

Associação Portuguesa de Geomorfólogos - Volume VI

# Geomorfologia 2008

Braga - 2009



Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos  
Volume VI

**Geomorfologia 2008**

Associação Portuguesa de Geomorfólogos  
Braga, 2009

**Título:** Geomorfologia 2008

**Editor:** Associação Portuguesa de Geomorfólogos

**Comissão redactorial:** Diamantino Pereira, Paulo Pereira, Isabel Caetano Alves, Renato Henriques, Luís Gonçalves.

**Comissão científica:** Alberto Gomes, Ana Ramos-Pereira, António Caetano Alves, António Campar de Almeida, António Martins, Assunção Araújo, Carlos Bateira, Catarina Ramos, Déborah Oliveira, Diamantino Pereira, Fernando Marques, Gonçalo Vieira, Helena Granja, M. Isabel Caetano Alves, José Luís Zêzere, Leonardo Santos, Luciano Lourenço, Lúcio Cunha, Luísa Rodrigues, Mário Neves, Paulo Pereira, Pedro Proença e Cunha, Renato Henriques Sílvio Rodrigues, Teresa Mira Azevedo, Virgínia Henriques.

**Capa (concepção):** Pedro Casinhas

**Fotografia da capa:** Diamantino Pereira

**Composição:** Pedro Casinhas

**Tiragem:** 300 exemplares

**ISBN:** 978-989-96462-0-9

**Depósito Legal:** 263141/07

**Impressão e acabamento:** Tipografia Abreu, Sousa & Braga, Lda.

Braga, Novembro de 2009

Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Centro de Estudos Geográficos - Faculdade de Letras

Alameda da Universidade

1600-214 Lisboa

Portugal

Tel: +351 217 940 218, Fax: +351 217 938 690

Correio electrónico: [ceg@mail.telepac.pt](mailto:ceg@mail.telepac.pt)

# Indicadores geomorfológicos de tsunami no Parque Natural do SW Alentejano e Costa Vicentina (Malhão)

A. Ramos-Pereira<sup>1</sup>, J. Trindade<sup>1</sup>, M. Neves<sup>1</sup> & B. Borges<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa  
anarp@fl.ul.pt; jtrindade@fl.ul.pt; marioneves@ceg.ul.pt; b2@fl.ul.pt

**Resumo:** A posição geo-estrutural de Portugal continental torna-o susceptível a tremores de terra, alguns de elevada magnitude, geradores de maremotos (tsunamis). Para o maremoto de 1755, Baptista *et al.* (2003) estimaram em 12,10m de altura da primeira onda no Cabo de S. Vicente e 4,28m em Lisboa (Oeiras). Estes valores não tornaram a ser atingidos no litoral de Portugal continental, nem mesmo no último tremor de terra de maior magnitude, como o que ocorreu em 28 de Fevereiro de 1969. O estudo desenvolvido no litoral do Alentejo, em pleno Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina, no âmbito do Projecto Cardune<sup>1</sup>, permitiu pormenorizar e aprofundar os vestígios de tsunami (provavelmente do evento de 1755), sobre o campo dunar carbonatado de Malhão, uma hipótese já expressa em Ramos-Pereira (1987) e reiterada em 1990. Através do recenseamento de campo do modelado de degradação dos eolianitos, da morfologia do promontório de Malhão e da posição georeferenciada de blocos de grandes dimensões (volumes até 9,5m<sup>3</sup> e peso até 19ton) afastados até 136m da actual linha de costa, e que atingem altitudes de cerca de 20m, estima-se: (i) a altura da onda de tsunami e de temporal capaz de mover, em ambiente subaéreo, os referidos blocos (Nott, 1977 e 2003) e (ii) discute-se a altura máxima da corrente de afluo do tsunami (e comparativamente do temporal) deduzida pelos indicadores geomorfológicos e pela equação de maximum run-up height of a tsunami (Bryant, 2008).

**Abstract:** The geostructural position of Portugal makes it prone to earthquakes, some of high magnitude, generators of tsunamis. For the 1755 tsunami, Baptista *et al.* (2003) estimated a height of 12.10m for the first wave at Cape St. Vincent and 4.28m in Lisbon (Oeiras). Such values have never been reached again in the coast of Portugal mainland, not even in the last earthquake of highest magnitude (28th February 1969). The study developed in the Alentejo coast, within the Project Cardune<sup>2</sup>, allowed to detail and to deepen the tsunami remnants (probably associated with the 1755 event), on the Malhão carbonate dune field. This hypothesis was already expressed by Ramos-Pereira (1987) and reiterated in 1990. Through detailed field surveys of the eolianite degradation morphology and of the geomorphological elements of the Malhão promontory, included the georeferenciation of boulders (volumes up to 9,5m<sup>3</sup> and weights up to 19 ton), 136m away from the present-day coastline and that reach altitudes of about 20m, it is estimated: (i) the height of the tsunami and the storm wave capable of moving, in sub aerial environment, the mentioned boulders (Nott, 1977 & 2003) and (ii) the maximum height of the tsunami flow (and comparatively of the storm) inferred by the geomorphological indicators and by the maximum run-up height of a tsunami equation (Bryant, 2008).

**Palavras-chave:** Tsunami, Indicadores Geomorfológicos, Run-up, Alentejo.

**Keywords:** Tsunami, Geomorphc Indicators, Run-up, Alentejo.

<sup>1</sup>Projecto Dunas Carbonatadas como Indicadores Paleoclimáticos no Litoral Português – CarDune – PPCDT/CTE-GEX/59643/2004, financiando pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) e pelo Projecto 3599: Promover a Produção Científica, o Desenvolvimento Tecnológico e a Constituição de Redes Temáticas (PPCDT).

<sup>2</sup>Project Carbonate dunes as paleoclimate records in the littoral of Portugal – CarDune – PPCDT/CTE-GEX/59643/2004, financed by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) and by the Projecto 3599: Promover a Produção Científica, o Desenvolvimento Tecnológico e a Constituição de Redes Temáticas (PPCDT).

## 1. Introdução

A posição geo-estrutural de Portugal continental confere-lhe uma elevada susceptibilidade à ocorrência de tremores de terra de elevada magnitude (terramotos), a que se podem associar maremotos (tsunamis). Esta susceptibilidade é-lhe conferida pela proximidade do contacto complexo entre a microplaca ibérica e a euro-asiática, bem como pela sismicidade intraplaca conhecida (falha Marquês de Pombal, entre outras) e pela existência provável de uma possível zona de subducção incipiente na margem continental ocidental (Borges *et al.*, 2001; Ribeiro *et al.*, 1996).

Desde que existe a possibilidade de se proceder a registos sísmicos, não ocorreu, em Portugal, nenhum terramoto (nem maremoto) com a magnitude próxima de eventos conhecidos através de fontes documentais. Por esse motivo, estas fontes têm sido sobretudo as fontes históricas, escritas ou oralmente transmitidas e mais tarde registadas. O recenseamento efectuado por Barata *et al.* (1989) é disso um bom exemplo.

Dos vários tsunamis ocorridos em Portugal e registados nas fontes históricas, o de 1 de Novembro de 1755 é, sem dúvida, o mais relevante e que ficou registado assim:

*“Ainda não hera paçado hu quarto de hora q [que] tinha principiado tão horrivel terramoto. qto de repente principiou a crescer*

*o mar com tão a rebatada furia, que em breves instantes entrou pelas prayas, a onde se achava inumeravel povo, q se tinha retirado das ruinas dos idifícios; e vendo-se este a cometido das agoas, principiou a fugir p<sup>a</sup> os campos, e montes clamando aq. m incontravão, q fugissem todos da cidade, porque o mar a vinha a fogar... Assim como o mar impetuozante subio, sahindo dos seus limites, assim mesmo se tornou logo a retirar, afogando somte algumas pessoas q apanhou nas prayas... “...” Em todos estes Lugares (Lisboa, Cascais, Peniche, Setúbal, Alentejo e Algarve) o mar extraordinariamente intumecido, affogou muita gente, que se tinha refugiado nas prayas... “...ella [Setúbal] ficou reduzida à ultima miseria” ... umas pessoas “acabaram no terramoto, as mais no mar, que entrou na Villa as arrebatou...”. “...veyo o mar com a mayor violencia à terra e entrando pela Villa, destruhio as muralhas, assolou propried.es afogou muita gente q descuidade de semelhante sosseço acolheo repentinamte as agoas, movidas com tanto impulso q trouxerão ao meyo das ruas mtas, e grandes imbarcaçoens, em cujas ruinas, do terramoto, e inundaçõ das agoas dizem morrerião cinco mil pessoas...” (em Barata *et al.*, 1989).*

Pelos impactes criados pelo tsunami nos litorais da Península Ibérica e de Marrocos, este grande sismo suscitou o interesse de inúmeros investigadores e, por isso, é abundante a bibliografia sobre ele, nomeadamente a localização do seu epicentro, tendo em conta os dados e relatos históricos conhecidos, nem sempre consentâneos. Cite-se, a título de



Figura 2 – Cobertura esparsa de grandes blocos na rampa de Malhão.

exemplo, Baptista *et al.* (1996, 1998, 2003), Gutscher *et al.* (2006), Blanc (2008) e Barkan *et al.* (2008). Recorrendo ao modelo SWAN (Mader, 1988) para a aproximação da onda de tsunami em águas pouco profundas do litoral, Baptista *et al.* (2003), calcularam 12,10m de altura da primeira onda no Cabo de S. Vicente e 4,28m em Lisboa (Oeiras). Os tempos de propagação em relação ao foco inicial foram de 19' e 35', respectivamente.

Dada a importância de que estes fenómenos se revestem, começaram a surgir, desde as últimas décadas do século passado, outros tipos de dados, fixados no registo sedimentar e/ou morfológico. A síntese publicada por Bryant (2008) constitui um bom exemplo.

A propósito do território continental apareceram, também por aquela altura, vários trabalhos referenciando os possíveis vestígios de tsunamis, em especial do de 1755. Sem se pretender ser exaustivo referem-se alguns que, apesar de em desigual estágio de investigação, mencionam ou estudam os vestígios de tsunami na costa portuguesa:

(i) Ramos-Pereira (1987) alertava para a presença de enormes blocos existentes sobre um campo dunar carbonatado, no litoral do Alentejo (Malhão), que penetravam mais de 100m para o interior, em posição altitudinal nunca atingida pelas ondas de temporal, colocando a hipótese de se tratar de vestígios de um tsunami;

(ii) Andrade (1992) publica um trabalho sobre o efeito do tsunami no sistema de ilhas barreiras do Algarve;

(iii) Dawson *et al.* (1995) e Hindson & Andrade (1999) põem em evidência, no registo sedimentar, o tsunami de 1755, presente no enchimento do fundo do vale da Boca do Rio, no Algarve ocidental. Aqui, o tsunami é comprovado

por um nível arenoso, no seio da sedimentação argilosa, e por grandes blocos perfurados por organismos calcículas da faixa entremarés, bem como pela presença de foraminíferos. As datações de  $^{14}\text{C}$  efectuadas confirmam tratar-se do tsunami de 1755.

(iv) Scheffers & Kelletat (2005) publicam um artigo sobre as evidências de tsunamis na plataforma litoral de Cascais-Guincho, utilizando para isso os enormes blocos aí existentes.

Este tsunami foi mais recentemente referenciado também no registo sedimentológico na plataforma continental ao largo da foz do Rio Tejo (Abrantes *et al.*, 2008).

Do exposto ressalta que, no registo geomorfológico, existem evidências ou apenas indícios de tsunamis, que merecem um tratamento mais sistematizado, e também que, em terra, os indícios se podem encontrar em posição deprimida, como é o caso no enchimento de fundo de vale, ou alcandorados na plataforma litoral em posição não atingida por temporais.

Scheffers *et al.* (2008), a propósito dos vestígios de tsunami na Grécia, publicam um mapa com a distribuição das “evidências sedimentológicas e geomorfológicas do impacto de tsunamis nos litorais mediterrâneos”, incluindo o Sul e SW português. Curiosamente existe nesse mapa um hiato ao longo da costa alentejana.

## 2. O objectivo e a área de estudo

O presente artigo retoma a hipótese lançada por Ramos-Pereira, em 1987, a propósito de indícios de tsunami no litoral do Alentejo, mais concretamente na área de Malhão,

Bloco nº	Alt. (m)	Dist. L.C. (m)	A.A (m)	V (m <sup>3</sup> )	Peso (ton)	Ht (m)	Hst (m)
1	13,36	13,1	13,2	0,49	0,66	0,39	5,92
2	13,29	10,7	13,2	0,27	0,47	0,66	10,01
3	13,12	8,6	13,2	0,19	0,33	1,03	15,69
4	12,12	0	12,1	1,37	13,51	0,93	14,13
5	12,32	0	12,3	2,43	4,24	0,99	15,08
6	12,82	22,7	11,5	0,74	1,3	0,51	7
7	14,03	31,7	11,5	0,2	0,35	0,91	13,97
9	13,9	15,5	13,7	0,21	0,37	0,77	11,66
10	14,7	16,3	14,1	1,58	2,77	0,59	8,9
11	16,02	4,3	16	0,47	0,82	0,33	5,01
12	16,06	109,6	r	0,02	0,04	0,51	7,83
13	16,09	105,7	r	0,44	0,77	0,49	7,37
14	15,83	93,7	r	0,23	0,4	0,5	7,6
15	16,59	99,9	r	0,22	0,39	0,54	8,16
16	17,14	106,5	r	0,25	0,44	0,24	3,69
17	19,35	117,7	r	0,66	1,14	0,94	14,26
18	18,97	117,7	r	0,14	0,25	0,35	5,38
19	18,33	114,4	r	0,68	1,19	0,37	5,67
20	16,38	107,9	r	0,58	1,02	0,14	2,13
21	17,22	115,8	r	0,1	0,18	0,16	2,41
22	17,06	114,7	r	0,11	0,19	0,17	2,67

Bloco nº	Alt. (m)	Dist. L.C. (m)	A.A (m)	V (m <sup>3</sup> )	Peso (ton)	Ht (m)	Hst (m)
23	17,44	121,9	r	0,27	0,47	0,24	3,7
24	17,43	134,6	r	0,36	0,63	0,3	4,62
25	14,67	115,8	r	9,49	19,04	0,51	7,8
26	14,21	106,5	r	0,13	0,23	0,23	3,57
27	16,49	80,8	r	9,23	18,23	0,59	9,03
28	16,71	53	r	0,98	1,72	0,32	4,8
29	14,66	44,4	r	0,24	0,42	0,1	1,64
30	15,4	50,3	r	0,74	1,3	0,42	6,42
31	16,08	58,7	r	0,24	0,42	0,29	4,41
32	16,81	59,3	r	0,33	0,58	0,66	10,06
33	16,96	69,9	r	0,39	0,68	1,77	26,95
34	16,85	73,4	r	0,07	0,12	0,44	6,77
35	16,95	75	r	0,07	0,12	0,41	6,26
36	14,97	64,3	14,4	3,07	5,37	1	15,16
37	16,26	71,4	15	1,79	3,13	0,41	6,17
38	16,48	79,3	15	0,77	1,35	0,4	6,11
39	16,73	82,2	15,5	0,41	0,72	0,4	6,16
40	17,2	86,8	16	0,56	0,98	1,38	21,07
41	17,44	86,1	16,5	0,49	0,86	0,81	12,28
42	17,15	79	17	0,29	0,51	0,49	8,47
43	13,09	24,5	11,5	0,56	0,98	0,56	8,47

Quadro I - Parâmetros de cada um dos grandes blocos (ver texto) e cálculo da altura da onda de temporal na rebentação (Hst) e de tsunami (Ht) capaz de os movimentar, de acordo com Nott (1997).

ao norte de Vila Nova de Milfontes, no Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina (fig.1), que corresponde à área não referenciada internacionalmente como possuindo vestígios de tsunami (Scheffers *et al.*, 2008). Neste troço do litoral alentejano, existe um campo dunar carbonatado – o campo dunar carbonatado de Malhão – que ainda hoje ocupa, na área emersa e de forma contínua,

cerca de 20km<sup>2</sup> e penetra 3km para o interior da actual linha de costa. A este campo dunar fóssil, pelo seu enquadramento sedimentar e geomorfológico (Ramos-Pereira, 1990), foi atribuída uma idade provável do Plistocénico médio (OIS 6 ?; Ramos Pereira & Angelucci, 2004). O eolianito que o constitui está parcialmente coberto por um campo dunar fixado por vegetação. Contacta com o

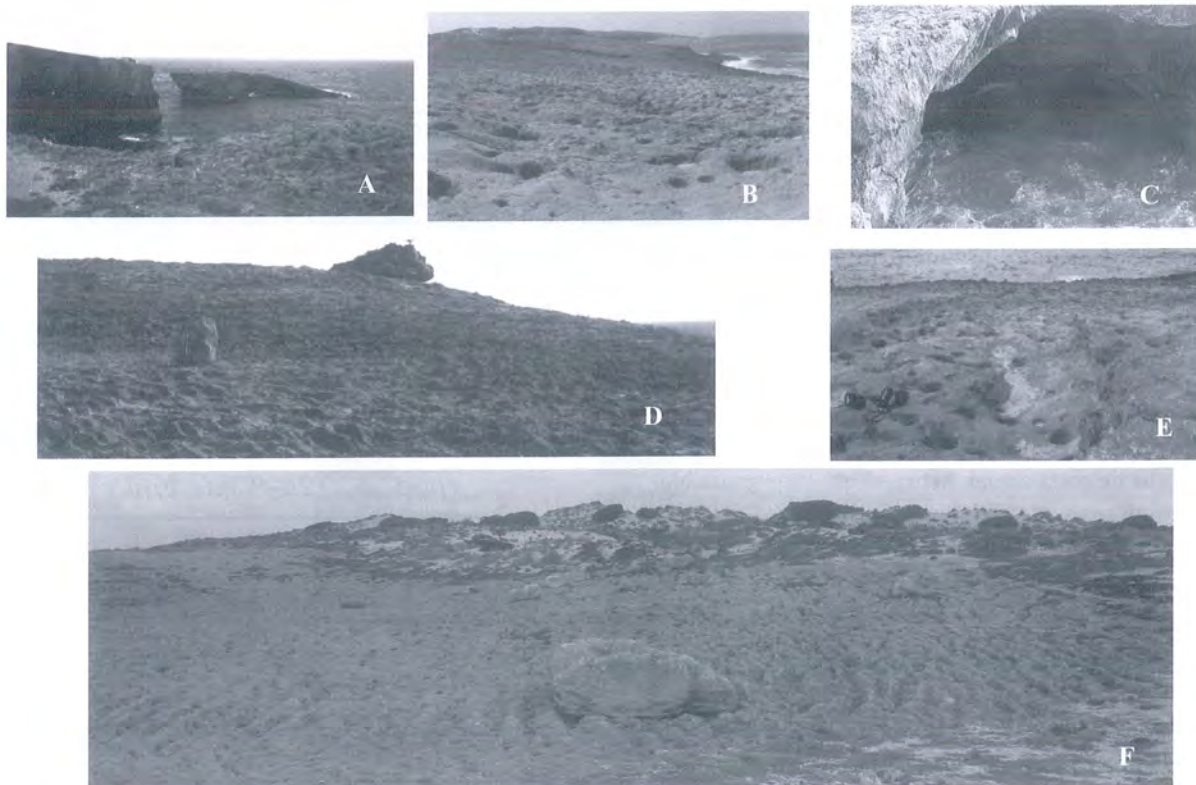


Figura - 3 Meso e micromorfologia da arriba e rampa de Malhão (ver descrição no texto).

mar por uma arriba, parcialmente mergulhante, que pode atingir mais de 20m de comando, ou por uma rampa (fig.1). Junto à linha de costa, a plataforma litoral talhada no eolianito de Malhão não tem cobertura de areias eólicas soltas e mostra uma superfície rugosa, com padrões morfológicos distintos (Ramos-Pereira *et al.*, 2008), coberta, de forma esparsa e descontínua, de grandes blocos (fig.2).

O objectivo do presente artigo é o de avaliar o agente hidrodinâmico capaz de movimentar os grandes blocos do promontório de Malhão: ondas geradas pelo vento (temporal marítimo) ou ondas de tsunamis.

### 3. A metodologia utilizada

O estudo da morfologia de pormenor e a determinação dos parâmetros característicos dos grandes blocos do promontório de Malhão exigiu um levantamento topográfico detalhado desta área. O estudo de pormenor incluiu:

- (i) o levantamento de campo de todo o troço litoral sem cobertura de areias soltas (~25dam<sup>2</sup>), efectuado de forma complementar com uma Estação Total (Nikon DTM 522) e dois dGPS (Magellian® Professional ProMarkTM3);
- (ii) a georreferenciação dos grandes blocos com Estação Total, incluindo a recolha de vários pontos por bloco para obtenção da volumetria dos mesmos;
- (iii) a avaliação da morfologia da plataforma talhada em eolianito através de perfis transversais e longitudinais com dGPS;
- (iv) estudo da micromorfologia da superfície de arrasamento do arenito dunar (eolianito);
- (v) avaliação do volume e peso dos grandes blocos, com dados de campo e adquiridos em laboratório;
- (v) aplicação de modelos de altura de onda na rebentação e de run-up de temporais e de tsunamis.

### 4. Os resultados

#### 4.1. Os grandes blocos

Foram recenseados 43 blocos. Para cada um deles foi registado: (i) a altitude da sua base (Alt); (ii) a distância a que se encontra da linha de costa (Dist. L.C.); (iii) a altura ou comando da arriba adjacente ao bloco em causa (A.A.); (iv) o volume do bloco (V); e (v) o peso (quadro I), bem como o valor dos seus eixos horizontais maior e menor e eixo vertical máximo.

Verifica-se que os blocos se encontram desde o topo da arriba, que pode atingir cerca de 20m, até 135m para o interior da linha de costa actual. Refira-se que os grandes blocos penetram mais para o interior onde não existe arriba, mas sim uma rampa (r no quadro I) que pode atingir um declive de 13%. A cota máxima atingida é de 19m. Saliente-se, contudo, que o bloco 42 se localiza a 17m de altitude, dista 79m da linha de costa, que é aí uma arriba com 17m de comando. O bloco mais pesado (bloco 25) tem 19 toneladas, para um volume estimado de 9,5m<sup>3</sup>, e encontra-se a 116m da linha de costa, a uma altitude de 15m (quadro I). Com o objectivo de verificar se estes blocos poderiam ter a referida posição por acção de um ou mais temporais, aplicou-se o modelo de Nott (1997).

$$H_s \geq \frac{\left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w}\right) 8a}{\left(\frac{ac}{b^2}\right) C_d + C_l} \quad H_t \geq \frac{\left(\frac{\rho_s - \rho_w}{4\rho_w}\right) 2a}{\left[\left(\frac{ac}{b^2}\right) C_d + C_l\right]}$$

Equação - 1

Equação - 2

Em que: H<sub>s</sub> é a altura da onda de temporal na rebentação (m); H<sub>t</sub> a altura da onda de tsunami na rebentação (m); ρ<sub>s</sub> a densidade dos blocos (entre 1,34 e 2,01 g/cm<sup>3</sup>); ρ<sub>w</sub> a densidade da água (1,026 g/ml); C<sub>d</sub> o coeficiente de arrasamento (1,2 – Costa, 1983); C<sub>l</sub> o coeficiente de levantamento (0,178 – Costa, 1983); a o eixo horizontal maior do bloco (m); b o eixo horizontal menor do bloco (m); c o eixo vertical máximo do bloco (m).

Dos resultados obtidos (quadro I), salienta-se que alguns dos blocos necessitariam de ondas de temporal com altura na rebentação superiores a 16m (valor estimado da maior onda em Sines) para ocuparem a posição actual.

Fez-se um ensaio de cálculo do run-up (x<sub>max</sub>) para uma onda de tsunami com H = 1,38m (bloco 40, quadro I), utilizando n = 0,03 (número de Manning que expressa a rugosidade da superfície) e a constante k, obtida com base na análise de numerosos tsunamis (Bryant, 2008), de acordo com a equação 3 (Bryant, 2008):

$$x_{\max} = (H_t)^{1.33} n^{-2} k$$

Equação - 3

Para o bloco 40, por exemplo, o resultado obtido foi de x<sub>max</sub> = 102,32m, valor aproximado da distância a que o bloco se encontra da actual da actual linha de costa (87m). Nott (2003) melhorou o modelo de cálculo de altura da onda de tsunami e temporal na rebentação, distinguindo nomeadamente os modelos a aplicar para blocos submersos, emersos ou destacados da arriba ou da plataforma rochosa. Como não foram encontrados, nos blocos, vestígios de terem estado submersos, utilizaram-se, para quatro exemplos, as fórmulas seguintes (Nott, 2003) para calcular a altura da onda na rebentação do tsunami e da onda de temporal:

$$H_t \geq \frac{2,5(\rho_s - \rho_w / \rho_w) [2a - C_m(a/b)(\ddot{u}/g)]}{C_d(ac/b^2) + C_l}$$

Equação - 4

$$H_s \geq \frac{(\rho_s - \rho_w / \rho_w) [2a - 4C_m(a/b)(\ddot{u}/g)]}{C_d(ac/b^2) + C_l}$$

Equação - 5

#### 4.2. A morfologia subjacente aos grandes blocos

A área em estudo exhibe uma morfologia particular. Longitudinalmente é acidentada por um conjunto de peque-

nos promontórios, separados por áreas deprimidas onde é possível encontrar sulcos profundos. Num dos casos, estes sulcos (mini-canhões) ladeiam um dos pequenos promontórios (fig.3).

No pormenor, a micromorfologia é complexa, estando a superfície do eolianito de Malhão acidentada por pequenos sulcos e por depressões circulares de pequenas dimensões, localmente preenchidas por areia marinha (Ramos-Pereira, 1990). Tendo em consideração a morfologia sintetizada por Bryant (2008), reconheceram-se as seguintes formas (figs. 3 e 4): arribas truncadas (A), rampas (B), grutas (C); promontório em flauta (D), mini canhões de drenagem (E);

sulcos transversais; entalhes sinuosos (F), numa superfície pontuada de buracos decimétricos de erosão mecânica.

A geometria das formas identificadas revela, no conjunto, um promontório despido de areia, modelado ele próprio longitudinalmente em pequenos promontórios (em flauta). Os blocos ocupam a parte mais interna da rampa e o topo dos promontórios em flauta (fig.4). Quando existe arriba, os blocos localizam-se junto ao seu topo.

Não foram encontrados blocos no seio do campo de dunas colonizadas pela vegetação (fig.4).

Localmente, a arriba está truncada e o escolho resultante tem uma rampa em continuidade com a que ainda está pre-

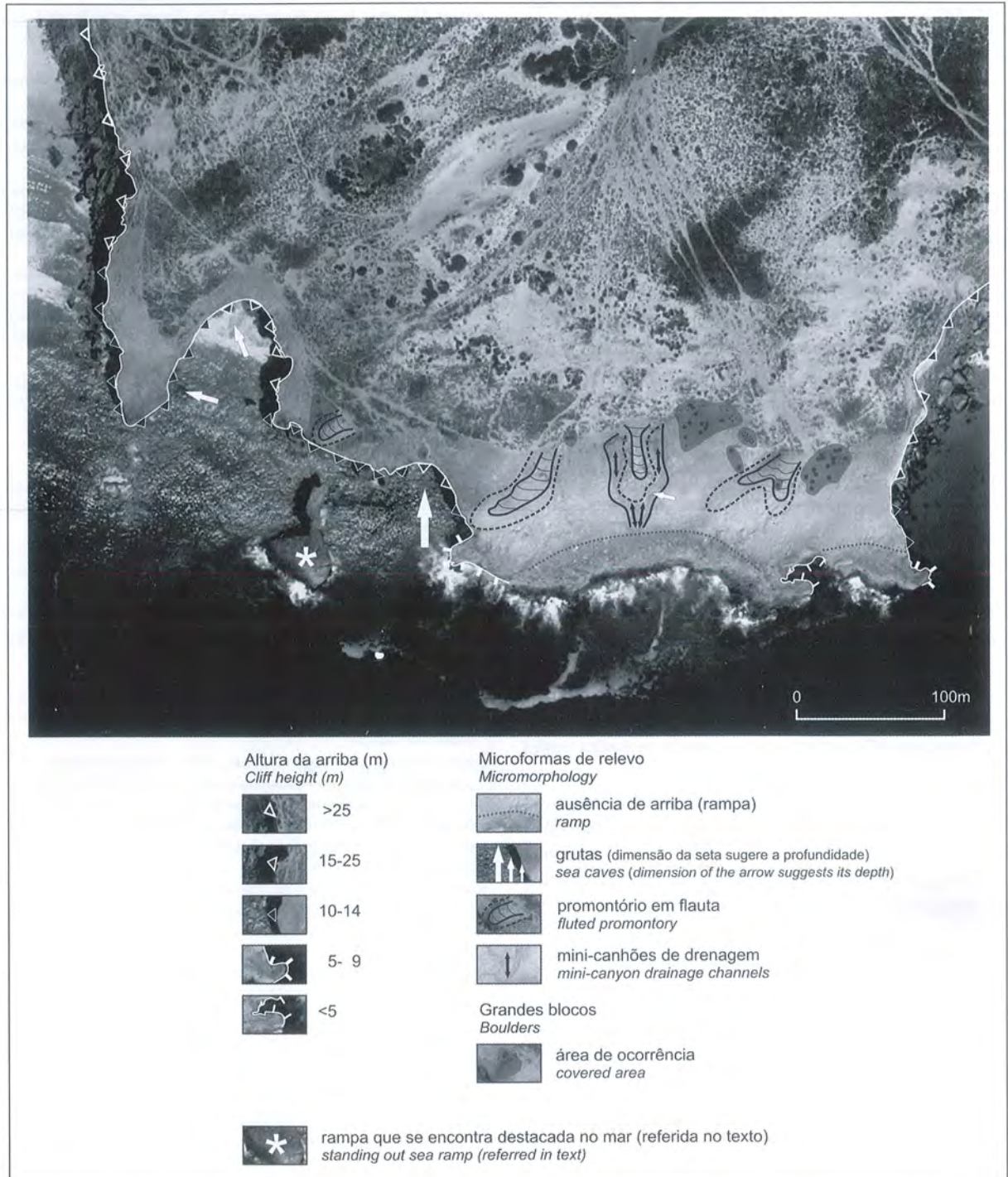


Figura - 4 Meso e micromorfologia do promontório de Malhão. O asterisco branco representa a rampa referida no texto e que se encontra destacada no mar.

servada (fig. 3 A e asterisco \* branco assinalado na figura 4).

## 5. Considerações finais

A pesquisa efectuada e os resultados obtidos podem considerar-se, ainda, incipientes, porque necessitam de novas abordagens, dado serem muitos os factores intervenientes que não foram ainda considerados. Por outro lado, tratando-se dos vestígios de um tsunami passado e não registado instrumentalmente, são muitas as incertezas, como se referiu na introdução.

No que respeita à área em causa, desconhece-se a posição e traçado da linha de costa correlativa do tsunami, bem como a morfologia anterior ao tsunami (rampa ou arriba e respectivo comando). O valor da rugosidade ( $n$ ), fundamental na determinação do run-up, é, também, difícil de estimar e necessita novos ensaios.

Os blocos não revelam vestígios de terem estado submersos. Contudo, alguns estariam emersos e outros terão sido destacados da arriba ou rampa previamente existente, o que exigiria energias diferentes, num caso para serem movimentados, noutro para serem destacados e movimentados. A morfologia, em especial o declive da rampa de Malhão, bem como as características batimétrica da plataforma continental adjacente, pelos constrangimentos que criam à propagação da onda de tsunami, fornecerão também informações complementares e permitirão melhorar os dados disponíveis.

Apesar das incertezas e da necessidade de se aprofundar a pesquisa (em curso), blocos com o peso dos de Malhão, nalguns casos a mais de uma centena de metros da actual linha de costa, podendo atingir 17m de altitude e com uma arriba de mais de 15m, necessitariam de ondas de temporal de altura improvável na costa portuguesa e o seu run-up já teria destruído grande parte do campo dunar de areia solta (saliente-se que este campo dunar de areia solta é também herdado, pois não existe hoje a área de alimentação em areias). No período entre 2004 e 2007 (em que não ocorreu nenhum temporal), as ondas registadas em Sines tinham os seguintes parâmetros:  $H_{smax} = 7m$  e  $H_{max} = 11,8m$ . No temporal de 1979, estima-se que a onda mais alta tenha atingido 16m.

Pelas razões aduzidas, pensa-se que os grandes blocos de Malhão terão sido colocados na posição que ocupam por uma onda de tsunami. O último grande tsunami a afectar o litoral português foi o de 1755, razão porque se supõe tratar de um vestígio desse evento.

## Referências Bibliográficas

- Abrantes, F., Aly-Epping, U., Lebreiro, S., Voelker, A., Schneider, R., 2008. Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: the case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese shelf off Lisbon. *Marine Geology* 249, pp. 283-293
- Andrade, C., 1992. Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands. *Science of Tsunami Hazards* 10, pp. 21-34.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Chierici, F., Zitellini, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modelling. *Natural Hazard Earth Science Systems* 3, pp. 333-340.
- Baptista, M.A., C Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., Victor, L.M., 1998. The 1755 Lisbon Tsunami; Evaluation of the Tsunami Parameters. *Journal of Geodynamics* 25 (2), pp. 143-157.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M., Miranda, J.M., Mendes Victor, L., 1996. Rupture extent of the 1755 Lisbon earthquake inferred from numerical modeling of tsunami data. *Phys. Chem. Earth* 21 (12), pp. 65-70.
- Barata, M.R.T., Braga, M.L., Wagner, M.N., Guerra, B.G., Alves, J.F., Neto, J., 1989. Sismicidade de Portugal. Estudo da documentação dos séculos XVII e XVIII. vol I e II, M.P.A.T., Lisboa.
- Barkan, R., Brink, U. ten, Lin, J., 2008. Far field tsunami of the 1755 Lisbon earthquake: implications for tsunami hazard to U.S. East Coast and the Caribbean. *Marine Geology* (article in press).
- Blanc, P.-L. 2008. The tsunami in Cadiz on the 1 November 1755: a critical analysis of reports by Antonio de Lloa and Louis Godin. *Comptes-Rendus Geosciences*, vol.340, Issue 4, pp. 251-261.
- Borges, J.F., Fitas, J.S.A., Bezzeghoud, M., Teves-Costa, P., 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics* 337, pp. 373-387.
- Bryant, E., 2001. *Tsunami. The Underrated Hazard*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Costa, J., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geological Society of America Bulletin*, 94, p. 25-31.
- Dawson, A.G., Hindson, R.A., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., Bateman, M., 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene* 5 (2), pp. 209-215.
- Gutscher, M.-A., Baptista, M.A., Miranda, J.M., 2006. The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): constraints on a shallow east dipping fault plain source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modelling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426, issue 1-2, pp. 153-166.
- Hindson, R.A. & Andrade, C., 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* 56, pp. 27-38.
- Mader, C.L., 1988. *Numerical modeling of water waves*. University of California Press, Berkeley.
- Nott, J., 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause-tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, pp. 193-207.
- Nott, J., 2003. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters* 210, pp. 269-276.
- Ramos-Pereira, A., 1987. Acumulações arenosas eólicas consolidadas do litoral do Alentejo e Algarve ocidental. *Centro de Estudos Geográficos, L.A.G.E.*, 27, Lisboa.
- Ramos-Pereira, A., 1990. A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. *Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física, especialidade Geomorfologia, apresentada à Universidade de Lisboa.
- Ramos-Pereira, A. & Angelucci, D.E., 2004. Formações dunares no litoral português, do final do Plistocénico e inícios do Holocénico, como indicadores paleoclimáticos e paleogeográficos. In: Tavares, A.A., Taveres, M.J.F. & Cardoso, J.L. (Eds.), *Evolução Geohistórica do Litoral Português e Fenómenos Correlativos*, Universidade Aberta, Lisboa, pp. 221-256.
- Ramos-Pereira, A., Borges, B., Trindade, J., 2008. Degradation processes on eolianites and micromorphology on the Southwestern coast of Portugal (Alentejo), *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-05717, 2008.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. Matias, L., 1996. Tectonic stress pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic Region. *Tectonics* 15, pp. 641-659.
- Scheffers, A. & Kelletat, D., 2005. Tsunami relics on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 23, No. 1, pp. 3-16.
- Scheffers, A., Kelletat, D., Vött, A., May, S.M., Scheffers, S., 2008. Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 269, Issues 1-2, pp. 271-279.



ISBN 978-989-96462-0-9 90000 >



9 789899 646209