

Falha de Marquês de Pombal: estrutura sismo-tsunamigénica do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755? Estrutura, morfologia e sedimentação associadas

P. Terrinha^(a,1), N. Zitellini^(b,2), L. Matias^(c,3), E. Gràcia^(d,4), A. Ribeiro^(a,5), L. Mendes Vítor^(e,6), J. Dañobeitia^(d,7), L. M. Pinheiro^(f,8), J. Gafeira^(g,9), H. Matias^(c,10), C. Roque^(c,11) & BIGSETS, TTR-10, PARSIFAL e HITS tripulações científicas

a- Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa, Departamento de Geologia, LATTEX 1749-016 Lisboa, Portugal

b- Istituto di Geologia Marina, Via Gobetti 101, 40100 Bologna, Italy

c- Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa, Departamento de Física, 1749-016 Lisboa, Portugal

d- UTM-CSIC, Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i Ambientals, 08003 Barcelona, Espanha

e- ICTE, Instituto de Ciências da Terra e do Espaço, Rua da Escola Politécnica, 58, Lisboa, Portugal

f- Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Campus de Santiago, 3800 Aveiro, Portugal

g- Instituto Geológico e Mineiro, Departamento de Geologia Marinha, 2721-866 Amadora, Portugal

1- pterrinha@fc.ul.pt; 2- nevio@igm.bo.cnr.it; 3- lmatias@fc.ul.pt; 4- egracia@utm.csic.es; 5- aribeiro@fc.ul.pt; 6- lmvector@fc.ul.pt;

7- jjdanobeitia@ija.csic.es; 8- LMP@geo.ua.pt; 9- joana.gafeira@igm.pt; 10- hugo.matias@geosurveys.pt; 11- croque@igm.pt

RESUMO

Palavras-chave: terramoto de Lisboa de 1755; falha de Marquês de Pombal; deslizamentos de massa.

Em 1992, durante a campanha ARRIFANO-92, foi adquirido um perfil sísmico de reflexão cujo traçado obedeceu a duas condições: localizar-se sobre o hipotético epicentro do sismo de Lisboa de 1755 (Udias *et al.*, 1976), e traçado paralelamente à direcção de compressão máxima actual (Argus *et al.*, 1989). Foi assim identificada na área imersa do Sudoeste português, entre o Cabo de São Vicente e o Banco do Gorringe, uma estrutura tectónica, claramente compressiva, suficientemente individualizada do contexto tectónico regional e com todas as características sismo-estratigráficas e geomorfológicas duma falha activa, rejeitando o fundo do mar com separação vertical de aproximadamente 1 km (Zitellini *et al.*, 1999). Foi considerada nessa altura, como candidata a “estrutura sismo-tsunamigénica do terramoto e maremoto de Lisboa de 1º de Novembro de 1755” e designada “Falha Marquês de Pombal” (FMP), dando origem à realização de uma série de projectos e campanhas oceanográficas (BIGSETS-1998, PARSIFAL, TTR10, HITS-2002) com o objectivo de caracterização da sua geometria, cinemática, morfologia e processos de desestabilização das vertentes submarinas. A FMP, cujo plano rompe a superfície do fundo do mar numa extensão entre os 55 e os 60 km, é constituída por dois segmentos de comprimento semelhante, sub-paralelos, cuja ligação permanece ainda por esclarecer. A FMP apresenta ainda deslizamentos gravíticos de envergadura considerável, que chegam a atingir 20 km de extensão, desde a fonte à extremidade atingida pelos sedimentos (*run-out distance*). A FMP, de direcção N10E, teve provavelmente origem numa falha tardi-varisca e, pelo menos o seu segmento setentrional funcionou como falha de *rifting* durante a distensão mesozóica da margem ocidental portuguesa.

Introdução

O terramoto de Lisboa de 1º de Novembro de 1755 foi designado pela revista *L' Histoire* (Winock, 2002) como um dos dez acontecimentos históricos que abalaram o mundo, não certamente pela sua magnitude, mas pelo impacto histórico que a destruição duma das maiores metrópoles mundiais teve na sociedade da época. Ainda hoje, este acontecimento geológico e suas consequências na sociedade são estudadas, na sua componente histórica, religiosa e geológica. Basta fazer uma simples pesquisa na internet por “Great Lisbon earthquake”, para se obterem dezenas de milhares de referências a páginas das mais diversas índoles: desde o estudo do efeito da onda de tsunami em locais distantes de Lisboa (EUA e Reino Unido, às vezes com animações on-line disponíveis), até discussão de passagens bíblicas (p. ex. se a destruição de Lisboa pelo terramoto de 1755 seria ou não um dos indícios premonitores da 2ª descida de Jesus Cristo à Terra (p.ex.: <http://www.ellenwhite.org/egw42.htm>), entre outras, passando por uma série de estudos literários e de pintura sobre o mesmo tema.

Do ponto de vista geológico e geofísico, o sismo de Lisboa de 1755, com intensidade máxima XI e magnitude estimada M=8,5 a 8,9 segundo Martins e Mendes Vítor (1990), apresenta-se como uma séria anomalia, um paradoxo da sismicidade de margens passivas, pois sismos com magnitudes semelhantes apenas ocorrem na vizinhança de zonas de subdução (p. ex. Japão, Califórnia, Chile) ou de colisão (p.ex. Himalaias). Na comunidade geológica e geofísica portuguesas o sismo de Lisboa de 1755 tem tido também a sua importância, fundamentalmente no que respeita ao i) estabelecimento de modelos geodinâmicos para a evolução recente da margem ocidental (Ribeiro e Cabral, 1987, Ribeiro, 1994 e Ribeiro *et al.*, 1996), ii) ao estudo dos efeitos e depósitos do tsunami (Dawson *et al.*, 1995), assim como no iii) estabelecimento da fonte tsunamigénica (Baptista *et al.*, 1998 a,b) como se pode ver em Ribeiro e Cabral, 1987, Ribeiro, 1994 e Ribeiro *et al.*, 1996, onde se sugere que a margem ocidental portuguesa esteja presentemente a atravessar um período de passagem de margem passiva a activa. A FMP, um

cavalcamento activo com rotura superficial nítida superior a 55 km poderá constituir uma das principais estruturas desta transição (Terrinha *et al.*, 2003, Grácia *et al.*, 2003).

Métodos e dados

Os métodos de estudo utilizados no estudo da FMP nas campanhas BIGSETS (Big Sources for Earthquake and Tsunami and Structures), TTR10 (Training Through Research 10th campaign) e HITS (High Resolution Images of Tsunami Structures) foram vários, a saber. BIGSETS – aquisição de perfis sísmicos de reflexão multicanal (streamer de 48 canais espaçados de 25 m, GI-airguns com 2.46 l de volume), perfis CHIRP de alta resolução e sondagens gravíticas. PARSIFAL – batimetria multifeixe (sonda EM12). TTR10 – aquisição de perfis monocanal, sonar lateral de superfície (OKEAN) e sonar lateral de fundo (ORE-Tech) de baixa e alta resolução, respectivamente, e sondagens gravíticas. HITS – sonar lateral de fundo de alta resolução (TOBI – Deep Towed Bottom Instrument, com frequência de 30 kHz e uma faixa de varrimento de 6 km com resolução padrão de 6 m e resolução máxima após processamento de 3 m em áreas localizadas) e perfis TOPAS de alta resolução. Na fig. 1 apresenta-se o mapa de localização dos dados acima mencionados. Os perfis multicanal permitem interpretações verticais com resolução da ordem dos 100 milissegundos de tempo duplo (75 m utilizando a velocidade da água do mar); os monocanal permitem resolução aproximada de 30 m e os CHIRP e TOPAS permitem resoluções da ordem dos 5-7 m.

Resultados

A Falha de Marquês de Pombal (FMP) é constituída por dois segmentos, totalizando um comprimento de aproximadamente 60 km, de envergadura semelhante e ambos com rotura superficial: um, a norte e com direcção NNE-SSW (fig. 2) e outro, a sul, com direcção N-S, ambos inclinando para oriente. A estrutura do segmento que medeia entre

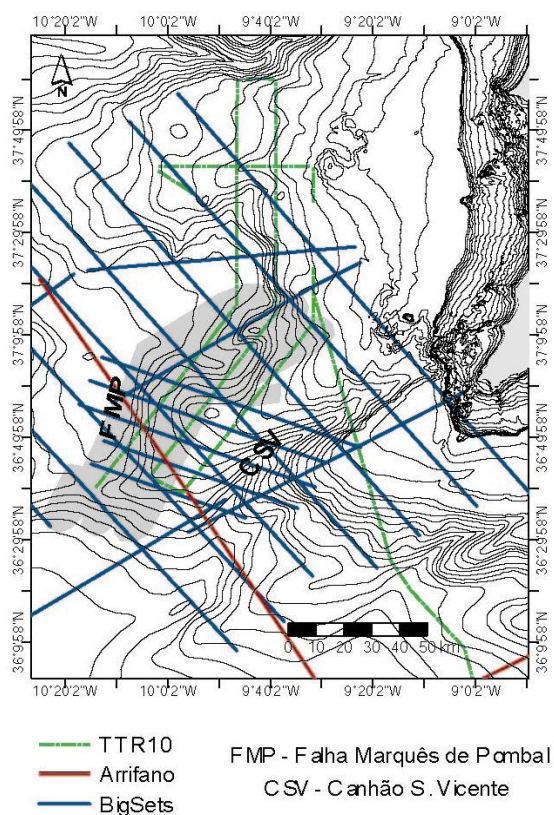


Figura 1- Localização dos perfis sísmicos adquiridos durante as campanhas TTR10, Arrifano e BigSets e da área coberta pelo sonar lateral TOBI, a sombreado, adquirida na campanha HITS. FMP- localização da base da escarpa da falha Marquês de Pombal.

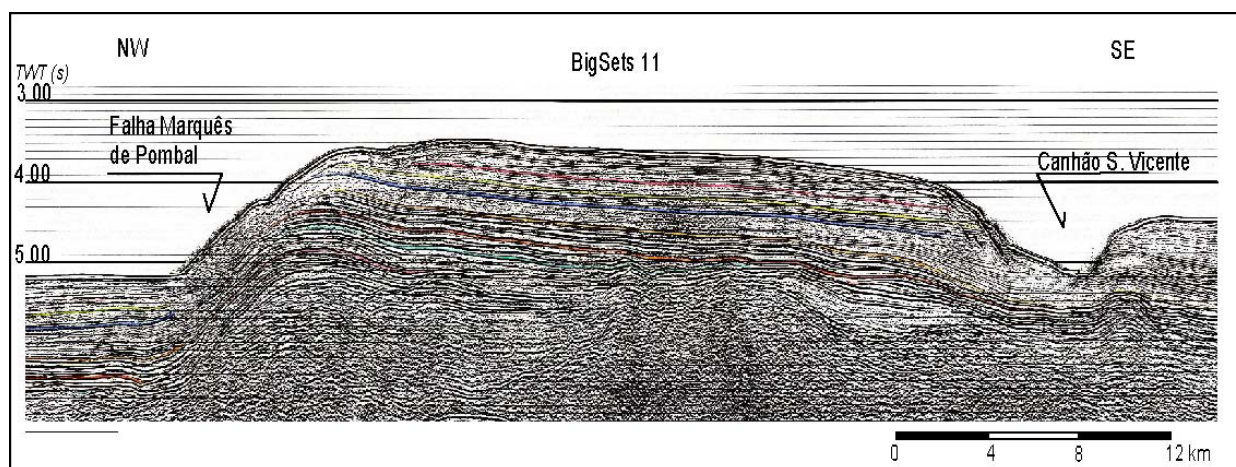


Figura 2 - Perfil sísmico Bigsets 11, no segmento norte da FMP, onde se vê claramente a deformação associada à FMP. Os horizontes coloridos de ambos os lados da FMP são correlativos e mostram a separação vertical entre os horizontes sísmo-estratigráficos.

aqueles dois não é conhecida, podendo tratar-se, provavelmente, duma curvatura restringente (*restraining bend*). Porém, não existem dados que permitam descartar a hipótese de existir uma falha de transferência sub-perpendicular às duas principais. Os dois segmentos não evidenciam sobreposição lateral e, na sua zona de maior proximidade, apresentam uma separação de aproximadamente 7 km (Terrinha *et al.*, 2003). Com base nos perfis sísmicos existentes e nos dados de superfície não é possível estabelecer o comprimento total da falha, considerando também os segmentos “cego”, i.e. aqueles que não apresentam rotura superficial. Porém, existe também a hipótese alternativa, e mais provável, ao desvanecimento gradual da falha nas suas extremidades laterais: é provável que a FMP termine, mais ou menos subitamente de encontro a duas falhas de transferência, quer a norte quer a sul. Esta hipótese é apoiada pela interpretação estrutural dos perfis sísmicos, pela geomorfologia e, ainda, pela reconstituição palinspática da FMP e deformação dúctil associada (ver Gafeira *et al.*, neste volume). Com as condicionantes geométricas e de dados existentes na área de estudo não é plausível a FMP apresentar um comprimento superficial muito superior aos 60 km.

Para constanger a geometria da FMP na vertical, Zitellini *et al.*, 2001 apresentaram a conversão do perfil AR92-10 em profundidade, onde é possível observar-se a reflexão do plano de falha mais de 11 km de profundidade, e a redução expectável da sua inclinação para aproximadamente 20°.

Os dados mais recentemente obtidos sobre a estrutura da FMP correspondem aos fenómenos de instabilidade gravítica. Cartografia de alta resolução (de 3 a 6 m de resolução), utilizando o sonar lateral de fundo TOBI do Southampton Oceanography Centre (UK), pôs em evidência a estrutura dos deslizamentos gravíticos (Gracia *et al.*, 2002): estes encontram-se concentrados em duas zonas do anticlinal de tecto da falha, podendo individualizar-se blocos em instabilidade, com comprimento superior a 1 km. Estes deslizamentos gravíticos podem atingir distâncias de escorregamento da ordem dos 20km de comprimento e mudanças de rumo abruptas de 90°, na passagem da vertente para o sopé (Grácia *et al.*, 2003).

Bibliografia

- 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, *J. Geophys. Res.*, 94(B5): 5585-5602.
- Baptista, M.A., Heitor, S.; Miranda, J. M.; Miranda, P. & Victor, L. M. (1998a) - The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters, *Journal of Geodynamics*, 25 (2): 143-157
- Baptista, M.A., Miranda, P. M. A.; Miranda, J.M. & Victor, L. M. (1998b) - Constrains on the source of the 1755 Lisbon Tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon Tsunami, *Journal of Geodynamics*, 25(2): 159-174.
- Dawson, A.G.; Hindson, R.; Andrade, C.; Freitas, C.; Parish, R. & Bateman, B. (1995) - Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1st November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, 5(2): 209-215.
- Grácia, E.; Dañobeitia, J. J.; Terrinha, P.; Blondel, P.; Farran, M.; Jacobs, C. & HITS cruise party (2002) - Active processes on the SW Iberian Margin: High-resolution sidescan sonar mapping of the "Marques de Pombal" fault and associated structures. *27th European Geophysical Society (E.G.S.)*, Nice.
- Gracia, E.; Danobeitia, J. J.; Vergés J. & Parsifal cruise party (2003) - Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian Margin (38°-36°) from high-resolution swath-bathymetry data. Implications for earthquake hazard assessment. *Geology*, 31(1): 83-86.
- Martins I. & Victor, L. A. M. (1990) - Contribuicao para o estudo da sismicidade de Portugal continental., *Publ. Instituto Geofísico do Infante D.Luis, Univ. de Lisboa*, 18: 1-70, 1990
- Ribeiro, A. & Cabral, J. (1987) - The neotectonic regime of West-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Abstracts, EUG IV, Strasbourg, April 13-16, Terra Cognita*, 7(2-3): 120
- Ribeiro A., (1994) - Deformable plate tectonics of the Azores-Gibraltar boundary - where the next 1755 earthquake will strike again? *Gaia*, 9: 109-113.
- Ribeiro, A.; Cabral, J.; Baptista, R. & Matias, L. (1996) - Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia, *Tectonics*, 15(2): 641-659.
- Terrinha, P.; Pinheiro, L. M.; Henriët, J.-P.; Matias, L.; Ivanov, M. K.; Monteiro, J. H.; Akhmetzhanov, A.; Volkonskaya, A.; Cunha, T.; Shaskin, P.; Rovere, M. & TTR10 Shipboard Scientific Party (2003) - Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195(1-4): 55-73.
- Udias, A.; Arroyo, L. & Mezcua (1976) - Seismotectonics of the Azores-Alboran region. *Tectonophysics*, 31(3/4): 259-289.
- Winock, M. (2002) - Que'est-ce qu'un évènement. *L'Histoire*, 268.
- Zitellini, N.; Chierici, F.; Sartori, R. & Torelli, L. (1999) - The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica*, 42(1): 49-55.
- Zitellini, N.; Mendes, L. A.; Cordoba, D.; Danobeitia, J.; Nicolich, R.; Pellis, G.; Ribeiro, A.; Sartori, R.; Torelli, L.; Bartolomé, R.; Bortoluzzi, G.; Calafato, A.; Carrilho, F.; Casoni, L.; Chierici, F.; Corela, C.; Correggiari, A.; Vedova, B.; Gracia, E.; Jornet, P.; Landuzzi, M.; Ligi, M.; Magagnoli, A.; Marozzi, G.; Matias, L.; Penitenti, D.; Rodriguez, P.; Rovere, M.; Terrinha, P.; Vigliotti L.; Zahinos-Ruiz, A. (2001) - Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *EOS, transactions, American Geophysical Union*, 82: 26.