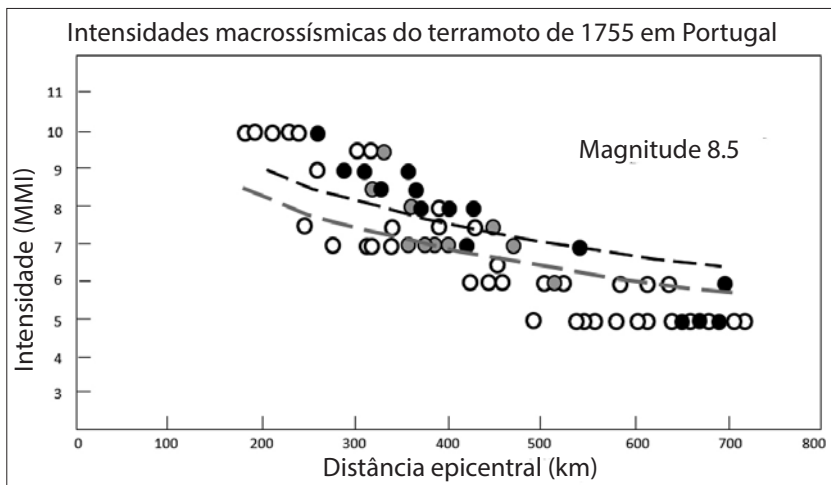


Fig. 12 – Intensidades macrossísmicas usadas por Sousa & Oliveira (1997) para inferir o modelo de movimento do solo aplicável às ondas sísmicas do terramoto de 1755. As linhas tracejadas representam os modelos adoptados, para rocha (a cinzento) e para solos brandos (a preto). Os modelos subestimam sistematicamente as intensidades observadas a distâncias inferiores a 400 km & sobre-estimam as observações acima dessa distância.

teses tacitamente aceites quanto à magnitude e à localização do epicentro desse terramoto. Por isso, os resultados de qualquer aplicação das mesmas relações não eram independentes dessas conjecturas. Em particular, essas relações empíricas não podiam ser usadas para estimar a localização do epicentro do terramoto de 1755 sem que se incorresse num raciocínio circular.

Estas dificuldades levaram a que fosse favorecida por alguns investigadores a modelação teórica das ondas sísmicas para determinados modelos de rotura e de propagação. Grandin *et al.* (2007) modelaram o movimento do solo com base na solução por diferenças finitas das equações da elastodinâmica, usando um modelo tridimensional para as velocidades de propagação na margem continental. Após calibração com os dados macrossísmicos do terramoto de 1969, os autores calcularam os movimentos correspondentes ao terramoto de 1755, e converteram esses valores para intensidades macrossísmicas usando uma relação empírica. Carvalho *et al.* (2008) calibraram um conjunto de parâmetros físicos, tanto para a rotura sísmica como para a atenuação geométrica e inelástica, com base em registos instrumentais de sismos fracos ou moderados, e modelaram o movimento do solo causado pelo terramoto de 1755 levando em conta os efeitos locais, para as fontes propostas por diversos autores. Grandin *et al.* (2007) concluíram em favor de uma rotura no banco de Gorringe, enquanto que Carvalho *et al.* (2008) preferiram uma fonte composta, na falha do Marquês de Pombal e no banco do Guadalquivir. Tanto Grandin *et al.* (2007) como Carvalho *et al.* (2008) advogaram a importância de usar técnicas capazes de reproduzir os efeitos de directividade, que em conjunto com as amplificações locais permitiriam reproduzir as elevadas amplitudes de movimento do solo na região do Tejo Inferior. Contudo esta importância atribuída à directividade a distâncias superiores a 200 km colide com as observações de Spudich & Chiou (2008), já referidas, segundo as quais o efeito não é observável acima de 70 km de distância.

Uma terceira alternativa para a modelação da atenuação, baseada na hipótese ergódica, consiste em adoptar uma relação funcional inferida e testada com volumes elevados de dados instrumentais provenientes de outras regiões com características geológicas comparáveis, no pressuposto de que a atenuação da energia sísmica no sudoeste de Portugal não é *sui generis*. A região central e leste dos Estados Unidos da América tornou-se durante a década de 90 no padrão para a lenta atenuação das regiões continentais estáveis, e diversos estudos viriam a adoptar os modelos de movimento do solo dessa região para caracterizar a atenuação sísmica no sudoeste de Portugal (VILANOVA & FONSECA, 2004, 2007; VILANOVA *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2014; GIARDINI *et al.*, 2014). Vilanova *et al.* (2012) compararam, através da análise dos resíduos, as previsões de modelos de movimento do solo desenvolvidos para regiões continentais estáveis (*e.g.*, ATKINSON & BOORE, 1997) com os registos instrumentais do sismo de 1969 (magnitude 7.8, registado a 290 km do epicentro) e de um sismo ocorrido ao largo do cabo de São Vicente em 2007 (magnitude 6), constatando haver uma boa concordância entre observações e previsões (Fig. 13).

6 – O TERRAMOTO DE 1755 À LUZ DA SISMOLOGIA MODERNA

6.1 – O contributo da sismometria digital para a compreensão da rotura sísmica

O acesso a registos sismográficos de qualidade a partir da década de 60 do século passado lançou gradualmente luz sobre a complexidade do processo de rotura sísmica dos grandes terramotos. Num estudo pioneiro, Wyss & Brune (1967) analisaram em detalhe os registos do sismo do Alaska de 1964 (magnitude 9.2) e conseguiram identificar seis sub-eventos distintos, com epicentros a distâncias de 35, 66, 89, 93, 165 e 250 km do epicentro inicial, distribuídos num intervalo de tempo de 72 segundos. Poucos anos mais tarde, o advento da sismometria digital permitiria extrair muito mais informação dos sismogramas através da modelação das formas de onda registadas, promovendo um progresso notável na compreensão da fonte sísmica. Mendoza &

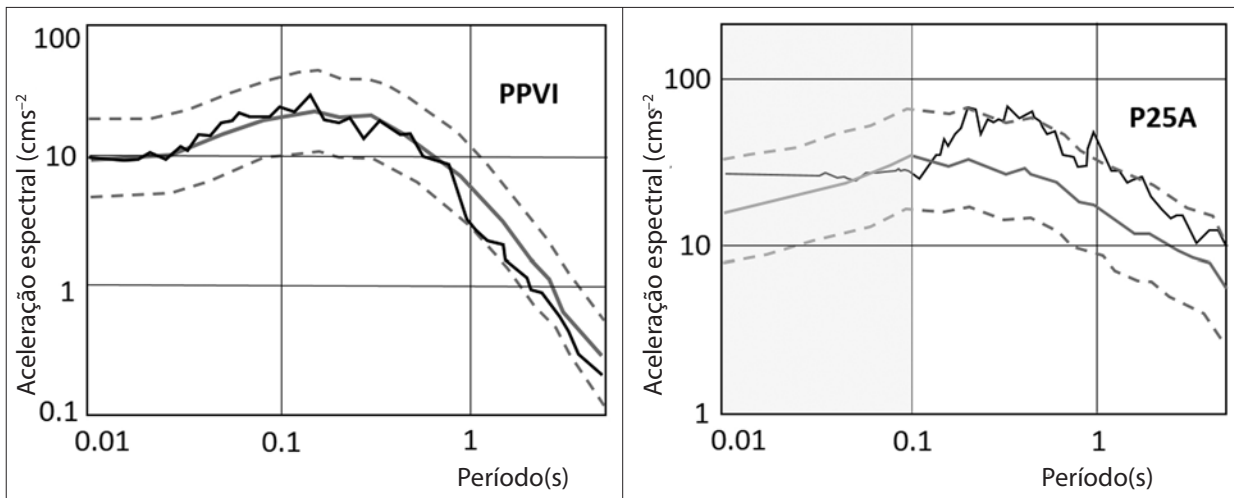


Fig. 13 – Comparação entre as previsões (a cinzento) dos modelos de movimento do solo para a região leste dos Estados Unidos (Atkinson e Boore, 2007) e os espectros de resposta (com 5% de amortecimento) correspondentes a registos instrumentais de sismos a sudoeste do cabo de São Vicente (a preto): a) sismo de magnitude 6, 12.02/2007, registado no barlavento algarvio a 199 km do epicentro; b) terramoto de 1969, magnitude 7.8, registado no pilar da ponte 25 de Abril, a 290 km do epicentro. As curvas a tracejado correspondem a um desvio padrão para cima e para baixo em relação às previsões do modelo. Segundo Vilanova *et al.* (2012). No gráfico da direita, o espectro de resposta para períodos inferiores a 0.1 s (zona sombreada) não é fiável dada a baixa frequência de amostragem do registo.

Hartzell (1989) constataram que o terramoto de Michoacan, no México, em 1985 (magnitude 8) fora causado por duas roturas distintas, com dezenas de quilómetros de separação. Barrientos & Ward (1990) também encontraram evidência de fragmentação na rotura que originou o terramoto do Chile de 1960 (magnitude 9.5).

Os desenvolvimentos da geodesia espacial, nomeadamente com recurso ao Sistema de Posicionamento Global (GPS) no final da década de oitenta e à interferometria de imagens de RADAR (InSAR) no final da década de 90, facultaram o acesso a informação sobre as deformações estáticas resultantes das roturas, aumentando o rigor da modelação das fontes sísmicas. Nos estudos iniciais procuravam-se sub-roturas distribuídas sobre uma falha cuja geometria era estipulada à partida, mas a década de 90 revelaria um aspecto fundamental: as roturas parciais podiam corresponder a falhas geológicas distintas. O terramoto de Landers em 1992, na Califórnia (magnitude 7.3), foi um ponto de viragem ao permitir estabelecer uma relação causal entre a rotura principal e uma rotura secundária a 27 km de distância, duas horas e vinte e oito minutos mais tarde (KING *et al.*, 1994). Ficou claro, a partir de então, que as alterações permanentes do campo de tensões da crosta causadas por um sismo se estendem num raio que pode atingir algumas centenas de quilómetros, eventualmente desencadeando outros sismos em falhas que se encontrem favoravelmente orientadas e próximo da rotura. Complementarmente, as variações dinâmicas de tensão associadas à passagem das ondas sísmicas de longo período viriam a revelar-se também factores de indução de roturas secundárias. Em 1999, o terramoto de Chi-Chi, na Formosa (magnitude 7.6), envolvendo a rotura de três falhas num complexo padrão (JI *et al.*, 2001), confirmaria a validade desta nova forma de encarar a fonte sísmica.

6.2 – Os mega-sismos do início do século XXI

Os primeiros anos do século XXI foram férteis em grandes terramotos: no Oceano Índico em 2004 (magnitude 9.2), 2005 (magnitude 8.6), 2007 (magnitude 8.5) e 2012 (magnitude 8.6); no Chile em 2010

(magnitude 8.8); e no Japão em 2011 (magnitude 9.0). Estes sismos originaram um acervo de dados digitais de elevada qualidade, que permitiram a modelação detalhada dos respectivos processos de rotura. O terramoto de Sumatra em 2004 consistiu numa rotura de cerca de 1500 km de extensão, com três zonas principais de libertação de energia às latitudes de 4°N, 7°N e 9°N (AMMON *et al.*, 2005). No terramoto do Chile em 2010, a rotura estendeu-se por cerca de 500 km e apresentou dois centros principais de libertação de energia separados de mais de 100 km de distância (DELOUIS *et al.*, 2010). No Japão, em 2011, a rotura apresentou também fortes variações espaciais ao longo de uma extensão de cerca de 400 km (OZAWA *et al.*, 2011).

Todos estes mega-sismos – com a excepção do terramoto do Oceano Índico de 2012, discutido mais adiante – ocorreram em zonas de subducção, a localização habitual dos terremotos com magnitude superior a 8. Com efeito, essas estruturas geológicas oferecem superfícies suficientemente grandes para explicar a libertação das enormes quantidades de energia implicadas. Não surpreende, portanto, que o terramoto de 1755 tenha motivado tentativas de explicação, desde o advento da tectónica de placas até aos nossos dias, através de modelos geodinâmicos envolvendo subducção. Contudo, a ausência nas imediações da Península Ibérica de uma clara zona de Bennioff recomenda que se procure um paralelo com outros terremotos de magnitude elevada que não estejam ligados a esse fenómeno.

Em 2002, o terramoto de Denali no Alaska (magnitude 7.9) chamou a atenção para o fenómeno de “repartição de deslizamento” (*slip partitioning*), ao revelar uma rotura que se iniciou numa falha inversa, tendo-se propagado em seguida a uma longa falha de cisalhamento e continuado por uma terceira falha (EBERHARD-PHILLIPS *et al.*, 2003). Fitch (1972) havia introduzido o conceito para explicar a existência de falhas de cisalhamento activas aproximadamente paralelas às fronteiras convergentes, e McCaffrey (1992, 1996) tinha renovado o interesse ao observar, estudando a deformação do sueste asiático, que as duas componentes – normal e paralela à fronteira – da convergência oblíqua de duas placas tectónicas tendiam a ser acomodadas em estruturas geológicas distintas. Norris & Cooper (2000) estudaram detalhadamente a repartição do deslizamento na falha Alpina da Nova Zelândia, um sector predominantemente transformante da fronteira entre as placas do Pacífico e indo-australiana, e identificaram vários factores potencialmente influentes, como o ângulo de obliquidade do movimento relativo das placas ou a variação de propriedades reológicas da litosfera ao longo da fronteira.

O terramoto de Wenshuan, China, em 2008 (magnitude 7.9), na fronteira leste do planalto do Tibete, correspondeu ao encurtamento da crosta na direcção leste-oeste (XU *et al.*, 2009; QI *et al.*, 2011), em resposta à indentação da placa euro-asiática pelo sub-continente indiano, um movimento de direcção norte-sul (MOLNAR & Tapponnier, 1975). Este terramoto evidenciou que nas fronteiras convergentes em que ocorre a colisão de dois continentes a deformação tende a distribuir-se por uma larga faixa, sem que se consiga identificar uma clara linha de fronteira. A relação da deformação com o movimento das placas nem sempre é simples: o sistema de falhas de Long Men Shan, onde ocorreu a rotura, encontra-se a cerca de 500 km para nordeste da região dos Himalaias, onde se verifica a colisão continental directa, e não apresentava sismicidade desta magnitude há vários séculos. O estudo da rotura revelou uma geometria complexa, com o deslizamento repartido por duas falhas imbricadas – uma das quais absorveu uma componente importante de movimento horizontal – e ainda por um descolamento sub-horizontal a cerca de 20 km de profundidade (QI *et al.*, 2011).

O terramoto do Oceano Índico em 2012, com magnitude 8.6, foi surpreendente para os sismólogos: ocorreu no interior de uma placa tectónica e teve um movimento de cisalhamento, duas observações excepcionais para esta magnitude. O sismo envolveu cinco falhas distintas (Fig. 14), formando um complexo padrão (YUE *et al.*, 2012; POLLITZ *et al.*, 2012). Inicialmente a rotura estendeu-se por ~ 100 km durante 25 segundos, e após um intervalo de 15 segundos retomou numa direcção quase ortogonal, propagando-se mais 300 km em

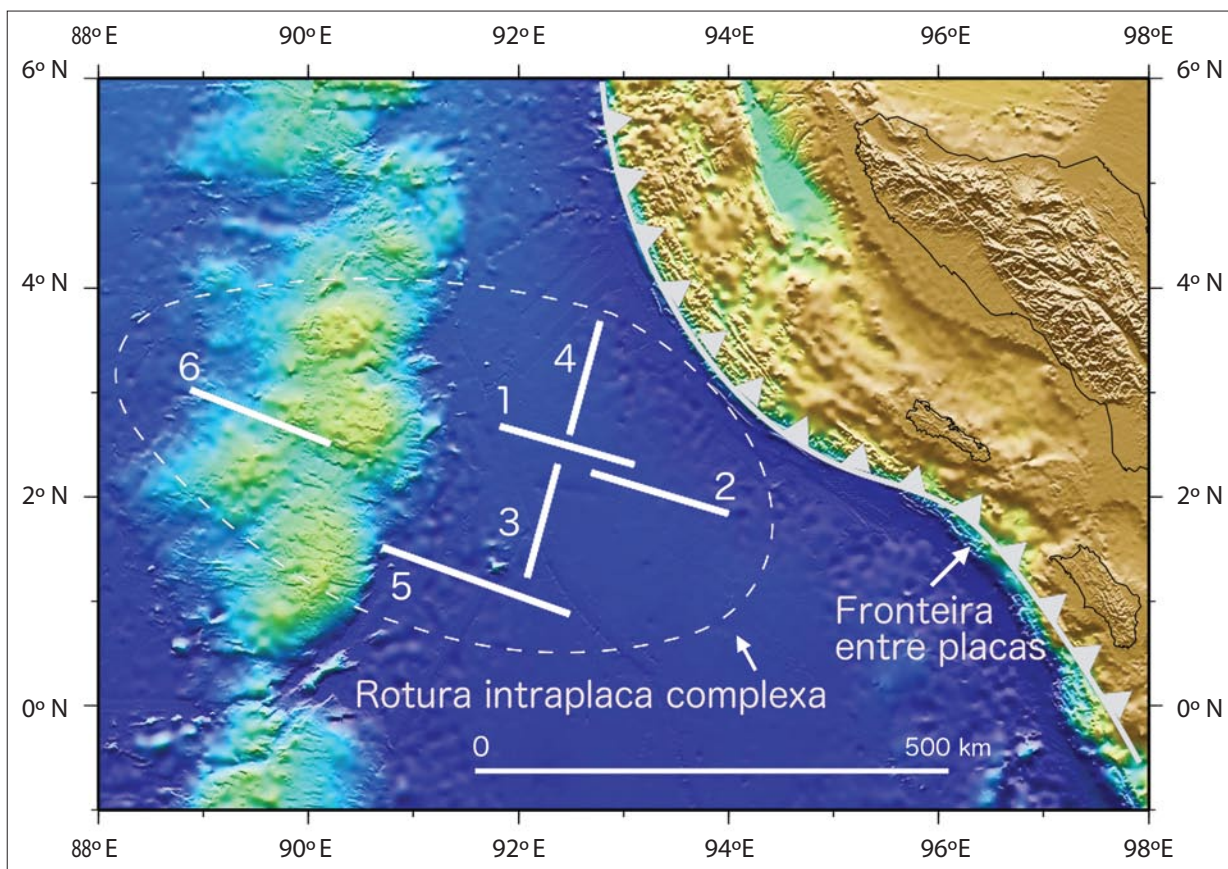


Fig. 14 – Rotura complexa na origem do terramoto do Oceano Índico de 2012, com magnitude 8.6, segundo Pollitz *et al.* (2012). A figura representa a rotura primária, não incluindo um segundo sismo de magnitude 8.2 ocorrido duas horas depois do sismo principal. A cinzento está indicado o segmento da fronteira convergente entre as placas indo-australiana e de Sunda, onde ocorreu o terramoto de Sumatra de 2004.

60 segundos. Finalmente, a rotura inflectiu de novo em ângulo recto e propagou-se mais 100 km (MENG *et al.*, 2012). Para completar as observações surpreendentes associadas a este terramoto, Pollitz *et al.* (2012) constataram que nos dias seguintes a taxa de ocorrência de sismos moderados com magnitude superior a 5.5 aumentou significativamente à escala global, com alguns sismos induzidos a distâncias entre 10 mil e 20 mil quilómetros. Esta relação de causalidade alertou para o papel da passagem das ondas sísmicas – principalmente as de longo período – na indução de sismos a grandes distâncias.

6.3 – Implicações para o estudo do terramoto de 1755

6.3.1 – Questões metodológicas

A complexidade sistematicamente evidenciada pelas roturas sísmicas dos grandes terramotos do presente século permite entender que estará provavelmente condenada ao fracasso qualquer tentativa de explicar as observações de 1755 através de uma fonte simples. Como já foi referido, vários estudos clássicos do terramoto foram afectados pela inclusão de efeitos de outros sismos, em Nova Inglaterra 17 dias depois e em Marrocos 26 dias depois. Identificadas essas fontes sísmicas distintas (cuja relação de causalidade com o sismo do dia 1 de

Novembro é um hipótese que não deve ser descurada) outros factores de complexidade poderá haver que, por se situarem num intervalo temporal de alguns minutos, não sejam resolúveis em face da imprecisão cronológica inerente aos relatos. Só com uma rígida disciplina metodológica será possível inferir alguns aspectos plausíveis da rotura, sendo certo que subsistirá sempre uma significativa incerteza. A hipótese ergódica – concretamente, a admissão de que o comportamento de um sistema geológico ao longo do tempo pode ser entendido através da análise do comportamento presente de um conjunto de sistemas análogos em locais diferentes – afigura-se a abordagem mais promissora. Neste parágrafo será proposta uma metodologia para extrair informação do significativo volume de dados disponível usando os ensinamentos da sismologia moderna.

Dada a natureza imprecisa das fontes coevas, afigura-se adequado partir para a respectiva análise com um mínimo de pressupostos, pois a existência de um modelo *a priori* poderá influenciar a valoração relativa das observações. Dados discordantes só excepcionalmente e fundamentadamente devem ser excluídos da análise, visto serem relevantes para a estimativa da incerteza associada a qualquer proposta.. O modelo mais adequado para descrever o terramoto de 1755 será aquele que explicar o máximo de observações – intensidades macrossísmicas e tempos de chegada do tsunami – com o mínimo de complexidade, sendo ao mesmo tempo compatível com os constrangimentos impostos pela geodesia – convergência noroeste-sueste entre a Península Ibérica e África à taxa de 4 a 5 mm por ano – e pelo campo de tensões regional – máxima direcção compressiva com orientação noroeste-sueste. O modelo deve ainda reflectir o conhecimento actual sobre a espessura da camada sismogénica, e envolver preferencialmente estruturas geológicas já identificadas como activas em estudos independentes.

6.3.2 – *A localização da região epicentral*

Diversos modelos introduziram já elementos de complexidade na rotura sísmica de 1755. Baptista *et al.* (1996) consideraram a rotura conjunta de duas falhas geológicas para explicar os tempos de chegada e as amplitudes do tsunami a diversos pontos da costa ocidental portuguesa e das margens do golfo de Cádiz. Vilanova *et al.* (2003) advogaram uma possível rotura secundária no sistema de falhas do Vale Inferior do Tejo, próximo de Lisboa, para explicar vários aspectos dos relatos originários na capital. Pro *et al.* (2013) defenderam a rotura simultânea de três estruturas geológicas – falha do banco de Gorringe, falha da planície abissal da Ferradura e falha do Marquês de Pombal – para explicar a elevada magnitude do terramoto de 1755. Em face da complexidade evidenciada por outros sismos recentes de magnitude comparável, é com efeito muito provável que a rotura tenha envolvido múltiplas falhas, pois mesmo tendo em conta a elevada espessura da camada sismogénica é difícil identificar a área necessária numa única estrutura. Por outro lado, as extremas intensidades no Vale Inferior do Tejo, a cerca de 300 km da região epicentral mais provável, requerem uma rotura secundária mais próxima (VILANOVA *et al.*, 2003), uma vez que uma explicação alternativa baseada na directividade da fonte (GRANDIN *et al.*, 2007; PRO *et al.*, 2013) não se coaduna com as observações de Spudich e Chiou (2008) sobre esse efeito. As elevadas intensidades no Algarve poderão também apontar para uma sub-rotura local, ainda por identificar.

Vários exemplos recentes revelam que a continuidade entre as estruturas envolvidas não é um requisito, sendo as alterações estáticas do campo de tensões devidas à deformação permanente ou as variações dinâmicas associadas à passagem das ondas sísmicas mecanismos eficazes de indução de nucleação de rotura sísmica à distância. A orientação em relação ao campo de tensões regional é o melhor indicador da probabilidade da participação de cada estrutura individual na fonte do terramoto de 1755, fornecendo também a indicação do respectivo tipo mais provável de movimento em caso de activação. Se as falhas do banco de Gorringe

e o cavalgamento da planície abissal da Ferradura se encontram idealmente orientados para sofrerem rotura em regime inverso, já as falhas do Marquês de Pombal e de Pereira de Sousa têm orientações mais compatíveis com cisalhamento esquerdo no actual campo de tensões, o mesmo se aplicando ao sistema de falhas do Vale Inferior do Tejo.² As falhas com movimento horizontal têm reduzido potencial tsunamigénico, mas a sua rotura poderá ajudar a explicar a distribuição das intensidades sísmicas. A combinação de diferentes estilo de rotura seria afinal mais um exemplo de repartição de deslizamento numa fronteira convergente, e permite conciliar de modo mais eficaz as diversas observações.

Os tempos de chegada do tsunami são dados importantes para constranger a localização da região epicentral, mas a sua interpretação está sujeita a um elevado grau de indeterminação.

Uma fonte complexa ou uma distribuição heterogénea do deslizamento na superfície de rotura introduzem dificuldades na interpretação das observações feitas no campo próximo (GEIST, 2002), pelo que as conclusões de Barkan *et al.* (2009), baseadas apenas em chegadas transoceânicas e por isso menos afectadas pelos detalhes da rotura, pela batimetria junto à fonte ou por eventuais deslizamentos de terra submarinos, merecem uma atenção especial. Este estudo apontou para a rotura de uma falha de orientação noroeste-sueste na zona central da planície abissal da Ferradura (Fig. 15), um resultado algo surpreendente se se tiver em conta a orientação do campo de tensões regional. No entanto é interessante notar que, segundo Medialdea *et al.* (2004), essa região corresponde ao limite ocidental das espessas formações sedimentares do golfo de Cádiz, um prisma de acreção (activo segundo Gutscher *et al.*, 2002, ou já inactivo segundo Pedrera *et al.*, 2012) resultante da subducção dirigida para leste sob o arco de Gibraltar. Medialdea *et al.* (2004) documentaram a complexidade estrutural deste corpo sedimentar, que mostra regiões de clara elevação do fundo oceânico, e alertaram para a existência de uma importante estrutura activa de orientação noroeste-sueste sob os sedimentos, constituindo um descolamento de base, que designaram por “falha Goringe-Ferradura” (Fig. 19). Pelayo & Wiens (1992) mostraram que roturas na base de prismas de acreção, com duração mais longa que o habitual dadas as características mecânicas dos sedimentos, têm a capacidade de gerar tsunamis de amplitude excepcionalmente elevada. Os efeitos particularmente devastadores do tsunami de 1755 na cidade de Cádiz podem eventualmente

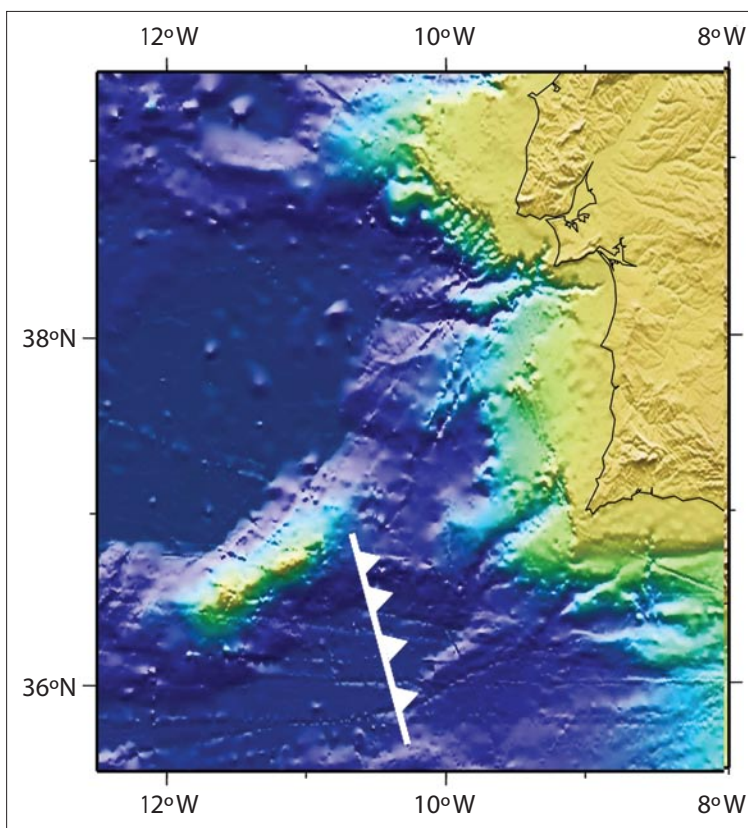


Fig. 15 – Fonte tsunamigénica preferida por Barkan *et al.* (2009) para explicar as observações transoceânicas.

² Uma excepção importante a esta regra poderá ser a activação de um descolamento na base dos sedimentos do golfo de Cádiz (falha Goringe-Ferradura) para acomodar o encurtamento da crosta subjacente, hipótese discutida no próximo parágrafo.

ter resultado de uma rotura secundária neste descolamento – que constituiria o que Pelayo & Wiens (1992) designaram por *tsunami earthquake* – em resposta a uma rotura principal mais a oeste. Neste caso, a orientação da rotura seria determinada primariamente pela geometria do corpo sedimentar e pelo forte contraste reológico através da sua base, que determinariam um campo de tensões local com diferenças significativas em relação ao campo regional. Contudo, há que ter em conta que este hipotético campo de tensões local não é evidenciado pela sismicidade instrumental (CUSTODIO *et al.*, 2016), talvez porque a activação do descolamento só ocorra em resposta a episódios fortes de encurtamento da crosta subjacente.

O dilatado tempo de propagação do tsunami até Lisboa – de 90 minutos segundo diversas fontes coevas – é difícil de conciliar com a elevada intensidade macrossísmica na capital se se admitir que as ondas sísmicas mais fortes e as ondas oceânicas foram geradas no mesmo troço da rotura. Esta dificuldade tem sido removida não incluindo a informação sobre a hora de chegada a Lisboa (ou a Porto Novo, 50 km mais a norte, 75 minutos após o terramoto) na modelação da génese do tsunami (BAPTISTA *et al.*, 1998, 2003; GUTSCHER *et al.*, 2006), e atribuindo a anomalia às águas pouco profundas da barra do Tejo, num caso, ou a imprecisão do relato, no outro. Esta limitação pode no entanto ser minorada tendo em conta as observações maregráficas realizadas por ocasião do pequeno tsunami causado pelo terramoto de 1969, que permitem corrigir o efeito das águas pouco profundas da barra do Tejo no tempo de propagação do tsunami de 1755 (para comprimentos de onda muito superiores à profundidade da água a velocidade é determinada apenas pela profundidade, que em primeira aproximação se pode considerar que não variou). Estes dados instrumentais mostram um tempo de propagação de 13 minutos entre Pedrouços e Cacilhas (HEINRICH *et al.*, 1994), o que permite estimar um tempo de propagação do tsunami de 1755 até à embocadura do Tejo (Cruz Quebrada) de aproximadamente 70 minutos (FONSECA & VILANOVA, 2005). Deste modo, a aparente contradição pode ser fonte de elucidação, alertando para a necessidade de combinar segmentos tsunamigénicos com segmentos não tsunamigénicos que expliquem as elevadas intensidades na região de Lisboa.

Um relato coevo apontando para a chegada do tsunami à Cruz Quebrada apenas 15 minutos após o fim das vibrações do terramoto (em forte contraste com o intervalo um pouco superior a uma hora estimado por Fonseca & Vilanova, 2005) tem sido geralmente valorizado na modelação da fonte do tsunami (BAPTISTA *et al.*, 1998). Em consequência, a rotura tem sido em alguns estudos prolongada paralelamente à costa ocidental a partir da região do banco de Gorringe, aproximando-se de Lisboa (estrutura 1A da Fig. 6), o que por sua vez tem sido usado como suporte do modelo de Cabral e Ribeiro (1988) envolvendo uma zona de subducção na margem ocidental (BAPTISTA *et al.*, 1998). O relato da chegada da onda à Cruz Quebrada 15 minutos após o terramoto pode em alternativa indicar uma fonte secundária de perturbação das águas do Tejo junto a Lisboa, fortemente sugerida por múltiplos relatos coevos (VILANOVA *et al.*, 2003). Uma observação semelhante foi feita em 1531, por altura de um terramoto com epicentro no Vale Inferior do Tejo (BAPTISTA *et al.*, 2014).

6.3.3 – A questão da magnitude

As estimativas clássicas da magnitude do terramoto de 1755 tiveram como ponto de partida a área de perceptibilidade, cujo valor estimado evoluiu significativamente ao longo do século XX como se indica na Fig. 16. Como já foi referido, Frankel (1994) desenvolveu um método para estimar a magnitude de sismos históricos em regiões continentais estáveis a partir da área de perceptibilidade, e Johnston (1996 a) estendeu esse método para utilizar vários valores de intensidade. Mantendo no essencial a metodologia de Johnston (1996 a), Martínez-Solares (2001) reavaliou as áreas das isossistas do terramoto de 1755 a partir da nuvem de dados pontuais – Johnston (1996b) tinha usado directamente as isossistas, que são mais subjectivas – e focou

a sua análise nas intensidades entre IV e VIII (da escala EMS-98), obtendo os resultados patentes na Tabela 1.

A Fig. 17, que representa graficamente as estimativas parciais de Martínez-Solares (2001), mostra que os valores de magnitude estimados a partir das intensidades VII e VIII são significativamente superiores aos restantes. A Fig. 10 permite constatar que todas as intensidades VII e VIII observadas em Espanha (o âmbito do estudo de Martínez-Solares, 2001) correspondem à bacia do Guadalquivir, local onde o terramoto de 1969 originou significativos efeitos de amplificação local (Fig. 3). Admitindo, como é plausível, que os mesmos efeitos locais ocorreram em 1755, é legítimo concluir que a estimativa da magnitude a partir das áreas das isossistas VII e VIII, obtidas através da extrapolação da distância entre o suposto epicentro e a bacia do Guadalquivir para o domínio oceânico, resulte inflacionada. A repetição dos cálculos de Martínez-Solares (2001) retendo apenas as intensidades IV, V e VI cujas isossistas estão mais bem constrangidas pelos dados, conduz à média ponderada de 7.8, à qual acresce o termo correctivo de Johnston *et al.* (1996b).

A magnitude 8.5 proposta por Martínez-Solares (2001) foi obtida somando 0.47 à média ponderada das magnitudes, alegadamente a correcção preconizada por Johnston (1996 b). Contudo, a valor proposto para a referida correcção é 0.32 (JOHNSTON, 1996b). Aplicando este último valor à média ponderada que se obtém usando apenas as intensidades IV a VI resulta para a magnitude o valor 8.1 ± 0.4 (o método de cálculo da incerteza é explicado em Johnston, 1996a).

A Fig. 18 mostra novamente as intensidades macrossísmicas referentes a Portugal Continental em função da distância ao banco de Gorringe, segundo Sousa & Oliveira (1997). Essa distância é tomada aqui como repre-

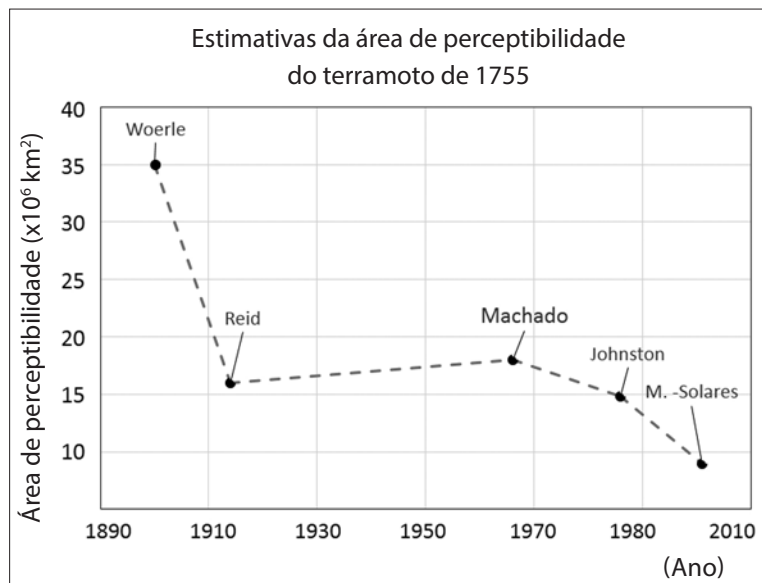


Fig. 16 – Estimativas da área de perceptibilidade do terramoto de 1755 através dos tempos.

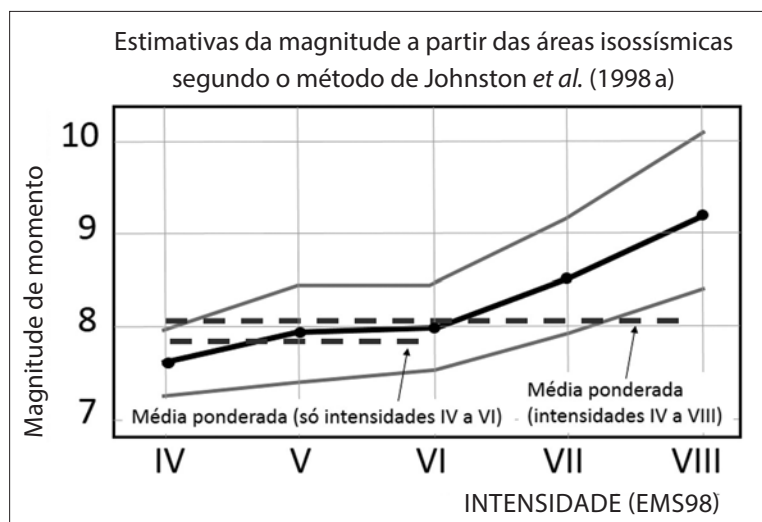


Fig. 17 – Magnitudes estimadas com base nas áreas das isossistas associadas a diferentes intensidades, segundo Martínez-Solares (2001). A linha tracejada superior indica a média ponderada proposta por esse autor (antes da correcção de + 0.47) e a linha tracejada inferior indica a média ponderada excluindo as intensidades VII e VIII (antes da correcção de + 0.32). A cinzento indicam-se os valores com um desvio padrão a mais e a menos.

sentativa, em primeira aproximação, de toda a região compreendendo o banco de Gorringe e a planície abissal da Ferradura. Distâncias inferiores a 180 km caem no domínio oceânico, pelo que não existem dados nesse intervalo. A curva a tracejado mostra as previsões da relação de atenuação de Atkinson & Wald (2007), para a região oriental da América do Norte, correspondente à magnitude de 8.1. Como se verifica, as intensidades são explicadas de forma satisfatória por essa relação, com excepção das regiões do Algarve e das bacias do Tejo e Sado. O bom ajuste – até com alguma tendência para sobrestimar as intensidades – a distâncias superiores a 450 km corrobora a estimativa de magnitude feita no parágrafo anterior com base nos dados em Espanha. As intensidades correspondentes ao Algarve e à região do Tejo e do Sado apontam fortemente para o envolvimento de fontes secundárias mais próximas dessas regiões.

A revisão em baixa da magnitude do terramoto de 1755, aqui proposta, elimina a necessidade de encontrar uma superfície apta a acolher uma rotura da ordem de 50 mil quilómetros quadrados, geralmente associada a magnitudes de 8.5, requerendo uma área de rotura dez vezes inferior (WELLS & COPPERSMITH, 1994).

Deste modo, atenua-se a motivação para adoptar modelos geodinâmicos que impliquem a ocorrência de subducção, pouco sustentados pela sismicidade. Torna-se igualmente dispensável invocar uma rigidez excepcionalmente elevada para a litosfera a fim de explicar o valor do momento sísmico escalar (produto da rigidez pela superfície de rotura e pelo deslocamento).

6.3.4 – Uma proposta de metodologia

A Fig. 19 esboça uma fonte complexa que explica em primeira ordem um conjunto de observações, como proposta para futura modelação a análise de detalhe. Adopta-se o cavalgamento da planície abissal da Ferradura para segmento nucleador do terramoto, dada a coincidência com o epicentro do sismo de 1969. Contudo, a hipótese de uma fonte mais a noroeste associada ao banco de Gorringe não pode ser excluída, dada a incerteza inerente aos dados. Qualquer destas duas estruturas explica satisfatoriamente as intensidades macrossísmicas no campo distante, admitindo que a atenuação com a distância é semelhante à da costa leste da América do Norte. O cavalgamento da planície abissal da Ferradura tem um prolongamento em direcção à costa algarvia, a falha do Cabo de São Vicente (CUNHA *et al.*, 2010), cuja rotura explicaria as elevadas intensidades no Algarve. As estruturas activas do Vale Inferior do Tejo podem ter contribuído para a rotura (VILANOVA *et al.*, 2003), bem como outras estruturas mapeadas por Cunha *et al.* (2010) na plataforma continental próximo da península de Setúbal – região epicentral de um sismo de magnitude provável ~ 7 em 1858 – contribuindo para explicar as elevadas intensidades no Vale Inferior do Tejo e na bacia do Sado. Finalmente, uma rotura no

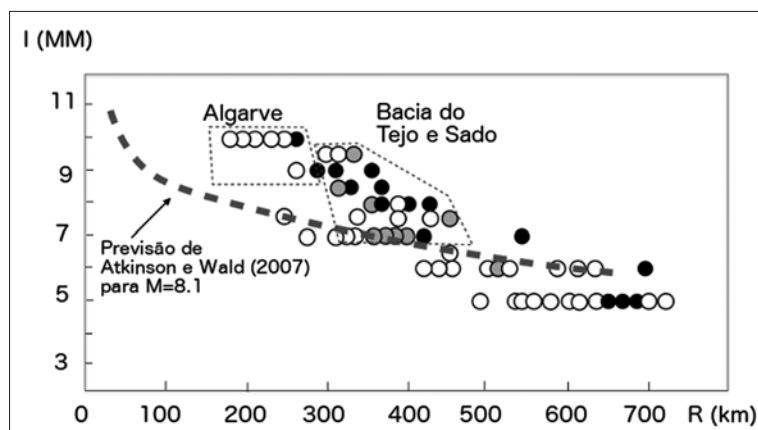


Fig. 18 – Intensidades do terramoto de 1755 observadas em Portugal, segundo Sousa & Oliveira (1997), comparadas com as previsões do modelo do movimento de solo de Atkinson & Wald (2007) para a região leste da América do Norte, para a magnitude 8.1. As distâncias dizem respeito ao banco de Gorringe, mas podem aplicar-se, em boa aproximação, a qualquer origem na planície abissal da Ferradura. As cercaduras tracejadas identificam os valores correspondentes à região do Algarve e às bacias do Tejo e do Sado. Com excepção destas duas regiões, as observações são bem explicadas pela curva, verificando-se algum erro por excesso acima de 500 km de distância.

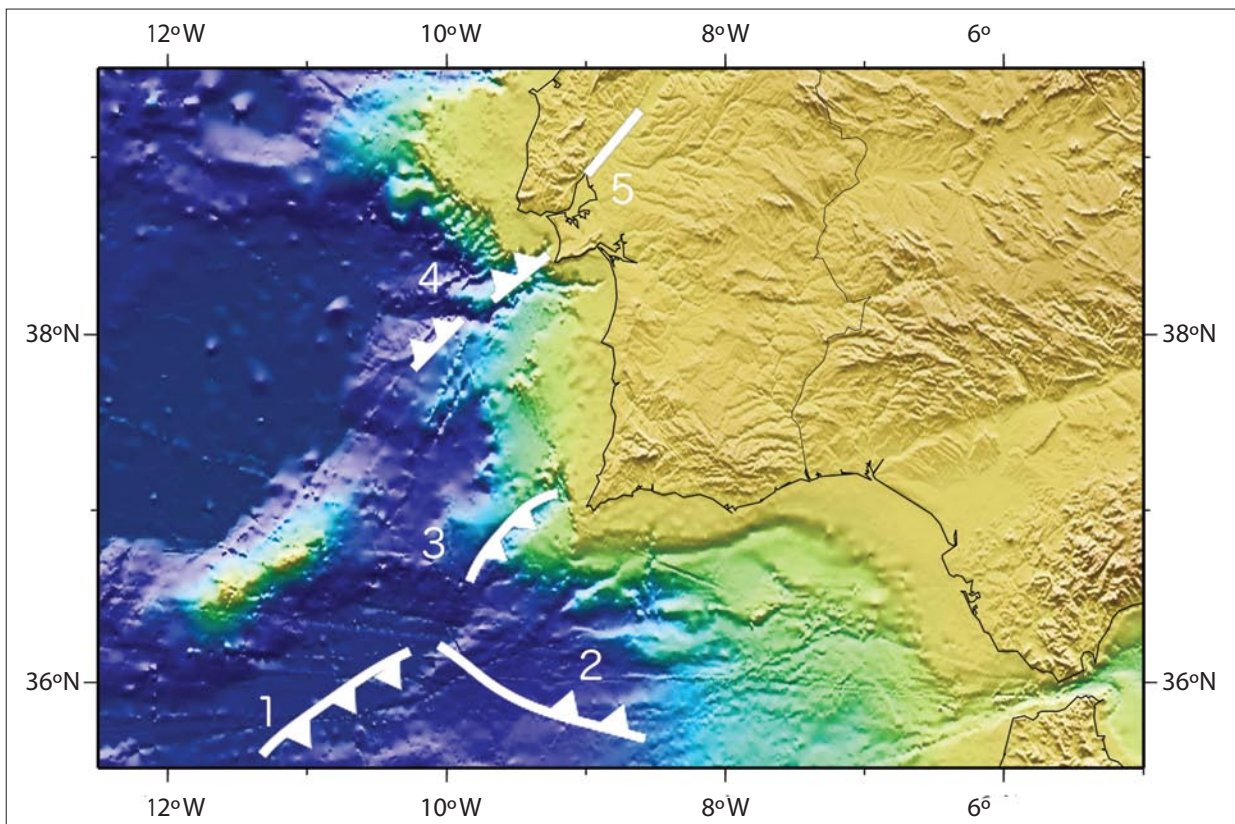


Fig. 19 – Esboço de fonte sismogénica e tsunamigénica complexa para o terramoto de 1755. 1) Cavalgamento da planície abissal da Ferradura (MARTÍNEZ-LORIENTE *et al.*, 2014); 2) falha Goringe-Ferradura (MEDIALDEIA *et al.*, 2004); 3) falha do Cabo de São Vicente (CUNHA *et al.*, 2010); 4) falhas mais setentrionais do sistema compressivo mapeado por CUNHA *et al.* (2010); 5) falha do Vale Inferior do Tejo (VILANOVA & FONSECA, 2004).

descolamento de base do prisma de acreção do golfo de Cádiz – a falha Goringe-Ferradura de Medialdeia *et al.* (2004) – permitiria explicar o tsunami no golfo de Cádiz e nas costas leste da América do Norte e Central. A extensão cumulativa destas estruturas é da ordem de 400 km, o valor normalmente associado a terremotos de magnitude próxima de 8 (WELLS & COPPERSMITH, 1994).

Este modelo de fonte não esgota naturalmente as possíveis combinações de estruturas activas, e a metodologia aqui preconizada consiste na modelação sistemática dos efeitos previsíveis – intensidades macrossísmicas e tempos de chegada do tsunami – para diversas combinações dessas estruturas. Para evitar raciocínios circulares, visto que as relações empíricas regionais para a atenuação tendem a ser fortemente dominadas pelos dados de 1755, é importante admitir a hipótese ergódica e basear a modelação em relações funcionais desenvolvidas para outras regiões com características geológicas análogas.

Acresce à complexidade das estruturas geológicas já conhecidas a possibilidade – cabalmente demonstrada pelo terramoto de 1969 – de que a rotura, pelo menos em parte, tenha ocorrido em falhas geológicas com reduzida expressão no fundo oceânico e que por isso não tenham sido ainda identificadas. A quantificação da incerteza revela-se por isso tão importante como a proposta de um modelo preferido. Os aspectos comuns ao conjunto dos modelos com maior poder explicativo constituirão o ganho de informação quanto à fonte do terramoto, e a sua dispersão será uma medida da incerteza epistémica. Mau grado o optimismo despertado

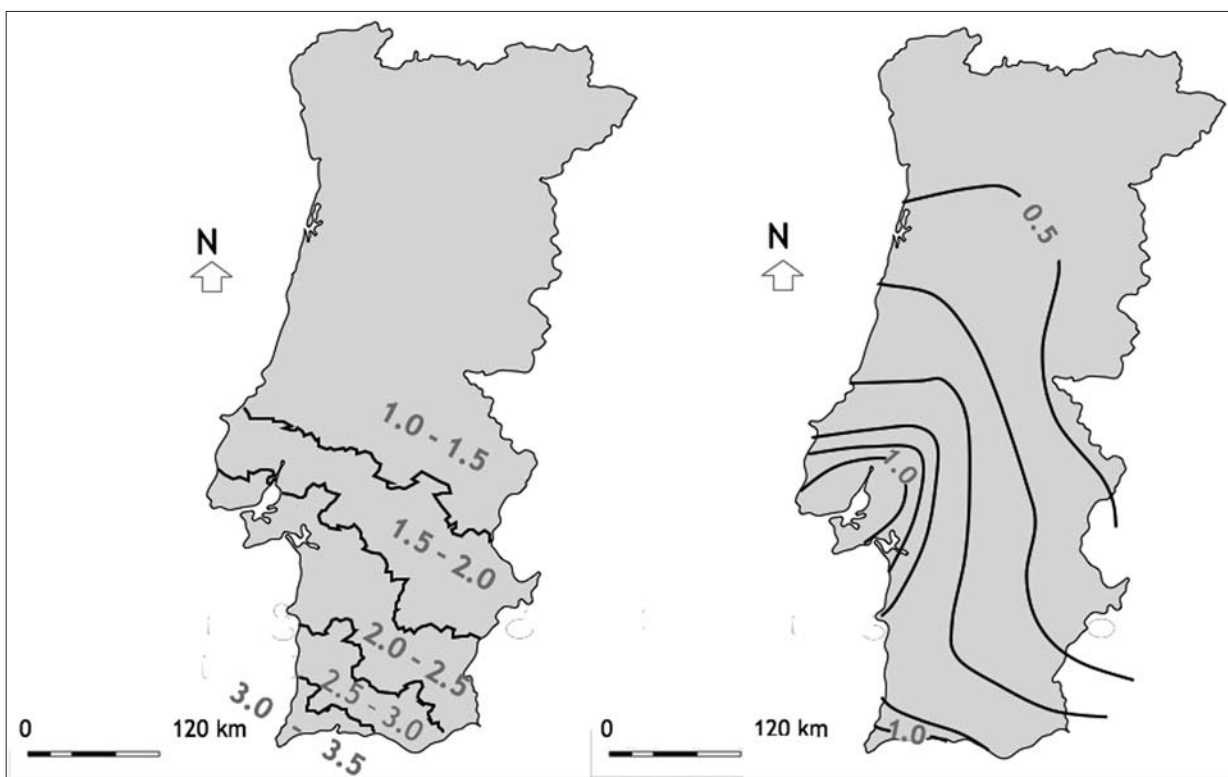


Fig. 20 – Mapas de perigosidade sísmica para Portugal Continental, representando a aceleração espectral (período de 1 segundo) com a probabilidade de 10% de ser excedida em qualquer período de 50 anos, ou equivalentemente, que tem o período de retorno de 475 anos (admitindo um modelo de ocorrência Poissoniano estacionário). A) Segundo o Documento Nacional de Aplicação (CARVALHO, 2011) da norma europeia de construção anti-sísmica EN 1998-1 (EUROCÓDIGO 8); B) Segundo os resultados do Projecto europeu SHARE (*Seismic Hazard Harmonization for Europe*; GIARDINI *et al.*, 2014). A discrepância, que resulta da diferente valoração relativa da contribuição do terramoto de 1755, atesta a necessidade de prosseguir com a investigação do potencial de geração de grandes terramotos na margem sudoeste de Portugal.

pela descoberta de várias estruturas geológicas activas da margem portuguesa, continuará provavelmente válido o vaticínio negativo de Reid (1914) quanto à viabilidade de caracterizar de forma precisa a fonte do terramoto de 1755.

6.3.5 – Desafios para a avaliação da perigosidade sísmica

O terramoto de 1755 constitui um desafio para a avaliação da perigosidade sísmica, conduzindo a resultados muito díspares consoante a abordagem adoptada. A Fig. 20A ilustra o zonamento da perigosidade sísmica em Portugal Continental segundo o Documento Nacional de Aplicação da norma de construção anti-sísmica europeia EUROCÓDIGO 8 (CARVALHO, 2011), usando como parâmetro a aceleração espectral (período de 1 segundo), particularmente relevante para o projecto de edifícios. Segundo as especificações da norma, a figura mostra em cada local o movimento do solo com a probabilidade de excedência de 10% em qualquer período de 50 anos, o que equivale – admitindo um processo de ocorrência Poissoniano estacionário – a um período de retorno de 475 anos. À direita a figura mostra o zonamento para o mesmo parâmetro e para o mesmo período de retorno, num estudo conduzido no âmbito do projecto europeu SHARE (*Seismic Hazard Harmonization*

for Europe), de acordo com as melhores práticas internacionais (GIARDINI *et al.*, 2014). A comparação dos dois resultados mostra que a análise de Giardini *et al.* (2014) não reflecte uma contribuição significativa do terramoto de 1755 para a perigosidade sísmica no período de retorno em apreço, enquanto que o zonamento do documento nacional é claramente dominado por esse evento, não sendo sensível a contribuições de outras zonas sismogénicas do território, como o Vale Inferior do Tejo.

Dois factores podem contribuir para a discrepância acima assinalada. Por um lado, a eventual sobrestimação da magnitude do terramoto de 1755 torna-o necessariamente um fenómeno mais raro: numa região em que a convergência entre placas se faz a uma taxa de ~ 5 mm/ano um terramoto que implica um deslocamento próximo dos 20 metros só poderá recorrer com um intervalo temporal médio de alguns milhares de anos. Como a análise de perigosidade se faz – por imposição regulamentar – para um período de retorno de 475 anos (excepto para estudos especiais no âmbito do projecto de infra-estruturas mais melindrosas, como barragens ou centrais nucleares) pode resultar, paradoxalmente, que a sobrestimação da magnitude do terramoto conduza à redução da sua contribuição para a perigosidade no período de retorno mais relevante. A redução da magnitude agora proposta poderá portanto reflectir-se numa maior contribuição do cenário da repetição do terramoto de 1755 para a perigosidade sísmica. Por outro lado, a distância usada ao aplicar os modelos de movimento do solo a um dado local mede-se a partir do ponto mais próximo da rotura, pelo que ignorar a complexidade da geometria da fonte pode levar a uma sobrestimação grosseira da distância ao local em análise.

Acresce que os estudos que estão na base dos actuais regulamentos de construção anti-sísmica (*e.g.*, SOUSA & OLIVEIRA, 1997), que utilizaram directamente a intensidade macrossísmica como medida do movimento do solo, adoptaram uma relação de atenuação *ad hoc* obtida a partir de observações locais que, como se verifica na Fig. 12, subestima as intensidades para distâncias entre 180 km e 350 km, sobestimando as intensidades a distâncias superiores a 500 km. Por esta via, a contribuição de fontes distantes com magnitude muito elevada terá sido ampliada. Só uma reavaliação – que deve ser consensual – da magnitude e das características da fonte do terramoto de 1755 permitirá integrar de forma equilibrada este sismo na avaliação da perigosidade sísmica de Portugal Continental.

7 – CONCLUSÕES

O terramoto de 1755 foi objecto do interesse de várias gerações de investigadores, cujas análises foram evoluindo ao longo dos tempos. Na ausência de uma revisão sistemática à luz dos ensinamentos mais recentes da ciência sismológica, os pressupostos subjacentes à maioria dos estudos sobre o terramoto continuam a reflectir convicções que são fruto de conhecimentos limitados sobre os fenómenos sísmicos. O advento da sismologia digital nos anos 70 do século passado, e em particular a sequência de mega-sismos ocorridos à escala global nos primeiros anos do século XXI, permitiram importantes avanços na compreensão da rotura sísmica, à luz dos quais os dados referentes ao terramoto de 1755 podem ser reavaliados.

A complexidade geométrica da fonte dos grandes sismos ($M > 8$), sistematicamente observada quando os dados instrumentais de qualidade permitem a análise da distribuição do deslizamento sobre as superfícies de rotura, introduz um grau de liberdade na estimativa das distâncias à fonte que pode ser utilizado para remover algumas contradições aparentes nos dados.

A modelação dos movimentos do solo com base em relações empíricas para a atenuação derivadas a partir dos dados locais conduz a valores por defeito para as distâncias mais curtas e por excesso para as distâncias

maiores (Fig. 12). Esta observação faz suspeitar que as intensidades mais elevadas (X), observadas no Algarve, assim como as intensidades observadas no Vale Inferior do Tejo (IX-X), são devidas a sub-fontes próximas dessas regiões, enquanto que o campo distante – com realce para as observações em Espanha – ajuda a caracterizar a rotura principal, localizada provavelmente a sudoeste do Cabo de São Vicente.

O campo distante pode ajudar também a estimar a magnitude do sismo de forma mais robusta, se se conseguir evitar a perturbação causada pelos efeitos de amplificação local. A aplicação da metodologia de Johnston (1996a) – provavelmente a abordagem mais robusta ao nosso alcance – aos dados de Espanha seguindo os passos de Martínez-Solares (2001) mas excluindo as intensidades VII e VIII observadas apenas na bacia do Guadalquivir (provavelmente reflectindo amplificações locais) conduz a uma estimativa de 8.1 ± 0.4 para a magnitude do terramoto de 1755. Se as observações no Algarve e no Vale Inferior do Tejo forem explicadas por sub-roturas mais próximas como se sugeriu acima, as restantes intensidades em Portugal Continental são também consentâneas com este valor mais baixo da magnitude, admitindo que a atenuação é comparável à de outras regiões continentais estáveis (a atenuação reflecte as características da crosta em que ocorre a propagação, e não apenas as da região epicentral).

Os tempos de chegada do tsunami são dados fundamentais para a modelação da fonte, a par com as intensidades macrossísmicas. Contudo, a incerteza associada aos relatos coevos, aliada ao potencial efeito perturbador da complexidade da rotura, da distribuição do deslizamento e de eventuais deslizamentos de terras submarinos, tornam a modelação problemática, como fica patente na divergência das múltiplas interpretações propostas. Estas dificuldades podem ser minoradas dando particular relevo às observações distantes, transatlânticas, menos sujeitas a perturbações. As conclusões de Barkan *et al.* (2009) com base na chegada do tsunami à costa leste da América do Norte, em conjunto com o estudo de geologia marinha de Medialdea *et al.* (2004), parecem sugerir o envolvimento do descolamento na base do prisma de acreção do golfo de Cádiz, de orientação noroeste-sueste, na génese do tsunami.

Propõe-se uma metodologia para o aprofundamento da caracterização da fonte do terramoto de 1755, baseada na modelação dos efeitos – intensidades macrossísmicas e tempos de chegada do tsunami – de um conjunto de roturas complexas consistentes com as observações de geologia marinha nas margens ocidental e sul de Portugal. As roturas a analisar deverão ser também compatíveis com o actual campo de tensões regional, excepto quanto a geologia ou a sismicidade justifiquem um desvio local significativo. Os dados deverão ser usados na sua totalidade (com excepção dos exageros óbvios ou erros objectivamente identificáveis) visto que os resíduos entre observações e previsões dos diferentes modelos fornecem informação útil sobre o respectivo mérito e sobre a incerteza associada. O modelo consensual a extrair destas análises reflectirá as características comuns aos modelos intermédios de maior poder explicativo, e a dispersão desses modelos medirá a incerteza remanescente.

A melhor compreensão do terramoto de 1755 é um nobre objectivo académico, na senda de várias gerações de investigadores. Mas é também um passo importante para melhorar a caracterização da perigosidade sísmica de Portugal Continental, ferramenta fundamental para a gestão do território com vista à mitigação do risco sísmico. Os relevantes desenvolvimentos da ciência sismológica nos últimos anos abrem as portas para progressos significativos em ambas as frentes, desafio a que os geocientistas nacionais por certo não deixarão de responder.

AGRADECIMENTOS

Uma versão prévia do manuscrito beneficiou da revisão das Doutoradas Sandra Heleno, Susana Custódio e Susana Vilanova. Várias figuras foram produzidas com os programas *Generic Mapping Tools* de Wessel e Smith (1995). A investigação da sismicidade de Portugal Continental no CERENA, Instituto Superior Técnico, foi conduzida no âmbito da Rede de Excelência “SEICHE – *Seismicity of Plate Interiors: Challenges for Hazard Evaluation*” (coordenador J. Fonseca), financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia sob o contrato EXCL/GEO-FIQ/0411/2012.

REFERÊNCIAS

- ABRAHAMSON, N. (2000) – Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis. *Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation*. Palm Springs, Califórnia: IEERI.
- AMMON, C., JI, C., THIO, H.-K., ROBINSON, D., NI, S., HJORLEIFSDOTTIR, V., KANAMORI, H., LAY, T., DAS, S., HELMBERGER, D., ICHINOSE, G., POLET, J. & WALD, D. (2005) – Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, 308, p. 1133-1139.
- ARGUS, D. F., GORDON, R. G., DEMETS, C. & STEIN, S. (1989) – Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B5), p. 5585-5602
- ATKINSON, G. (2012) – Integrating Advances in Ground-Motion And Seismic Hazard Analysis. *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*. Lisboa: IAEE.
- ATKINSON, G. & BOORE, D. (1997) – Some Comparisons Between Recent Ground-Motion Relations. *Seismological Research Letters*, 68 (1), p. 24-40.
- ATKINSON, G. & WALD, D. J. (2007) – “Did You Feel It?” intensity data: A surprisingly good measure of earthquake ground motion. *Seism. Res. Lett.*, 78, p. 362-368.
- AUZENDE, J. M., OLIVET, J. L., CHARVET, J., LE LANN, A., LE PICHON, X., MONTEIRO, J. H., NICOLAS, A. & RIBEIRO, A. (1978) – Sampling and observation of oceanic mantle and crust on Gorringe Bank. *Nature*, 273, p. 45-49.
- BAPTISTA, M. A., MIRANDA, P. M. A., MIRANDA, J. M. & VICTOR, L. M. (1996) – Rupture Extent of the 1755 Lisbon Earthquake Inferred From Numerical Modeling of Tsunami Data. *Phys. Chem. Earth*, 21 (12), p. 65-70.
- BAPTISTA, M. A., HEITOR, S., & VICTOR, L. M. (1998) – The 1755 Lisbon tsunami; Evaluation of the tsunami parameters. *J. of Geodynamics*, 25 (2), p. 143-157.
- BAPTISTA, M. A., MIRANDA, J. M., CHIERICI, F. & ZITELLINI, N. (2003) – New study of the 1755 earthquake source based on multi channel seismic survey data and tsunami modeling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, p. 333-340.
- BAPTISTA, M. A., MIRANDA, J. M. & BATLLÓ, J. (2014) – The 1531 Lisbon earthquake: a tsunami in the Tagus estuary?. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104, p. 2149-2161.
- BARRIENTOS, S. E. & WARD, S. N. (1990) – The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103 (3), p. 589-598.

- BARKAN, R., TEN BRINK, U. S. & LIN, J. (2009) – Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: Implications for tsunami hazard to the U.S. East Coast and the Caribbean. *Marine Geology*, 264, p. 109-122.
- BUFORN, E., UDÍAS, A. & COLOMBÁS, M. A. (1988) – Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores Gibraltar plate boundary, *Tectonophysics*, 152, p. 89-118.
- CABRAL, J. & RIBEIRO, A. (1988) – *Carta Neotectónica de Portugal Continental*. Lisboa: Ed. Serviços Geológicos de Portugal.
- CANORA, C., VILANOVA, S. P., OSTMAN, G. M. B., CARVALHO, J., HELENO, S. & FONSECA, J. F. B. D. (2015) – The Eastern Lower Tagus Valley Fault Zone in central Portugal: Active faulting in a low-deformation region within a major river environment. *Tectonophysics*, 660, p. 117-131
- CARVALHO, E. C. (2011) – *Aplicação do EUROCÓDIGO 8 à concepção e projecto de edifícios – Aspectos gerais e acção sísmica*. Lisboa: Ordem dos Engenheiros.
- CARVALHO, A., ZONNO, G., FRANCHESINA, G., SERRA, J. B. & COSTA, A. C. (2008) – Earthquake shaking scenarios for the metropolitan area of Lisbon. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28, p. 347-364.
- CASADO, C. L., PALACIOS, S. M., DELGADO, J. & PELÁEZ, J. (2000) – Attenuation of intensity with epicentral distance in the Iberian Peninsula. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, p. 34-47.
- CRUTCHLEY, G. J., BERNDT, C., KLAESCHEN, D. K. & MASSON, D. G. (2011) – Insights into active deformation in the Gulf of Cadiz from new 3 D seismic and high resolution bathymetry data. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12 (7), Q07016.
- CUA, G., WALD, D. J., ALLEN, T. I., GARCIA, D., WORDEN, C. B., GERSTENBERGER, M., LIN, K. & MARANO, K. (2010) – “Best Practices” for Using Macroseismic Intensity and Ground Motion Intensity Conversion Equations for Hazard and Loss Models in GEM1. *GEM Technical Report 2010-4*. Pavia: GEM Foundation.
- CUNHA, T. A., WATTS, A. B., PINHEIRO, L. M. & MYKLEBURST, R. (2010) – Seismic and gravity anomaly evidence of large-scale compressional deformation off SW Portugal. *Earth and Planetary Science Letters*, 293, p. 171-179.
- CUSTÓDIO, S., DIAS, N. A., CARRILHO, F., GÓNGORA, E., RIO, I., MARREIROS, C., MORAIS, I., ALVES, P. & MATIAS, L. (2015) – Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical Journal International*, 203 (1), p. 127-145.
- CUSTÓDIO, S., LIMA, V., VALES, D., CESCO, S. & CARRILHO, F. (2016) – Imaging active faults in a region of distributed deformation from the joint clustering of focal mechanisms and hypocenters: Application to the Azores-Western Mediterranean region. *Tectonophysics*, 676, p. 70-89.
- DAVIDSON, C. (1936) – *Great Earthquakes*. Londres: Thomas Murby and Co.
- DELOUIS, B., NOQUET, M. & VALÉE, M. (2010) – Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37, L17305.
- DUARTE, J. C., ROSAS, F. M., TERRINHA, P., SCHELLART, W. P., BOUTELIER, D., GUTSCHER, M.-A. & RIBEIRO, A. (2013) – Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology*, 41, p. 839–842.
- EBEL, J. (2006) – The Cape Ann, Massachusetts Earthquake of 1755: A 250th Anniversary Perspective. *Seismological Research Letters*, 77 (1), pp. 74-86.

- EBERHART-PHILLIPS, D., HAEUSSLER, P. J., FREYMUELLER, J. T., FRANKEL, A. D., RUBIN, C., CRAW, P., RATCHKOVSI, N. A., ANDERSON, G., CARVER, G., CRONE, A., DAWSON, T., FLETCHER, H., HANSEN, R., HARP, E., HARRIS, R., HILL, D. P., HREINSDOTTIR, S., JIBSON, R. W., JONES, L. M., KAYEN, R., KEEFER, D. K., LARSEN, C. F., MORAN, S. C., PERSONIUS, S. F., PLAFKER, G., SHERROD, B., SIEH, K., SITAR, N. & WALLACE, W. (2003) – The 2002 Denali Fault Earthquake, Alaska: A Large Magnitude, Slip-Partitioned Event. *Science*, 300 (5622), p. 1113-1118.
- FERNANDES, R. M. S., AMBROSIUS, B. A. C., NOOMEN, R., BASTOS, L., WORTEL, M. J. R., SPAKMAN, W. & GOVERS, R. (2003) – The relative motion between Africa and Eurasia as derived from ITRF2000 and GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 30, p. 1828-1840.
- FERNANDES, R. M. S., MIRANDA, J. M., MEIJNINGER, B. M. L., BOS, M. S., BASTOS, L., AMBROSIUS, B. A. C. & RIVA, R. E. M. (2007) – Surface velocity field of the Ibero Maghrebian segment of the Eurasia Nubia plate boundary. *Geophys. J. Int.*, 169 (1), p. 315-324
- FITCH, T. J. (1972) – Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77 (23), p. 4432-4460.
- FONSECA, J. F. B. D. (2004) – *O Terramoto de 1755 / The 1755 Earthquake* (2.^a edição). Lisboa: Argumentum.
- FONSECA, J. F. B. D. (2005) – The source of the Lisbon Earthquake. *Science*, 308 (5718), p. 50-51.
- FONSECA, J. F. B. D. & VILANOVA, S. P. (2005) – Reply to MATIAS *et al.*, Comment on VILANOVA, S. P., NUNES, A. C. F. & FONSECA, J. F. B. D. (2003) – Lisbon 1755: a case of triggered onshore rupture?. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95 (6), p. 2539-2542
- FRANKEL, A. (1994) – Implications of felt area-magnitude relations for earthquake scaling and the average frequency of perceptible ground motion. *Bull. seism. Soc. Am.*, 84, p. 462-465.
- FUKAO, Y. (1973) – Thrust faulting at a lithospheric plate boundary the Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sci. Lett.* 18, p. 205-216.
- GALINDO-ZALDIVAR, J., GIL, A. J., BORQUE, M. J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., JABALOY, A., MARIN-LECHADO, C., RUANO, P. & GALDEANO, C. (2003) – Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 36, p. 239-250
- GALINDO-ZALDIVAR, J., GIL, A. J., GALDEANO, C., LACY, M. C., ARMENTEROS, J. A. G., RUANO, P., RUIZ, A. M., MARTOS, M. M. & ALFARO, P. (2015) – Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from cGPS data. *Tectonophysics*, 663, p. 290-301.
- GEISSLER, W. H., MATIAS, L., STICH, D., CARRILHO, F., JOKAT, W., MONNA, S., IBENBRAHIM, A., MANCILLA, F., GUTSCHER, A., SALLARES, V. & ZITELLINI, N. (2010) – Focal Mechanisms for sub-crustal earthquakes in the Gulf of Cadiz from a dense OBS deployment. *Geophysical Research Letters*, 37, L18309.
- GEIST, E. L. (2002) – Complex earthquake rupture and local tsunamis. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B5), 2-16.
- GIARDINI, D., WOESSNER, J., DANCIU, L., VALENSISE, G., GRUENTHAL, G., COTTON, F., AKKAR, S., BASILI, R., STUCCHI, M., ROVIDA, A., STROMEYER, D., ARVIDSSON, R., MELETTI, F., MUSSON, R., SESETYAN, K., DEMIRCIUGLU, M. B., CROWLEY, H., PINHO, R., PITILAKIS, K., DOUGLAS, J., FONSECA, J., ERDIK, M., CAMPOS-COSTA, A., GLAVATOVIC, B., MAKROPOULOS, K., LINDHOLM, C. & CAMEELBEEK, T. (2014) – Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE). Recurso em linha: <URL: <http://dx.doi.org/10.12686/SED-00000001-SHARE>>.

- GONZÁLEZ, A., CÓRDOBA, D., VEGAS, R. & MATIAS, L. M. (1998) – Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and Gulf of Cadiz. *Tectonophysics*, 296 (3-4), p. 317-331.
- GONZÁLEZ-FERNÁNDEZ, A., CÓRDOBA, D., MATIAS, L. M. & TORNÉ, M. (2001) – Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Researches*, 22, p. 207-223.
- GRANDIN, R., BORGES, J. F., BEZZEGHOUD, M., CALDEIRA, B. & CARRILHO, F. (2007) – Simulations of strong ground motion in SW Iberia for the 1969 February 28 (Ms = 8.0) and the 1755 November 1 (M ~ 8.5) earthquakes - II. Strong ground motion simulations. *Geophysical Journal International*, 171, p. 807-822.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F. (1949) – *Seismicity of the Earth and Associates Phenomena*. Princeton: Princeton University Press.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F. (1954) – *Seismicity of the Earth*, 2.^a ed. Princeton: Princeton University Press.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C. F. (1956) – Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration (second paper). *Bull. Seismol Soc. America*, 46 (2), p. 105-145.
- GUTSCHER, M. A., MALOD, J., REHAULT, J.-P., CONTRUCCI, I., KLINGELHOEFER, F., VICTOR, L. M. & SPAKMAN, W. (2002) – Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, p. 1071-1074.
- GUTSCHER, M. A. (2004) – What caused the Great Lisbon Earthquake?. *Science*, 305, p. 1247-1248.
- GUTSCHER, M. A., BAPTISTA, M. A. & MIRANDA, J. M. (2006) – The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modelling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426, p. 153-166.
- GUTSCHER, M. A., DOMINGUEZ, S., WESTBROOK, G. K. & LeROY, P. (2009) – Deep structure, recent deformation and analog modelling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Tectonophysics*, 475, p. 85-97.
- GUTSCHER, M.-A. (2012) – Subduction Beneath Gibraltar? Recent Studies Provide Answers. *Eos*, 93 (13), p. 133-140.
- HANKS, T. C. & KANAMORI, H. (1979) – A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 2348-2350.
- HEINRICH, P., BAPTISTA, M. A. & MIRANDA, P. (1994) – Numerical simulation of the 1969 tsunami along the Portuguese coasts: preliminary results. *Science of Tsunami Hazards*, 12 (1), p. 3-25.
- ISACKS, B. & MOLNAR, P. (1971) – Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of Geophysics*, 9 (1), p. 103-174
- JI, C., HELMBERGER, D. V., SONG, T. A. & MA, K.-F. (2001) – Slip distribution and tectonic implication of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 28 (23), p. 4379-4382.
- JOHNSTON, A. C. (1996) – Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - II. historical seismicity. *Geophys. J. Int.*, 125, p. 639-678.
- JOHNSTON, A. C. (1996) – Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886, and Lisbon 1755. *Geophys. J. Int.*, 126, p. 314-344.
- KING, G. C. P., STEIN, R. S. & LIN, J. (1994) – Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84 (3), p. 935-953
- LEVRET, A. (1991) – The effects of the November 1, 1755 “Lisbon” earthquake in Morocco. *Tectonophysics*, 193 (1-3), p. 83-94

- LONERGAN, L. & WHITE, N. (1997) – Origin of the Betic Rif mountain belt. *Tectonics*, 16, p. 504-522.
- LÓPEZ-ARROYO, A. & UDÍAS, A. (1972) – Aftershock sequence and focal parameters of the February 28,1969 earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, p. 699-719.
- MACHADO, F. (1966) – *Contribuição para o estudo do terramoto de 1 de Novembro de 1755*. Separata da *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 2.^a Série C, vol. XIV (1), p. 19-31.
- MACHADO, F., REIS, P. & SILVEIRA, E. (1983) – Sobre a profundidade de focos sísmicos no Atlântico Norte. *Resumos do Primeiro Congresso Nacional de Geologia*. Aveiro: Sociedade Geológica de Portugal.
- MALDONADO, A., SOMOZA, L. & PALLARÉS, L. (1999) – The Betic orogen and the Iberian African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155 (1-2), p. 9-43.
- MALLET, R. & MALLET, J. W. (1858) – *The Earthquake Catalogue of the British Association, with the Discussion, Curves, Maps, etc.* Londres: Taylor and Francis.
- MARTÍNEZ LORIENTE, S., SALLARÉS, V., GRÀCIA, E., BARTOLOME, R., DAÑOBEITIA, J. J. & ZITELLINI, N. (2014) – Seismic and gravity constraints on the nature of the basement in the Africa Eurasia plate boundary: New insights for the geodynamic evolution of the SW Iberian margin. *J. Geophys. Res.*, 119.
- MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. (2001) – *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1990)*. Madrid: Instituto Geográfico Nacional (Monografía 18).
- MARTÍNEZ-SOLARES, J. M., LOPEZ-ARROYO, A. & MESZCUA, J. (1979) – Isoseismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from Spanish data. *Tectonophysics*, 53, p. 301-313.
- MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. & LÓPEZ-ARROYO, A. (2004) – The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *J. Seismol.*, 8, p. 275-294
- McCAFFREY, R. (1992) – Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation. *Journal of Geophysical Research*, 97, p. 8905-8915.
- McCAFFREY, R. (1996) – Slip partitioning at convergent plate boundaries of SE Asia. *Geol. Soc. Special Publication 106*, p. 3-18
- McKENZIE, D. (1972) – Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 30, p. 109-185.
- MEDIALDEA, T., VEGAS, R., SOMOZA, L., VÁSQUEZ, J. T., MALDONADO, A., RIO, V., MAESTRO, A., CORDOBA, D. & PUGA, M. C. (2004) – Structure and evolution of the “Olistostrome” complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209, p. 173-198.
- MENDONÇA, J. J. M. (1758) – *História Universal Dos Terramotos Que Tem Havidido No Mundo de Que Há Notícia Desde a Sua Criação Até Ao Século Presente*. Lisboa: Oficina de António Vicente Silva.
- MENDOZA, C. & HARTZELL; S. H. (1989) – Slip Distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, Earthquake – ear-Source and Teleseismic Constraints. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 79 (3), p. 655-669.
- MENG; L., AMPUERO, J.-P. STOCK, J., DUPUTEL, Z., LUO, Y. & TSAI, V. C. (2012) – Earthquake in a Maze: Compressional Rupture Branching During the 2012 Mw 8.6 Sumatra Earthquake. *Science*, 337 (6095), p. 724-726

- MOLNAR, P. & TAPPONIER, P. (1975) – Tectonics of Asia: Consequences and Implications of a Continental Collision. *Science*, 189, p. 419-426.
- MORATTI, G., PICCARDI, L., VANNUCCI, G., BELARDINELLI, M. E., DAHMANI, M., BENDKIK, A. & CHENAKEB, M. (2003) – The “Meknes” Earthquake (Morocco): field data and geodynamic implications. *Journal of Geodynamics*, 36 (1-2), p. 305-322.
- MOREIRA, V. S., (1985) – Seismotectonics of Portugal and its adjacent area in the Atlantic. *Tectonophysics*, 117, p. 85-96.
- MORGAN, W. J. (1968) – Rises, trenches great faults and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73 (6), p. 1959-1982.
- MULLER, B., ZOBACK, M. L., FUCHS, K., MASTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANSON, O. & LJUNGGREN, C. (1992) – Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B8), p. 11783-11803.
- NOCQUET, J.-M. (2012) – Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, p. 220-242.
- NORRIS, R. J. & COOPER, A. F. (2000) – Late Quaternary slip rates and slip partitioning on the Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 23, p. 507-520.
- NOZES, J. (1990) – *O Terramoto de 1755: Testemunhos Britânicos*. Lisboa: British Historical Society of Portugal.
- OLIVEIRA, C. S. (1980) – Seismic hazard analysis for zones of intermediate seismicity. *Proceedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering*. Ankara: Turkish National Committee on Earthquake Engineering.
- OSTMAN, G. M. B., VILANOVA, S. P., NEMSER, E. S., FALCÃO-FLOR, A., HELENO, S., FERREIRA, H. E. & FONSECA, J. F. B. D. (2012) – Large Holocene Earthquakes in the Lower Tagus Valley Fault Zone, Central Portugal. *Seismol. Res. Lett.*, 83, p. 67-76.
- OZAWA, S., Takuya NISHIMURA, T., SUITO, H., KOBAYASHI, T., TOBITA, M. & IMIKIIRI, T. (2011) – Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, 475, p. 373-376
- PALANO, M., GONZÁLEZ, P. J. & FERNÁNDEZ, J. (2013) – Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic arc: constraints on active geodynamics. *Gondwana Res.*, 23, p. 1071-1088.
- PELAYO, A. M. & WIENS, D. A. (1992) – Tsunami earthquakes: Slow thrust-faulting events in the accretionary wedge. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 15321-15337.
- PEDRERA, A., RUIZ-CONSTAN, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., CHALOUAN, A., GALDEANO, C., MARIN-LECHADO, C., RUANO, P., BENMAHKLOUF, M., AKIL, M., GARRIDO, A. C. L., CHABLI, A., AHMAMOU, M. & GONZÁLEZ, L. (2011) – Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to Present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, 52, p. 83-96.
- PINHEIRO, L., WHITMARSH, R. & MILES, P. (1992) – The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, I. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. *Geophysical Journal International*, 109 (1), p. 106-124.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M. (1989) – Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17 (6), p. 540-543.

- PLATT, J. & HOUSEMAN, G. (2003) – Evidence for active subduction beneath Gibraltar – Comment. *Geology*, 32 (1), p. 22.
- POLLITZ, F.P., STEIN, R.S., SEVILGEN, V. & BURGMANN, R. (2012) – The 11 April 2012 east Indian Ocean earthquake triggered large aftershocks worldwide. *Nature*, 490, p. 250-253.
- PRO, C., BUFORN, E., BEZZEGHOUD, M. & UDÍAS, A. (2013) – The earthquakes of 29 July 2003, 12 February 2007, and 17 December 2009 in the region of Cape Saint Vincent (SW Iberia) and their relation with the 1755 Lisbon earthquake. *Tectonophysics*, 583, p. 16-27.
- PURDY, G. (1975) – The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43 (3), p. 973-1000.
- QI, W., XUEJUN, Q., QIGUI, L., FREIMUELLER, J., SHAOMIN, Y., CAIJUN, X., YONGLIN, W., XINZHA, Y., KAI, T. & GANG, C. (2011) – Rupture of deep faults in the 2008 Wenchuan earthquake and uplift of the Longmen Shan. *Nature Geoscience*, 4, p. 634-639.
- REID, H. F. (1914) – The Lisbon earthquake of November 1, 1755. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 4 (2), p. 53-80.
- REITER, L. (1990) – *Earthquake Hazard Analysis*. New York: Columbia University Press.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BAPTISTA, R. & MATIAS, L. (1996) – Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15, p. 641-659.
- RICHTER, C. F. (1935) – An Instrumental Magnitude Scale. *Bull. Seismol. Soc. America*, 25, p. 1-32.
- RICHTER, C. F. (1958) – *Elementary Seismology*. San Francisco and London: W. H. Freeman and Company.
- ROSAS, F. M., DUARTE, J. C., TERRINHA, P., VALADARES, V. & MATIAS, L. (2009) – Morphotectonic characterisation of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa Iberia plate boundary): insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology*, 261 (1 4), p. 33-47.
- ROSAS, F., DUARTE, J. C., SCHELLART, W. P., TOMÁS, R. & TERRINHA, P. (2016) – Seismic potential of thrust-wrench tectonic interference between major active faults offshore SW Iberia: a new explanation for the 1755 Great Lisbon Earthquake?. In: DUARTE, J. C. & SCHELLART, W. P. – *In Plate Boundaries and Natural Hazards, Geophysical Monograph Series*. John Wiley & Sons.
- ROYDEN, L. H. (1993) – Evolution of retreating subduction zones formed during continental collision. *Tectonics*, 12 (3), p. 629-638.
- SARTORI, R., TORELLI, L., ZITELLINI, N., PEIS, D. & LODOLLO, E. (1994) – Eastern segment of the Azores Gibraltar Line (central eastern Atlantic) – an oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22 (6), p. 555-558.
- SILVA, V., CROWLEY, H., VARUM, H. & PINHO, R. (2014) – Seismic risk assessment for mainland Portugal. *Bull. Earthquake Eng.*, 13 (2), p. 429-457.
- SOMERVILLE, P. G., SMITH, N. F., GRAVES, R. W. & ABRAHAMSON, N. A. (1997) – Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, 68, p. 199-222.
- SOUSA, F. L. P. (1919-1932) – *O Terremoto do 1.º de Novembro de 1755*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.

- SOUSA, M. L. & OLIVEIRA, C. S. (1997) – Hazard Mapping Based on Macroseismic Data Considering the Influence of Geological Conditions. *Nat. Hazards*, 14 (2), p. 207-225.
- SPUDICH, P. & CHIOU, B. (2008) – Directivity in NGA Earthquake Ground Motions: Analysis Using Isochrone Theory. *Earthquake Spectra*, 24 (1), p. 279-298.
- SPUDICH, P. WATSON, J., WATSON, L., SOMERVILLE, P., BAYLESS, J., SHAI, S., BAKER, J. W., ROWSHANDEL, B. & CHIOU, B. (2012) – Directivity models produced for the Next Generation Attenuation West 2 (NGA West 2) project. *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*. Lisboa: IAEE.
- TERRINHA, P., PINHEIRO, L. M., HENRIET, J. P., MATIAS, L., IVANOV, M. K., MONTEIRO, J. H., AKHMETZHANOV, A., VOLKONSKAYA, A., CUNHA, T., SHASKIN, P. & ROVERE, M. (2003) – Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195 (1-4), p. 55-73.
- UDÍAS, A. & LÓPEZ-ARROYO, A. (1972) – Plate Tectonics of the Azores-Gibraltar Region. *Nature*, 237, p. 67-69.
- VERNANT, P., FADIL, A., MORABIT, T., OUAZAR, D., KOULALI, A., MARTIN-DAVILA, J., GARATE, J., McCLUSKY, S. & REILINGER, R. (2010) – Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49 (3-4), p. 123-129.
- VILANOVA, S., NUNES, C. & FONSECA, J. F. B. D. (2003) – Lisbon 1755: a case of triggered onshore rupture?. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, p. 2056-2068.
- VILANOVA, S. P. & FONSECA, J. F. B. D. (2004) – Seismic hazard impact of the Lower Tagus Valley fault zone (SW Iberia). *J. Seismol.*, 8, p. 331-345.
- VILANOVA, S. P. & FONSECA, J. F. B. D. (2007) – Probabilistic seismic-hazard assessment for Portugal. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, p. 1702-1717.
- VILANOVA, S. P., FONSECA, J. F. B. D. & OLIVEIRA, C. S. (2012) – Ground-Motion Models for Seismic-Hazard Assessment in Western Iberia: Constraints from Instrumental Data and Intensity Observations. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 112, p. 169-184.
- WELLS, D. & COPPERSMITH, K. (1994) – New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, p. 974-1002.
- WESSEL, P. & SMITH, W. H. F. (1995) – New version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 76, p. 329.
- WHITMARSH, R. B., PINHEIRO, L. M., MILES, P. R., RECQ, M. & SIBUET, J. C. (1993) – Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites. *Tectonics*, 12, p. 1230-1239.
- WOESSNER, J., DANCIU, L., GIARDINI, D., CROWLEY, H., COTTON, F., GRUNTHAL, G., VALENSISE, G., ARVIDSSON, R., BASILI, R., DEMIRCIÖGLU, M. B., HIEMER, S., MELETTI, C., MUSSON, R. W., ROVIDA, A. N. SESETYAN, K., STUCCHI, M. & THE SHARE CONSORTIUM (2015) – The 2013 European Seismic Hazard Model: key components and results. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13 (12), p. 3553-3596.
- WYSS, M. E BRUNE, J. (1967) – The Alaska earthquake of 28 March 1964: a complex multiple rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 57 (5), p. 1017-1023.

- XU, X., WEN, X., YU, G., CHEN, G., KLINGER, Y., HUBBARD, J. & SHAW, J. (2009) – Coseismic reverse- and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China. *Geology*, 37 (6) p. 515-518.
- YUE, H., LAY, T. & KOPER, K. D. (2012) – En echelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquake. *Nature*, 490, p. 245-249.
- ZITELLINI, N., CHIERICI, F., SARTORI, R. e TORELLI, L. (1999) – The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. *Annali di Geofisica*, 42 (1), p. 49-55.
- ZITELLINI, N., MENDES, L. M., CORDOBA, D., DAÑOBEITIA, J., NICHOLIS, R., PELLIS, G., RIBEIRO, A., SARTORI, R., TORELLI, L., BARTOLOME, L., BORTOLLUZI, G., CALAFATO, A., CARRILHO, F., CASONI, L., CHIERICI, E., CORELA, C., CORREGGIARI, A., DELA-VEDOVA, B., GRÀCIA, E., JORNET, P., LANDUZZI, M., LIGI, M., MAGAGNOLI, M., MAROZZI, G., MATIAS, L., PENITENTI, D., RODRÍGUEZ, P., ROVERE, M., TERRINHA, P., VIGLIOTTI, P. & ZAHINOS-RUIZ, A. (2001) – Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated. *Eos*, 82, p. 285-291.
- ZITELLINI, N., GRÀCIA, E., MATIAS, L., TERRINHA, P., ABREU, M. A., DeALTERIIS, G., HENRIET, J. P., DAÑOBEITIA, J. J., MASSON, D. G., MULDER, T., RAMELLA, R., SOMOZA, L. & DIEZ, S. (2009) – The quest for the Africa Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), p. 13-50.