



mec2015

3ª Conferência sobre
morfodinâmica estuarina e Costeira
MEC2015

LIVRO DE RESUMOS
FARO, 14 E 15 DE MAIO DE 2015



3ª Conferência sobre
morfodinâmica estuarina e costeira
MEC2015

Editado por
Ana Matias
Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA)
Universidade do Algarve

1. NOTA INTRODUTÓRIA

A 3ª Conferência sobre Morfodinâmica Estuarina e Costeira realiza-se na Universidade do Algarve, entre 14 e 15 de maio de 2015. Este evento pretende ser um fórum de discussão de trabalhos de investigação e atividades de gestão relacionadas com a morfodinâmica das zonas costeiras. À semelhança de edições anteriores, pretende-se que a conferência constitua uma estimulante oportunidade para a troca de ideias, conhecimento e informação sobre a zona costeira.

A organização da conferência MEC2015 é coordenada por Ana Matias e Óscar Ferreira, investigadores pertencentes ao Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), da Universidade do Algarve. O CIMA reúne um ambiente propício a esta conferência por ser uma unidade de investigação integradora e multidisciplinar. A estratégia de organização do CIMA visa melhorar a criação de sinergias e as condições para a fusão de competências complementares entre os seus mais de 130 investigadores oriundos de várias Universidades, Escolas Superiores e Institutos nacionais e internacionais.

A conferência contou ainda com o inestimável contributo de uma Comissão Organizadora que integra membros da Universidade do Algarve e de Aveiro, da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto e do Laboratório Nacional de Engenharia Civil. A Comissão Científica teve a seu cargo a revisão dos resumos submetidos, contribuindo para a qualidade da conferência. A comissão organizadora expressa, ainda, o seu agradecimento à Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve pelo apoio prestado que muito ajudou à concretização desta conferência.

A conferência MEC2015 reúne trabalhos apresentados por investigadores pertencentes a várias Universidades, Laboratórios de Estado e Instituições públicas de gestão e coordenação de recursos costeiros. Durante a conferência MEC2015 há duas sessões promovidas por projetos. A sessão intitulada *Processos e vulnerabilidade Costeira* é promovida pelo projeto RUSH - from runup to overwash, financiado pela FCT (PTDC/CTE-GIX/116814/2010). A sessão intitulada *Dinâmica Sedimentar da Plataforma* é promovida pelo projeto SHORE - Shoreface morphodynamics: an integrated approach, financiado pela FCT (PTDC/MAR-EST/3485/2012).

2. COMISSÕES MEC2015

COMISSÃO ORGANIZADORA

Ana Matias (UALG)
André Fortunato (LNEC)
André Pacheco (UALG)
Conceição Freitas (FCUL)
Francisco Taveira Pinto (FEUP)
Martha Guerreiro (UALG)

Óscar Ferreira (UALG)
Paula Freire (LNEC)
Paulo Silva (UA)
Rui Taborda (FCUL)
Susana Costas (UALG)
Margarida Ramires (secretariado)

COMISSÃO CIENTÍFICA

Adélio Silva (Hidromod)
Ana Matias (UALG)
Anabela Oliveira (IH)
Anabela Oliveira (LNEC)
André Fortunato (LNEC)
António Pires Silva (IST)
Carlos Coelho (UA)
Carlos Loureiro (UALG)
César Andrade (FCUL)
Cristina Bernardes (UA)
Cristina Lira (FCUL)
Francisco Taveira Pinto (FEUP)

Helena Granja (UM)
João Alveirinho Dias (UALG)
João Miguel Dias (UA)
José Simão Antunes do Carmo (UC)
Maria da Conceição Freitas (FCUL)
Óscar Ferreira (UALG)
Paula Freire (LNEC)
Paulo Silva (UA)
Rui Taborda (FCUL)
Sebastião Brás Teixeira (ARH Algarve)
Teresa Drago (IPMA)

3. PALESTRAS POR ORADORES CONVIDADOS

A conferência MEC2015 tem a honra de contar com duas palestras proferidas por investigadores do Reino Unido e da Irlanda do Norte.

The Organizing Committee is extremely grateful to Prof. Mark Davidson and Prof. Derek Jackson for their prompt willingness to travel to Universidade do Algarve solely for participating on the conference. Knowledge shared in their key-note lectures certainly raises the scientific quality of discussions between conference attendants.

As palestra proferidas foram:

Measuring, understanding and predicting daily to decadal beach evolution on energetic coastlines



Associate Professor Mark Davidson
School of Marine Science and Engineering, University of Plymouth, England, U.K

Coastal sand dunes: making sense of wind, sand and dune geomorphology



Professor Derek Jackson
School of Environmental Sciences, University of Ulster, Northern Ireland, U.K.

4. ÍNDICE

1. Nota Introdutória	ii
2. Comissões MEC2015	iii
3. Palestras por oradores convidados	iv
4. Índice	v
5. Resumos Alargados	ix

Dinâmica estuarina e costeira

Moderador: Maria da Conceição Freitas

Ana Isabel Santos, Anabela Oliveira, José Paulo Pinto, Nuno Zacarias, M. C. Freitas <i>Acoustic estimation of suspended sediment concentration</i>	1
João Duarte, Rui Taborda, Mónica Ribeiro, João Cascalho, Ana Silva, Ivana Bosnic <i>North Beach Nazaré large scale tracer experiment</i>	3
Sandra Moreira, Maria da Conceição Freitas, César Andrade <i>Evolução morfodinâmica do estuário exterior do Tejo com base em cartografia dos séculos XV ao XIX: resultados preliminares</i>	5
Fátima Valverde, Pedro Cabral, Rui Taborda <i>Evolução morfodinâmica do estuário exterior do Tejo com base em cartografia dos séculos XV ao XIX: resultados preliminares</i>	7
Ángela Fontán Bouzas, Lucas Terres, Paulo A. Silva, Paulo Baptista, André Pinto, Luis M. Pinheiro, Cristina Bernardes <i>Sediment inputs along the mouth of the Mondego River after port enlargement (Figueira da Foz)</i>	9
Pedro J. M. Costa, João Cascalho, César Andrade, Maria Conceição Freitas <i>Mecanismos de transporte sedimentar durante inundações tsunamigénicas inferidos através do estudo de minerais pesados</i>	11

Processos e vulnerabilidade costeira

Moderadores: Óscar Ferreira e Ana Matias; Sessão promovida pelo projeto RUSH

Ana Matias, Gerd Masselink <i>Hydrodynamic and morphodynamic processes during overwash</i>	13
Pedro Narra, Carlos Coelho, Francisco Sancho <i>Interface de análise expedita da vulnerabilidade à erosão costeira</i>	15
Martha Guerreiro, Ana Matias <i>Evaluation of parameters to compute overwash potential</i>	17
Paula Freire, Ana Rilo, Pedro P. dos Santos, André B. Fortunato, Alexandre O. Tavares, Maria Adriana Cardoso <i>Risco de inundação em estuários. Caracterização das componentes de perigo a diferentes escalas espaciais</i>	19

Umberto Andriolo, Ana Matias <i>Descriptive statistics of overwash velocity over backbarrier derived by image processing</i>	21
João Lavrador Rocha, Francisco Sancho, A. Trigo Teixeira <i>Erosão de dunas sob a ação de ondas erosivas: resultados experimentais</i>	23

Processos hidrodinâmicos

Moderador: Paulo Silva

Tiago Abreu, Paulo A. Silva, Ana Moura <i>Análise espectral de ondas sintéticas não lineares e não estacionárias</i>	25
Silvia Di Bona, Antonio Trigo-Teixeira, Francesco Bocchio <i>Wind-wave generation and propagation on Lake Garda (Italy)</i>	27
João Nuno C. Oliveira, Filipa S. B. F. Oliveira, António Trigo Teixeira e Xavier Bertin <i>Caracterização da agitação marítima a Sul da embocadura do Rio Mondego</i>	29
Carlos Loureiro, Óscar Ferreira, Derek Jackson, Andrew Cooper, Andrew Green, Mara Nunes, David Rogers, Anna Lisa Cescon, João Horta, Maria Bezerra, André Pacheco, Friedrich Zabel <i>Hydrodynamics of headland rips in energetic embayments: field-based experiments in Portrush West Strand and Arrifana Beach</i>	31

Modelação de processos físicos

Moderador: André Fortunato

João Horta, Sónia Oliveira, Ana Nascimento, Delminda Moura <i>Modelação hidrodinâmica num sistema sedimentar promontório-praia (Praia da Galé, Algarve)</i>	33
José Simão Antunes do Carmo <i>Relevância dos processos físicos na modelação de perfis de praia</i>	35
André B. Fortunato, Kai Li, Paula Freire, Ana Rilo, Xavier Bertin <i>Numerical modeling of extreme events in the Tagus Estuary</i>	37

Engenharia costeira: intervenções e impactes

Moderador: Francisco Taveira Pinto

Erwan Garel, Juan Morales, Carlos Sousa, Óscar Ferreira <i>Influence of the pre-jetty ebb-delta morphology on sand bypassing and coastal evolution after inlet stabilisation</i>	39
André Guimarães; Carlos Coelho; Márcia Lima; Raquel Silva, Fernando Veloso Gomes <i>Evolução do perfil de praia na presença de um esporão: ensaios laboratoriais e numéricos</i>	41
Andreia Moreira, Joana Gomes, Luciana das Neves, Francisco Taveira Pinto, Maria de Lurdes Lopes, Fernando Veloso Gomes <i>Estudo experimental de soluções para controlo da erosão costeira incorporando geossintéticos e alimentação artificial</i>	43
Diogo Mendes, André Fortunato, António Pires Silva, Kai Li <i>Estudo de soluções alternativas de dragagens para a estabilização da Lagoa de Óbidos</i>	45
Celso Aleixo Pinto, Tanya Silveira, Rui Taborda <i>Alimentação artificial das praias da Costa da Caparica: síntese dos resultados de monitorização (2007 a 2014)</i>	47

Dinâmica sedimentar da plataforma

Moderadores: Sebastião Teixeira e Teresa Drago; Sessão promovida pelo projeto SHORE

Uxía López-Doriga, Àngela Fontan Bouzas, Óscar Ferreira <i>Depth of closure variability at Tavira, South Portugal</i>	49
Anabela Oliveira, João Cascalho, João Duarte, Mónica Ribeiro, Rui Taborda <i>Sand beach bulk mineralogy potential use to deduce transport processes (Nazaré)</i>	51
João Cascalho, Teresa Drago, Rui Taborda, Ana Silva, Marcos Rosa <i>Sand tracer experiment on a shoreface environment – first results</i>	53
Rúben Santos, Aurora Rodrigues, Luís Rosa <i>Caracterização remota dos sedimentos marinhos através do algoritmo Angular Range Analysis</i>	55
André N. Carvalho, Fábio Pereira, Miguel B. Gaspar, Teresa Drago <i>Spatial and seasonal variation of macrobenthic community in response to shoreface morphodynamic of the Eastern Algarve shelf</i>	57
Teresa Drago, Marcos Rosa, Rui Taborda, João Cascalho, Sebastião Teixeira, Erwan Garel, Ana Silva <i>Small sand pit experience offshore Tavira – preliminary results</i>	59

Posters I

Moderador: André Pacheco

Soraia Romão, Paulo Baptista, Telmo R. Cunha, Cristina Bernardes <i>Clima de agitação marítima: comparação de dados simulados com dados medidos pela boia ondógrafo de Leixões</i>	61
Sónia Oliveira, João Horta, Ana Gomes, Liliana Guerra, Ana Nascimento, Cristina Veiga-Pires, Delminda Moura <i>Deriva longilitoral em costas crenuladas: avaliação utilizando traçadores</i>	63
Diogo Mendes, André Fortunato, António Pires Silva, Kai Li <i>The effect of wave-current interactions on the sediment dynamics in the Óbidos Lagoon</i>	65
Alexandra Amorim, Cristina Lira <i>Deteção remota e geoprocessamento automático no estudo da evolução de margens estuarinas (Restinga do Alfeite)</i>	67
Lucas Terres de Lima, Cristina Maria de Almeida Bernardes <i>Análise da ocupação do território sobre os depósitos de barreiras no Rio Grande do Sul - Brasil: uma ferramenta para a gestão costeira</i>	69
Isabel Iglesias, Helena Granja, Ana Paula Mucha, Ana Luísa Costa, Luísa Bastos <i>Morpho-sedimentary and hydrodynamical behaviour of the Douro River estuary</i>	71
Ana Pestana Bastos, Cristina Lira, Rui Taborda, Mónica Ribeiro, César Andrade <i>Morphological storm threshold: an example from a pocket beach in the west Portuguese coast</i>	73

Posters II

Moderador: Paula Freire

Ana Bio, Isabel Iglesias, José Alberto Gonçalves, Sérgio Madeira, Américo Magalhães, Luísa Bastos <i>Seasonal shoreline rotation of a breakwater-protected beach: wave and wind effects</i>	75
Caroline Ferreira, Paulo A. Silva, Carlos Coelho <i>Caracterização da deriva litoral no troço costeiro entre o Cabo Mondego e a Praia da Leirosa</i>	77
Joana Rodrigues, Pedro Poseiro, Conceição J.M.E. Fortes, Maria Teresa Reis, Francisco Taveira-Pinto	

<i>Avaliação da inundação no Porto de Ponta Delgada: utilização combinada do HIDRALERTA e de ferramentas SIG</i>	79
Marta Rodrigues, João Rogeiro, André Fortunato, Anabela Oliveira <i>Previsão em tempo real da hidrodinâmica e contaminação fecal em ambiente cloud e HPC</i>	81
Madalena S. Malhadas, Paulo Chambel Leitão, Adélio Silva, João Ribeiro <i>Modelação de cenários de risco de cheias na baía de Maputo – Moçambique</i>	83
José Viegas, Delminda Moura <i>Análise dos factores condicionantes da estabilidade das arribas rochosas da orla costeira do Algarve Central</i>	85
Cátia Azevedo, Paulo A. Silva, Paulo Baptista, Ángela Fontán Bouzas, Soraia Romão, Cristina Bernardes, Jesus Reis <i>Caracterização do balanço sedimentar no troço costeiro entre as praias do Poço da Cruz e de Mira e a sua relação com os eventos de temporal</i>	87
Iracema Reimão Silva, Anderson Abbehusen Freire de Carvalho <i>Avaliação do risco costeiro gerado pela presença de estruturas naturais na zona de antepraia ao longo do litoral Norte do Estado da Baía, Brasil</i>	89

5. RESUMOS ALARGADOS

ACOUSTIC ESTIMATION OF SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATION

Ana Isabel Santos¹, Anabela Oliveira¹, José Paulo Pinto¹, Nuno Zacarias¹ and M. C. Freitas²

¹Instituto Hidrográfico, R. das Trinas, n° 49 1293-049, Lisboa, Portugal. ana.santos@hidrografico.pt; anabela.oliveira@hidrografico.pt; paulo.pinto@hidrografico.pt; nuno.zacarias@hidrografico.pt

²Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Campo Grande, 1749-016, Lisboa, Portugal. cfreitas@fc.ul.pt

1. Introduction

Knowledge of mass concentration and characteristics of suspended solids is of utmost importance to understand sediment transport processes in inner shelf, coastal and estuarine environments. As the use of acoustic Doppler current profilers (ADCPs) in these environments has become widespread, so have the attempts to characterize suspended material (e.g. particle size, concentration) from acoustic backscatter intensity measurements. In this work, we evaluate the use of ADCP backscatter data as a suspended sediment profiler, based on an ADCP and LISST (laser in situ scattering and transmissometry) dataset. In order to accomplish this objective, the methodology and acoustic techniques based on the work by Deines (1999) will be applied to the ADCP and LISST data in order to understand how the backscatter intensity responds to different environmental and sediment characteristics.

2. Acoustic Techniques

The working form of the sonar equation for RDI ADCPs (Deines, 1999) relates the main environmental and instrument features to the target strength expressed in decibels (dB). The equation includes different terms, each one modeling relevant phenomena for the echo intensity propagation.

$$S_v = C + 10\log_{10}(T_k R^2) - L - P + 2\alpha R + K_c(E - E_r) \quad (1)$$

where S_v is the backscattering strength; C is an instrumental coefficient in dB related to the manufacturer instrument and environmental features; T_k is transducer temperature (°K); R is the range along the ADCP beam; L is related to transmitted pulse length; P is related to transmitted power; α is the sound absorption coefficient; K_c is the conversion factor between the instrumental counts and dB; E is the measured echo intensity and E_r is the echo detected when no pulse is transmitted. According to Deines (1999), if suspended sediment concentration (SSC) data is measured simultaneously, the constants C and K_c can be estimated by interpolating the SSC substituting S_v by $C_v = 10\log_{10}(\text{SSC})$, so K_c and the new combined constant C_k (which includes C and the term $10\log_{10}T_k$, according to Kim *et al.*, 2004) can be determined by linear regression using the expressions:

$$\text{SSC}_v = K_c (E - E_r) + C_k \quad (2)$$

where $\text{SSC}_v = 10\log_{10}(\text{SSC}) - 20\log_{10}(R) - 2\alpha R + L + P$. This simplified version of the sonar equation lumps a number of immeasurable quantities into parameters K_c and C_k (Kim & Voulgaris, 2003). Guerrero *et al.* (2011) point out that C depends on the suspended particles (i.e., scattering particle characteristics such as grain size, density, shape and concentration), which makes the environmental influence on the constant C a major concern on S_v determination. Although most ADCP manufacturers supply the conversion factor K_c for each individual current meter, most authors choose to determine a value for each field deployment. In fact, Guerrero *et al.* (2012) reported lower residual values for a linear regression between S_v and SSC when the factory supplied K_c was not used. According to the same authors, the ADCP echo calibration against an array of concentration data provided by water samples, and in our case by LISST data, appears to be the most accurate method to determine the linear relationship between the logarithm of SSC and echo intensities, and by applying (2), to determine both the constant C_k and the conversion factor K_c .

3. Results and Discussion

Two different linear regressions were calculated for our dataset, covering a total of 12 days in the Portuguese inner shelf at approximately 25 m depth. The first one used all of the validated concentration

values while the second one considered only the first 25 hours of records, covering two semi-diurnal tidal cycles. The latter attempts to establish if the ADCP, on its own would give reliable SSC values, relying only on a short-term calibration, as was the case of the work by Kim & Voulgaris (2003) and Guerrero *et al.* (2011).

This study shows that K_c and C values found for the whole dataset and for the first 25 hours are similar, but very different from the values supplied by the manufacturer and advised in the literature. Since any slight fluctuation on the value of C and K_c will represent a major difference on the resulting S_v and consequently on ADCP estimated SSC ($10^{S_v/10}$), it seems that this approach to determine the deployment values of both K_c and C is unavoidable (Table 1).

Table 1. C and K_c values calculated for this study and comparison with literature

	Freq.(kHz)	K_c	C_k	R^2
This Study	1200	0.23	-27.5	0.67
This Study (25 hr)	1200	0.22	-29.48	0.53
RDI	1200	0.41	---	---
Deines (1999)	1200	0.43	-129.1	---
Deines (1999)	600	0.43	-139.3	---
Kim & Voulgaris (2003)	1200	0.45	-104.7	---
Kim <i>et al.</i> (2004)	1200	0.55	-72.7	---

Using these values of C and K_c , estimated ADCP SSC's were calculated using the echo intensity measured in the ADCP first depth cell at approximately 0.8 m above sea bottom (bin/depth cell size 0.2 m). The results show a good qualitative relationship between both regression equations and the validated LISST concentrations. Ratios between LISST SSC's and estimated ADCP SSC show that it is not clear whether ADCP's overestimate or underestimate SSC values, but ADCP estimated values always fall within the one order of magnitude range of the (assumed to be true) LISST concentration. This estimation ratio shows some relation with ADCP relative sensibility, as calculated by Guerrero *et al.* (2011), with lower ratios (≈ 1) for values of $f^2/a > 400$.

4. Conclusions

Suspended sediment concentrations estimated from ADCP backscatter intensities showed good qualitative and quantitative relations with validated LISST sediment concentrations. The field values of K_c and C found for this study are significantly different from the ones found in the literature. Further work will be done in order to understand these differences, especially in what concerns the dependence of K_c and C values with suspended sediment characteristics.

5. References

- Deines, K. L. 1999. Backscatter estimation using broadband acoustic Doppler current profilers. *Proc. Sixth Working Conf. on Current Measurement*, San Diego, CA, IEEE, 249–253.
- Guerrero, M.; Szupiany, R. N.; Amsler, M. 2011. Comparison of acoustic backscattering techniques for suspended sediments investigation. *Flow Measurement and Instrumentation*, vol.22, no.5 pp.: 392-401.
- Guerrero, M.; Rütther, N., Szupiany, R. N. 2012. Laboratory validation of acoustic Doppler current profiler (ADCP) techniques for suspended sediment investigations. *Flow Measurement and Instrumentation*, 23(1), 40-48.
- Kim, Y. H.; Voulgaris, G. 2003. Estimation of suspended sediment concentration in estuarine environments using acoustic backscatter from an ADCP. *Proc. Fifth Int. Conf. on Coastal Sediments*, Clearwater Beach, FL, World Scientific Corporation, CD-ROM.
- Kim, Y. H.; Gutierrez, B.; Nelson, T.; Dumars, A.; Maza, A.; Perales, H.; Voulgaris, G. 2004. Using the acoustic Doppler profiler (ADCP) to estimate sediment concentration. Technical Report CPSD #04-01, Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, SC

NORTH BEACH NAZARÉ LARGE SCALE TRACER EXPERIMENT

João Duarte¹, Rui Taborda², Mónica Ribeiro^{1,2}, João Cascalho^{2,3}, Ana Silva², Ivana Bosnic²

¹Instituto Hidrográfico, 1249-043, Lisboa, Portugal. joao.duarte@hidrografico.pt

²Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016, Lisboa, Portugal.

³Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Universidade de Lisboa, 1250-102 Lisboa.

1. Introduction

The Norte beach of Nazaré is the southernmost beach of a major 150 km long coastal cell defined between Espinho and Nazaré. This linear coastal stretch has a NNE-SSW orientation and it is forced by a high energetic wave regime approaching from NW direction, inducing a longshore drift of approximately 10^6 m^3 per year directed to the south. The Nazaré canyon head is the downdrift end of this littoral cell and captures the majority of the beach sediment reaching the Norte and Nazaré beaches. Considering that the Nazaré beach is not suffering any recognizable sediment mass depletion over the years, the headland sediment bypass is a critical process to sustain the coastline equilibrium at the bay. In this context, the following questions arise: i) which is the magnitude of the longshore drift that feeds the canyon head and ii) does the longshore drift bypasses the headland and effectively supply the Nazaré beach, feeding the canyon multi-talweg system rooted on the submarine beach limit? (figure 1). To address these questions a large scale fluorescent tracer experiment on the Norte beach was designed to measure the longshore drift and evaluate the headland sediment bypassing.

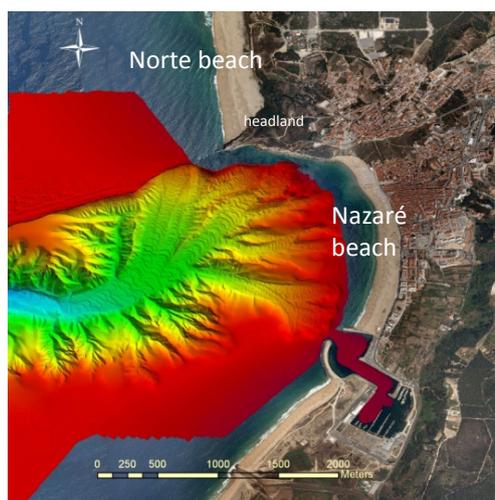


Fig. 1. Digital terrain model obtained from survey performed by Instituto Hidrográfico on 2011. Aspect of the active talwegs inside the canyon head (ESRI Basemap, 2011).

2. Large Scale Tracer Experiment

To measure the longshore drift incoming directly to the Nazaré headland, on the 12th of September 2013 a tracer experiment was performed at the southernmost 700 m of the Norte beach, using native sand previously coated by a fluorescent lacquer (Beach to Canyon, 2013; figure 2). Sampling was also extended to the Nazaré beach, aiming to find evidences of headland sediment bypassing. Considering the Norte beach high morphodynamics, verified by a seasonal shoreline displacement of more than 150 m (Silva et al., 2013), and the frequent amplification of the forcing oceanographic factors caused by the proximity of the Nazaré canyon, there were some practical constraints on the application of the fluorescent tracer technique. The main concerns were the expected high wave regime, intense sediment transport rate, and also the injection and sampling conditions, particularly concerning the safety of the participants. Those aspects make it difficult to monitor the tracer concentrations across the beach throughout the breaking zone. For these reasons the following approach was adopted: 1) inject a high mass of fluorescent tracer (10 tons) and 2) apply the continuous inject method (CIM). The CIM is an

Eulerian method and is carried out by measuring tracer concentration through time at selected points located downdrift of the injection one (Duane and James, 1980). The injection point was located at 650 m north from the headland (CET0, figure 2a) and the sampling points were distributed between -50 m (50 m to the north from the injection point) up to 600 m to the south, with 50 m spacing. The injection rate was 32 kg per minute during 5:15h, with an intensive sediment sampling extended up to 6 h. The tagged grains were followed during 3 more days from the injection point to the Nazaré beach. The tracer concentration on the collected samples is being estimated from the analysis of sediment images acquired in laboratory, using a high definition photographic system with UV illumination.



Fig.2. (a) Norte beach tracer experiment plan; (b) 12 T collection of native sand; (c) 16 kg shots of fluorescent coated sand for continuous injection (total of 630); (d) Prainha beach formed on the end of the summer nourished by headland sediment bypassing.

3. Experiment outcomes

An ADCP moored at 15 m depth, located in front of the injection point, registered waves with a mean significant height of 1 m and mean direction from NW. In situ fluorescent grain detection showed significant amount of tracer at the 600 m position, near the headland, 12 hours after the beginning of the tracer injection. The sampling point located 50 m updrift of the injection revealed total inexistence of fluorescent grains, putting in evidence the southward persistence of the littoral drift. After 48 hours tagged grains were detected at Prainha (figure 2a), an ephemeral beach formed before the experiment (figure 2d), confirming headland sediment bypassing. The quantitative analysis of the results is in progress.

Acknowledgements

This work was supported by the project Beach to Canyon Head Sedimentary Processes funded by FCT (PTDC/MAR/114674/2009).

5. References

- Beach to Canyon (2013) – Relatório de campo n.º 6, available at http://beachtocanyon.fc.ul.pt/Fieldwor/FieldReport_VI.pdf
- Duane, D. & James, W. (1980). Littoral Transport in the Surf Zones Elucidated By an Eulerian Sediment Tracer Experiment. *Journal of Sedimentary Petrology*, No.3 Vol. 50.
- Esri basemap (2011-03-18). Imagery Source: Esri, DigitalGlobe, GeoEye, i-cubed, USDA, USGS, AEX, Getmapping, Aerogrid, IGN, IGP, swisstopo, and the GIS User Community).
- Silva, A., Taborda, R., Antunes, C., Catalão, J. e Duarte, J. (2013). Understanding the coastal variability at Norte beach, Portugal. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No 65.

EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS DEPÓSITOS INTERIORES DA LAGOA DE ALBUFEIRA

Sandra Moreira^{1,2}, Maria da Conceição Freitas^{1,2} e César Andrade^{1,2}

¹Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Edifício C6, Piso 3, 1749-016 Lisboa, Portugal. scmoreira@fc.ul.pt, cfreitas@fc.ul.pt, candrade@fc.ul.pt.

²Instituto Dom Luiz, Fac. de Ciências, Universidade de Lisboa, Ed. C6, Piso 3, 1749-016 Lisboa, Portugal.

1. Introdução

A Lagoa de Albufeira, situada na orla ocidental da Península de Setúbal, cerca de 20 km a sul de Lisboa, é o ambiente lagunar mais profundo do litoral português, com profundidades superiores a 10 m; todavia, a embocadura encontra-se bastante assoreada pela acumulação de areias marinhas designadas genericamente por depósitos interiores (Freitas, 1995). Estes depósitos correspondem a deltas de enchente e antigos leques de galgamento, recortados por canais de maré ativos ou desativados, e apresentam uma largura média de 250 m. Segundo Ângelo (2001), a área dos depósitos interiores sofreu assoreamento rápido na primeira metade da década de 1990 em consequência (1) do rebaixamento do cordão litoral, facilitando a ocorrência de galgamentos, (2) da entrada da areia através da barra de maré, acumulada no delta de enchente, e (3) por transporte eólico, facilitada pela destruição do coberto vegetal das dunas da barreira. Em 1996 a superfície destes depósitos situava-se 1 a 2 m acima do nível médio do mar (NMM), dificultando o estabelecimento de canais entre a laguna e o oceano, necessários para evitar a eutrofização do hidrossoma lagunar (Ângelo, 2001). Consequentemente, em 1996, no âmbito do projeto “Recuperação e Valorização da Lagoa de Albufeira”, ocorreu a dragagem: (1) de grande parte dos depósitos interiores, para rebaixar a sua superfície de 1 m; e (2) de um canal de ligação na parte sul do cordão litoral, desde a praia oceânica até ao fundo lagunar, atravessando a duna frontal e os depósitos interiores, com cota de rasto de -1,5 m (NMM) (Ângelo, 2001). No total foi removido um volume de 90 000 m³ de areias, que foram re-depositadas sobre o cordão litoral para construir uma duna artificial; desde então, a entrada de areia para o interior do espaço lagunar por galgamento do cordão litoral é esporádica e apenas possível em eventos extremos. Contudo, em situação de barra aberta, o transporte de areias pela propagação da maré faz-se a favor da enchente e estes sedimentos depositam-se nas vizinhanças da barra sob a forma de leques de enchente. Levantamentos topo-batimétricos efetuados entre 1996 e 1998, após a abertura da Lagoa de Albufeira ao mar, mostram que o canal anteriormente dragado já tinha sofrido assoreamento e evidenciam uma relação entre a diminuição das cotas dos bancos intermareais (e da praia lagunar) e o assoreamento, conduzindo à hipótese que parte deste processo seja devido às areias provenientes das barras intermareais (Ângelo, 2001).

No presente estudo, efetua-se a análise e comparação da topo-batimetria da área correspondente aos bancos interiores, para caracterizar e compreender a sua evolução entre 1998 e 2013.

2. Metodologia

Em ambiente ArcGIS, geraram-se Modelos Digitais de Elevação (MDE) com base em dados vectoriais obtidos em levantamentos topo-hidrográficos/aerofotogramétricos/LiDAR (*Light Detection and Ranging*), efetuados em 1998, 2002, 2010, 2011 e 2013 por diversas entidades e com diferentes metodologias. O recurso às ferramentas *Minus* e *Cut Fill* do 3D Analyst, possibilitou o cômputo das diferenças altimétricas e volumétricas entre MDE, tendo-se utilizado como situação de referência o MDE de 1998 que abrange uma área de aproximadamente 234 000 m².

3. Caracterização e Evolução dos Depósitos Interiores

A superfície dos bancos arenosos interiores desenvolve-se, em geral, entre o NMM e a cota de 1 m. Cotas superiores a 1 m correspondem essencialmente às zonas marginais, sendo que no bordo NW da área em estudo excedem os 2 m devido a representarem transição para a área dunar (Figura 1). A geometria e a distribuição espacial dos fundos, abaixo do NMM, sugerem cicatrizes de canais de maré resultantes do estabelecimento de ligação entre o corpo lagunar e o oceano. Destaca-se: (1) a cicatriz mais a norte, com orientação NW-SE, visível em fotografias aéreas desde o final da década de 1940, que se associa a aberturas da barra no extremo norte do cordão litoral, em região designada como “Boca Velha”; (2) as

cicatrices do canal de maré que bifurca e contorna o delta de enchente nos levantamentos mais recentes (Figura 1).

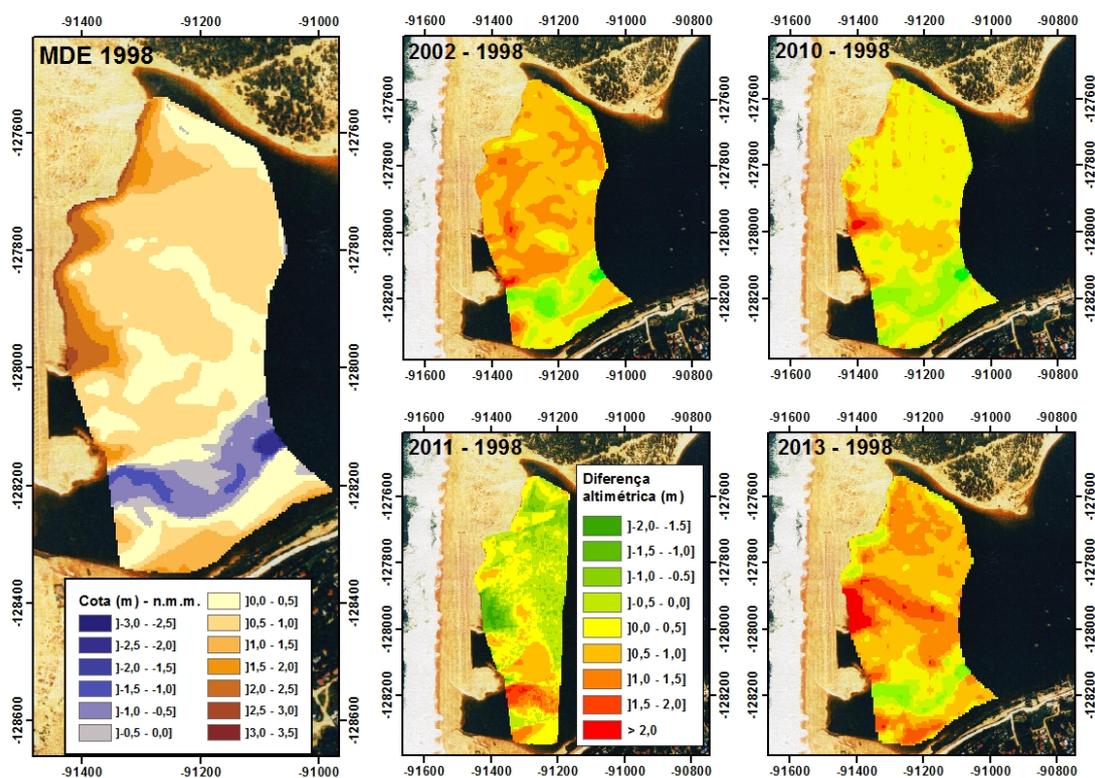


Fig.1. Diferenças altimétricas dos depósitos interiores da Lagoa de Albufeira em 2002, 2010, 2011 e 2013 relativamente a 1998 (fotografia aérea de base relativa a abril de 1997 (Fonte: ex-INAG)).

As variações morfológicas dos depósitos interiores da Lagoa de Albufeira, observadas em 2002, 2010, 2011 e 2013 relativamente a 1998, estão associadas à colmatagem de canais antigos e à redefinição de novos, em consequência da morfodinâmica em situação de barra aberta, correspondendo a perdas e ganhos volumétricos da ordem de 10^4 m^3 . As variações observadas ao longo de 15 anos não configuram uma tendência de assoreamento ou erosão persistentes, parecendo associar-se à variabilidade interanual do forçamento oceanográfico. A intervenção de dragagem ocorrida em 1996 ainda tem expressão no levantamento de 1998. As variações mais intensas ocorreram entre 2010 e 2013, quando a taxa de variação volumétrica anual rondou os $40\,000 \text{ m}^3/\text{ano}$. Contudo, os dados obtidos sugerem que a retenção volumétrica em 2013 é inferior à observada no ano de 1998. A esta variação corresponde um valor médio de rebaixamento altimétrico de 34 cm ou seja, uma taxa de rebaixamento médio da superfície dos depósitos de 2 cm/ano. Dada a elevada variabilidade do sistema e a resolução espacial dos levantamentos existentes, será de todo conveniente estender a aquisição de dados topo-hidrográficos, de modo a obter uma série mais longa de observações.

4. Agradecimentos

Este estudo foi desenvolvido no âmbito do projeto “CISML - Consultoria para a Criação e Implementação de um Sistema de Monitorização do Litoral abrangido pela área de Jurisdição da ARH do Tejo”, APA, I.P. /ARH do Tejo, financiado por QREN - POVT (Operação POVT-12-0233 - FCOES-000034). Os autores agradecem a A. R. Pires e T. Silva a colaboração nos levantamentos topo-batimétricos e a R. Matildes e T. Silveira o auxílio no processamento de dados.

5. Referências Bibliográficas

- Ângelo, C., 2001. *Técnicas de protecção e de conservação da zona costeira - Uma estratégia de gestão operacional*. Tese de Mestrado apresentada à Universidade de Lisboa, 168 p.
- Freitas, M.C.P., 1995. *A Laguna de Albufeira (Península de Setúbal) – Sedimentologia, Morfologia e Morfodinâmica*. Tese Doutorado apresentada à Universidade de Lisboa, 337 p.

EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DO ESTUÁRIO EXTERIOR DO TEJO COM BASE EM CARTOGRAFIA DOS SÉCULOS XV AO XIX: RESULTADOS PRELIMINARES.

Fátima Valverde¹, Pedro Cabral² e Rui Taborda³

¹Mestranda C&SIG, Nova Information Management School, Universidade Nova de Lisboa, Campus de Campolide, 1070-312 Lisboa, Portugal. g2011103@novaims.unl.pt.

² Professor auxiliar, Nova Information Management School - Universidade Nova de Lisboa, Campus de Campolide, 1070-312 Lisboa, Portugal. pcabral@novaims.unl.pt.

³ Professor auxiliar, Departamento de Geologia - Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa, Edifício C6, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. rtaborda@fc.ul.pt.

1. Enquadramento

Este trabalho tem por objetivo avaliar as alterações morfológicas no estuário exterior do Tejo ao longo de quatro séculos, com base na análise de cartografia antiga e mapas históricos. Foram aplicadas ferramentas de análise espacial em ambiente SIG, permitindo deduzir a evolução espaço-temporal da morfodinâmica da área de estudo (fig. 1).



Fig. 1. Área de estudo inicial (zona de maior interesse a tracejado) sobre mapa de localização (Fonte: Atlas de Portugal – IGP – 1:500.000).

2. Metodologia

A análise proposta é suportada nas seguintes tarefas:

- 1) Recolha das bases cartográficas históricas (versões policopiadas) e avaliação dos respetivos conteúdos para selecionar candidatos possíveis à construção de modelos digitais de terreno (MDT) (existência de informação batimétrica).
- 2) Análise semi-quantitativa (nomeadamente toponímia, estruturas naturais representadas, tais como canais e barras, dimensões de elementos morfológicos e relações espaciais entre os eles) (fig.2).
- 3) Digitalização e georreferenciação de mapas (fig. 3.a).
- 4) Recolha nominal de elementos quantitativos com base na informação apresentada. Nos casos em que tal foi possível, geração individual de MDT da embocadura do rio Tejo, a partir de digitalização dos dados cartografados (fig. 3.b).
- 5) Análise da informação recolhida: comparação dos modelos gerados com a situação atual e visualização espaço-temporal da evolução; comparação dos dados semi-quantitativos recolhidos ao longo dos séculos.



Fig. 2 – Mapas selecionados na fase piloto (da esq. para dir.): séc. XVI “Description de Portugal”, Lucas Waghenaer (Alegria & Dias, 2000); séc. XVII “Carta Particolare del Oceano” (Baldaque da Silva, 1990) e séc. XIX “Plano Hidrográfico, Cabo da Roca ate Cezimbra” (Baldaque da Silva, 1990).

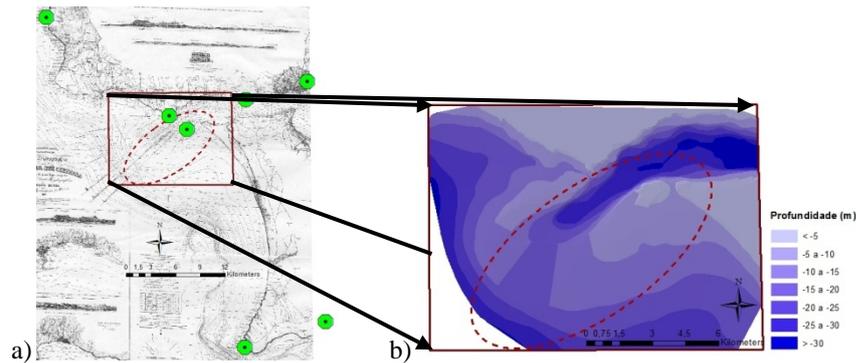


Fig. 3 – Mapa piloto do séc. XIX (referido na fig. 2). a) georeferenciado sobre base vectorial de monumentos históricos criada para o efeito (pontos verdes). b) produzido MDT para área de estudo (rec tangulo a vermelho) por digitalização de dados de profundidade constantes no mapa.

3. Resultados e Conclusões

Nesta fase inicial de desenvolvimento do trabalho e com base em cerca de 40 mapas dos séculos XV ao XIX, os resultados preliminares são ainda escassos mas promissores. Após vários testes, foram seleccionados (consoante o tipo de informação constante no mapa e/ou o erro obtido na georeferenciação), 3 mapas que constituíram o teste piloto aqui apresentado: todos para recolha de dados semi-quantitativos (tabela 1) e um deles para a geração do MDT (fig. 3. b).

Tabela 1. Identificação preliminar dos principais elementos morfológicos identificados nos mapas piloto (referidos na fig.2)

Data	Total bancos representados embocadura	Bancos arenosos representados		Canais representados		
		Cachopo Norte	Cachopo Sul	Barra Norte	Barra Sul	Golada
Séc. XVI	4	✓	✓			
Séc. XVII	3	✓	✓		✓	
Séc. XIX	2	✓	✓	✓	✓	✓

Após a realização deste estudo piloto conclui-se que, para uma efetiva comparação temporal entre MDT, será necessário encontrar mais mapas elegíveis de diferentes idades e comparação com um MDT atual. O alargamento da recolha de dados semi-quantitativos a todos os mapas de que dispomos constituirá um acréscimo qualitativo positivo para os resultados deste trabalho. Existem diversas limitações inerentes à metodologia proposta que condicionam a utilização de um grande número de mapas e que deverão ser claramente identificadas e, quando possível, quantificadas, tais como: 1) a variabilidade da qualidade da representação cartográfica ao longo dos séculos, 2) a qualidade dos pontos de controle e o erro admissível nas operações de georeferenciação ou interpolação e 3) o tamanho de pixel a seleccionar para a geração dos MDT. Serão estas as linhas orientadoras dos trabalhos a desenvolver.

4. Referências Bibliográficas

- Alegria, M. F. & Dias, M. H., 2000. Quatro séculos de imagens do litoral português: a região de Lisboa na cartografia náutica nacional e estrangeira. *STVDIA*, 56/57: p. 61-96.
- Baldaque da Silva, A. A. 1990. *Estudo histórico hydrographico sobre a barra e o porto de Lisboa, Tomo I e II (Atlas)*, Imprensa Nacional, Lisboa, 1893; edição fac-similada, Administração do Porto de Lisboa.
- Carvalho, E. 2013. “Estudo da evolução morfodinâmica das barras do Tejo.” Univ. de Perpignan, Via Domitia. Fac. des Sciences. Master Géosciences Marines et Environ. Aquatiques 2ème année. Mém..
- Gibson, A. 2011. “Georeferencing Historic Maps using Arcgis Desktop 10.” In: <http://cms.bsu.edu/Academics/Libraries/CollectionsAndDept/GISandMaps.aspx> Ball State University Libraries GIS Research and Map Collection.
- James, L. A.; Hodgson, M. E.; Ghoshal, S. & Latiolais, M. M. 2012. Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: the temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, 137: p. 181-198.

SEDIMENT INPUTS ALONG THE MOUTH OF THE MONDEGO RIVER AFTER PORT ENLARGEMENT (FIGUEIRA DA FOZ)

Ángela Fontán Bouzas¹, Lucas Terres², Paulo A. Silva¹, Paulo Baptista², André Pinto², Luis M. Pinheiro², Cristina Bernardes²²

¹CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. abouzas@ua.pt, psilva@ua.pt

²CESAM, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. lucasterres@ua.pt, renato.baganha@ua.pt, andrespinto@ua.pt, imp@ua.pt, cbernardes@ua.pt

1. Introduction

The Figueira da Foz Harbour has a long history of human interventions since the 19th century (Dias et al. 1994; Cunha and Dinis 1998). The estuary of the Mondego River has seasonally undergone by sand deposition, hindering ships access to sea-river harbours due to an unstable and shallow mouth with sandbanks created by intense littoral drift. Despite the engineering works performed along time the main navigation channel still require emergency dredging to facilitate vessel access. Quite recently, between 2008 and 2010, a lengthening of the North jetty was performed (Agri – Pro Ambiente, 2004). Even so, the sandbank continues to develop but at a position located more offshore. At present the Administração do Porto da Figueira da Foz (APFF) execute preventive and emergency dredging to regularize the channel depth and the sand is deposited between -2 and -8 m (ZH) south of the mouth in order to restore the longshore sand transit. The main goal of this work is to contribute to generate a geo-referenced database (ArcGis) of topo-batymetric data acquired by the APFF (previous and post-port construction) and within the monitoring program carried out at present, to quantify the sediment transport rates and characterize the morphodynamic behaviour in this area.

2. Study Area

Mondego River estuary (40°08' 52.4" N; 8°50'56.9" W) is in the limit of two coastal sectors with different morphodynamics: the area between the Mondego Cape and Figueira da Foz with an extension about 5 km, which includes the half-embayed beaches of Buarcos and Figueira da Foz, and the sector between the mouth of the Mondego and S. Pedro de Muel of about 25 km length characterized by the existence of a sandy continuous beach only interrupted by transversal coastal engineering structures (groins) (Fig.1)

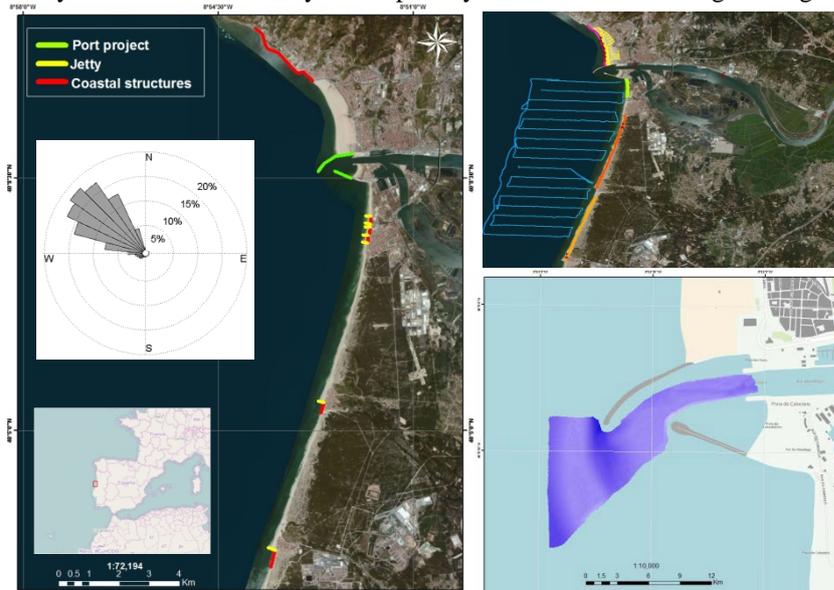


Fig.1. Study area and predominant offshore-wave directions. Representation on aerial photograph of bathymetric profiles achieved in October-November 2014 survey (top right). Multibeam Bathymetry in September 2014 (right below).

The sediment dynamics at the mouth is mainly conditioned by the wave regime but other factors are also involved, as the fluvial discharges. The offshore wave climate predominance comes from northwest quadrant (Figure 1). The highest frequency of occurrence corresponds to the northwest sector, equivalent to 41% of directions recorded, and then to the WNW sectors and northwest with frequencies of occurrence of 29% and 18%, respectively. Significant wave heights between 1.5 m to 2.5 m are typical of summer and winter, respectively. Analysis of the distribution of the average wave period shows that the most frequent typical periods are between 5 to 9 s (Costa et al., 2001)

In this coastal section the littoral drift is disturbed by the Mondego Cape and the wave diffraction induced by it. The coastline configuration at Figueira da Foz Beach, located at the north of the harbour has suffered a significant accretion resulting from the accumulation of sediments down drift from the coastal area at north of the Mondego Cape. According to Dias et al. (1994), this sand retention also contributed to the deficit of sediments in the southern sector. To retain sediment in the coastal stretch between the Lavos and Leirosa were constructed groins and rock fills, turning some stretches along this coast as a man-made coastline.

3. Methods

Topographic and bathymetric data by an ongoing monitoring program have been acquired (see Figure 1 the example of topo-bathymetric profiles in October and November 2014) using 200 kHz echo-sounder combined with Global Positioning System in Differential mode (DGPS) with data acquisition at 1 Hz, up to 18 m below Mean Sea Level (MSL). The synchronization, survey planning and navigation were performed using HYPACK® hydrographic software. Bathymetric surveys were performed by a 3D GPS positioning system that calculates the boat attitude (roll and pitch components). Estimated errors related to equipment operation comprise a vertical error of up to 15 cm. In addition, a database between 2008 and 2014 was obtained by the management of the APFF which include multibeam and monobeam bathymetric data and topo-bathymetric profiles of surrounding beaches between -10 and 8 m referred to Zero Hidrografico (ZH) (-2 m below MSL). Sedimentary budget between surveys were calculated using the Surfer v8 computation and ArcGISv10.2 spatial analyst tool software. Furthermore all previous topo-bathymetric data and ongoing monitoring programme will be used as a base for a morphodynamic model calibration and validation in order to predict possible future scenarios.

4. Results and Discussion

There is evidence that the longshore sediment transport from the north of Mondego Cape to the south feeds the sector under study, but there are no precise studies that quantify it. The database of bathymetric maps between 2010 and 2015 characterized the recent evolution and confirm the existence of sandbars and the need for seasonal and emergency dredging up to hundreds of thousands of m³ of sand. Sediment inputs confirm that average wave conditions and storms from the NW quadrant are the main contribution to the continuous sediment transport from the Mondego Cape towards the Mondego estuary mouth. Net southward longshore drift transport from the westernmost quadrants, may not be as effective. Although the north jetty of the harbor has been enlarged in 2010 the sedimentary dynamics associated to the littoral drift induce shoals formation in front of the harbor inlet with inherent negative consequences.

5. Acknowledgements

This research is a contribution to the “Estudo da dinâmica sedimentar na embocadura da barra do porto da Figueira da Foz” project supported by Administração do Porto da Figueira da Foz (APFF). The authors are very grateful for the field assistance of APFF by providing the boats of Figueira da Foz harbor. The support of FCT (UID/AMB/50017/2013) is acknowledge.

6. References

- Agri – Pro Ambiente, 2004. Estudo de impacte ambiental do projeto das obras de melhoria das condições de abrigo no cais do sector comercial e de manutenção do canal de acesso ao porto da Figueira da Foz, Estudo Prévio.
- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J. 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa Portuguesa. II Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuaria in CD-ROM.
- Cunha, P. P., Dinis, J., 1998. Beach erosion between Cabo Mondego and Figueira da Foz (Portugal Midwest), from 1995 to 1998. *Territorium*, 5, 31-50.
- Dias, J. A., Ferreira, O., Pereira, A. Ramos, 1994. Estudo sintético de diagnóstico da geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos troços costeiros entre Espinho e Nazaré. w3.ualg.pt/~jdias/JAD/ebooks.

MECANISMOS DE TRANSPORTE SEDIMENTAR DURANTE INUNDAÇÕES TSUNAMIGÉNICAS INFERIDOS ATRAVÉS DO ESTUDO DE MINERAIS PESADOS

Pedro J. M. Costa¹, João Cascalho^{1,2}, César Andrade¹ e Maria C. Freitas¹

¹IDL, Dep. de Geologia Fac. de Ciências da Univ. de Lisboa, Edifício C6, Campo Grande, 1749-016
Lisboa, Portugal. ppcosta@ciencias.ulisboa.pt

²MUHNAC-UL, Rua da Escola Politécnica 56/58, 1250-102 Lisboa, Portugal.

1. Introdução

Nas últimas duas décadas, vários estudos sedimentológicos de materiais provenientes de eventos contemporâneos têm contribuído para melhorar a compreensão dos processos de inundação e sedimentação tsunamigénicas. No entanto, o estudo de paleoeventos de tsunami enfrenta dificuldades acrescidas devido a modificações pós-deposicionais por processos físicos e/ou químicos que, por vezes, contribuem para uma má preservação dos respectivas assinaturas sedimentares. No caso concreto de paleotsunamis, o registo geológico é fundamental para que se possam fazer inferências sobre as diferentes fases morfo-hidrodinâmicas induzidas pelas ondas tsunamigénicas. Somente um melhor conhecimento dos processos e das consequências dos eventos passados poderá levar a uma melhor definição de vulnerabilidade costeira a este risco natural.

O objectivo deste trabalho é a caracterização de depósitos tsunamigénicos e o estabelecimento das suas fontes sedimentares primordiais, utilizando para tal o estudo detalhado das composições de minerais pesados (i.e. minerais com densidade superior a 2,9 g/cm³). Nesse sentido, estudou-se um conjunto de locais afectados por diferentes eventos tsunamigénicos em contextos geomorfológicos diversos.

2. Métodos

Foram recolhidas amostras de sedimentos arenosos em Portugal, associadas ao tsunami de 1/11/1755, (Salgados e Boca do Rio, Algarve); na Escócia, depositadas pelo tsunami de Storegga (app. 8200 anos Cal BP) e pelo evento tsunamigénico de 1500 anos Cal BP (Scatsta Voe e Basta Voe, Ilhas Shetland); e na Indonésia (Lhok Nga, Samatra) associadas ao tsunami de 26/12/2004 (Costa, 2012; Costa et al., 2015).

Foram realizados perfis de amostragem verticais e horizontais em cada um dos locais de estudo. Para além disso, foram recolhidas amostras das fontes sedimentares mais prováveis (i.e. praia, duna, fundos submarinos e material de camadas subjacentes). Uma vez obtidas, as amostras foram sujeitas a tratamento laboratorial, envolvendo lavagem com água e crivagem com intervalo de 0.5 φ. A fração correspondente ao intervalo 1-3 φ foi agrupada e utilizada para análise mineralógica. A separação por densidade foi feita com bromofórmio, após descarbonatação com HCL a 10%. Uma vez isolada, a fração superior a 2.9 g/cm³ (fracção pesada), foi quarteada e montaram-se 120 preparações. Foram identificados e contados ao microscópio óptico >300 grãos por cada preparação.

3. Resultados e Discussão

Os resultados indicam que as associações de minerais pesados refletem principalmente condições sedimentológicas específicas de cada local. Nas áreas de estudo portuguesas, ca. 90% da população de minerais pesados consiste em turmalina+andalusite+estauroлите, enquanto nas amostras escocesas o conjunto de minerais pesados é dominado (>90%) por anfíbolas+granada. Por sua vez, nas amostras indonésias domina a associação anfíbolas+andalusite.

Neste estudo, as relações entre os sedimentos-fonte prováveis e os depósitos tsunamigénicos foram descritas e, sempre que possível, as relações de proveniência foram claramente identificadas. Por exemplo, nos Salgados as amostras tsunamigénicas exibem menos semelhanças com materiais de fundos submarinos e têm maior similitude com sedimentos de duna e praia, indicando-os como origem mais provável. No caso escocês a relação de proveniência estabelecida indica a camada subjacente como a fonte fundamental do depósito de tsunami. No caso indonésio, a preservação sedimentar de episódios deposicionais distintos (i.e. inundação e retorno - *backwash*) possibilitou um estudo detalhado destas

diferentes fases da inundação. Assim, foi possível associar a presença de zircão rolado à inundação e de zircão anguloso (euédrico) ao retorno.

Em todas as áreas estudadas foi observada selecção hidráulica por densidade expressa por maior concentração de minerais densos nos depósitos de tsunami relativamente aos materiais-fonte.

Desenvolveu-se um modelo conceptual (Figura 1), que reflecte a selecção de partículas promovida pelo retorno que conduz a variações significativas na composição de minerais pesados destes sedimentos, sugerindo que este mecanismo é fundamental na determinação da composição mineralógica dos depósitos de tsunami.

4. Conclusões

O trabalho aqui apresentado contribui para uma melhor definição dos critérios sedimentológicos presentemente aplicados, nomeadamente: para estudar depósitos de tsunami, para reconhecer e diferenciar diferentes fases da inundação e para estabelecer relações de proveniência.

5. Agradecimentos

P. Costa beneficiou de uma Bolsa de Pós-Doutoramento FCT (SFRH/BPD/84165/2012). Os autores agradecem a colaboração de S.B. Teixeira (APA-ARH-Algarve), R.Paris (U. Blaise-Pascal), A.G. Dawson e S. Dawson (U. Dundee) e membros do GeoFcul na recolha das amostras utilizadas neste estudo.

6. Referências Bibliográficas

- Costa, P.J.M. 2012. "Sedimentological signatures of extreme marine inundations". *Tese não publicada*. Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, 245 pp.
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Cascalho, J., Dawson, A.G., Freitas, M.C., Paris, R. and Dawson, S. 2015. "Onshore tsunami sediment transport mechanisms inferred from heavy mineral assemblages". *The Holocene*. Published online before print, February 13 2015, doi: 10.1177/0959683615569322

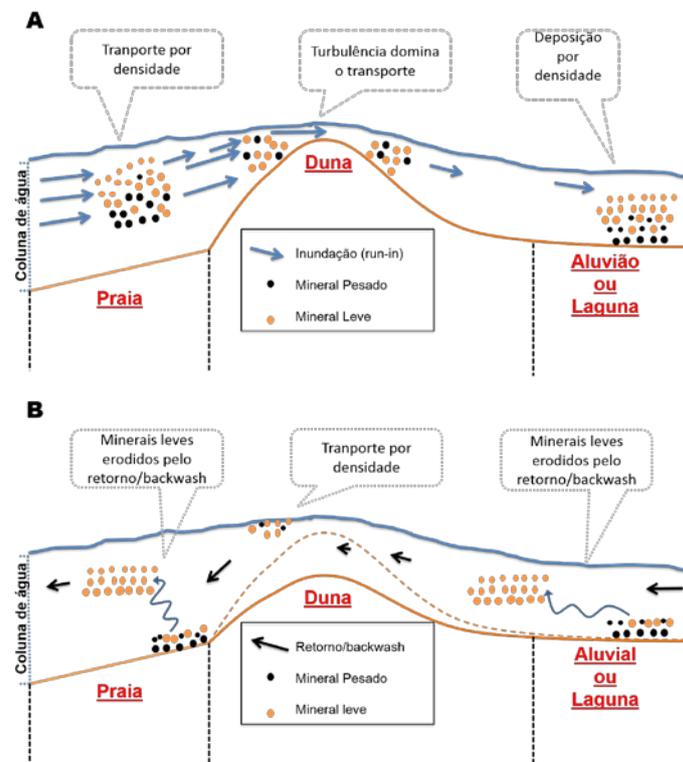


Fig. 1. Modelo conceptual descrevendo transporte selectivo por densidade e os efeitos na população de minerais pesados por acção erosiva do retorno A- São sugeridas áreas do perfil costeiro onde diferentes tipos de transporte sedimentar dominam durante uma inundação tsunamigénica. B- Ilustração dos efeitos do retorno na remoção selectiva de minerais leves, deixando unidades enriquecidas ricas em minerais pesados nos depósitos de inundação tsunamigénica. (adaptado de Costa et al., 2015).

HYDRODYNAMIC AND MORPHODYNAMIC PROCESSES DURING OVERWASH

Ana Matias¹ and Gerhard Masselink²

¹CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. ammatias@ualg.pt

²University of Plymouth, Plymouth, PL4 8AA, U.K., g.masselink@plymouth.ac.uk

1. Introduction

Overwash plays an important role in the evolution of barrier beaches causing them to migrate inland over time by the ‘rollover’ mechanism (e.g. Orford et al., 1999). In this work, results from fieldwork and laboratory experiments of overwash on sandy and gravel barriers are described and compared.

2. Fieldwork datasets

In-situ measurements of overwash processes are not often reported in the literature, with only six existing datasets: (1) Assateague Island, USA (e.g. Leatherman, 1976); (2) Nauset Spit-Eastham, USA (Leatherman and Zaremba (1987); (3) Shoeldon’s Marsh barrier, USA (Bray and Carter, 1992); (4) Trinity Island, USA (Holland et al., 1991); (5) Belongil Beach, Australia (Baldock et al., 2008); and (6) Barreta Island, Portugal (Matias et al., 2010). Overwash-induced morphological changes were measured in sandy beaches using pre- and post-storm surveys (e.g., Stone et al., 2004, Fig. 1), and by measuring the washover dimensions and deposit thickness (e.g. Morton and Sallenger, 2003). On gravel barriers, the number of studies is even smaller, but important field studies are reported by Orford et al. (1999).

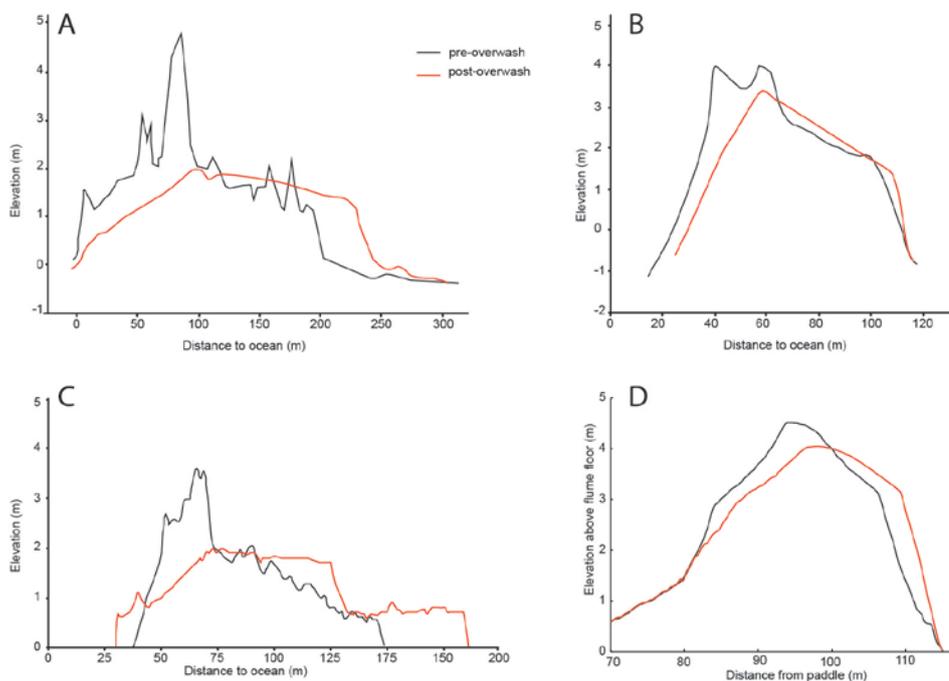


Fig. 1. Examples of cross-shore profiles before and after overwash. A. Santa Rosa Island, USA (Stone et al., 2004); B. Barreta Island, Portugal (Matias et al., 2010); C. St. George Island, USA (Priestas and Fagherazzi, 2010); D. BARDEX experiment (Matias et al., 2014).

3. Laboratory datasets

Experiments of overwash on mobile bed have been made in eight facilities (e.g., Hancock and Kobayashi, 1994; Obhrai et al., 2008 and Matias et al., 2014). Most are considered small-scale experiments, with wave heights in the range of 0.14 m to 0.33 m. Large-scale experiments on overwash have been

undertaken during BARDEX (Barrier Dynamics Experiment) experiments, when significant wave heights reached 1.0 m.

4. Discussion

The wave height and the surge level that promote overwash and the volume of overwash deposition can vary significantly (Fig.1). Existing studies relate storm-induced overwash changes with wave heights from less than 4 m to 9 m. Hydrodynamic measurements of overwash are difficult to obtain due to the hazardous nature of storm overwash. Nevertheless, fieldwork undertaken during overwash has shown a range of overwash peak flow depths from 0.7 m (Fisher and Stauble, 1977) to 0.13 m (Holland et al., 1991). Typically, laboratory experiments exhibit very shallow flows (e.g. 0.04 m, Donnelly, 2008) due to the small scale used. Overwash flow velocities around 2 ms^{-1} are the most common in the field (e.g. Bray and Carter, 1992). In the laboratory, both smaller (e.g., 1.5 ms^{-1} , Donnelly, 2008) and higher (e.g., 3.0 ms^{-1} , Matias et al., 2014) overwash velocities were measured. During overwash, most barriers experience a smooth of the cross-shore profile and beach landward retreat; however, the shape and volume of the overwash deposit is variable (Fig.1). Volumetric calculations of overwash sedimentation show that there is generally positive balance that varies between $3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (Leatherman, 1976) and $225 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (Morton and Sallenger, 2003). This work has demonstrated the general deficiency of in-situ field measurements of overwash, which lead to uncertainty of overwash hydrodynamic parameters. A wide range of overwash driven conditions and barrier impacts was also evident from the literature compilation.

5. Acknowledgement

This study was supported by RUSH project (PTDC/CTE-GIX/116814/2010) funded by FCT and EU-funded project BARDEX II (HYDRALAB IV, contract no. 261520). A. Matias was supported by FCT Investigator Programme.

6. References

- Baldock, T., Weir, F., Hughes, M., 2008. Morphodynamic evolution of a coastal lagoon entrance during swash overwash. *Geomorphol.*, 95, 398-411.
- Bray, T., and Carter, C., 1992. Physical processes and sedimentary record of a modern, transgressive, lacustrine barrier island. *Mar. Geol.* 105: 155-168.
- Donnelly, C., 2008. Coastal overwash: processes and modelling. Lund University, Sweden, 53 pp.
- Fisher, J., Stauble, D., 1977. Impact of Hurricane Belle on Assateague Island washover. *Geol.*, 5: 765-768.
- Hancock, M., Kobayashi, N., 1994. Wave overtopping and sediment transport over dunes. 24th ICCE, Kobe, Japan, 2028-2042.
- Holland, K., Holman, R., Sallenger, A., 1991. Estimation of overwash bore velocities using video techniques. *Coastal Sediments '91*, 489-497.
- Leatherman, S., 1976. *Quantification of Overwash Processes*. PhD. Thesis, University of Virginia, USA.
- Leatherman, S., Zaremba, R., 1987. Overwash and aeolian processes on a U.S. Northeast coast barrier. *Sed. Geol.* 52: 183-206.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Vila-Concejo, A., Morris, B., Dias, J., 2010. Short-term morphodynamics of non-storm overwash. *Mar. Geol.*, 274: 69-84.
- Matias, A., Masselink, G., Kroon, A., Blenkinsopp, C., Turner, I., 2013. Overwash experiment on a sandy barrier. *J. Coast. Res.*, SI 65, 778-783.
- Matias, A., Blenkinsopp, C., Masselink, G., 2014. Detailed investigation of overwash on a gravel barrier. *Mar. Geol.*, 350: 27-38.
- Morton, R., Sallenger, A., 2003. Morphological impacts of extreme storms on sandy beaches and barriers. *J. Coast. Res.* 19 (3): 560-573.
- Obhrai, C., Powell, K., Bradbury, A., 2008. A laboratory study of overtopping and breaching of shingle barrier beaches. Proc. ICCE, Hannover, Germany, 1497-1508.
- Orford, J., Cooper, J., Jackson, D., Malvarez, G., White, D., 1999. Extreme storms and thresholds on foredune stripping at Inch Spit, South-West Ireland, *Coastal Sediments '99*, 1852-1866.
- Priestas, A., Fagherazzi, S., 2010. Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. *Geomorphol.*, 114, 614-626.
- Stone, G., Liu, B., Pepper, D., Wang, P., 2004. The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA. *Mar. Geol.* 210: 63-78.

INTERFACE DE ANÁLISE EXPEDITA DA VULNERABILIDADE À EROSÃO COSTEIRA

Pedro Narra¹, Carlos Coelho² e Francisco Sancho³

^{1,2}Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810-193, Aveiro, Portugal. pedronarra@ua.pt; ccoelho@ua.pt.

³Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101, 1700-066, Lisboa, Portugal. fsancho@lnec.pt.

1. Enquadramento

As zonas costeiras representam um recurso valioso, tanto a nível de transporte e alimentação, como a nível de recreação e turístico. Estes benefícios conduzem a uma elevada concentração populacional junto ao litoral. No entanto, estas zonas têm vindo a sofrer perda de território devido a erosão costeira, sendo também frequente o registo de diversos incidentes, como galgamentos e inundações, durante o período de Inverno. A importância socioeconómica das zonas costeiras combinada com os incidentes referidos tem levado a uma crescente atenção sobre o litoral, tanto da comunidade científica, como da comunicação social e população em geral. Desde 1991, quando o IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) divulgou a *Common Methodology* como a primeira metodologia de análise à vulnerabilidade de zonas costeiras, várias metodologias para análise de vulnerabilidade e risco lhe sucederam, como a *Coastal Vulnerability Index* da USGS (*United States Geological Survey*) ou a *Smartline Approach* (revista em Pereira e Coelho, 2013). No entanto, muitas metodologias conhecidas restringem-se a situações específicas de uma zona costeira, faltando metodologias de carácter mais universal e que sejam aplicáveis de forma expedita. Neste âmbito, este trabalho propõe uma ferramenta baseada em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) para análise de vulnerabilidade à erosão costeira de uma forma rápida e aplicável a qualquer zona costeira.

2. Metodologia

Para iniciar o desenvolvimento da ferramenta de análise de vulnerabilidade à erosão costeira foi necessário identificar três pontos-chave: i) em que *software* SIG seria baseado; ii) qual a metodologia a aplicar no seu desenvolvimento; iii) a que local seria aplicada a ferramenta, como forma de teste.

Foi considerado de elevada importância que o *software* de suporte fosse *open-source*, de forma a suportar modificações no código base, dando maior flexibilidade para a criação de ferramentas específicas que esta análise venha a necessitar. Dentro das alternativas *open-source*, a escolha recaiu sobre o QGIS™ (<http://qgis.org>), um *software* oficial do *Open Source Geospatial Foundation* (OSGeo). A popularidade entre a comunidade de desenvolvimento do *software*, o acesso à informação necessária para iniciar o desenvolvimento da ferramenta e o uso de uma linguagem de programação (*python*) recente e, de certa forma, mais intuitiva do que as alternativas, foram as principais razões desta escolha.

Na componente da metodologia de análise de vulnerabilidade à erosão costeira, foram apuradas as metodologias mais adequadas para aplicação aos locais de estudo propostos. Dentro das já analisadas, recorreu-se à metodologia de Coelho *et al.* (2009), devido à sua aplicação expedita e fácil acesso à informação necessária para o desenvolvimento de uma primeira versão da aplicação. Os parâmetros considerados (Figura 1, esquerda) são classificados espacialmente de 1 (baixa vulnerabilidade) a 5 (alta vulnerabilidade), com fatores de ponderação distintos em função da distância à linha de costa (em metros).

Finalmente, considera-se o distrito de Aveiro com zona de teste para aplicação da ferramenta. Mais uma vez, esta escolha deve-se à facilidade de acesso a informação, bem como à capacidade de avaliação do desempenho da ferramenta, pois esta região também foi avaliada em Coelho *et al.* (2009), havendo portanto uma referência para comparação da precisão do resultado final.

3. Resultados

Para aplicação da ferramenta é necessário avaliar individualmente todos os parâmetros descritos na Figura 1 (esquerda), de acordo com os critérios considerados por Coelho *et al.* (2009). Para tal foi necessário o acesso a vários tipos de informação sobre a região a avaliar, como cartas topográficas e geológicas, informações sobre geomorfologia, uso de solo, intervenções de defesa costeira, fontes

sedimentares e características da dinâmica costeira do local de estudo. Com base na informação referida, procedeu-se a um tratamento prévio, de forma a obter mapas do local de estudo para cada um dos parâmetros referenciados na Figura 1 (esquerda).

Vuln.	Distancia à linha de costa (d)		
	< 100 m	100 a 5000 m	> 5000 m
LC	0.214	$\frac{6}{28} + \frac{0.665(d - 100)}{4900}$	0.879
TG	0.214	$\frac{6}{28} - \frac{0.665(d - 100)}{4900} - \frac{6}{22}$	0.033
GL	0.214		0.033
GM	0.071		0.011
RS	0.071	$\frac{2}{28} - \frac{0.665(d - 100)}{4900} - \frac{2}{22}$	0.011
AO	0.071		0.011
EA	0.071		0.011
AM	0.036	$\frac{1}{28} - \frac{0.665(d - 100)}{4900} - \frac{1}{22}$	0.005
AA	0.036		0.005

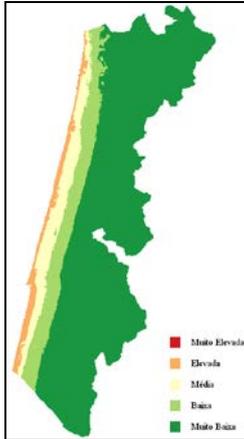


Fig. 1: Parâmetros de vulnerabilidade à erosão costeira e fatores de ponderação de acordo com Coelho *et al.* (2009) (esquerda) e aplicação ao litoral do distrito de Aveiro (direita). LC – Distância à linha de costa; TG – Topografia; GL – Geologia; GM – Geomorfologia; RS – Revestimento de solo; AO – Máxima altura de onda significativa; EA – Taxa anual de erosão / acreção; AM – Máxima amplitude de maré; AA – Ações antropogénicas.

A primeira versão da aplicação consiste num *script* desenvolvido em *python* que, ao ser executado, processa todo o cálculo de vulnerabilidade à erosão costeira de acordo com os parâmetros definidos. O resultado da aplicação do *script* (Figura 1, direita) é coerente com o resultado obtido por Coelho *et al.* (2009). Este resultado conduz desde logo a uma otimização da tarefa de cálculo da vulnerabilidade, mas também será a base para o desenvolvimento da ferramenta de uso global, que irá começar como uma extensão para QGIS e potencialmente irá evoluir para uma aplicação independente de avaliação expedita da vulnerabilidade à erosão costeira.

4. Desenvolvimentos Futuros

A curto prazo, em paralelo com a componente de pesquisa e avaliação de outras metodologias de análise de vulnerabilidade, pretende-se implementar outras funções na ferramenta a desenvolver, que diminuam a necessidade de intervenção por parte do utilizador. A criação automática do mapa com a distância à linha de costa e com a topografia do terreno é um exemplo deste objetivo. A aceitação de mapas em formato vetorial é também uma prioridade, de forma à ferramenta poder dar resposta ao utilizador, independentemente do tipo de informação que é disponibilizada pelo utilizador.

A médio prazo também se pretende desenvolver uma interface gráfica que torne o uso da aplicação mais expedito e intuitivo. Está também prevista a inclusão de novas metodologias de avaliação de vulnerabilidade, bem como a edição das metodologias existentes, permitindo a adição de parâmetros e a edição de fatores de ponderação, de forma a melhor avaliar o peso específico de um determinado parâmetro no resultado final de vulnerabilidade à erosão costeira, em função do local de estudo. Toda esta recolha de informação contribuirá para a elaboração de uma metodologia original, que considerará apenas os parâmetros mais relevantes e acessíveis, de forma a tornar a aplicação uma alternativa viável à análise de vulnerabilidade à erosão, independentemente do tipo ou características da zona costeira.

5. Agradecimentos

O primeiro autor deste trabalho é financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (PD/BI/52577/2014) no âmbito do programa doutoral Infrarisk – Analysis and Mitigation of Risks in Infrastructures.

6. Referências Bibliográficas

- Coelho, C., Granjo, M., Segurado-Silva, C., 2009. “Map of Coastal Zone Vulnerabilities to Wave Actions – Application to Aveiro District (Portugal)”, Symposium on Integrated Coastal Zone Management, Arendal, Noruega, 24, 318-330.
- Pereira, C., Coelho, C., 2013. “Mapas de Risco das Zonas Costeiras por Efeito da Ação Energética do Mar”. Revista de Gestão Costeira Integrada, Lisboa, Portugal, 13(1), 27-43.

EVALUATION OF PARAMETERS TO COMPUTE OVERWASH POTENTIAL

Martha Guerreiro¹ and Ana Matias¹

¹CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal.
mcmguerreiro@ualg.pt, ammatias@ualg.pt.

1. Introduction

Overwash occurrence depends on the combination of several morphological and hydrodynamic factors, and its occurrence is usually associated with storms. Accurate predictions of overwash are important to manage the resources to protect the coast and in the process of decision making during hazardous events. This paper is focused on the importance of several parameters to accurately calculate Overwash Potential (OP) and associated variability.

2. Methods

Eleven surveys were performed in 2012 and 2013, consisting of 25 cross-shore topo-bathymetry profiles, in a section of the Barreta island (Ria Formosa, Algarve, Portugal). These surveys intended to record the barrier morphology before and after overwash events. The occurrence of an overwash event was settled by field observations, surveys comparison and wave record analysis (Matias *et al.*, 2014).

The breaking wave conditions for each overwash event were obtained through stationary simulations with the wave propagation model SWAN (Booij *et al.*, 1999). Three nested topo-bathymetric grids were interpolated to run the wave propagation model. Wave runup was calculated for each cross-shore profile using breaking wave height obtained from the model results. Ten runup formulations (chosen from the study of Matias *et al.*, 2012) were tested to calculate the best predictor of runup and thus the most reliable estimate of Overwash Potential (OP). OP is the difference between wave runup elevation and barrier crest elevation (Matias *et al.*, 2012); with positive values of OP predicting overwash occurrence.

3. Results and Discussion

During the several overwash conditions that were recorded, overwash location and magnitude was variable. In one of the surveys (#09), because intrusion was relatively small (Fig. 1) it was considered an overtopping event. Similarly, overwash event #03 had small intrusion in most sites, however longer intrusion distances in particular profiles (e.g., 8 to 20 Fig. 1).

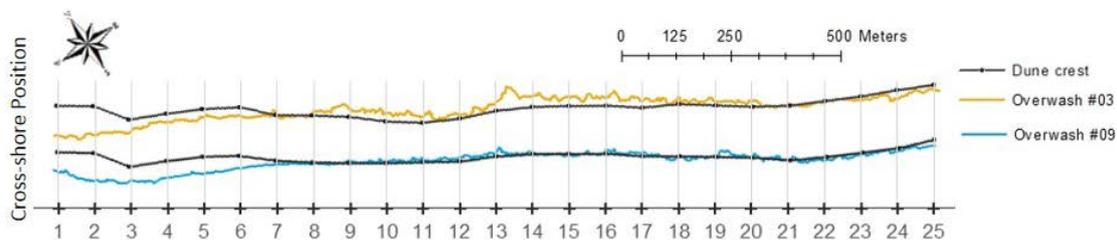


Figure 1 – Graphic representation of the maximum overwash flow intrusion for the 25 cross-shore profiles, for surveys #03 (orange) and #09 (blue). The black line represents the location of the dune crest in each survey. Colour lines above the dune crest are indicative of overwash occurrence.

The application of the ten runup predictors to compute OP evidenced that the best results were achieved with Mase's (1989) equation, for most of the cross-sections. Two parameters of runup equations were analyzed: wave height and beach slope. Instead of using offshore significant wave height, which would have induced a single value for all profiles, it was used wave height at breaking, which is variable alongshore. Different criteria were used to calculate beach slope: morphologic and elevation criteria. The first criterion defines the beach slope between the beach face base and top and depends on the observer. For the elevation criterion the beach slope was calculated between a constant depth range (-2 to 2.8 m)

OP results vary between surveys, along the 25 cross-shore profiles and with the slope criteria (Fig. 2). For example, results from surveys #03 and #09 are different because overwash was caused by different hydrodynamic characteristics; with wave height at breaking ranging from 2.4 to 2.7 m and 0.8 to 1.2 m, respectively. Also, morphological differences between cross-section profiles, results in significant differences of OP. Furthermore, it was tested the differences in OP for each profile solely due to different slope criteria for the computation of runup.

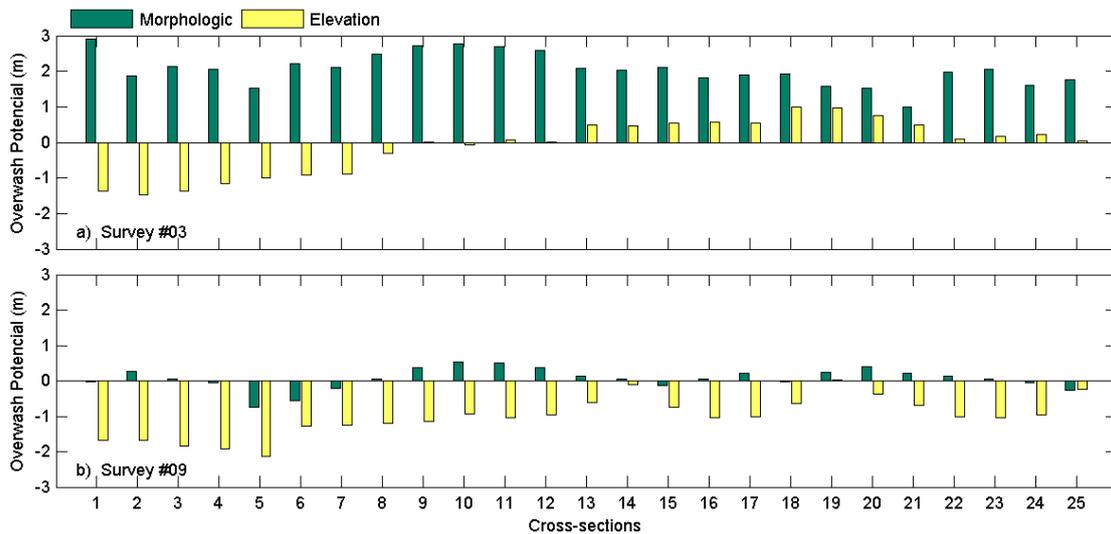


Figure 2 – Overwash potential for the 25 cross-shore profiles along Barreta Island, for surveys #03 (top panel) and #09 (bottom panel), using morphologic (green) and elevation (yellow) criteria to calculate beach slope. West is towards the left.

For survey #03, OP predictions are more accurate (68%) when using the elevation criteria to calculate beach slope. For survey #09, the use of morphologic criteria to calculate beach slope is more appropriate, with an accuracy of 70%. In both cases shown in this work, reliable overwash predictions are more difficult to obtain. Overwash flow intrusion was generally short (e.g., profiles 7 and 8 on survey #03, Fig. 1), especially in survey #09 which is considered an overtopping event. Small differences in the wave height induce different runup elevations, which in turn induce small positive or negative OP and consequently predictions are close to the zero threshold.

For the accurate prediction of overwash occurrence, a sensitivity analysis of different approaches is required. The analysis to the different parameters is advice because results are dependent on the morphologic characteristics of the study area, wave conditions and methodological decisions.

4. Acknowledgement

Data were collected within the FCT funded project RUSH – From runup to overwash (PTDC/CTE-GIX/116814/2010). The authors are also grateful to the Hydrographic Institute, for providing wave data.

5. References

- Booij, N., Ris, R. C. and Holthuijsen, L. H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104(C4): 7649.
- Mase, H., 1989. Random wave runup height on gentle slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 115, 649–661
- Matias, A., Williams, J., Masselink, G. and Ferreira, Ó., 2012. Overwash threshold for gravel barriers. *Coastal Engineering*, 63, 48-61.
- Matias, A., Carrasco, A.R., Loureiro, C., Almeida, S., and Ferreira, Ó., 2014. Nearshore and foreshore influence on overwash of a barrier island. *Journal of Coastal Research*, S I 70, 675-680.

RISCO DE INUNDAÇÃO EM ESTUÁRIOS. CARACTERIZAÇÃO DAS COMPONENTES DE PERIGO A DIFERENTES ESCALAS ESPACIAIS

Paula Freire¹, Ana Rilo¹, Pedro P. dos Santos², André B. Fortunato¹, Alexandre O. Tavares³ e Maria Adriana Cardoso¹

¹Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101, 1700-066, Lisboa, Portugal.

pfreire@lnec.pt; arilo@lnec.pt; afortunato@lnec.pt; macardoso@lnec.pt.

²Centro de Estudos Sociais. Colégio de S. Jerónimo, Largo D. Dinis, Apartado 3087, 3000-995 Coimbra.

pedrosantos@ces.uc.pt

³Centro de Estudos Sociais e Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal. atavares@dct.uc.pt

1. Introdução

Nos estuários ou outros sistemas de transição, como lagunas e rias, a previsão das zonas inundáveis deve ter em consideração que o processo de inundação resulta da conjugação de vários fatores, associados a condições climáticas particulares, como a coincidência de níveis de maré elevados com caudais fluviais intensos, ou com sobrelevações de origem meteorológica. Nas zonas urbanas adjacentes, acresce o efeito dos níveis elevados na capacidade de resposta dos sistemas de drenagem, principalmente durante episódios de precipitação muito intensa e concentrada no tempo. Assim, a análise do risco de inundação em estuários deve considerar as diferentes componentes de perigo de forma integrada (EU/EXIMAP, 2007) e basear-se em metodologias de previsão robustas e validadas. O presente estudo teve como objetivo a caracterização do processo de inundação no estuário do rio Tejo, incluindo a identificação das componentes de perigo, a duas escalas espaciais distintas (escala regional e escala local).

2. Estuário do Tejo

O estuário do Tejo é um dos maiores estuários da Europa cujas margens apresentam fortes contrastes de ocupação territorial e onde se situam importantes infraestruturas e serviços estratégicos à escala nacional. O estuário tem elevado potencial a inundações de diferentes origens e estima-se em cerca de um milhão de habitantes (INE, 2012) a população direta ou indiretamente exposta na sua área enquadrante. A morfologia peculiar do sistema influencia o modo de propagação da maré com amplificação dos níveis para montante (Fortunato *et al.*, 1999), e proporciona uma vasta superfície de atuação do vento favorecendo a geração local de ondas (Freire e Andrade, 1999). Estas características fazem com que, face ao possível efeito da subida do nível médio do mar e desenvolvimento da ocupação territorial, o risco de inundação nas suas margens aumente nas próximas décadas.

3. Abordagem metodológica

À escala regional (escala do estuário) avaliaram-se os eventos históricos de inundação com incidência espacial nos 11 municípios marginais ao estuário, limitado a montante pelo paralelo de Vila Franca de Xira. Para tal, construiu-se uma base de dados geográfica baseada em notícias de jornais nacionais diários e informação proveniente de instituições regionais/nacionais (Autoridade Nacional da Proteção Civil, Agência Portuguesa do Ambiente e Administração do Porto de Lisboa). A informação foi estruturada em 4 grupos: dados relevantes na identificação do evento de inundação; características do evento; fatores desencadeantes; impactos do evento. Nesta abordagem não foram considerados os eventos de inundação cuja origem tenha sido exclusivamente por cheia fluvial. À escala local, o processo de inundação foi caracterizado através da recolha de dados *in situ* (monitorização de níveis e área inundada) durante 4 eventos ocorridos na frente estuarina do núcleo urbano antigo do Seixal. Com vista a identificar as diferentes componentes de perigo, quer para eventos históricos específicos selecionados tendo em conta a sua expressão e disponibilidade de informação, quer para os eventos monitorizados, caracterizaram-se a maré, pressão atmosférica, intensidade e direção do vento, precipitação e caudal fluvial.

4. Resultados e discussão

Das ocorrências registadas ao nível regional que abrangem o período entre 1865 e 2013 escolheram-se dois eventos de inundação pela sua expressão espacial e impacto: 15 de fevereiro de 1941 e 27 de

fevereiro de 2010. O primeiro corresponde a uma tempestade considerada como a maior catástrofe ocorrida na Península Ibérica nos últimos 200 anos (Muir-Wood, 2011), com efeitos devastadores em vários pontos da costa portuguesa (Gaspar de Freitas e Dias, 2013). A incidência espacial deste evento de inundação abarca todo o sistema estuarino desde Cascais a Vila Franca de Xira, tendo resultado como perdas humanas 28 mortos, 14 feridos, 125 evacuados e 3 desalojados. As perdas materiais registadas incluem danos em embarcações e estruturas portuárias, casas particulares e estabelecimentos comerciais, e ainda a destruição de sementeiras e perda de gado. A inundação no estuário provocou também a interrupção da circulação marítima, rodoviária e ferroviária. O evento de 27 de fevereiro 2010 resultou da passagem pela costa portuguesa da tempestade Xynthia, que teve o seu maior impacto na costa francesa do Golfo da Biscaia (Bertin *et al.*, 2014). No estuário do Tejo, os efeitos deste evento fizeram-se sentir ao longo das duas margens entre Oeiras e Vila Franca de Xira. Embora não sendo de registar quaisquer perdas humanas, destacam-se elevados danos materiais na frente estuarina, incluindo as infraestruturas do Porto de Lisboa, nomeadamente em muros, passeios e mobiliário urbano. Um dos locais especialmente afetado foi o centro histórico do Seixal, onde a inundação afetou casas particulares e estabelecimentos comerciais, além de provocar a interrupção da circulação em vias públicas. A análise dos fatores forçadores dos níveis de inundação mostrou que durante estes eventos deu-se a conjugação de situações de maré viva e de sobrelevação de origem meteorológica (superior a 0,60 m no evento de 1941 e a 0,50 m em 2010, em Lisboa), e também a ocorrência de vento com intensidade muito elevada (intensidades máximas observadas em Lisboa de 130 km/h em 1941 e 100 km/h em 2010). Os dados disponíveis evidenciam que o evento de 2010 foi precedido por níveis hidrométricos muito elevados no rio Tejo. A monitorização à escala local mostrou que na frente estuarina do Seixal, e na ausência de condições de sobrelevação meteorológica, o processo de inundação é forçado sobretudo por níveis de maré elevados conjugados com a ação do vento local. Nestas situações, a inundação ocorre por galgamento direto das margens e/ou através da entrada de água no sistema de drenagem e seu retorno pelos sumidouros. Neste caso, a área inundada é superior quando da ocorrência de precipitação intensa.

5. Conclusões

Os resultados obtidos permitiram melhorar a compreensão dos fatores que concorrem para o processo de inundação das margens estuarinas do Tejo, e demonstrar a importância de avaliar a perigosidade a diferentes escalas espaciais e temporais. Eventos históricos e monitorização no terreno fornecem informação relevante para a melhor adequação e validação das ferramentas de previsão, no sentido do cumprimento dos objetivos da diretiva europeia relativa à avaliação e gestão dos riscos de inundações.

6. Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do Projeto MOLINES (PTDC/AAG-MAA/2811/2012), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia. Os autores agradecem a disponibilização de informação ao projeto DISASTER (PTDC/CS-GEO/103231/2008), à Administração do Porto de Lisboa, Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Câmara Municipal do Seixal e União das Freguesias de Seixal, Arrentela e Aldeia de Paio Pires, e, ainda, a estas duas últimas instituições pelo apoio prestado na realização das campanhas de monitorização. Agradecimentos são também devidos ao técnico Luís Simões Pedro pelo apoio no trabalho de campo.

7. Referências Bibliográficas

- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Zhang, Y., Breilh, J.F., Chaumillon, E., 2014. A modeling-based analysis of the flooding associated with Xynthia, central Bay of Biscay. *Coastal Engineering*, 94: 80-89.
- EU/EXIMAP, 2007. *Handbook on good practices for flood mapping in Europe*. European exchange circle on flood mapping, The Netherlands, 57 p.
- Fortunato, A.B., Oliveira, A., Baptista, A.M., 1999. On the Effect of Tidal Flats on the Hydrodynamics of the Tagus Estuary. *Oceanologic Acta*, 22/1, 31-44.
- Freire, P. e Andrade, C., 1999. Wind-induced sand transport in Tagus estuarine beaches. First results. *Aquatic Ecology*, 33(3), 225-233.
- Gaspar de Freitas, J. e Dias, J.A., 2013. 1941 windstorm effects on the Portuguese Coast. What lessons for the future? *Journal of Coastal Research*, SI65: 714-719.
- INE, 2012. *Census 2011- Resultados definitivos – Região de Lisboa*. Instituto Nacional de Estatística, Lisboa, Portugal, 320 p.
- Muir-Wood, R., 2011. The 1941 February 15th Windstorm in the Iberian Peninsula. *Trébol*, 56: 4-13.

DESCRIPTIVE STATISTICS OF OVERWASH VELOCITY OVER A BACKBARRIER DERIVED BY IMAGE PROCESSING

Umberto Andriolo^{1,2}, Ana Matias²

IDL, University of Lisbon, Campo Grande, 1749-016, Lisbon, Portugal uandriolo@fc.ul.pt.

²CIMA, University of Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139, Faro, Portugal. ammatias@ualg.pt.

1. Introduction

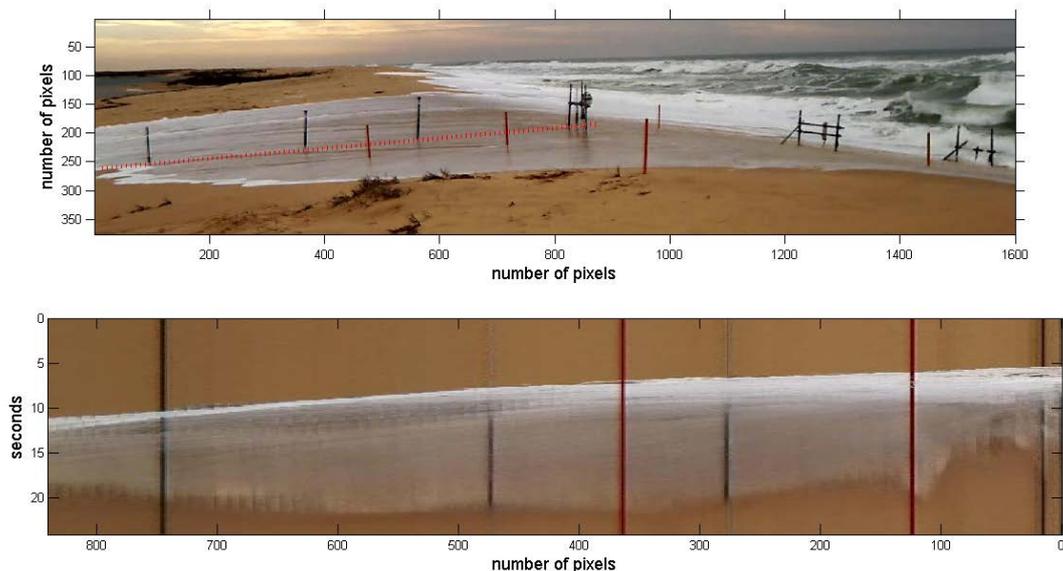
Overwash occurs when a flow of seawater, derived from wave action on the beach face and storm surge, overtops the highest berm or the dune crest of a barrier island. As the upper limit of the beach is passed, a steady sheet of water and sediment runs landward. This communication presents descriptive statistics of overwash velocity over a barrier island derived from video imagery collected on the field.

2. Study Site

The study site is on the western part of Barreta Island, located in the Ria Formosa barrier island system, in the South of Portugal. The typical barrier sedimentary environments found in the study area are: a reflective beach face on the seaward side of the barrier; a washover crest, an extensive washover terrace surface, and the washover terminus on the landward side of the barrier (Matias *et al.*, 2009). Over the monitored 4 hours, offshore buoy measured a mean significant wave height of 2.3 m (H_s) and a mean wave peak period of 10.3 seconds (T_p). Low tide level was 1.5 m at the start of the experience, while the maximum elevation (2.9 m) was reached after two hours.

3. Methods

A fieldwork campaign was undertaken on December 12, 2013, during an overwash event. Over 4 hours, 118 overwash events were monitored by an optical device mounted on a tripod looking sideways at the chosen cross-shore profile (Fig.1, top).



**Fig. 1. Top: camera snapshot and chosen profile for timestack production (dashed red line).
 Bottom: timestack of an overwash event across the entire barrier width, with barrier crest at x=0**

The monitoring system was composed by an IP Vivotek camera, acquiring video at 10 Hz, connected to a laptop for storing data. Additionally, current-meters and pressure transducers were deployed along the profile. On the washover, an electro-magnetic current meter computed flow velocity at the crest, while pressure transducers measured flow depth at the dune crest and at three different sites (3.6 m, 6.3 m and 9.7m landwards).

Timestack image processing (Fig.1, bottom) was performed using an automated algorithm developed specifically for this task. In order to estimate the overwash flow velocity from a Lagrangian perspective, video imagery processing included:(1) grabbing frames from acquired video;(2) registering images; (3) producing timestacks;(4) automatically detecting water flow and line fitting. Instantaneous celerity and acceleration of each flow were calculated performing the first and second order derivatives of the space-time fitted line, respectively. Descriptive statistics and probability distribution of flow properties was carried out. In addition, correlation between velocity, instantaneous celerity, acceleration, flood intrusion and overwash depth on the three selected points (at 3.6m, 6.3m and 9.7 meters landwards from the crest) was investigated.

4. Results and Discussion

The average cross-shore beach celerity at the berm crest measured by the current-meter was 1.9 m/s, the same order of magnitude as overwash velocity on sandy barriers obtained from the literature (e.g., Holland *et al.*, 1991). Mean celerity values of the flow progression across the barrier computed by the proposed technique were 2 m/s at 3.6 m from the crest, 2.2 m/s at 6.3 m, and 1.2m/s at 9.7m landwards. However, considering only the 40 overwash events that reached the lagoon, mean celerity measured by the current meter at crest was 2.8m/s, while values estimated by the video-derived methodology were 2.6 m/s at 3.6 m from the crest, 2.4 m/s at 6.3 m, and 1.4m/s at 9.7m landwards. In addition, mean acceleration of $-0.9 \text{ m}^2/\text{s}$ on the first 3.6 m and $-1.2 \text{ m}^2/\text{s}$ at the last reference site were determined, along with zero average acceleration at the middle barrier cross-shore extent (Fig 2, right). Since overwash flow depth does not increase, no acceleration at middle barrier implies that infiltration and friction are close to flow acceleration due to gravity. Median instantaneous velocities compare with the averages, whereas median accelerations are half of the mean values suggesting a negative skewness of the probability distribution towards the zero value.

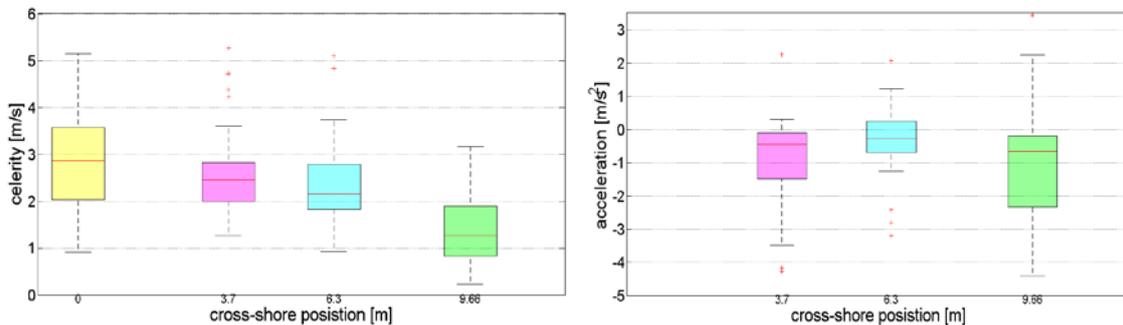


Fig. 2. Boxplot of overwash flow velocity across the barrier (left), and overwash flow acceleration across the barrier (right). Barrier crest is located at x=0 m. Red lines are median values.

Physical parameters estimations from this study are useful to improve the knowledge of overwash processes and are also necessary for understanding the sediment transport dynamics which cause erosion and deposition during overwash.

5. Acknowledgements

The data reported were collected within RUSH project (From Runup to Overwash), PTDC/CTE-GIX/116814/2010 financed by Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT). Umberto Andriolo was supported by EARTHSYSTEM Doctorate Programme, reference SFRH/BD/52558/2014. Ana Matias was supported by Programme Investigator FCT. We would like to thank RUSH collaborators for their contributions during fieldwork and camera set up: Clara Armaroli, Maria Bezerra, Ana Rita Carrasco, Mitchell Harley, João Horta, Carlos Loureiro, André Pacheco, Margarida Ramires. We would like to thank Rafael Almar for timestack production code.

6. References

- Holland, K.T., Holman, R.A., Sallenger, A.Jr., 1991 "Estimation of overwash bore velocities using video techniques". *Coastal Sediments '91*, ASCE, volume 1, 489-487.
- Matias, A., Ferreira, O., Vila-Concejo, A., Morris., B., Dias, J.A., 2009. "Foreshore and hydrodynamic factors governing overwash", *Journal of Coastal Research*, vol.SI 56, 636-640

EROSÃO DE DUNAS SOB A AÇÃO DE ONDAS EROSIVAS: RESULTADOS EXPERIMENTAIS

João Lavrador Rocha¹, Francisco Sancho¹ e A. Trigo Teixeira²

¹Dpto. de Hidráulica e Ambiente, LNEC, Av. do Brasil, 101, 1700-066, Lisboa

² Dpto. de Eng. Civil, Instituto Superior Técnico, Av. Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa

jlrocha@lneec.pt, fsancho@lneec.pt, trigo.teixeira@ist.utl.pt

1. Introdução

Portugal possui uma vasta extensão de costa arenosa, constituída em certos trechos por praias de perfil suave que se prolongam desde o bordo superior da plataforma continental interna até às dunas costeiras primárias (ou frontais). Estas últimas constituem uma barreira natural à ação do mar, cuja fragilidade (ou, inversamente, a sua resiliência) importa quantificar e estimar. Em particular, p.ex., no litoral a sul de Aveiro, tem-se observado nas últimas décadas a rápida destruição de dunas frontais, sob eventos de tempestade marítima. Assim, o estudo aqui apresentado visa compreender a evolução e erosão de sistemas dunares face à ação de ondas e de níveis do mar extremos.

Para o presente estudo, utilizam-se os dados dos ensaios de erosão de um perfil praia-duna, realizados em canal de grande escala (canal de ondas da Univ. Politécnica da Catalunha, UPC) para minimizar os efeitos de escala, no âmbito do projecto europeu HYDRALAB-III (Tomasicchio et al., 2011). As condições de canal equivalem a uma praia uniforme ao longo da componente longitudinal sobre condições de agitação e níveis de água extremos.

Para os dados experimentais das experiências de Tomasicchio et al. (2011) pretende-se caracterizar os balanços de volumes de erosão e de acreção, as taxas de evolução dos volumes de erosão e do recuo (ou erosão da crista) da duna e a sua relação com as condições de agitação.

2. Ensaios em modelo reduzido

O perfil inicial do ensaio (descrito em Tomasicchio et al., 2011) corresponde a uma praia de fundo arenoso com declive da ordem de 1:20, sobre o qual se construiu uma duna com 2 metros de comprimento, 1 metro de altura e um declive de 1:2.3. Os sedimentos tem um diâmetro mediano, D_{50} , igual a 0.246 mm em toda a praia e duna, e uma velocidade de sedimentação, w_p , de 34 mm/s. As condições de agitação marítima incidente foram baseadas num espectro de Jonswap com um parâmetro de largura espectral, γ , igual a 3.3. Foram experimentados dois valores diferentes para a profundidade da água em frente ao bater (Tabela 1), h_o , para simular condições de sobrelevação de nível do mar distintas, e diferentes combinações do período de onda, T_p , e da altura significativa de onda, $H_{s,0}$, originando distintos valores da declividade da onda, s_p . Foram efetuados 11 testes onde se obtiveram medições de superfície livre e da topografia/batimetria após cada condição de agitação marítima.

Tabela 1- Características dos testes experimentais

h_o (m)	Teste	$H_{s,0}$ (m)	T_p (s)	s_p (s)	Número de ondas (-)	Duração (s)
2.35	A	0.25	2.5	0.026	3250	4500
	B	0.30	2.5	0.031	3250	4500
	C	0.30	3.0	0.021	1250	5400
	D	0.33	2.5	0.034	2250	4500
	E	0.33	3.0	0.024	2250	5400
	F	0.33	3.5	0.017	2250	6300
2.50	G	0.25	2.5	0.026	2250	4500
	H	0.30	2.5	0.031	2250	4500
	I	0.33	3.0	0.024	250	600
	L	0.38	3.0	0.027	250	600

3. Metodologia

Definiram-se dois parâmetros essenciais com o objetivo calcular as taxas de erosão/acreção. O primeiro parâmetro diz respeito ao recuo da crista da duna, $R(t)$, que corresponde à distância horizontal entre a

crista da duna no instante inicial (x_0) e a crista da duna no instante após os sucessivos ataques de onda (x_i). A definição geométrica da crista da duna é, aqui, determinado como a posição onde ocorre a primeira inflexão negativa com maior relevância (Figura 1).

O segundo parâmetro a ser definido foi o volume erodido (V_E), que corresponde à área delimitada horizontalmente pelo nível de água e, verticalmente, pela frente da duna e pelo seu limite interior (i.e., para terra) definido inicialmente, situado à distância de 75.3 m do gerador de ondas (Figura 1). Determinaram-se estes limites, uma vez que era preciso excluir volumes que podem ficar retidos na berma e que pertenciam à própria duna. Quantificou-se assim a evolução temporal dos volumes erodidos da duna.

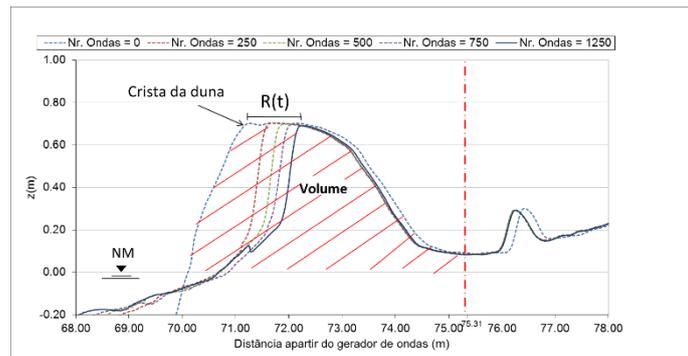


Figura 1 – Identificação dos parâmetros no perfil transversal da duna.

4. Resultados e Discussão

Observou-se em todos os testes um máximo na taxa de recuo no início dos testes, i.e., durante a primeira série de ondas incidentes (com duração correspondente à de 250 ondas com período médio). Após este máximo a taxa vai diminuindo progressivamente sendo que os sedimentos da duna erodida se vão depositando na face e na alta praia, criando alguma proteção à duna remanescente. Por volta das 2250 ondas as taxas de recuo vão se aproximando para valores da ordem de 10% (Figura 2).

No respeitante ao volume erodido, verifica-se um decaimento logarítmico (Figura 3), consentâneo com o maior recuo ocorrido inicialmente. As relações entre as taxas de recuo e de redução do volume da duna com as condições de agitação marítima e nível de água serão exploradas no trabalho final.

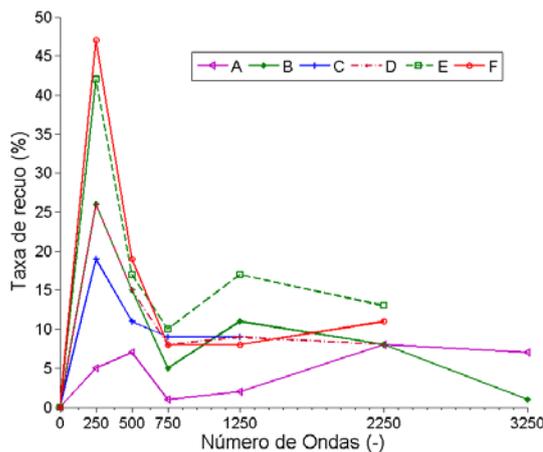


Figura 2 – Taxa de recuo acumulado

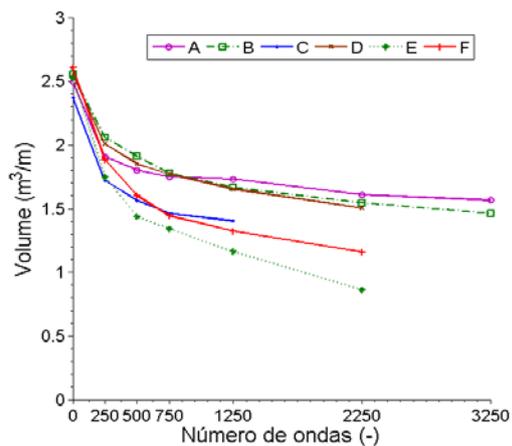


Figura 3 - Evolução temporal do volume da duna

Referências bibliográficas

Tomasicchio, G.R., Sánchez-Arcilla, A., D'Alessandro, F., Ilic, S., James, M.R., Sancho, F., Fortes, C.J., Schüttrumpf, H., 2011. Large-scale experiments on dune erosion processes. *Journal of Hydraulic Research*, 49:sup1, 20-30; DOI: 10.1080/00221686.2011.604574.

ANÁLISE ESPECTRAL DE ONDAS SINTÉTICAS NÃO LINEARES E NÃO ESTACIONÁRIAS

Tiago Abreu¹, Paulo A. Silva² e Ana Moura¹

¹Escola Superior de Engenharia do Porto – IPP & CESAM, Rua Dr. António Bernardino de Almeida, 431, 4200-072, Porto, Portugal. taa@isep.ipp.pt, aim@isep.ipp.pt.

²Universidade de Aveiro & CESAM, Campus Universitário de Santiago, 3810-193, Aveiro, Portugal. psilva@ua.pt.

1. Introdução

O movimento das ondas desde cedo despertou interesse nas mais diversas áreas científicas. Com o intuito de obter uma boa representação do movimento oscilatório desenvolveram-se várias teorias (e.g., Boussinesq e Korteweg-de Vries), mas o carácter não linear e não estacionário das ondas representa, amiúde, um desafio constante para a sua modelação. Reconhece-se que as características não lineares (assimetrias) influenciam o trânsito sedimentar, estando associadas à variação morfológica das praias e em particular, à geração e migração de barras litorais. Por outro lado, os efeitos não estacionários, relacionando-se diretamente com os períodos das ondas, podem contribuir para que haja um desfasamento entre a velocidade do escoamento e a concentração de sedimentos a determinados níveis, afetando o transporte sedimentar de cada meio ciclo da oscilação através da suspensão e deposição dos sedimentos.

Muitas aplicações da engenharia costeira requerem o estudo das especificidades das ondas para se proceder à caracterização do estado de mar. O recurso à Série de Fourier permite analisar e representar determinada função periódica em termos de funções trigonométricas simples, sendo o sinal decomposto em diversas componentes harmónicas. Através da Transformada de Fourier, obtém-se o conteúdo em frequência (angular) ou espectro de dado sinal. O espectro permite uma representação das amplitudes (ou intensidades), distinguindo as componentes harmónicas pelas suas frequências.

Embora a transformada de Fourier seja uma ferramenta muito utilizada, reconhece-se que essa técnica apresenta limitações na representação de processos não lineares e não estacionários, i.e., sinais que diferem de uma oscilação sinusoidal e sinais cujas frequências evoluem de forma significativa com o tempo. Este trabalho analisa outras técnicas recentes que visam suprir estas limitações. Nomeadamente, recorre-se à transformada por ondulas (Wavelets) e à transformada de Hilbert-Huang (HHT). Este tipo de transformadas tem sido aplicado com sucesso a diversos tipos de sinais sintéticos ou de campo (e.g., Moura, 2010, Neves *et al.*, 2012) e antevê-se que a sua utilização seja cada vez mais recorrente atendendo às suas potencialidades.

2. Resultados

A figura 1 ilustra uma série temporal da elevação da superfície livre não linear e não estacionária e os espectros correspondentes, calculados através da aplicação das três técnicas referidas. Para reproduzir a não linearidade recorreu-se à formulação de Abreu *et al.* (2010), visando gerar uma Onda Cnoidal (primeira ordem). A não estacionaridade foi conseguida fazendo variar linearmente o período de onda entre 4 e 10s para um domínio temporal de 50s. Evidencia-se que o espectro de Fourier não possibilita efetuar uma análise temporal das frequências e amplitudes, tornando a sua informação manifestamente mais reduzida ou inexistente no que toca à interpretação de processos não estacionários. As outras técnicas permitem observar a variação da frequência ao longo do tempo, verificando-se uma tendência da redução das frequências, como espectável. Nota-se, ainda, que o resultado do espectro de Hilbert traduz uma melhor interpretação do significado físico, pois define com mais precisão a variação instantânea da frequência ao longo do tempo. De facto, o tipo de sinal analisado corresponde a uma onda que pode ser modelada com uma oscilação da frequência, não havendo dispersão na frequência num dado instante. Apesar da transformada por ondulas também conseguir capturar a redução da frequência ao longo do tempo, não é tão eficaz na interpretação da oscilação da frequência ao longo da onda. A ondula utilizada (Morlet) apresenta um espalhamento das frequências, podendo levar a interpretações equívocas do sinal original. Nota-se ainda que a informação simultânea de fases e amplitudes resultantes da HHT possibilita reconstruir o sinal original de forma relativamente fácil, permitindo um melhor entendimento das potencialidades e especificidades desta técnica.

3. Conclusões

Neste trabalho analisam-se três técnicas diferentes para analisar um sinal não linear e não estacionário no domínio da frequência. Verificou-se que a representação espectral de um sinal através da sua transformada de Fourier perde toda a informação do sinal no tempo. Por esse motivo, não é uma técnica apropriada para o estudo e interpretação deste tipo de sinais. Complementarmente, as transformadas por ôndula e de Hilbert-Huang permitem ultrapassar essas dificuldades. Destas duas técnicas, depreende-se uma melhor capacidade da transformada de Hilbert-Huang na caracterização da variação da frequência e da amplitude ao longo tempo. A aplicação desta técnica efetuada por Neves *et al.* (2012) a dados *in situ*, permitiu uma melhor caracterização da formação de grupos de ondas e da presença de harmónicas de ordem superior que influenciam a morfodinâmica costeira. Por conseguinte, esta técnica revela-se promissora quando aplicada a ondas de gravidade que, comumente, apresentam estas características específicas, especialmente dentro ou próximo da zona de rebentação.

4. Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado por fundos europeus, através do COMPETE e por fundos nacionais através da Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) no âmbito do projeto PEst-C/MAR/LA0017/2013.

5. Referências Bibliográficas

- Abreu, T., Silva, P.A., Sancho, F. and A. Temperville. 2010. "Analytical approximate wave form for asymmetric waves." *Coastal Engineering*, 57, 656-667.
- Moura, T.G.R., 2010. *Aplicação da Transformada de Hilbert-Huang para o Estudo de Ondas Medidas por PUV*, Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 119p.
- Neves, C.F., Moura, T.G.R., Fortes, C.J., 2012. "Aplicação da Transformada de Hilbert-Huang para Caracterização da Dinâmica Costeira. Parte 1: Grandezas Escalares." *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 17(2): 143-156.

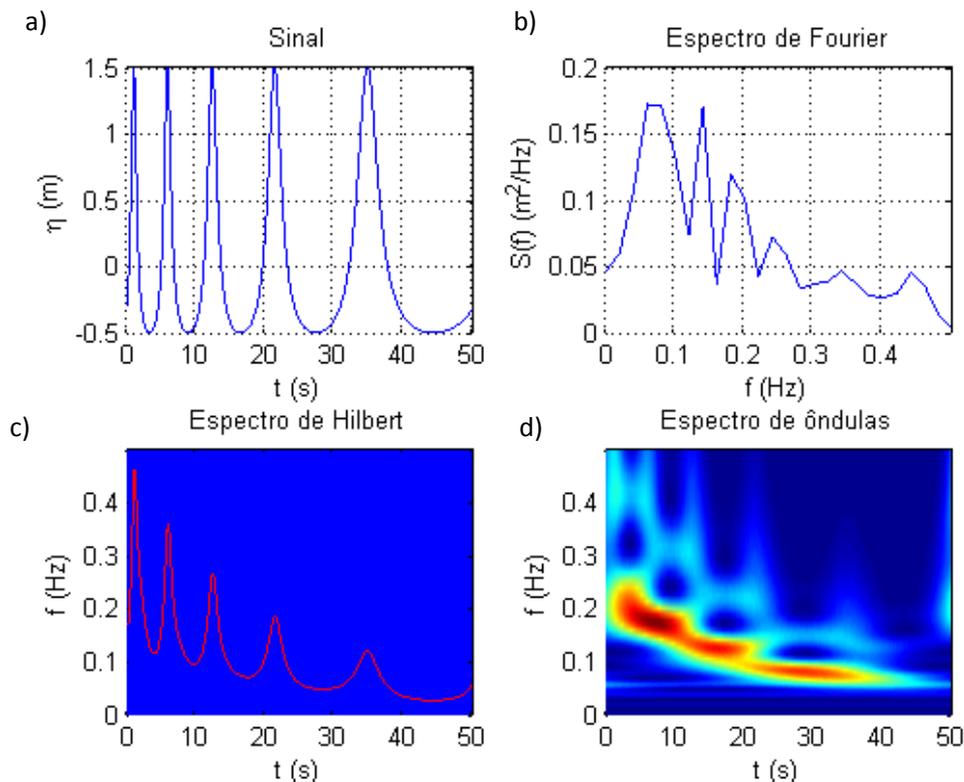


Fig. 1. Espectros de energia (m^2/Hz) de uma série temporal não linear e não estacionária: a) representação do sinal em análise; b) espectro de Fourier; c) espectro de Hilbert; d) espectro de ôndulas.

WIND-WAVE GENERATION AND PROPAGATION ON LAKE GARDA (ITALY)

S. Di Bona¹, A. Trigo-Teixeira² and F. Bocchio³

¹Università degli Studi di Padova, Facoltà di Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio, Padova, Italia,

silviadibona8@gmail.com

²CEHIDRO, Instituto Superior Técnico, Av. Rovisco Pais, 1, 1049-001, Lisboa, Portugal,

trigo.teixeira@ist.utl.pt

³STUDIO CONTI ASSOCIATI, via Benamati 61, 25080 Toscolano Maderno (BS), Italia.

francesco.bocchio@studiocontiassociati.it

1. Introduction

This study deals with the simulation of wind-wave generation and propagation on Lake Garda in the North of Italy. Lake Garda is the largest lake in Italy. Its origins can be traced back to the very ancient glaciations. The present morphology of the area gives confirmation to this. The valley of the lake is very narrow and steep, especially in the northern part. The bathymetry resembles the topography. The lake is slightly rotated to North ($17^\circ, 9$). Despite the sheltering provided by the surrounding mountains, the wind is able to penetrate into the lake by passing through the main openings (the Sarca valley at North and the Padana valley at South). The wind climate is the result of the interaction between the main currents entering the lake and the local morphology: sudden strong winds of limited duration, which change direction abruptly. Prevailing winds blow along the longitudinal axis of the lake. The coast hosts many popular recreational sites. The aim of this study is to investigate the interaction of wind-waves with a groin field located north of Limone sul Garda village. This village is located on the northern part of the lake, on the west coast, south of the Corno di Reamol promontory. The groin field is property of the municipality of Limone sul Garda, which has commissioned Studio Conti Associati and CO&SA ENGINEERING SRL to create a management plan for these structures. On behalf of Studio Conti Associati and CO&SA ENGINEERING SRL a mathematical modelling study is carried out in order to provide a decision support tool. The detail provided by previous studies (Bocchio, 2014) is not sufficient to produce a reliable assessment of the efficiency and functionality of the existing structures. Two different models are used. STWAVE model generates waves starting from wind input data and propagates them on the lake (lake scale propagation). CGWAVE model investigates the interaction between the wind-waves and the groins (local scale propagation). At this scale, three different scenarios are investigated: the *existing structures* scenario, the *no-structures* scenario and the *modified structures* scenario.

2 Wind-waves generation and propagation at lake scale (STWAVE model)

The extension of STWAVE model grid corresponds to the fetch of the wind of interest: a northern wind which blows parallel to the longitudinal axis of the lake. It stretches from the extreme northern part of the lake and it goes southward, just beyond the area of interest. The model grid is aligned with the orientation of the lake. STWAVE is run for both wave propagation and source terms in its *full plane* version. The input data are: the lake bathymetry, the incident wave spectrum and the wind data. The incident wave spectrum specified at the northern boundary is assigned zero energy. This ensures that only wind generated waves are propagated. Different input wind velocities are tested. The wind-waves generated propagate properly along the fetch. The wave height grows as a function of distance along the fetch until the southern boundary. In the area of interest the wave height growth is limited by the diffraction effects related to the waves rotation around the Corno di Reamol promontory.

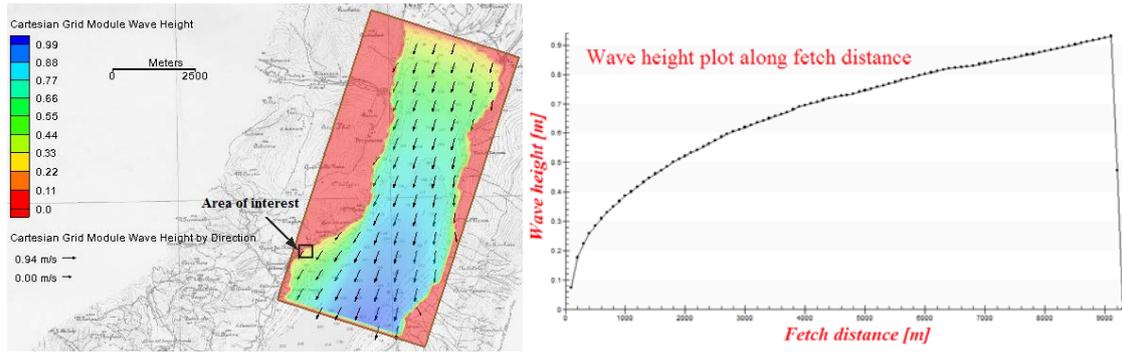


Fig. 1. STWAVE: wind-waves generation and propagation along the fetch.

3. Wind-waves propagation at local scale (CGWAVE model)

A semi-circular domain is created within the area of interest to simulate wind-waves interaction with structures using CGWAVE model. The mesh elements size is consistent with the dimension of the structures. Different input wind-wave directions are tested. The input wave height is set equal to 1m, for the results to be used as agitation index. The *existing structures* scenario simulates the present configuration: short and very close groins, with different orientations. In the *modified structures* scenario, the groins are reduced in number and increased in length. The *no-structures* scenario confirms the need to have a coastal protection scheme along this stretch of coast. The lake is too deep to allow significant wave refraction. The only way to dissipate wave energy is by diffraction induced by the presence of the groins.

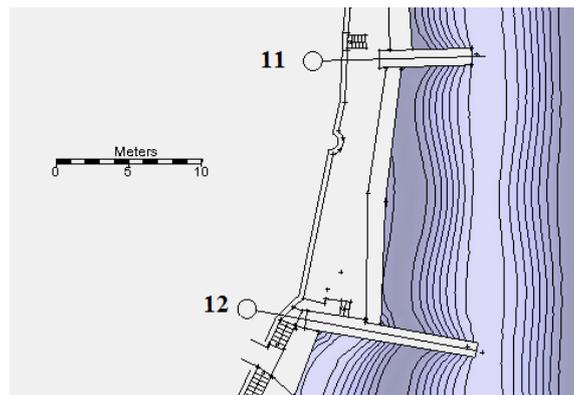


Fig. 2. CGWAVE, existing structures scenario: wind-waves propagation in front of groins n°11, 12

4. Conclusions

The STWAVE model results clarify the physical process of wave generation and propagation on the northern part of Lake Garda. The wind-waves generated at the northern boundary propagate regularly up to the area of interest. CGWAVE provides details about the interaction between the wind-waves and the structures. The *no-structures* scenario confirms the need to have coastal defensive structures in this area. The comparison between the *existing structures* scenario and the *modified structures* scenario lays the foundation for a detailed costs benefit analysis. This can be a powerful tool within the decision process for the best management of the existing groin field.

5. References

- Aquaveo, Surface Water Modelling System, “SMS tutorial: CGWAVE Analysis”, 2011,USA.
- Bocchio, F., 2014, “Riqualificazione pennelli esistenti in cemento armato quali difese spondali a lago - Relazione Tecnica di Calcolo, ALLEGATO C”, Giugno 2014, STUDIO CONTI ASSOCIATI, Via Benamati 61 - 25080 Maderno (BS), Italia, CO&SA ENGINEERING S.R.L, viale Cesare Battisti 17-27100 Pavia (PV), Italia.
- McKee Smith, J., Resio, J.T., Zundel, A.K., “Report 1:User’s Manual for STWAVE version 2.0”, U.S. Army Corps of Engineers, 1999, USA

CARACTERIZAÇÃO DA AGITAÇÃO MARÍTIMA A SUL DA EMBOCADURA DO RIO MONDEGO

João Nuno C. Oliveira¹, Filipa S. B. F. Oliveira¹, António Trigo Teixeira² e Xavier Bertin³

¹LNEC, Av. do Brasil 101, 1700-066 Lisboa, Portugal. joliveira@lneec.pt e foliveira@lneec.pt.

²CEHIDRO, IST, Av. Rovisco Pais 1, 1049-001; Lisboa, Portugal. trigo.teixeira@ist.utl.pt.

³UMR 7266 LIENSs, CNRS-Université de La Rochelle, 2 rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle, França. xbertin@univ-lr.fr.

1. Introdução

A evolução da linha de costa a sul da embocadura do rio Mondego foi influenciada pelas intervenções antrópicas efetuadas desde meados do século passado, das quais se destacam: a construção dos molhes da embocadura; a extração de areia na praia; dragagens da embocadura; intervenções de regularização fluvial e portuária; alimentações artificiais; a construção de defesas longitudinais aderentes e de esporões; e, por último, o prolongamento do molhe norte da embocadura (2008-2010).

O presente trabalho insere-se no âmbito de uma dissertação de mestrado que tem como objetivo final a avaliação, com base em modelação numérica, do efeito da última intervenção referida na evolução da linha de costa do trecho entre as embocaduras dos rios Mondego e Lis. Neste contexto, analisou-se o regime de agitação marítima em frente à zona de estudo para o período 1952-2010.

2. Dados e método

Com base na aplicação de um modelo espectral de geração e propagação de ondas marítimas (WWIII) ao Nordeste do Oceano Atlântico, com uma resolução espacial de 0.5° e um passo temporal de 6 horas, obteve-se a série temporal dos parâmetros altura significativa (Hs), período de pico (Tp) e direção média de incidência ou rumo (Dir), no ponto de coordenadas geográficas 9°00'W e 40°00'N, centrado em frente ao trecho de estudo (Dodet *et al.*, 2010). O modelo foi validado com observações das bóias-ondógrafo de Bilbao-Vizcaya, Cabo Sillero, Leixões, Sines, Ocean Weather Station "Juliett" e Figueira da Foz. Da validação para esta última bóia, no período 1993-1995, resultaram os parâmetros estatísticos erro quadrático médio e viés (inferior a zero se a média é subestimada pelo modelo): 0.45 e -0.14 m, 1.60 e -0.38 s e 14.98 e 0.93°, para Hs, Tp e Dir, respetivamente.

A caracterização da agitação marítima no local de interesse baseia-se na análise estatística do regime geral e da sua variabilidade sazonal e interanual. Para os parâmetros Hs, Tp e Dir estimam-se as frequências de ocorrência de classes de intervalos semiabertos no limite superior e amplitude 0.50 m, 2 s e 10°, respetivamente, assim como os parâmetros estatísticos média, desvio padrão, mínimo e máximo, e 1°, 2° e 3° quartis das séries temporais correspondentes aos regimes geral e sazonais. A sazonalidade considerada tem por base as estações marítimas de inverno (out-mar) e verão (abr-set) e a mensalidade.

3. Resultados

Regime geral

A zona de estudo, cuja orientação da linha de costa é 19.5°N, está sujeita a uma agitação marítima que no local referido se caracteriza por Hs média 2.15 m e predominância das classes 1.00-1.50 m (26%), 1.50-2.00 m (23%) e 2.00-2.50 m (14%). A média de Tp é 11.6 s, sendo as classes mais frequentes 10-12 s (27%), 12-14 s (27%) e 8-10 s (21%). Cerca de 90% dos rumos estão entre 270-330°N, sendo que o valor médio da Dir é 299.5°N e predominam as classes 300-310°N (23%), 290-300°N (21%) e 310-320°N (16%). Da análise dos quartis dos respetivos parâmetros, concluiu-se que 50% das ocorrências se situam entre 1.31-2.64 m, 9.5-13.4 s e 289.4-312.9°N e que as medianas são 1.78 m, 11.4 s e 301.2°N.

A análise conjunta de Dir-Hs (Fig. 1), Dir-Tp e Tp-Hs revelou que: i) 50% das ocorrências se enquadram nas classes: Dir 280-330°N e Hs 1.00-2.50 m; Dir 280-320°N e Tp 8-16 s; Tp 8-14 s e Hs 1.00-2.50 m; ii) 90% enquadram-se nas classes: Dir 260-340°N e Hs 0.50-4.50 m; Dir 270-340°N e Tp 6-18 m; Tp 6-16 s e Hs 0.50-4.50 m; iii) os rumos mais frequentes verificam-se entre 300-310°N (23%),

maioritariamente associados às classes de Hs 1.00-1.50 m (6%) e de Tp 10-12 s (7%); iv) Hs mais frequente verifica-se entre 1.00-1.50 m (26%), maioritariamente associada a Tp entre 8-10 s (10%); v) Tp mais frequente verifica-se entre 10-12 s (27%), maioritariamente associado à classe de Hs 1.50-2.00 m (9%); e vi) Hs ≥ 9.5 m ocorre exclusivamente associada a Dir entre 270-290°N e Tp entre 16-22 s.

Sazonalidade

No inverno/verão marítimo: i) Hs média é 2.66/1.63 m, predominando as classes 1.50-2.00/1.00-1.50 m (19/37%); Tp médio é 12.9/10.2 s, predominando as classes 12-14/8-10 s (39/35%); Dir média é 293.4/305.6°N, predominando as classes 290-300/300-310°N (24/25%); ii) da análise dos quartis para Hs, Tp e Dir, respetivamente, concluiu-se que 50% das ocorrências se situam entre 1.65-3.36/1.15-1.89 m, 11.4-14.5/8.5-11.4 s e 284.5-306.4/296.0-317.1°N, e que as medianas são 2.33/1.48 m, 12.8/10.0 s e 295.6/306.8°N; iii) 75% das ocorrências de Hs enquadram-se entre 1.00-3.50/0.50-2.00 m, 80% de Tp entre 10-16/6-12 s e 73/79% de Dir entre 280-310/290-320°N, significando rumos mais rodados para oeste/noroeste; iv) Hs ≥ 4.00 m representa 16/1% das ocorrências. A análise mensal permite acrescentar que as médias de Hs e Tp, respetivamente, são máximas em janeiro, 3.02 m e 14 s, e mínimas em julho, 1.39 m e 9 s. As médias mensais de Dir restringem-se ao intervalo 289-311°N, verificando-se as obliquidades extremas, oeste/noroeste (290/311°N), em janeiro/agosto.

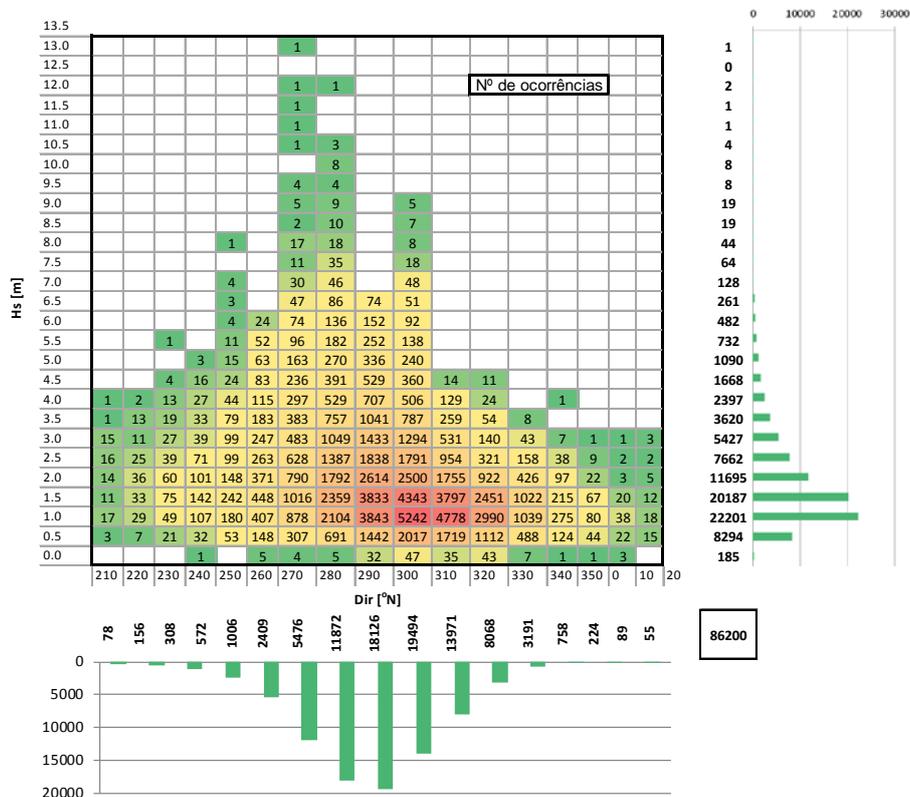


Fig. 1. Histograma conjunto Dir-Hs relativo ao regime geral, complementado com histogramas marginais.

4. Conclusões e trabalho futuro

Os resultados deste trabalho indicam que o trecho em estudo está sujeito a um regime geral de agitação marítima de elevada energia caracterizado por uma forte sazonalidade. A variabilidade interanual da agitação marítima será avaliada futuramente no âmbito da dissertação em causa, recorrendo ao transporte sedimentar anual por ela induzido.

5. Referências Bibliográficas

Dodet, G., Bertin, X. and Taborda, R. 2010. "Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades." *Ocean Modelling*, Vol. 31, pp. 120-131.

HYDRODYNAMICS OF HEADLAND RIPS IN ENERGETIC EMBAYMENTS: FIELD-BASED EXPERIMENTS IN PORTRUSH WEST STRAND AND ARRIFANA BEACH

Carlos Loureiro^{1,2,3}, Óscar Ferreira¹, Derek Jackson², Andrew Cooper², Andrew Green³, Mara Nunes¹, David Rogers², Anna Lisa Cescon², João Horta¹, Maria Bezerra¹, André Pacheco¹, Friedrich Zabel⁴

¹CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139, Faro, Portugal. cloureiro@ualg.pt, oferreir@ualg.pt, mdnunes@ualg.pt, jphorta@ualg.pt, mbezerra@ualg.pt, ampacheco@ualg.pt

²ESRI, University of Ulster, Cromore Road, BT52 1SA, Coleraine, Northern Ireland, UK, d.jackson@ulster.ac.uk, jag.cooper@ulster.ac.uk, cescon-al@email.ulster.ac.uk, dwr.rogers@ulster.ac.uk.

³Marine Geology Research Unit, SAEES, University of KwaZulu-Natal, Westville Campus, University Road, 4000, Durban, South Africa. loureiroc@ukzn.ac.za, greenal@ukzn.ac.za.

⁴MarSensing Lda., Campus de Gambelas, 8005-139, Faro, Portugal. fredz@marsensing.com.

1. Introduction

Rip currents are narrow and intense offshore-directed jets developed within the surfzone that, besides being responsible for significant exchanges of water and sediment between the beach and the nearshore, constitute one of the most lethal natural hazards in coastal zones (Dalrymple *et al.*, 2011). Significant improvements in our understanding of rip current hydro-morphodynamics at exposed linear beaches have been made in recently (*e.g.* MacMahan *et al.*, 2010; Austin *et al.*, 2014), yet surfzone hydrodynamics and rip currents on embayed beaches, although highly influential in controlling their behaviour, are only now starting to be understood (*e.g.* Loureiro *et al.*, 2012; Castelle and Coco, 2013; McCarroll *et al.*, 2014). With the aim of characterising the hydrodynamics of rip currents in embayed beaches and using this to explore the application of a coupled wave-circulation modelling approach using high performance parallel computing, the present work reports on the deployments performed in two natural embayments, located in the energetic wave climates of Northern Ireland and South-western Portugal.

2. Rip-current deployments

Two deployments, performed in September 2014 at Portrush West Strand (Northern Ireland) and December 2014 at Arrifana Beach (South-western Portugal), were designed to characterise the hydrodynamics of headland rips (topographically-controlled rip current systems), and included the establishment of measurement stations within distinctive morphological features of a rip current system. These were (i) the nearshore sand bar, where rip circulation is assumed negligible, (ii) the rip-feeder channels, where alongshore flows converge towards the rip-neck channel, and (iii) the rip-neck channel, where a constrained offshore-directed, jet-like flow develops. To characterise currents at the measurement stations, current meters were deployed on dedicated frames, with co-located pressure sensors measuring waves. At each station, equipment was set to record current velocities at rates of 1 and 4 Hz for acoustic and electromagnetic current-meters, respectively, as well as water level variations at rates of 2 to 5 Hz. This experimental setting was replicated in both deployments, which each had a duration of approximately 24 hours, allowing rip current flows to be monitored during two tidal cycles at each site. Additional measurements of rip current flow were obtained at Arrifana, with 11 releases of a purpose-built surfzone GPS drifter, recording its position at 2 Hz, and also 5 releases of fluorescein-based dye tracked using a dedicated video system. Additionally, detailed topographic surveys of the subaerial beach and intertidal bathymetry in the deployment areas were performed using survey-grade RTK-GPS and terrestrial LIDAR. The Portrush West Strand deployment took place during neap-tides with a tidal range of 1m, under moderate offshore wave conditions, with deepwater significant wave height (H_s) of 2m, peak period (T_p) of 10s and from a WNW direction. Arrifana beach deployment was performed during neap- to spring-tide conditions with a tidal range of 2m, also under moderate wave conditions, with deepwater H_s of 1.45m, T_p around 9s and from a NW direction.

3. Rip-current hydrodynamics

Water level, and particularly tidal stage, is shown to be an important control on rip current flow as evidenced at open-coast rip current systems (MacMahan *et al.*, 2010; Austin *et al.*, 2014). Weak to non-existent rip circulation was observed around high-tide in Arrifana Beach, contrasting to a clear rotational

circulation in the mid- to low-tide stage. Moreover, flow velocities during drifter releases are $\approx 0.5 \text{ ms}^{-1}$ interval during mid- to high-tide, while for the period from mid to low-tide flow velocities exceeded $\approx 1 \text{ ms}^{-1}$. Eulerian rip-current velocities in the rip-neck channel at Portrush West Strand also demonstrate the control of water level and tide-stage on flow behaviour. Higher velocities, up to $\approx 0.4 \text{ ms}^{-1}$, and periods of reversed longshore flow during the flooding phase are indicative of a pulsating rip-system, while reduced current velocities ($\approx 0.2 \text{ ms}^{-1}$) and flow homogeneity following high-tide suggest that the rip-current system ceased to be active after high-tide and during the first part of the ebbing phase (Figure 1). Given the location of measurement stations in the lower intertidal section of the beaches, where waves are depth-limited, nearshore wave heights were significantly smaller than offshore. This was evident in both deployments, where even at high-tide (when depth limitation is less) H_s was close to 0.5 m and H_{\max} barely exceed 0.7 m for the deeper measurement stations at both sites.

Notwithstanding the offshore moderate energy wave forcing during both deployments, rip circulation was found to be active, even if only during the lower phases of the tidal stage. This suggests that headland rips are a persistent feature of embayed beaches, even under moderate-wave forcing, as the topographic conditioning that drives the gradients in wave height and force cell circulation systems is always present. Furthermore, for embayments modally exposed to high-energy conditions, such as Portrush West Strand and Arrifana, the persistence of headland rip circulation implies that the morphological expression of rip systems, particularly the feeder and rip-neck channels, are likely to be very frequent nearshore features. Such channels may become subdued or infilled during periods of low to moderate wave conditions, but are easily re-established under the consistent high-wave forcing energetic embayments are exposed to.

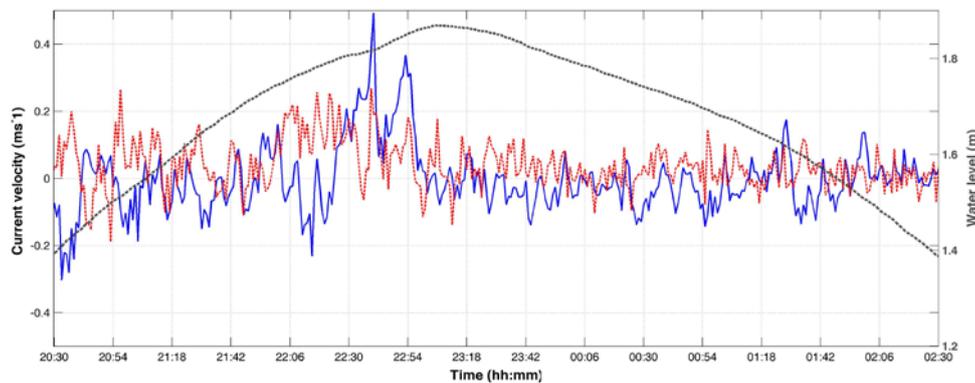


Fig. 1. Flow velocities and water level (grey) in Portrush West Strand rip-neck station. One minute averages for cross-shore (red) and longshore (blue) components.

4. Acknowledgements

This work was possible due to the financial support of the International Association for Mathematical Geosciences and Elsevier, and also due to the institutional and material support of CIMA-University of Algarve and ESRI-Ulster University. Assistance by Carin Cornwall, Michael Sloan and Hugo Joaquim during fieldwork is gratefully acknowledged. Authorisation for fieldwork deployments was kindly granted by Coleraine Borough Council, NIEA, Capitania do Porto de Lagos and ICNF-PNSACV.

5. References

- Austin, M., Masselink, G., Scott, Russell, P., 2014. Water-level controls on macro-tidal rip currents. *Cont. Shelf Res.*, 75: 28-40.
- Castelle, B., Coco, G., 2013. Surfzone flushing on embayed beaches. *Geophys. Res. Lett.*, 40: 206-2210.
- Dalrymple, R., MacMahan, J., Reniers, A., Nelko, V., 2011. Rip Currents. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 43: 551-581.
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2012. Extreme erosion in high-energy embayed beaches: influence of megarips and storm grouping. *Geomorphology*, 139-140: 155-171.
- MacMahan, J., Brown, J., Brown, J., Thornton, E., Reniers, A., Stanton, T., Henriquez, M., Gallagher, E., Morrison, J., Austin, M., Scott, T., Sénéchal, N., 2010. Mean Lagrangian flow behavior on an open coast rip-channeled beach: a new perspective. *Mar. Geol.*, 268: 1-15.
- McCarroll, R., Brander, R., Turner, I., Power, H., Mortlock, T., 2014. Lagrangian observations of circulation on and embayed beach with headland rip currents. *Mar. Geol.*, 355: 173-188.

MODELAÇÃO HIDRODINÂMICA NUM SISTEMA SEDIMENTAR PROMONTÓRIO-PRAIA (PRAIA DA GALÉ, ALGARVE)

João Horta¹, Sónia Oliveira¹, Ana Nascimento¹, Delminda Moura¹,

¹Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Edifício 7, Campus
Universitário de Gambelas 8005-139, Faro, Portugal. jphorta@ualg.pt.

1. Introdução

O equilíbrio dinâmico das praias ancoradas entre pontas rochosas mais resistentes à erosão, depende das interações muito complexas entre variáveis ambientais, algumas delas endógenas, como por exemplo o raio de curvatura, o comprimento e o estado morfo-dinâmico da própria praia. Para o estudo da evolução destes ambientes costeiros onde o espaço de acomodação do sedimento e da energia é também ele um fator de primeira grandeza, a utilização de modelos hidro-sedimentares que incluam batimetria de elevada precisão é incontornável. Este trabalho tem por objetivo quantificar o balanço sedimentar numa praia encastrada em resposta a duas condições diferentes de agitação marítima. Para além da investigação fundamental que é a evolução da linha de costa, o presente trabalho tem aplicações práticas em obras de engenharia costeira.

2. Área de estudo

A área de estudo localiza-se na costa rochosa do Algarve central com orientação NW-SE a oriente da Praia da Galé (Fig. 1). A sua morfologia é determinada pelo paleo-relevo cársico impresso nas formações detrítico-carbonatadas atribuídas ao Miocénico. Estas, com estratificação sub-horizontal e camadas de espessura métrica, favorecem o desenvolvimento de plataformas de abrasão extensas e intermitentemente cobertas por areia (Fig. 1B).

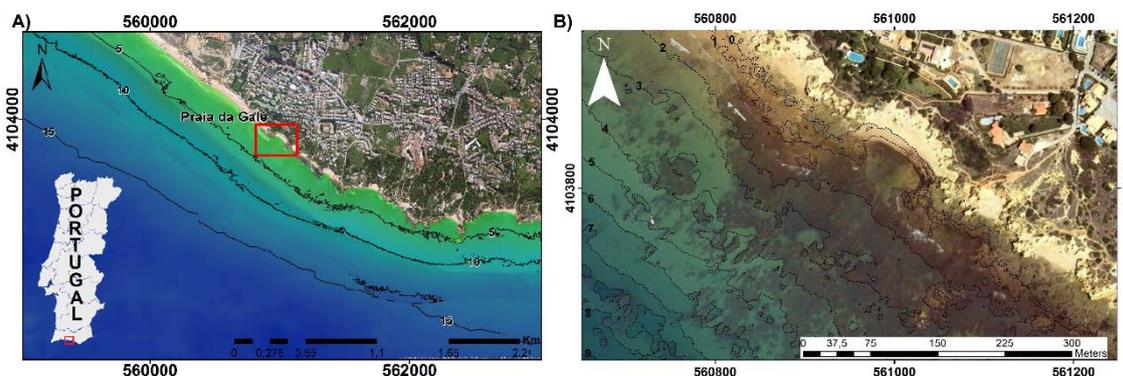


Fig. 1. (A) Localização da área de estudo e (B) Ortofotomapa do sistema promontório-praia (Galé).

3. Metodologia

Foram realizadas duas campanhas de campo em condições de maré viva durante a baixa-mar em fevereiro e março de 2011. Os dados de agitação ao largo foram adquiridos através da boia de Faro do Instituto Português Hidrográfico (IH), localizada a 50 km ao sudeste da área de estudo. Os levantamentos topográficos foram realizados para uma área total de cerca de 1500 m², utilizando dois recetores de sistema global de navegação por satélite (GPS Trimble R6 e GPS Trimble 5800) em tempo real modo cinemático (RTK), com sistema de posicionamento global diferencial (DGPS), proporcionando precisão centimétrica. Para a determinação automática das características morfológicas da praia a partir dos levantamentos topográficos, foram utilizadas ferramentas de SIG (Horta et al., 2013). O modelo utilizado para propagar as ondas desde o largo até próximo da costa, foi o STWAVE e os dados deste forçaram o modelo Bouss-2D para modelar ondas e correntes até à linha de costa.

4. Resultados e Discussão

Os resultados mostraram que: (i) a direção de aproximação foi o principal fator que condicionou a altura das ondas na costa e conseqüentemente a quantidade energia disponível para a erosão e o transporte

sedimentar (Fig. 2A, 2B e 2C), (ii) as plataformas de abrasão que se estendem até -7 m (MSL) determinam um padrão muito irregular no empolamento das ondas e distância do ponto de rebentação à linha de costa (Fig. 2D e 2E), (iii) o padrão das correntes de retorno varia dependendo da altura da maré e da direção das ondas. Quando, em Fevereiro, esta foi normal à linha de costa, o que acontece para as condições predominantes de WSW na costa meridional do Algarve (Costa et al., 2001), a circulação celular predominou sobre a longilitoral (Fig. 2D). O oposto foi observado em Março para as ondas de ESE comparando os vários estados de maré (Fig. 2E). Relativamente ao saldo volumétrico mostrou um equilíbrio negativo (erosão superior a acreção) entre os dois meses comparados, sendo a erosão mais evidente no sector sudeste e uma área menor de acreção no sector noroeste (Fig. 2B).

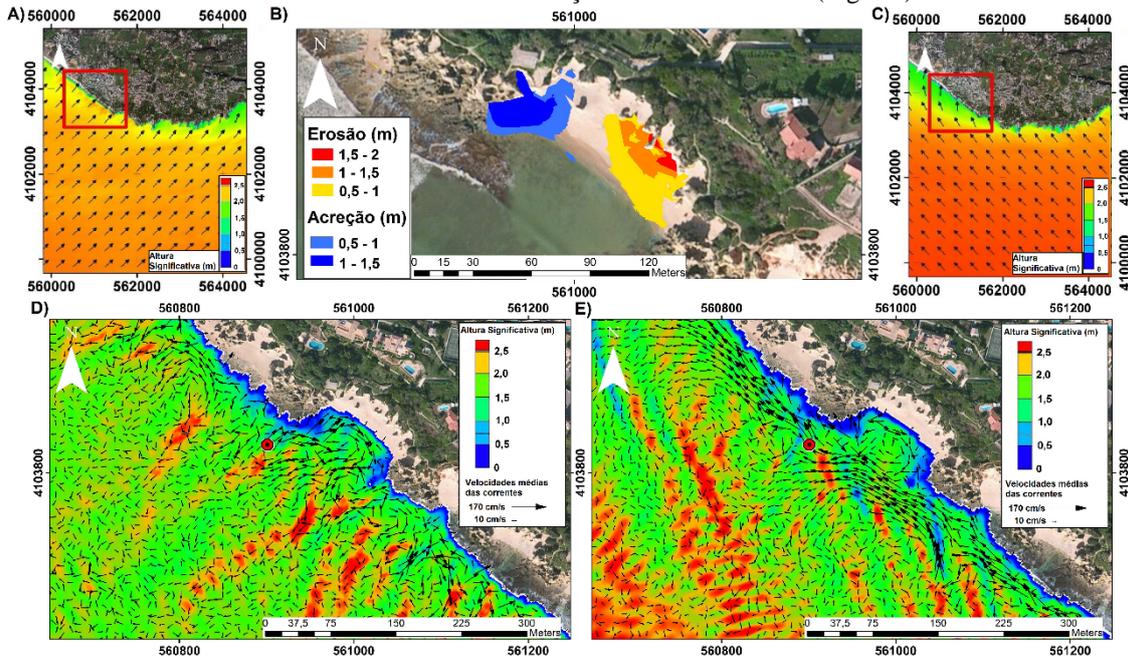


Fig. 2. (A) Modelação STWAVE para condição SW; (B) Variação sedimentar ocorrida na praia encastrada entre os dois meses; (C) Modelação STWAVE para a condição SE; (D) Modelação Bouss-2D condição SW e (E) Modelação Bouss-2D condição SE.

5. Conclusões

Num sistema costeiro de costa crenulada com praias encastradas morfologicamente constringidas por arribas rochosas, estas e as plataformas de abrasão de sopé exercem um controle determinante no padrão das correntes litorais. As correntes de retorno na zona de arrebenção mostram um padrão muito complexo e a direção do transporte sedimentar pode ser oposto ao sentido das ondas de entrada. Deste modo, os modelos numéricos que integrem uma forte componente morfológica são necessários para a compreensão dos processos hidro-sedimentares destes sistemas onde ocorrem variações volumétricas importantes e de posição da linha de costa em apenas um ciclo de maré.

6. Agradecimentos

Este trabalho é uma contribuição para o projeto MOSES - PTDC/GEO-GEO/3981/2012 financiado pela Fundação Portuguesa de Ciência e Tecnologia. Toda a equipa do projeto agradece ao Capitão do porto de Portimão Rui Gabriel Martins Santos Pereira a disponibilidade para autorizar e apoiar as campanhas de campo.

7. Referências Bibliográficas

- Costa, M., Silva, R. & Vitorino, J. 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação Marítima na costa portuguesa In *Proceedings of 2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*. Associação Internacional de Navegação (Publ.), Sines, Portugal. Available at (ftp://ftp.mohid.com/Fortaleza_CD/Bibliografia/Waves/clima_agmar.pdf).
- Horta, J., Moura, D., Gabriel, S., Ferreira, O., 2013. Measurement of pocket beach morphology using geographic information technology: the MAPBeach toolbox. *Journal of Coastal Research*, SI 65, 1397-1402. DOI: 10.2112/SI65-236.1 http://ics2013.org/papers/Paper4078_rev.pdf.

RELEVÂNCIA DOS PROCESSOS FÍSICOS NA MODELAÇÃO DE PERFIS DE PRAIA

José Simão Antunes do Carmo

Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Coimbra, FCTUC, 3030-788, Coimbra, Portugal.

jsacarmo@dec.uc.pt

Este trabalho tem como objetivos avaliar a importância da assimetria da velocidade da onda e comparar resultados numéricos da evolução de um fundo móvel considerando ou não a componente de transporte devida a este efeito. A formulação matemática do modelo morfodinâmico é apresentada em seguida.

1. Formulação matemática do modelo

Usando a metodologia de Beji e Nadaoka (1996) e Liu e Sun (2005) para melhorar as características dispersivas da aproximação clássica de Boussinesq, Antunes do Carmo (2013a,b) estendeu recentemente as equações de Serre (Serre, 1953) até $kh \approx 3$, com a introdução de dois parâmetros, α e β . Os valores destes parâmetros são determinados através da igualdade das relações de dispersão do modelo linearizado com a relação de dispersão linear $\omega^2 = gk \tanh(kh)$ e recorrendo a análises de sensibilidade. A uma dimensão no plano horizontal, e considerando tensões de atrito no fundo, as equações resultantes escrevem-se:

$$h_t + (uh)_x = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} u_t + uu_x + g(h + \xi)_x + (1 + \alpha)(\Omega u_t - hh_x u_{xt}) - (1 + \beta)(h^2/3)u_{xxt} + \alpha g \Omega (h + \xi)_x \\ - \alpha g h h_x (h + \xi)_{xx} - \beta g (h^2/3)(h + \xi)_{xxx} - hh_x u u_{xx} + (h^2/3)(u_x u_{xx} - uu_{xxx}) \\ + h (u_x)^2 (h + \xi)_x + \xi_{xx} u^2 (h + \xi)_x + (\Omega + h \xi_{xx}) u u_x + (h/2) \xi_{xxx} u^2 + \tau_b / (\rho h) = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

com $\Omega(x) = h_x \xi_x + 0.5h \xi_{xx} + (\xi_x)^2$, $\beta = 0.20$ e, em primeira aproximação, $\alpha \approx 0.131$. Neste trabalho é sugerido um modelo morfodinâmico constituído pelo modelo hidrodinâmico (1)-(2) e as seguintes equações de continuidade (3) e dinâmica (4) da fase sólida:

$$(1 - p) \xi_t + \langle q_{st} \rangle_x = 0 \quad (3)$$

$$\langle q_{st} \rangle = \langle q_{sa} \rangle + \langle q_{ss} \rangle + \langle q_{so} \rangle \quad (4)$$

em que $\langle q_{sa} \rangle = c_{rg} c_{ia} \varepsilon_a fu23$, $\langle q_{ss} \rangle = c_{rg} c_{vq} fu35$ e $\langle q_{so} \rangle = -K_a (A_{nl} A_{ass})$, com $c_{rg} = c_a / [g(s - 1)]$, $c_{ia} = 1 / \tan \phi$, $c_{vq} = \varepsilon_s / w_q$, $fu23 = \langle |U|^2 U \rangle - c_{ia} \xi_x \langle |U|^3 \rangle$ e $fu35 = \langle |U|^3 U \rangle - c_{vq} \xi_x \langle |U|^5 \rangle$.

Nas equações (3) e (4), $\langle \dots \rangle$ representa valores médios dos argumentos no período da onda, q_{st} é o caudal sólido total, q_{sa} é o caudal sólido transportado por arrastamento, q_{ss} é o caudal sólido transportado em suspensão, q_{so} é o transporte induzido pela aceleração-assimetria da onda, $U = u + \bar{u}$, representa valores médios instantâneos da velocidade do escoamento, sendo u a componente oscilatória (onda) e \bar{u} a componente permanente (corrente), p é a porosidade do sedimento, $\varepsilon_a \in [0.10, 0.30]$ e $\varepsilon_s \in [0.010, 0.030]$ são coeficientes de eficiência. w_q representa a velocidade de queda das partículas sólidas e c_a é um coeficiente de rugosidade global. $10^{-5} \leq K_a \leq 10^{-4}$ é um coeficiente de calibração, $A_{nl} = 2\pi^2 H_{rms} / [T_p^2 \text{senh}(kh)]$ é a amplitude da aceleração junto ao fundo e $A_{ass} = \langle \{ \mathcal{H}[u(t)] \}^3 \rangle / \langle (u)^2 \rangle^{3/2}$ é o coeficiente de assimetria da velocidade, em que $\mathcal{H}[u(t)]$ é a transformada de Hilbert de u ; este coeficiente é aqui aproximado por $A_{ass} = \langle a^3 \rangle / a_{rms}^3$, com $a_{ass} = \langle a^2 \rangle^{1/2}$, sendo a a aceleração.

2. Importância relativa dos diferentes termos de transporte

O modelo de Bailard (Bailard, 1981) não considera a contribuição da aceleração-assimetria induzida $\langle q_{so} \rangle$ no cálculo do caudal sólido total $\langle q_{st} \rangle$. Como sublinhado em Dubarbier *et al.* (2015), a generalidade dos modelos usados para estimar a evolução de perfis de praia são ineficientes no que concerne à simulação de formas de fundo e migração de bancos de areia. Segundo Hoefel e Elgar (2003) e Kuriyama (2012), tal pode ser atribuído à ausência do transporte induzido pela aceleração-assimetria da onda. A importância relativa deste termo de transporte no modelo de Bailard é aqui analisada comparando resultados de $\langle q_{so} \rangle$ com valores das parcelas $\langle q_{sa} \rangle$ e $\langle q_{ss} \rangle$ do modelo original. De notar que estes termos já incluem as influências de irregularidades no fundo, ξ_x . Seja a propagação de uma onda com as

seguintes características: altura $H = 0.20$ m, período $T = 8$ s e comprimento de onda $L = 24.8$ m, à entrada de um canal com fundo horizontal e profundidade (constante) $h = 1.0$ m. As Figuras 1 e 2 mostram a contribuição de cada um dos termos $\langle q_{sa} \rangle$, $\langle q_{ss} \rangle$, $\langle q_{so} \rangle$, avaliados num período da onda, considerando a contribuição das três parcelas no cálculo de $\langle q_{st} \rangle$ (Figura 1) e de apenas as duas primeiras (Figura 2).

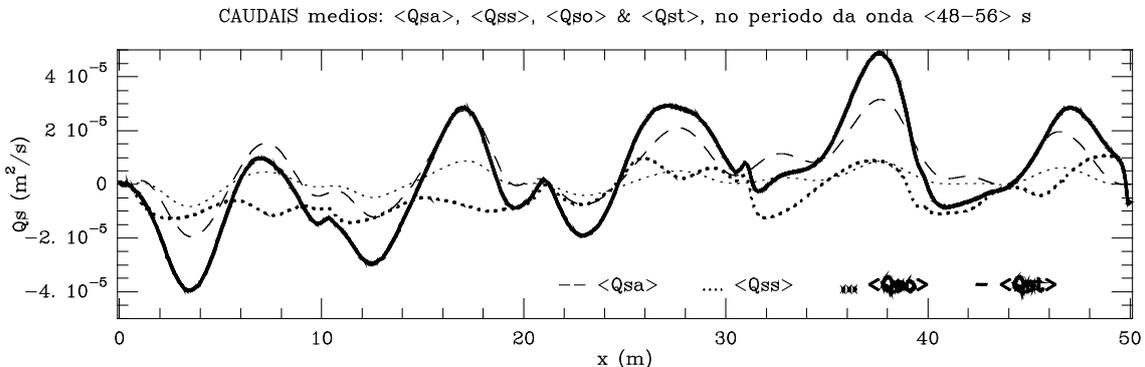


Fig. 1. Distribuição espacial dos termos $\langle q_{sa} \rangle$, $\langle q_{ss} \rangle$ e $\langle q_{so} \rangle$, e a soma destes $\langle q_{st} \rangle$.

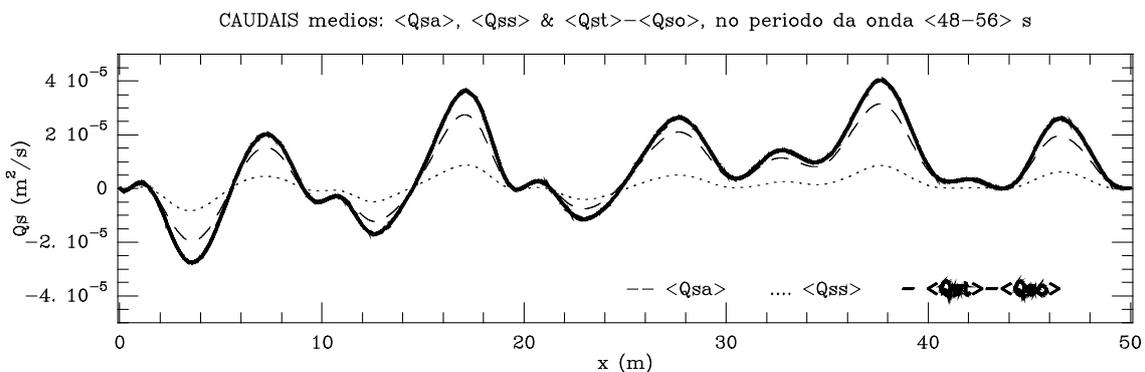


Fig. 2. Distribuição espacial dos termos $\langle q_{sa} \rangle$ e $\langle q_{ss} \rangle$, e a soma destes $\langle q_{st} \rangle$.

Usando o modelo morfodinâmico acima descrito, equações (1) a (4), com a equação (3) resolvida numericamente por um método de Euler-WENO, como descrito em Antunes do Carmo (2014), serão apresentadas comparações de resultados numéricos da evolução de um fundo móvel considerando ou não a componente de transporte devida à assimetria da onda, $\langle q_{so} \rangle$.

3. Referências Bibliográficas

- Antunes do Carmo J.S. (2013a). Boussinesq and Serre type models with improved linear dispersion characteristics: Applications. *Journal of Hydraulic Research* 51(6), 719-727.
- Antunes do Carmo J.S. (2013b). Extended Serre equations for applications in intermediate water depths. *The Open Ocean Engineering Journal*, Bentham Science Publishers, 6, 16-25.
- Antunes do Carmo J.S. (2014). Shields diagram's extension for applications in steady non-uniform flows. *River Flow 2014 Conference*, September 3-5, Lausanne, Switzerland. In (ebook) *River Flow 2014 – Schleiss et al. (Eds)*, 815-824, © 2014 Taylor & Francis Group, ISBN 978-1-138-02674-2.
- Bailard J.A. (1981). An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research* 86, Issue C11, 10938-10954, doi: 10.1029/JC086iC11p10938.
- Beji S. e Nadaoka K. (1996). Formal derivation and numerical modelling of the improved Boussinesq equations for varying depth. *Ocean Engineering* 23:691.
- Dubarbier B., Castelle B., Marieu V. e Ruessink G. (2015). Process-based modeling of cross-shore sandbar behavior. *Coastal Engineering* 95 (2015) 35-50.
- Hoefel F. e Elgar S. (2003). Wave-induced sediment transport and sandbar migration. *Science* 299, 1885-1886.
- Kuriyama Y. (2012). Process-based one-dimensional model for cyclic longshore bar evolution. *Coastal Engineering* 62, 48-61.
- Liu Z.B. e Sun Z.C. (2005). Two sets of higher-order Boussinesq-type equations for water waves, *Ocean Engineering* 32 1296-1310.
- Serre F. (1953). Contribution à l'étude des écoulements permanents et variables dans les canaux. *La Houille Blanche* 8, 374-388 & 830-872.

NUMERICAL MODELING OF EXTREME EVENTS IN THE TAGUS ESTUARY

André B. Fortunato¹, Kai Li¹, Paula Freire¹, Ana Rilo¹, Xavier Bertin²

¹Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101, 1700-066, Lisboa, Portugal.
 afortunato@lnec.pt; pfreire@lnec.pt; arilo@lnec.pt.

²UMR 7266 LIENSs, CNRS-Univ. La Rochelle, Rue Olympe de Gouges, F-17000 La Rochelle, France.
 xbertin@univ-lr.fr

1. Introduction

The risk of submersion of estuarine and coastal margins is increasing. The hazard is growing due to sea level rise, declining natural protection associated to coastal erosion and, in some areas, higher storminess. Simultaneously, vulnerability is rising due to the migration of human activities towards the coast. This trend fuels our need to better quantify the hazards and understand their sources.

The inundation extent in coastal areas can be determined with numerical models, and two alternative approaches are followed. The first involves simulating past extreme events (Method A). Provided the model is adequately validated, this approach can complement field surveys, provide insight into the importance of different processes, determine the impact that previous events would have under present conditions, etc. However, this approach does not provide information on the return period of these events. In the second alternative, the simulations are preceded by a statistical analysis of the forcing agents, so each simulation is associated to a known return period (Method B). The drawback of this approach is the simplification of the forcings, which may introduce errors difficult to quantify. This paper describes an ongoing modeling analysis to understand and characterize inundation in the Tagus estuary. We aim at: 1) comparing the two approaches outlined above; 2) understanding the importance of different drivers; 3) determining the inundation extent of past events with present mean sea level and bathymetry. Method A is based on the analysis of newspaper records that indicated three major events: the storm of February 1941, the event of January 1996 and the Xynthia storm in 2010. Method B is based on a statistical analysis of water levels at Cascais.

2. Modeling

The model used herein is SCHISM, an open-source community-supported modelling system based on unstructured grids, designed for the simulation of 3D baroclinic circulation across lake-river-shelf-ocean scales. SCHISM is fully coupled to the wave model WWM (Roland et al., 2012), which solves the wave action balance equation. SCHISM and WWM share the same grid and parallelization schemes for efficiency. Herein, SCHISM is used in depth-averaged barotropic mode.

The model grid, with 80,000 nodes, extends from the limit of tidal propagation to the shelf. Inside the estuary, the grid extends at least to the highest astronomical tide line (Rilo et al., 2014). In selected areas of the estuary, the grid was extended further inland to cover areas that can potentially be inundated (Figure 1). Some urban areas, such as Seixal, are thus covered by the grid. The grid resolution varies between 2 and 900 m, and most elements have an equivalent radius between 10 and 30 m (Figure 1). The Manning friction coefficient in the estuary was determined based on the characteristics of the bottom sediments. In areas that are usually dry, the manning coefficient was determined based on the land cover. The model is forced by results from regional circulation and wave models and atmospheric reanalyses.

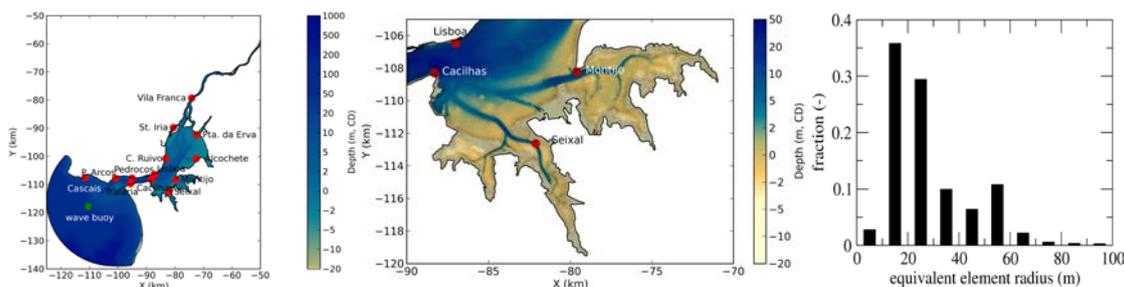


Figure 1. Model domain and station names; detail of the grid in the Seixal area; grid resolution.

The model was first validated for tides, using the data for the whole estuary (Figure 2a). For the 2010 event, model results were compared with the inundation extent reconstituted from field data. The model approximately matches the reconstitution within the limits of grid resolution (Figure 2b). However, in spite of the high resolution, the small extent of the inundated area limits the legitimacy of this validation. The 1996 and 2010 events were also validated with gauge data (not shown).

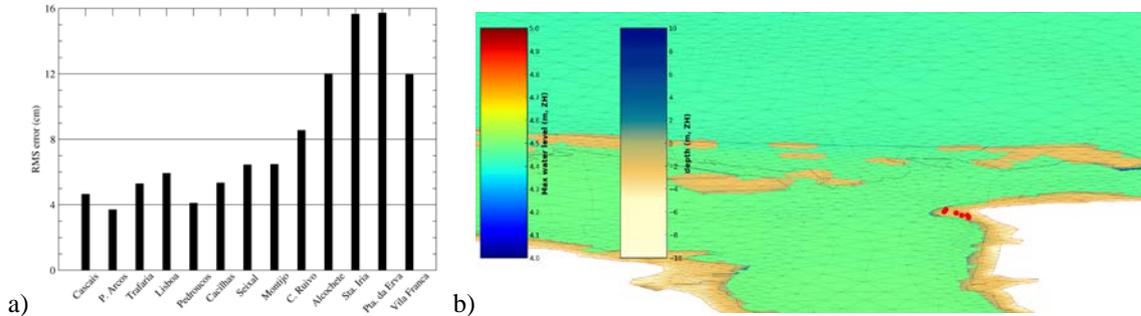


Figure 2. Model validation: a) RMS errors for the major 20 tidal constituents; b) inundation extent for the 2010 event in Seixal. The red (outer) and black (inner) lines represent the model boundary and the highest astronomical tide line, respectively. The red circles indicate the observed inundation limits.

3. Results

Results from Method A show that the most severe storm is not necessarily the same along the estuary (Figure 3). For instance, the 1996 event was the most severe at the mouth to the very high tidal range. At Cascais, its return period corresponded to roughly 40 years; throughout the estuary, its maximum elevations closely match those obtained for the 20 year return period. However, the 1941 event led to higher elevations in the upper estuary, as a result of the local setup associated to the very strong winds. A comparison between results obtained with methods A and B shows that the two approaches can yield different results. Because Method B neglects some local effects, such as the setup due to locally-generated waves, the growth of extreme water levels in the upper estuary can be underpredicted. However, Method B provides adequate results, given the various sources of uncertainty, and is much simpler.

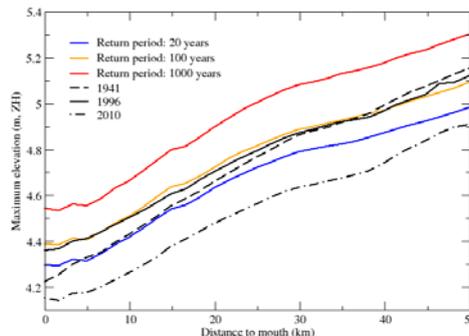


Figure 3. Maximum elevations along the estuary axis, from the mouth to Vila Franca de Xira.

5. Acknowledgements

This work was partially supported by FCT in the scope of project MOLINES (PTDC/AAG-MAA/2811/2012). This work makes use of results produced with the support of the Portuguese National Grid Initiative; more information in <https://wiki.ncg.ingrid.pt>.

6. References

- Rilo, A., P. Freire, R.N. Mendes, R. Ceia, J. Catalão, R. Taborda, R. Melo, M.I. Caçador, M. C. Freitas, A.B. Fortunato, E. Alves, 2014. Methodological framework for the definition and demarcation of the highest astronomical tide line in estuaries: the case of Tagus Estuary (Portugal), *J Integrated Coastal Zone Management* 14(1): 95-107.
- Roland, A., Y.J. Zhang, H.V. Wang, Y. Meng, Y.-C. Teng, V. Maderich, I. Brovchenko, M. Dutour-Sikiric, U. Zanke 2012. A fully coupled 3D wave-current interaction model on unstructured grids, *J Geophys. Res.*, 117, C00J33.

INFLUENCE OF THE PRE-JETTY EBB-DELTA MORPHOLOGY ON SAND BYPASSING AND COASTAL EVOLUTION AFTER INLET STABILISATION

Erwan Garel¹, Juan Morales², Carlos Sousa¹, Óscar Ferreira¹

¹Universidade do Algarve. CIMA (Centre for Marine and Environmental Research), Edifício 7, Campus de Gambelas, 8005 - 139 Faro, Portugal (egarel@ualg.pt; cssousa@ualg.pt; oferreir@ualg.pt)

²Universidad de Huelva. Grupo de Geociencias Aplicadas e Ingeniería Ambiental (GAIA). 21071 Huelva, Spain (jmorales@uhu.es)

1. Introduction

The undisturbed (pre-jetty) morphology of the Guadiana ebb-delta (Southern Portugal-Spain border) was characterised by a large sandbank (the O'Bril bank) located off the mouth and growing eastward over a broad swash platform (Garel et al., 2014). A pair of parallel jetties was built across this bank in 1974-76 to stabilise the inlet and facilitate boat access. Since then, the ebb-delta and its adjacent beaches have been subject to important morphological changes. Beach erosion along the downdrift (Spanish) side of the inlet has been attributed to the interruption of the (eastward) longshore sediment transport by jetties and to the morphological readjustment of the ebb delta towards a new equilibrium, as stated for other case studies (e.g., Bruun, 2001). On the updrift (Portuguese) side of the inlet, progradation is considered to result from the impoundment of the littoral drift against the jetty as typically observed at other updrift areas (e.g., Hapke, 2013). This contribution revisits these interpretations based on the coupled analysis of a series of 13 bathymetric maps (1969-2014) and 24 ortho-rectified aerial photographs (1940-2012). In particular, the influence of the historic (pre-jetty) morphological features of the delta on the sand bypassing process after inlet structuration and on the associated response of the adjacent (updrift and downdrift) beaches is evaluated. The results are placed in the context of the dredging of the outer shoal which is presently performed (February 2015) to reduce its elevation.

2. Results

The sequential bathymetric maps show the collapse of the historical delta in response to inlet stabilisation. This regime is characterised by the development of large shoals produced by the erosion of the O'Bril bank and of the swash platform. These shoals migrate landward and ultimately attach to the shore, both updrift and downdrift of the inlet. In addition, a new ebb-delta constituted with an outer shoal and lateral bars has formed in front of the mouth and migrated offshore (Figure 1). These new morphological features developed simultaneously, in contradiction with conceptual models that predict the outer shoal to be produced before the lateral bars (Kraus, 2000). Furthermore, the new ebb-delta has been relatively stable in terms of morphology and volume since 1995. Volumetric computations indicate a large discrepancy between the observed time required to reach this mature state (~20 years) and the predicted one (> 50 years) considering littoral transport plus the potential estuarine exports (100,000 m³/yr; Portela, 2006). Such a rapid development results mainly from the re-working of the very large local sand supply that arises from the erosion of the O'Bril bank. As a result, sand bypassing was re-established as early as in the mid 90's, evolving from a discontinuous (pre-jetty) to a continuous (post-jetty) process. The present dredging operations at the outer shoal relate to the formation (from 2005 onwards) of breaker bars and associated troughs under wave action, rather than general vertical growth of the shoal.

The downdrift beach has been experiencing large general accretion since jetty construction. The large shoals (produced by the eroding old delta) shelter the coast from wave action and provide large volume of sand to the beaches through the attachment process. One temporally-persistent erosion hotspot is however observed at a point where the local longshore transport is divergent, and where the adjacent shoreface is lacking shoal to shelter the beach. Dredged material should be disposed as a shoal at this location to enhance coastal protection. The present regime of general accretion along the downdrift beaches will persist during the next decade with the ongoing attachment of the presently observed shoals. Downdrift erosion will take place after the collapse of the historical ebb-delta, some decades after jetty construction.

Post-jetty progradation of the updrift beach resulted from two large accretion events. A large cross-shore contribution to these events is evidenced on both aerial images and bathymetric maps. In particular, the second (and largest) of these events (110 m progradation in between 1985 and 1994) was due to the

attachment to the beach of a shoal produced by the erosion of the O'Bril bank, in the same way than at the downdrift coast. Consequently, the process of ebb-delta collapse was found to be more relevant than longshore transport in the process of sand accumulation against the updrift jetty.

3. Conclusions

The study shows that the response of ebb-deltas and adjacent beaches to inlet stabilisation can be significantly influenced by the historical (pre-jetty) morphology. Where jetties breach across broad ebb-delta systems, the availability of a large sand supply inherited from the pre-jetty morphology may promote the re-establishment of sand bypassing much earlier than predicted, with important implications with respect to the management of jettied inlets and their adjacent coasts. At the study site, the large local sand supply should favour the rapid re-formation of the presently dredged breaker bars, and frequent dredging operations might be required in the future. Furthermore, a large sand supply on the swash platform may also enhance significantly cross-shore transport, resulting in large accretion of the beaches located on both sides of the inlet. At the updrift beach, such cross-shore contributions make inadequate estimates of longshore transport rate based on sand accumulation against jetty. Downdrift, large beach progradation may result from the erosion of the (broad) historical ebb-delta that follows inlet stabilization, with jetty-induced erosion occurring several decades after. To enhance beach protection at the study site, nourishment of dredged material could be implemented in the form of large shoals on the shoreface of the threatened beaches.

4. Bibliographic references

- Bruun, P. 2001. "The development of downdrift erosion: an update of paper in JCR, Vol. 11(4)". *Journal of Coastal Research* 17: 82-89.
- Garel, E., Sousa, C., Ferreira, Ó. and Morales, J. A. 2014. "Decadal morphological response of an ebb-tidal delta and down-drift beach to artificial breaching and inlet stabilisation." *Geomorphology* 216: 13-25.
- Hapke, C. J., Kratzmann, M. G. and Himmelstoss, E. A. 2013. "Geomorphic and human influence on large-scale coastal change." *Geomorphology* 199: 160-170.
- Kraus, N. C. 2000. "Reservoir model of ebb-tidal delta evolution and sand bypassing." *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 126: 305-313.
- Portela, L.: Sediment delivery from the Guadiana estuary to the coastal ocean, *Journal of Coastal Research*, 1819-1823, 2006.

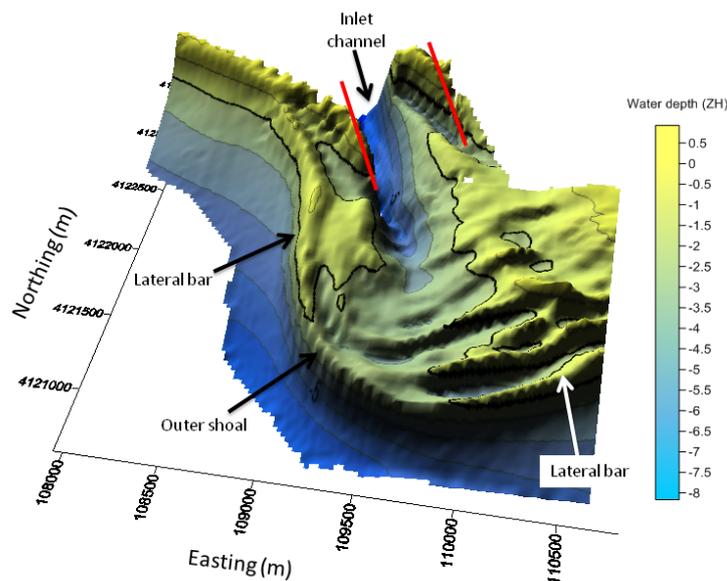


Fig. 1. Bathymetric map of the Guadiana ebb-delta (June 2014). The contour interval is 1 m. The thick black line is -2 m referred to the Hydrographic Zero (ZH, 2 m below mean sea level). The jetties are indicated in red.

EVOLUÇÃO DO PERFIL DE PRAIA NA PRESENÇA DE UM ESPORÃO: ENSAIOS LABORATORIAIS E NUMÉRICOS

André Guimarães¹, Carlos Coelho¹, Márcia Lima¹, Raquel Silva² e Fernando Veloso Gomes²

¹Dep. de Engenharia Civil, Universidade de Aveiro, 3810-193, Aveiro, Portugal. asaguimaraes@ua.pt, ccoelho@ua.pt e marcia.lima@ua.pt.

²Dep. de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 4200-465, Porto, Portugal. rfsilva@fe.up.pt e vgomes@fe.up.pt.

1. Introdução

Os esporões interferem com o transporte sedimentar levando à acumulação de sedimentos a barlamar, observando-se fenómenos de erosão a sotamar. De facto, a erosão e/ou estabilidade de praias, bem como a resposta do perfil transversal e da linha de costa, são bastante sensíveis à existência de estruturas costeiras (Karunarathna *et al.*, 2012). Para melhorar a compreensão da morfodinâmica da praia na presença de estruturas de defesa costeira, bem como a representatividade da modelação numérica do impacto dos esporões, torna-se necessário compreender a evolução geométrica dos perfis transversais (Coelho, 2005). O objetivo principal deste trabalho consistiu na análise a uma escala reduzida do impacto de um esporão sobre a evolução dos perfis transversais de praia a barlamar e sobre a configuração geométrica final dos perfis (situação de equilíbrio). Para a concretização deste trabalho foram realizados ensaios laboratoriais e numéricos sobre o modelo definido, permitindo avaliar a validade da aplicação do modelo numérico para uma escala reduzida. Foi analisada uma situação de praia, com e sem a presença de um esporão.

2. Modelo físico

Foi construído um modelo físico no Laboratório de Hidráulica da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto (SHRHA-DEC-FEUP). Tratou-se de um modelo tridimensional de ondas curtas e de fundos móveis, cujas propriedades e condições foram escolhidas de acordo com Silva (2010). A largura do perfil transversal modelado foi definida com base na profundidade de fecho e no limite de espraiamento. Foi adotada em laboratório uma extensão longitudinal de praia superior a 8m, com um perfil transversal de 0.4m de altura e 6.2m de largura, com uma inclinação do perfil na zona emersa de 0.1, sendo a zona submersa do perfil caracterizada pela expressão analítica de Dean (1977):

$$z = A y^m \quad (1)$$

onde z = cota vertical do ponto do perfil, A = parâmetro da escala de sedimentos (0.089), y = distância horizontal na direção transversal à praia e m = parâmetro caracterizador da refletividade da praia (2/3).

O modelo foi submetido à ação de agitação regular caracterizada por uma altura de onda de 5.4cm e um período de 1.97s. Devido às limitações geométricas do tanque, à necessidade de ter suficiente resolução para a medição de variações verticais do fundo e às limitações de escala dos sedimentos, para a correta reprodução dos fenómenos hidrodinâmicos e de transporte sedimentar (semelhança de processos entre protótipo e modelo), o modelo foi distorcido, correspondendo a um fator de escala horizontal (N_x e N_y) de 74, em ambas as direções, e vertical (N_z) de 37. No entanto, a transposição de resultados para a escala do protótipo não foi um objetivo deste trabalho.

Foram analisadas duas praias, uma sem a presença do esporão e com uma orientação perpendicular à agitação, e outra com a presença de um esporão e uma orientação da agitação junto à base da praia de 10°. No modelo físico, para a praia com esporão, foram definidos 5 perfis transversais (P1, P2, P3, P4 e P5), equitivamente distanciados de 1m, tendo-se procedido à monitorização da geometria dos perfis ao longo do tempo, durante as 6 horas de ensaio. A distância entre o esporão e o perfil P1 foi de 0.67m.

3. Modelo numérico LTC

O modelo numérico LTC (*Long-Term Configuration*) foi desenvolvido para simular a evolução da linha de costa e combina um simples modelo clássico de uma linha com um modelo que faz a distribuição de sedimentos ao longo do perfil transversal da praia tendo em conta os gradientes longitudinais de transporte sedimentar. Neste modelo, a variação do volume de areia na extensão de praia modelada representa uma variação uniforme das cotas dos pontos do perfil transversal ativo, entre a profundidade de fecho e o limite do espraiamento (Coelho *et al.*, 2013). A geometria das zonas adjacentes aos limites do

perfil ativo é ajustada com base no ângulo de atrito dos sedimentos. Uma das vantagens deste modelo numérico, relativamente aos modelos clássicos de uma linha, é o facto de não assumir que o perfil transversal de praia se mantém imutável ao longo do tempo, actualizando a batimetria após a acção de cada onda e consequentemente afetando a propagação da onda seguinte. Para avaliar a forma dos perfis transversais quando evoluem no tempo, na presença de estruturas de defesa costeira, o cenário recriado em laboratório foi modelado numericamente para comparação e calibração, mantendo-se iguais as dimensões e propriedades físicas definidas em laboratório (escala reduzida).

4. Resultados

Nos ensaios laboratoriais sobre a praia sem esporão foi possível identificar uma geometria de equilíbrio global dos perfis transversais, através da diminuição da média das diferenças de cotas ao longo do perfil e da estabilização da área dos perfis, entre medições consecutivas ao longo do tempo de ensaio. Observou-se a formação de 3 barras submersas e o aparecimento de formas de fundo.

A configuração geométrica dos perfis transversais obtidos no final dos ensaios de laboratório, para a praia a barlar do esporão (Figura 1a), possui uma inclinação do talude similar. Existe uma diminuição de área transversal do perfil e de largura da praia emersa à medida que estes se afastam do esporão (P1 a P5). Em todos os perfis observou-se o aparecimento de uma berma na zona emersa e o aparecimento de uma barra submersa, bem como de formas de fundo. As principais diferenças geométricas entre os perfis obtidos, sem e com a presença do esporão, traduzem-se essencialmente num aumento da inclinação do talude dos perfis no cenário que considera a presença do esporão.

No modelo numérico, o perfil P1, por se localizar próximo do esporão é significativamente afetado pela geometria da grelha modelada e não foi considerado. Os perfis P2 a P5 apresentam ligeiras diferenças geométricas entre si (Figura 1b). Estes perfis transversais possuem inclinações de talude inferiores aos de laboratório e não apresentam bermas nem barras submersas, por limitações inerentes ao algoritmo de cálculo. No modelo numérico, o avanço da posição de linha de costa por efeito do esporão foi praticamente igual nos 4 perfis, representando o comportamento numa extensão curta do trecho costeiro modelado. No laboratório, a onda regular dá origem a pequenos gradientes de velocidade, com menor e mais lento impacto na evolução da posição da linha de costa, traduzindo-se numa translação diferente dos perfis, que poderia ser minorada se ondas irregulares fossem consideradas.

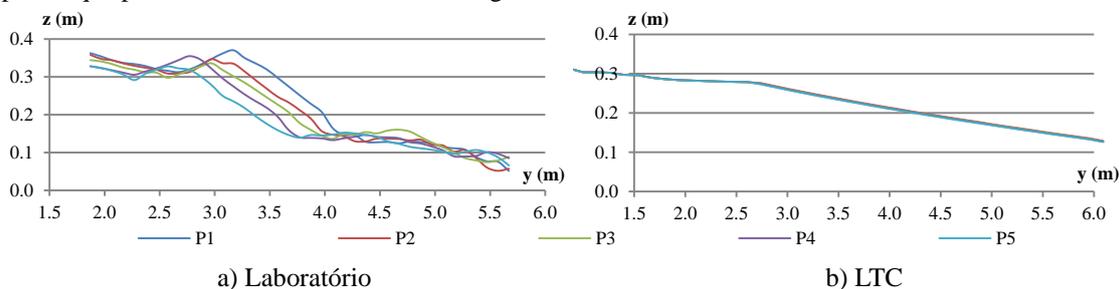


Fig. 1. Geometria final dos perfis transversais a barlar do esporão.

5. Agradecimentos

André Guimarães e Márcia Lima são financiados pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (bolsas: SFRH/BD/103694/2014 e SFRH/BD/79868/2011, respetivamente).

6. Referências Bibliográficas

- Coelho, C., 2005. "Riscos de exposição de frentes urbanas para diferentes intervenções de defesa costeira." Dissertação para obtenção de grau de doutor em Engenharia Civil, Aveiro, 404p.
- Coelho, C., Lima, M., Veloso-Gomes, F., 2013. "Relationship between cross-shore active profile and one-line shoreline evolution models performance." *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65: 2107-2112.
- Dean, R. G., 1977. "Equilibrium Beach Profiles: U.S. Atlantic and Gulf Coasts." Department of Civil Engineering, Ocean Engineering Report No. 12, University of Delaware, 45p.
- Karunaratna, H., Horrillo-Caraballo, J. M. e Reeve, D. E., 2012. "Prediction of cross-shore beach profile evolution using a diffusion type model." *Continental Shelf Research*, 48: 157-166.
- Silva, R., 2010. "Avaliação Experimental e Numérica de Parâmetros Associados a Modelos de Evolução da Linha de Costa." Tese de Doutoramento. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Portugal, 397p.

ESTUDO EXPERIMENTAL DE SOLUÇÕES PARA O CONTROLO DA EROÇÃO COSTEIRA INCORPORANDO GEOSINTÉTICOS E ALIMENTAÇÃO ARTIFICIAL

Andreia Moreira¹, Joana Gomes², Luciana das Neves³, Francisco Taveira Pinto⁴,
Maria de Lurdes Lopes⁵ e Fernando Veloso Gomes⁶

Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Engenharia, Universidade do Porto,
Rua D. Roberto Frias s/n, 4200-465, Porto, Portugal.

¹ ammoreira@fe.up.pt; ² ec08238@fe.up.pt; ³ lpneves@fe.up.pt; ⁴ fpinto@fe.up.pt; ⁵ lcosta@fe.up.pt;
⁶ vgomes@fe.up.pt

1. Introdução

Os projetos de alimentação artificial de praias são por vezes implementados em conjunto com uma estrutura submersa cujo objetivo é estabilizar o volume de areia depositado. Esta solução combinada pode reduzir o volume de areia necessário e, ainda, aumentar a longevidade com que são realizadas intervenções de reabilitação da praia. A estrutura referida submersa pode ser construída a partir de materiais como enrocamento ou betão; no entanto, geossistemas de confinamento de areias podem ser igualmente apropriados e ambientalmente mais profícuos. Na presente investigação, o comportamento de uma alimentação artificial estabilizada com recurso a um geossistema de confinamento de areias foi estudado, experimentalmente, através da realização de testes em modelo físico reduzido.

2. Estudo experimental

Os ensaios em modelo reduzido decorreram no tanque de ondas do Laboratório de Hidráulica da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. O tanque tem 28.0 m de comprimento, por 12.0 m de largura, e 1.2 m de profundidade mas foi dividido em um canal de 0.83 m de largura, compreendendo uma pá de ondas do tipo pistão do sistema de geração de ondas disponível. O modelo de fundos móveis foi construído à escala 1/12, segundo o critério de semelhança de *Froude*. Foram testados três modelos: modelo A: praia alimentada artificialmente (volume de areia V ; berma de praia de extensão B); modelo B: praia alimentada artificialmente complementada com a utilização de geossistema (volume de areia $0.8V$ e uma berma de praia de extensão B); e modelo C: praia alimentada artificialmente complementada com a utilização de geossistemas (volume de areia V e uma berma de praia de extensão $2.3B$) (Figura 1). O geossistema submerso foi materializado por um tubo de geotêxtil de diâmetro 0.32m e os modelos foram testados sob condições de erosão e acreção (EA) e condições de erosão persistente (EP).

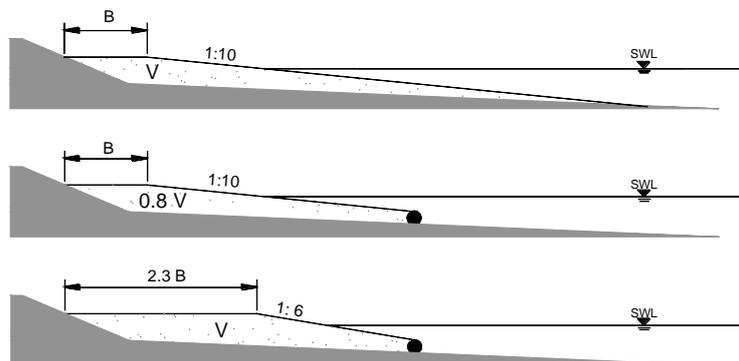


Fig. 1. Definição esquemática dos modelos ensaiados.

3. Resultados

A evolução batimétrica do perfil transversal da praia foi registada com recurso a um perfilador de fundos, ao longo de uma extensão superior a 4m. De um modo geral, foi observado um recuo da linha de costa e o desenvolvimento de uma barra de sedimentos na zona da linha de rebentação. A largura da berma de praia dos modelos A e B permaneceu estável, enquanto que, no caso do modelo C, esta foi significativamente erodida (de $2.3B$ a $1.9B$, aproximadamente). Parâmetros como a distância à linha de costa e elevação da

barra de sedimentos, posição da linha de costa e largura da berma de praia, foram avaliados em cada um dos perfis transversais medidos. Verificou-se que a deposição de sedimentos para condições de agitação de acreção ocorre a um ritmo claramente inferior, quando comparado com a erosão sedimentar.

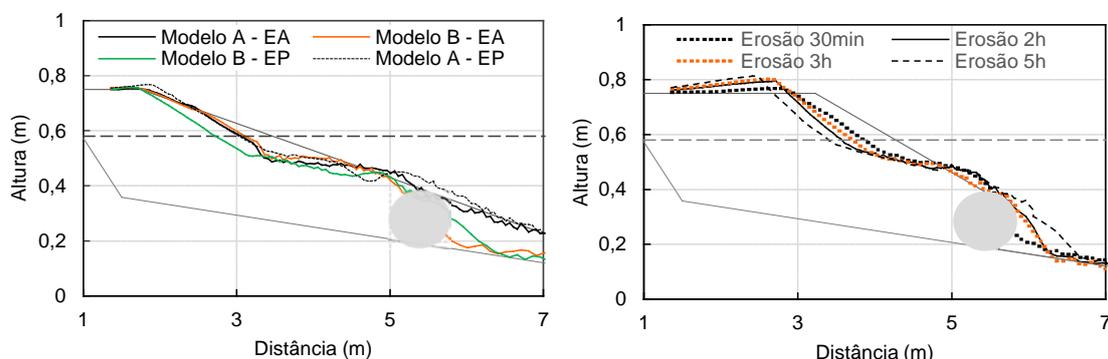


Fig. 1. Perfis transversais dos modelos A e B (painel esquerdo) e modelo C (painel direito).

4. Conclusões

O estudo experimental comparativo realizado mostrou que a utilização de geossistemas em complemento com a alimentação artificial de areias pode ser eficaz na recuperação de uma praia em erosão, aumentando a área disponível para fins recreacionais. Através da utilização de um tubo de geotêxtil submerso, como estrutura de pé de talude de praia, foi possível criar uma praia com uma berma de extensão similar utilizando uma menor volume de areia (modelo B). Esta solução pode ter especial interesse em zonas onde existe escassez de sedimentos ou nos casos em que os custos de importação de sedimentos de outro local não podem ser suportados. Com o modelo C, verificou-se que é possível criar uma extensão de berma de praia superior, através do reajuste das condições geométricas da praia e da utilização de um geossistema que suporta os sedimentos na zona superior da praia. Este modelo é representativo da solução que, por norma, é implementada em obra. Em todos os ensaios o tubo geotêxtil permaneceu estável, verificando-se, no entanto, a passagem de sedimentos sobre o mesmo. A influência da posição do geossistema (elevação e distância à linha de costa) na componente transversal do transporte sedimentar é conhecido de trabalhos experimentais realizados anteriormente pela equipa de investigação (das Neves, 2011), sendo portanto um passo natural da investigação, que estes parâmetros sejam introduzidos como variáveis.

5. Agradecimentos

Ao projeto *ScourCoast* – Avaliação dos níveis de segurança associados a erosões localizadas devidas a geossistemas utilizados para controlo da erosão costeira na costa Portuguesa, PTDC/ECM/122760/2010, financiado por fundos nacionais através da FCT/MCTES (PIDDAC) e cofinanciado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER) através do COMPETE – Programa Operacional Factores de Competitividade (POFC), pelo apoio financeiro para realização do modelo físico.

À Geosin, representante da TenCate em Portugal, pela cedência do material geossintético utilizado no modelo físico.

6. Referências Bibliográficas

das Neves, Luciana (2011). *Experimental stability analysis of geotextile encapsulated-sand systems under wave-loading*, Tese de Doutoramento em Engenharia Civil, Universidade do Porto, 289pp.

ESTUDO DE SOLUÇÕES ALTERNATIVAS DE DRAGAGENS PARA ESTABILIZAÇÃO DA LAGOA DE ÓBIDOS

Diogo S. Mendes^{1,2}, André B. Fortunato², António A. Pires-Silva¹, Kai Li²

¹ Instituto Superior Técnico, ULisboa, Av. Rovisco Pais, 1049-001, Lisboa, Portugal.

ddiogsm@gmail.com, antonio.pires.silva@ist.utl.pt

² Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 1700-066, Lisboa, Portugal.

afortunato@lnec.pt, kaili@lnec.pt

1. Introdução

Na lagoa de Óbidos, a forte interacção entre ondas e correntes de maré induz rápidas alterações morfológicas na sua embocadura. Esta laguna possui um prisma de maré reduzido e uma dominância de enchente em termos de níveis. Estes dois factores promovem um equilíbrio dinâmico instável na sua embocadura que migra frequentemente para junto das margens e coloca em risco as construções existentes (Oliveira *et al.*, 2006). As soluções implementadas nos últimos anos correspondem maioritariamente a dragagens com o objectivo de prevenir o fecho da embocadura. No entanto, estas medidas com carácter provisório não foram capazes de impedir o fecho da embocadura da lagoa de Óbidos em Janeiro de 2014. Este estudo visa contribuir para a gestão costeira da lagoa de Óbidos e tem por objectivo avaliar dois planos de dragagens alternativos, comparando-os com o plano que foi implementado na última década, através de um modelo morfodinâmico. A discussão de resultados será efectuada através da análise dos prismas de maré, das diferenças de duração entre a vazante e a enchente e dos volumes de sedimentos que atravessaram a embocadura durante um período de cinco meses após as dragagens.

2. Caso de estudo – lagoa de Óbidos

A lagoa de Óbidos é uma laguna localizada na costa oeste portuguesa com uma profundidade média de 4,5 m. A direcção normal à linha de costa é 315°N e a sua ligação ao oceano é feita através de uma pequena embocadura (largura inferior a 100 m). Os sedimentos dividem-se por duas zonas distintas, a zona superior constituída por sedimentos coesivos e a zona inferior que é caracterizada por sedimentos não-coesivos com d_{50} entre 0,4 e 0,8 mm (Fortunato *et al.*, 2011). As marés são semidiurnas com uma amplitude entre 2,0 a 4,0 m no exterior e entre 1,0 a 2,0 m no interior da laguna (Oliveira *et al.*, 2006). A agitação marítima pode ser caracterizada sumariamente por alturas significativas (H_s) entre 1,5 e 6,0 m, períodos de pico (T_p) entre 5 e 20 s e uma direcção média (Dir) mais frequente de 315°N (Bertin *et al.*, 2009).

Várias soluções de engenharia foram propostas durante os últimos anos. No entanto, estas soluções não foram implementadas devido ao seu elevado custo, impacte visual e dificuldade de gestão de sedimentos. Fortunato e Oliveira (2007) propuseram uma solução inovadora constituída por um plano de dragagens e por um muro-guia parcialmente submerso. Este plano de dragagens é inovador porque representa a adição de canais transversais aos canais principais tradicionalmente dragados. Este estudo visa comparar o plano de dragagens proposto por Fortunato e Oliveira (2007), com um plano de dragagens igual ao anterior mas com apenas um canal transversal e com o plano que foi implementado na última década.

3. Modelo morfodinâmico

O modelo morfodinâmico utilizado simula o transporte de sedimentos não-coesivos e evolução dos fundos em zonas costeiras tendo em conta a interacção completa entre ondas e correntes. Este modelo é constituído por um modelo hidrodinâmico – SELFE (Zhang e Baptista, 2008), um modelo de propagação da agitação marítima – WWM-II (Roland, 2009) e um modelo de transporte de sedimentos e actualização de fundos – SED2D (Dodet, 2013). Todos os modelos numéricos acima referidos realizam as suas computações em paralelo e partilham a mesma malha de cálculo não-estruturada.

Após a calibração, a verificação do modelo morfodinâmico foi efectuada através da medida de erro estatística *brier-skill score* (Sutherland *et al.*, 2004) durante um período de cinco meses obtendo-se um valor de 0,47. Este modelo mostrou-se então apto para simular os cenários em análise neste estudo:

dragagens efectuadas em 2001 de acordo com o plano proposto por DHI (1997) e executadas ao longo da última década (1), plano de dragagens proposto por Fortunato e Oliveira (2007) com sete canais transversais (2) e plano de dragagens semelhante a (2) mas com apenas um canal transversal (3).

4. Simulações morfodinâmicas de curto-prazo

A Figura 1 apresenta as batimetrias simuladas pelo modelo morfodinâmico para os três cenários em estudo durante um período de cinco meses. Em termos quantitativos, os resultados sugerem que o canal de transição está numa situação de equilíbrio estável para os cenários de dragagens porque, comparativamente com o cenário (1), a largura, a profundidade e a área transversal aumentaram em 40, 25 e 60%, respectivamente.

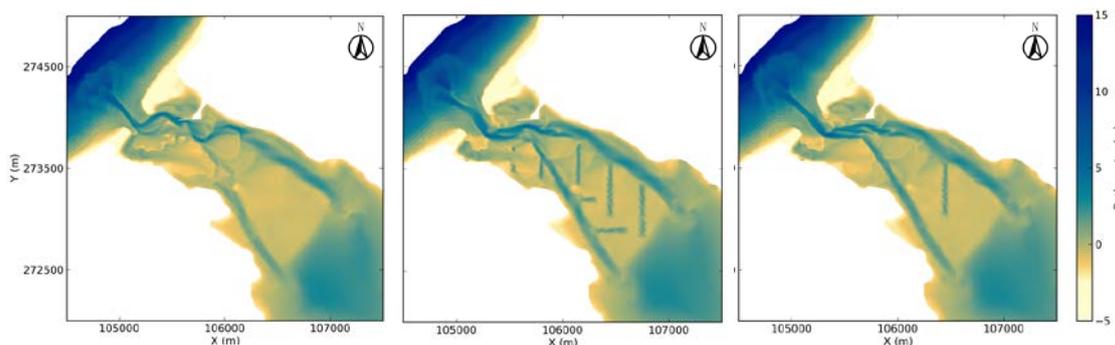


Figura 1 – Batimetrias simuladas para os três cenários de dragagens ao fim de cinco meses

5. Agradecimentos

Os autores agradecem aos autores dos modelos SELFE, WWM-II e SED2D pela disponibilização dos seus códigos e ao Doutor Guillaume Dodet, Doutor Xavier Bertin e Doutor Thomas Guerin pela sua ajuda na implementação do modelo morfodinâmico. Este estudo foi elaborado através de resultados produzidos com o apoio da Iniciativa Portuguesa de Malha Nacional; mais informação em <https://wiki.ncg.ingrid.pt>.

6. Referências Bibliográficas

- Bertin, X., A. B. Fortunato, and A. Oliveira, (2009), A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets, *Continental Shelf Research*, 29 (5–6).
- Bruneau, N., Fortunato, A. B., Dodet, G., Freire, P., Oliveira, A., & Bertin, X. (2011). Future evolution of a tidal inlet due to changes in wave climate, sea level and lagoon morphology (Óbidos Lagoon, Portugal). *Continental Shelf Research*, 31(18), 1915-1930.
- Danish Hydraulic Institute, 1997. Projecto de fixação da aberta de Óbidos. Hydraulic and sedimentologic studies. Design of a Dike/Channel System. Final Report.
- Dodet, G., (2013), *Morphodynamic modelling of a wave-dominated tidal inlet: the Albufeira Lagoon*. PhD thesis, Université de la Rochelle.
- Fortunato, A. B., Bruneau, N. and Freire, P., (2011) Dragagem e defesa da margem Sul da lagoa de Óbidos. Resposta às questões levantadas em sede de declaração de impacte ambiental: Aplicação de um modelo morfodinâmico para analisar a evolução da embocadura. Report 103/11 NEC, LNEC, Lisboa, (in Portuguese).
- Fortunato, A. B., et al., (2014), Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure: The Albufeira inlet, Portugal, *Continental Shelf Research*, 73, 49–63.
- Fortunato, A.B., Oliveira, A., (2007), Case study: promoting the stability of the Óbidos Lagoon inlet, *Journal of Hydraulic Engineering*, (133), 816-824.
- Oliveira, A., Fortunato, A.B. e Rego, J.R.L., (2006). Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the Óbidos lagoon (Portugal), *Continental Shelf Research*, 26/8: 917-942.
- Roland, A., (2009), *Development of the WWM (Wind Wave Model) II – Spectral Wave Modelling on Unstructured Meshes*. PhD thesis, Technical University of Darmstadt.
- Sutherland, J., Peet, A. H., & Soulsby, R. (2004). Evaluating the performance of morphological models. *Coastal Engineering*, 51(8), 917-939.
- Zhang, Y., and Baptista, A. M. (2008). SELFE: a semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*, 21(3), 71-96.

ALIMENTAÇÃO ARTIFICIAL DAS PRAIAS DA COSTA DA CAPARICA: SÍNTESE DOS RESULTADOS DE MONITORIZAÇÃO (2007 A 2014)

Celso Aleixo Pinto¹, Tanya Silveira² & Rui Taborda²

¹Departamento do Litoral e Proteção Costeira, Agência Portuguesa do Ambiente, I.P., Rua da Murgueira, Ap.7585|2611-865, Amadora, Portugal. celso.pinto@apambiente.pt.

² Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.
tmsilveira@fc.ul.pt; rtaborda@fc.ul.pt

1. Introdução

O troço costeiro de São João da Caparica/Costa da Caparica (Almada) apresenta uma tendência erosiva instalada de longo e curto prazo. Para tentar minimizar os riscos associados a esta evolução, foi sujeito a quatro intervenções de alimentação artificial de praia nos anos de 2007, 2008, 2009 e 2014, tendo sido depositados um total de 3 500 000 m³ de areia na praia emersa, provenientes da dragagem de manchas de empréstimo localizadas no estuário exterior do Tejo (canal da barra sul e bordo norte do Cachopo Sul).

A monitorização do comportamento e longevidade das alimentações artificiais de praia foi efetuada através do levantamento topográfico sistemático de perfis de praia em 17 locais do troço intervencionado e de 8 levantamentos topo-hidrográficos, realizados especificamente para caracterizar a morfologia antes e após as intervenções. A área comum abrangida pelos levantamentos, designada “célula de monitorização”, com 4.3 km², é limitada superiormente pela base da duna ou base da defesa longitudinal aderente e inferiormente pela batimétrica dos -8m/-9m Z.H. O volume referente à alimentação artificial de 2007 (500 000 m³) foi incluído na situação de referência de 2008 e respetivo balanço sedimentar, dado a área intervencionada ter sido menor, e por isso não passível de comparação direta com os levantamentos posteriores.

O presente trabalho visa caracterizar de modo sumário as principais alterações morfológicas, tendências evolutivas e variações no balanço sedimentar ocorridas na área de monitorização entre 2007 e 2014, de modo a avaliar o grau de sucesso e longevidade das intervenções realizadas e contribuir para a otimização de estratégias de proteção/valorização a adotar futuramente neste troço costeiro.

2. Resultados e discussão

Os resultados da monitorização efetuada entre 2007 e 2014 permitem sustentar o seguinte:

- As perdas iniciais de curto prazo na praia emersa (i.e. transferência para a praia submarina), observadas após a execução das quatro intervenções, rondam em média os 30% e enquadram-se na resposta morfológica típica das praias sujeitas a enchimento (e.g. Dean, 2002; Verhagen, 1996), devido a fenómenos de reajuste do perfil face às condições morfodinâmicas locais, condições de forçamento oceanográfico (i.e. ondas, marés e correntes) e compactação da areia após deposição;
- As trocas transversais (*cross-shore*) parecem predominar, conduzindo a perdas sedimentares para o largo, limitando, em alguns locais, a manutenção de praias com largura adequada à prática balnear (e.g. praias do Norte, Santo António e CDS);
- A areia transferida da praia emersa para os fundos adjacentes permanece na “célula de monitorização”, a qual integra a grande célula de circulação sedimentar do estuário exterior do Tejo (Taborda & Andrade, 2014), na qual se incluem o Cachopo Norte e Banco do Bugio/Cachopo Sul, pelo que não deve ser considerada *perdida*;
- Entre 2007 e 2014 observaram-se diferentes fases de evolução morfológica na “célula de monitorização”, caracterizadas por períodos de balanço sedimentar positivo (ganhos) ou negativo (perdas), com magnitudes da ordem dos 10⁴ a 10⁶ m³ (Figura 1). Para além dos ganhos provenientes das alimentações artificiais (i.e. de natureza antrópica), ocorreram ganhos externos à “célula de monitorização” (e.g. entre julho de 2009 e maio de 2010; e junho de 2013 e julho de 2014);
- A comparação dos levantamentos hidrográficos do Cachopo Sul/Banco do Bugio (realizados pela APL, S.A.) mostra a existência de balanço sedimentar negativo, da ordem dos - 900 000 m³, entre setembro de 2009 e setembro de 2010, enquanto no mesmo horizonte temporal a “célula de monitorização” apresentou ganhos da ordem dos +700 000 m³ (Pinto, 2013). Tal como proposto por Pinto

(2013), considera-se plausível assumir como hipótese que os ganhos verificados tenham tido origem na remobilização sedimentar do banco submerso do Cachopo Sul/Banco do Bugio, no sentido poente-nascente, em direção ao domínio imerso das praias da Costa da Caparica, dado que a intensidade das fontes sedimentares a sul (i.e. erosão das arribas entre a Fonte da Telha e a praia das Bicas) é claramente insuficiente ($\approx 10^4 \text{ m}^3/\text{ano}$) para gerar e introduzir na deriva litoral tal volume de sedimentos em apenas um ano;

f) A análise do balanço sedimentar permite concluir que a “célula de monitorização” apresenta atualmente um volume sedimentar que excede em $3\,000\,000 \text{ m}^3$ o observado no ano de 2008 (Figura 1). É de destacar que este valor é aproximadamente coincidente com o somatório do volume das alimentações artificiais efetuadas em 2008, 2009 e 2014. O volume de sedimentos atualmente presente na “célula de monitorização” representa o balanço final entre os ganhos provenientes quer de origem antrópica (i.e. adição de sedimentos por via das alimentações artificiais), quer de fontes e perdas para a célula de circulação sedimentar onde se insere.

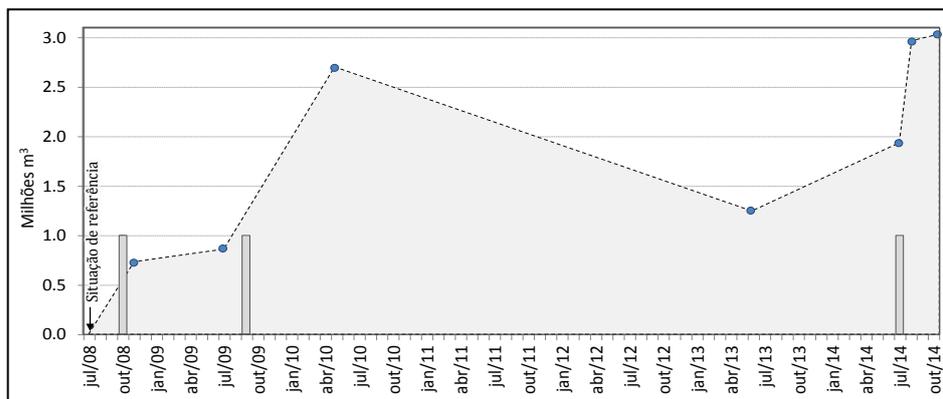


Figura 1 – Balanço sedimentar na “célula de monitorização” entre julho de 2008 (situação de referência) e outubro de 2014. Os círculos a azul correspondem aos momentos de monitorização e as barras a cinza às alimentações artificiais.

3. Conclusões

Os resultados indiciam a existência de trocas sedimentares de grande magnitude entre o domínio emerso e imerso das praias da Costa da Caparica e, no contexto morfossedimentar da célula do estuário exterior do Tejo e região adjacente, entre este último e o Cachopo Sul/Banco do Bugio. Este processo parece contribuir para uma aparente estabilização e maior proteção do troço costeiro da Caparica, caso as trocas ocorram no sentido poente-nascente e complementadas pela adição de sedimentos (i.e. alim. artificial). As alimentações artificiais de praia efetuadas mitigaram, de um modo geral, os efeitos negativos causados pelos temporais sobre a linha de costa e estruturas aí implantadas, em particular se comparados com o nível de danos que teriam resultado se tais intervenções não tivessem sido concretizadas, atendendo à situação de défice sedimentar generalizado verificada em 2007. O grau de sucesso, comportamento e longevidade das intervenções realizadas continua ainda a ser difícil de prever, apesar de a manutenção de $\approx 3\,000\,000 \text{ m}^3$ na “célula de monitorização” perspetivar, à data, uma aparente compensação do défice sedimentar passado.

A avaliação de futuras necessidades de recarga deverá depender dos resultados da monitorização e de uma melhor compreensão dos processos de transferência e circulação sedimentar pela ação combinada das ondas e correntes de maré entre o Cachopo Sul/Banco do Bugio e o litoral adjacente.

4. Referências Bibliográficas

Dean, R. G. 2002. *Beach Nourishment. Theory and Practice*. World Scientific Publishing Co. 399p.
Pinto, C.A. 2013. Síntese preliminar e atualização dos resultados de monitorização das alimentações artificiais de praia na Costa da Caparica (2007-2013). *Relatório Técnico n.º1/2013*. APA. 33p.
Taborda, R. & Andrade, C. 2014. Morfodinâmica do Estuário Exterior do Tejo e Intervenção na Região da Caparica – v1. *Grupo de Trabalho do Litoral (Doc.de trabalho)*. 21p.
Verhagen, H.J. 1996. Analysis of Beach Nourishment Schemes. *Journal of Coastal Research*. 11 (1). pp. 179-185. Fort Lauderdale. Florida.

DEPTH OF CLOSURE VARIABILITY AT TAVIRA, SOUTH PORTUGAL

Uxía López-Doriga¹, Àngela Fontan Bouzas², Óscar Ferreira¹

¹CIMA/Universidade do Algarve, Edifício 7, Campus de Gambelas, Faro 8005-139, Portugal.
 ulsandoval@ualg.pt, oferreir@ualg.pt

²CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, Campus de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. abouzas@ua.pt

1. Introduction

Depth of closure (DoC) is here considered as the depth below which bathymetric changes are not detected. Demarcate this limit of the beach morphodynamic active area has a high interest for beach nourishment and other coastal engineering projects (Robertson et al., 2008). Several studies agree that wave forcing is the main responsible factor on DoC variability, but also that some other factors (e.g. sediment availability and features, coastal geomorphology, tidal currents, etc.) affect its position (e.g. Hallermeir 1981; Nicholls and Birkemeier, 1997; Nicholls et al., 1998). DoC is time and space-scale dependent, generally migrating seaward with timescale increase (Capobianco et al., 1997). Field measurement accuracy is a primary uncertainty cause to determine DoC (Marsh et al., 1998). Longshore variability of DoC is poorly studied but can be an indicator of changes on beach/inner shelf interface behaviour. This paper aims to identify longshore and cross-shore DoC variability and associated causes off Tavira Island (Ria Formosa, South Portugal). Wave data recorded offshore and high-resolution bathymetric data are used for this assessment.

2. Study Area

This study focuses on the submerged beach and inner shelf of Tavira Barrier Island, which is located in the eastern part of the Ria Formosa, Southern Portugal (Fig. 1A). Ria Formosa is a 60 km long coastal lagoon bordered by a multi-inlet barrier island system with adjacent morphologies such as alongshore and crescentic bars, shoals, ebb channels, and dunes. The system is currently composed by five islands and two peninsulas separated by six tidal inlets. Tides are semi-diurnal, with average ranges of 2.8 m and 1.3 m for spring and neap tides, respectively, but maximum ranges of 3.5 m can be reached during spring tides. Wave energy is moderate with an average annual offshore significant wave height (H_s) of 1.0 m and an average peak period (T_p) of 8.2 s. Main wave directions are from W-SW (71%) and E-SE (23%) (Costa et al., 2001). The dominant storms approach from the western quadrant, although E-SE storms are also important. The average annual storm has a significant wave height (H_s) of about 4 m, with a maximum recorded H_s ~ 7 m (Almeida et al., 2011).

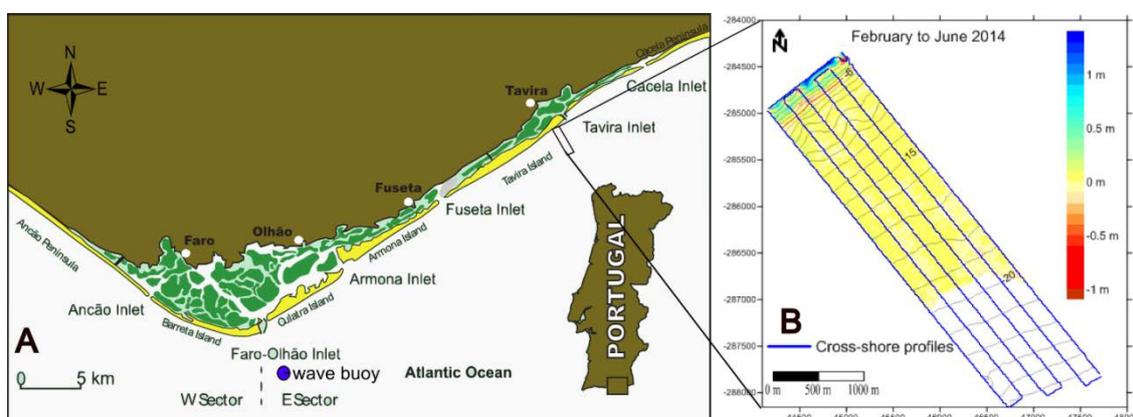


Fig.1. Study area and survey location (A), and an example of bathymetrical vertical changes (B).

3. Methods

Submerged beach morphology has been acquired at an ongoing monitoring program started in February 2014. Six crossshore profiles were obtained for each survey using a 200 kHz echo-sounder combined with

real time kinematic DGPS measuring at 1 Hz, up to 20 m below MSL. The synchronization, survey planning and navigation were performed using HYPACK hydrographic software. This software received and integrated in real time the echo-sounder and RTK-DGPS data, correcting the tidal surge. Estimated errors related to equipment operation comprise a vertical error of up to 10-15 cm, with the exception of some outliers that have been eliminated. Measured DoC values were determined by analyzing vertical profile variability, assuming to correspond to depths beyond which the morphological changes were consistently < 10-15 cm. DoC values were then compared with the theoretical results obtained by the Hallermeier (1981) formulation using the Faro wave buoy data (see Fig.1A for location). The DoC alongshore variability was also determined for each considered period between surveys.

4. Results and Discussion

Field measured average DoC values between surveys from February to December 2014 varied between 5.5 m and 6 m depth (below mean sea level - MSL, *circa* 4.4 - 4.9 m below mean low water - MLW). Absolute minimum and maximum DoC values between surveys were 3.5 m and 6 m below MSL, respectively. The alongshore variability accounted for differences on DoC between 0.5 m and 2 m, which represented 10% to 40% variation on the computed DoC between surveys. These variations result from alongshore changes on the submerged beach morphology and from the alongshore and cross-shore displacement of those morphologies. The theoretical DoC value after Hallermeier (1981) formulae along the analysed period varied between 4.3 and 6.2 m below MLW, with differences to the field values between -13% and +22%. These differences and the observed alongshore DoC variability confirm the need of a detailed analysis of the short term variability of DoC and associated forcing conditions. Additionally, it is worth noticing that the time period of our analysis only includes three weak storm events with highest Hs of 3.41 m, which represents low energy conditions when compared to average storm conditions along a year at this area. The computed and observed DoC values are therefore lower than the expected ones if higher waves impact the area. Results from the still ongoing monitoring program will be used to determine the importance of the wave conditions on DoC variability and to differentiate how shifts related with cross-shore or longshore morphologies can influence it.

5. Acknowledgments

This work is a contribution to the PTDC/MAR-EST/3485/2012 – “SHORE - Morfodinâmica da plataforma interna” project supported by FCT (Fundação para a Ciência e a Tecnologia). The authors are grateful for the field assistance by CIMA and IPMA colleagues as well as to the skipper Isidoro during bathymetric surveys.

6. References

- Almeida, L.P., Ferreira, Ó., Voudoukas, M.I., Dodet, G. (2011). Historical variation and trends in storminess along the Portuguese South Coast. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11, 2407–2417
- Capobianco, M., Larson, M., Nicholls, R.J., Kraus, N.C. 1997. Depth of closure: a contribution to the reconciliation of theory, practice and evidence. *Proceeding Coastal Dynamics '97*, ASCE, 506-515.
- Costa, M., Silva, R., Vitorino, J. 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa Portuguesa. II Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária in CD-ROM.
- Hallermeier, R.J. 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253-277.
- Marsh, S.W., Nicholls R.J., Kroon, A., Hoekstra, P. 1988. Assessment of depth of closure on a nourished beach: Terschelling, The Netherlands. *Proceedings of the 21st Coastal Engineering Conference. Part IV: Coastal Processes and Sediment transport*, 3110-3123.
- Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A. 1997. Morphological and sediment budget controls on depth of closure at Duck, N.C. *Proceeding Coastal Dynamics '97*, ASCE, 496-505.
- Nicholls, R.J., Birkemeier, W.A., Lee, G. 1998. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology* 148, 179-202.
- Robertson, V.W., Zhanh, K., Finkl C.W., Whitman, D. 2008. Hydrodynamic and geologic influence on event-dependent depth of closure along the South Florida Atlantic Coast, *Marine Geology*, 252, 156-165.

SAND BEACH BULK MINERALOGY POTENTIAL USE TO DEDUCE TRANSPORT PROCESSES (NAZARÉ)

Anabela Oliveira¹, João Cascalho^{2,3}, João Duarte¹, Mónica Ribeiro² e Rui Taborda²

¹Instituto Hidrográfico, Rua das Trinas, 49, 1249-093, Lisboa.

anabela.oliveira@hidrografico.pt; joao.duarte@hidrografico.pt

²Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016, Lisboa

jpcascalho@ciencias.ulisboa.pt; rtaborda@ciencias.ulisboa.pt; geo.monica@gmail.com

³Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Universidade de Lisboa, 1250-102 Lisboa

1. Introduction

This exploratory work aims to investigate the potential for using mineralogical maturity as a key to understand sand prevailing sources and sediment transport processes (waves or wind). This study targets the coastal area adjacent to the Nazaré canyon (“Norte” and “Nazaré” beaches) using sediment samples collected under the framework of the Beach to Canyon project.

In the Portuguese NW coast the major sand source is the Douro river (Oliveira, *et al.*, 1982; Magalhães, 2001), draining an area dominated by granites, schist's, gneisses and greywackes (quartz and K feldspar rich-bedrock source). Because of persistently W-NW high wave energy (in a year 95 % of wave heights are higher than 1m and 5 % higher than 4m) the littoral drift is southward directed moving sand and gravel, influencing all the ~180 km coastal stretch from Douro river mouth until the Nazaré littoral area. At the present time, this coastal area is under intense coastal erosion, increasing the destruction of Quaternary dune fields and cliffs from Mesocenozoic, also with sedimentary detritic formations (quartz sandstones and arkoses), that can add local inputs of quartz and feldspar(s) to the beaches.

2. Methods

In this study, mineralogy was determined by semi-quantitative X-ray diffractometry for bulk beach sand samples (milled samples). Relative abundances of quartz (20.8° 2θ), K-feldspar (27.4° 2θ), plagioclase (27.9° 2θ), calcite (29.4° 2θ) and aragonite (26.1° 2θ) were determined by measuring x-ray diffractogram peak heights on 81 beach sediments samples collected in selected cross-shore profiles (berm, face and terrace), throughout six campaigns. The sediment size distribution was determined with a laser grain-size analyser (Malvern Mastersizer 2000) for < 500 μm particles, while for particles > 500 μm dry sieving was employed.

3. Results and discussion

The beach sediments are composed by coarse to very coarse sands (with a mean grain size between +1 and -1.29 phi), moderately to poorly sorted and symmetrical to negatively skewed.

The sand mineralogy always show a major detrital component formed by quartz (mean: 59 %; max: 83%; min:26%), K-feldspar (mean: 31 %; max: 61%; min:10%) and plagioclase (mean: 5 %; max: 15%; min:2%), compatible with the Douro river main source. The biogenic component is mainly formed by calcite and aragonite representing a minor percentage of the total mineralogical content with mean values of 3% and 2%, respectively.

The cross-shore profiles show a general tendency of quartz increment from the low-tide terrace to the berm with the correspondent decrease of K feldspar and plagioclase (figure 1).

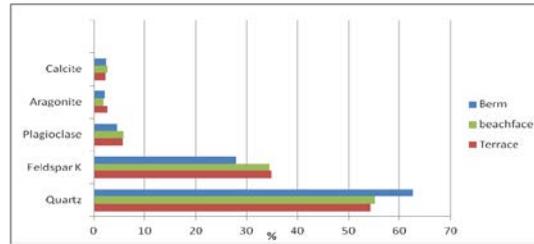


Fig. 1. Average mineralogical content found in the cross-shore profiles.

On other hand no cross-shore grain size distribution tendency was observed (related with the beach morphology), only a lower value of sorting characterizes the berm (more uniform samples). Cascalho *et al.*, (2012) based on image analysis show also a very large grain size variability of beach sediments, both at surface and in the first few centimeters deep. The higher mineralogical maturity (> quartz content) and the more sorted samples on the berm, can be possibly associated with the prevailing transport processes. The swash and related up and down motion can separate grains with different densities promoting the transport into offshore of the less dense particles. Feldspars ($d=2.56 \text{ g/cm}^3$), with slightly lower density than quartz (density= 2.65 g/cm^3), can be more easily remobilized and removed from berm by the less energetic backwash.

Hypothetically the wind action over the beach berm can also be a contribution for the sediment grain sorting. Dutta *et al.* (1993) have shown, on the basis of both theoretical calculations and laboratory experiments, that ballistic impacts under strong winds ($>10 \text{ m s}^{-1}$) can result in the mechanical breakdown of sand-sized K-feldspar to silt sizes. Silt-sized K-feldspars are then removed from the beach in suspension, leaving a lag deposit richer in sand-sized quartz.

4. Final considerations

This preliminary study shows that despite the great variability of grain-size, cross-shore compositional differentiation in the sediment can be observed in the beach system.

The use of bulk samples mineralogical has the advantages of rapid acquisition of a large number of variables and the applicability to both coarse and fine grained sediments. The main disadvantages is the loss of textural and petrographic information.

The next step is to verify if the content of feldspars can be related to a different grain-size embedded population. If there is beach profile sorting associated to the grain multiple densities and compositions, it should be also expected a grain-size effect on the process.

5. Acknowledgment

This work is a contribution of the project Beach to Canyon Head Sedimentary Processes (PTDC/MAR/114674/2009), funded by Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT). The authors want to acknowledge all the students and techniques involved in beach campaigns and lab samples processing.

6. Referências Bibliográficas

- Cascalho, J., Bosnic, I., Taborda, R. Ribeiro, M. Lira, C. and Carapuço. M. 2012. Beach sediment grain size variability based on image analysis. *Actas das 2º Jornadas de Engenharia Hidrográfica*, 287-290, Instituto Hidrográfico.
- Dutta, P.K., Zhou, Z., and dos Santos, P.R. 1993. A theoretical study of mineralogical maturation of eolian sand. *Geological Society of America Special Paper*, 284: 203–209.
- Magalhães, F. 2001. *Os sedimentos da Plataforma Continental Portuguesa: Contrastes Espaciais, Perspectiva Temporal, Potencialidades Económicas*. Documentos Técnicos, nº34, 287pp, Instituto Hidrográfico.
- Oliveira, I.M., Valle, A.F. and Miranda, F. 1982. Littoral problems in the portuguese west coast. *Coastal Engineerin, 1982 Proceedings III*:1951-1969.

SAND TRACER EXPERIMENT ON A SHOREFACE ENVIRONMENT – FIRST RESULTS

João Cascalho^{1,2}, Teresa Drago^{1,3}, Rui Taborda¹, Ana Silva¹ e Marcos Rosa³

¹Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa,
 1749-016 Lisboa, jpcascalho@ciencias.ulisboa.pt; rtaborda@ciencias.ulisboa.pt;
amasilva@ciencias.ulisboa.pt

²Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Universidade de Lisboa, 1250-102 Lisboa

³Instituto Português do Mar e da Atmosfera, IPMA, Rua 5 de Outubro, s/n, 8700-305 OLHÃO, Portugal,
tdrago@ipma.pt; marcos.rosa@ipma.pt

1. Introduction and objectives

The understanding of the coastal sedimentary budget and the governing processes are crucial for the effective management of the coastal zone. In particular the better understanding of the sedimentary dynamics of the shoreface and exchanges between the inner-shelf and the beach is essential to define potential sand source locations (borrow sites) for beach nourishment. This study aims to provide relevant information related on the sedimentary dynamics of the inner shelf offshore Tavira, located at the western flank of the Ria Formosa barrier system (Figure 1), using sediment tracers.

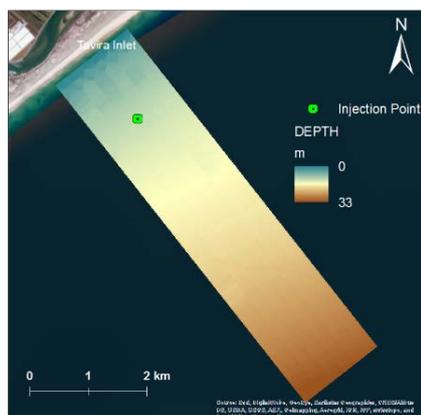


Fig. 1 – Location of the project target area with the position of the tracer injection point.

2. Methods

The sand was extracted from the inner shelf, offshore Tavira, by a sand mining company (A. Santos e Brito Lda). About 900 kg of wet sand was washed with fresh water to remove salt, and dried in the open-air. After the drying process, about 400 kg of sand was painted using an orange fluorescent ink from Atomlac Industries (60 % mass diluted with cellulosic solvent) in a concrete mixer in order to avoid the sand particle aggregation. On the morning of 24th April 2014, the painted sand was released, with the help of 3 divers, at 12 m depth (mean sea level) offshore Tavira, (Figure 1). After the sand tracer release 6 sea missions were undertaken and 134 samples were collected using a Van Veen grab covering an area of about 7,000 m². These samples were firstly washed with fresh water to remove salt and after that dried in a large capacity laboratory oven. After this each sample was pre-visualized with UV light in order to assess the presence of the tracer grains. The “tracer-rich samples” were manually splitted to obtain an adequate volume of sand to fill a tray with an area of 63.4 x 10⁻³ m². The entire area of this tray was photographed under UV light using a NIKON COOLPIX L820V camera with a resolution of 15.9 MP. The tracer grain detection and counting was done using an automatic system of detection based on an image processing tool developed in MATLAB. The conversion factor between the number of coated grains and tracer mass ratio was obtained considering a successive increment of the tracer mass into a fixed mass of native sediment (Figure 2).

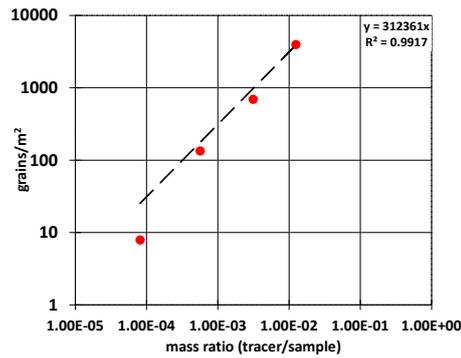


Fig. 2 – Relationship between tracer concentration and sediment mass ratio.

3. Results

The “tracer-rich samples” show a tracer concentration between 95 and 22 000 grains/m². The projection of these values show that the higher tracer concentration for all sampling campaigns occurs near the injection point (Figure 3). Between April, 24th, 2014 (release date) and November, 12th, 2014 (last sampling campaign) it was not possible to attest a clear displacement of the tracer center of mass, although in the last campaign a sample with high tracer concentration was found about 25 m westward of the injection point.

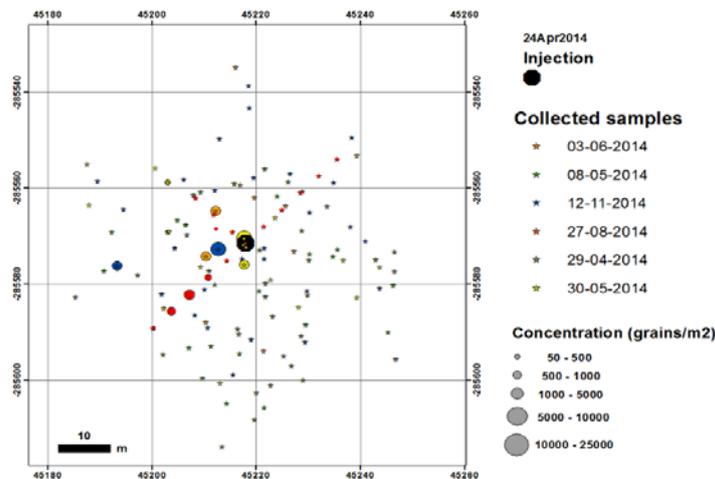


Fig. 3 – Distribution pattern of the tracer concentration (around the injection point – black dot) according to the different sampling campaigns.

4. Discussion and conclusions

Tracer results show that in the beginning of the experiment (summer conditions) tracer movement is dominated by diffusion, with none or negligible advection. In higher energetic conditions it is possible to infer some westward tracer displacement that could be related with wave driven transport.

These are preliminary results and include only the “tracer richer samples”. Fully data exploitation and extending the observational period can give further insights on sediment transport processes in this challenging environment.

5. Acknowledgements

The authors would like to thank all persons that gave their precious contribution to this work, namely Óscar Ferreira and Margarida Ramires for equipment facilities and sand transport, the Doca de Tavira for port facilities, Erwan Garel and the Udiving team for diving support and, as well, to the PAGRUS skipper. Also, we would like to thank the APA - ARH Algarve (in particularly Sebastião Teixeira) by their precision GPS lending for the sampling campaigns. This is a contribution of the research project SHORE (FCT contract: PTDC/MAR-EST/3485/2012).

CARATERIZAÇÃO REMOTA DOS SEDIMENTOS MARINHOS ATRAVÉS DO ALGORITMO ANGULAR RANGE ANALYSIS

Rúben Santos¹, Aurora Rodrigues¹ e Luís Rosa²

¹Divisão de Geologia Marinha, Instituto Hidrográfico, Rua das Trinas, 49, 1249-093, Lisboa, Portugal.
ruben.santos@hidrografico.pt; aurora.bizarro@hidrografico.pt

²MMT, 2A Banbury Office Village, Noral Way, Banbury, OX16 2SB, UK. luis.rosa@mmt.se

1. Introdução

O algoritmo utilizado neste trabalho, *Angular Range Analysis* (ARA), (Fonseca e Mayer, 2007), permite estimar algumas das propriedades geo-acústicas e físicas do fundo marinho, tais como: o tamanho médio do grão, a impedância acústica, a atenuação acústica e a rugosidade da superfície do fundo. Este algoritmo tira partido do sinal acústico, emitido por um SONAR (*Sound Navigation and Ranging*) e da retrodispersão que ele sofre na superfície do fundo marinho, função do sinal acústico e das características morfosedimentares dessa superfície. As propriedades do fundo podem assim ser determinadas através de um modelo matemático que relacione o sinal acústico recebido com a resposta acústica prevista por um modelo, para uma determinada combinação de propriedades geo-acústicas e físicas do fundo.

Neste trabalho apresenta-se a metodologia utilizada no Instituto Hidrográfico (IH) para a caracterização remota do fundo marinho e a respetiva validação recorrendo à amostragem dos sedimentos de fundo. O método foi testado, com bons resultados, numa área do estuário do Rio Tejo, compreendida entre Cruz Quebrada e Belém, na margem norte e, Trafaria e Porto Brandão, na margem sul.

2. Dados e Metodologia

Para a realização deste trabalho foram utilizados os dados adquiridos no levantamento hidrográfico (LH) realizado em julho de 2014, na embarcação do IH “Atlanta” com o sondador multifeixe da *Kongsberg EM 2040C* ($f=300\text{kHz}$). Estes dados permitiram a realização do processamento do sinal da retrodispersão e respetiva caracterização remota do fundo marinho. Para a determinação do rigor da caracterização remota foram utilizadas as análises granulometrias de 25 amostras de sedimentos superficiais, recolhidas com um colhedor *Smith McIntyre*, durante o cruzeiro ROVEX no ano de 2009. A embarcação utilizada foi posicionada através de DGPS (*Differential Global Positioning System*).

Os dados da sondagem foram processados com a ferramenta *Fledermaus Geocoder Toolbox* (FMGT), tendo-se obtido: 1) o mosaico de alta resolução com o sinal da retrodispersão normalizado, onde é possível a diferenciação de depósitos sedimentares; 2) a classificação remota dos mesmos através da inversão do modelo de resposta acústica (Jackson *et al.*, 1986) que se encontra implementado no algoritmo ARA. O resultado da estimativa do tamanho médio do grão (valores -1 a 9 na escala logarítmica de ϕ) é posteriormente confrontado com a classificação granulométrica das amostras de sedimentos, obtida em laboratório. Para isso, as amostras são projetadas sobre a classificação remota com auxílio do *software Quantum GIS*, e os valores da classificação remota são extraídos para a localização de cada amostra. Assim, é possível construir uma tabela com os valores estimados do tamanho médio do grão e os parâmetros estatísticos das amostras (moda e média). O rigor da caracterização remota é determinado através dos resíduos entre o tamanho médio do grão estimado e cada um dos parâmetros estatísticos. O valor do desvio padrão desses resíduos é representativo do rigor da caracterização remota.

3. Resultados

A aplicação desta metodologia ao setor do estuário do Rio Tejo que se encontra a ser estudado, permitiu obter o mosaico com o sinal da retrodispersão normalizado, onde se pode observar a variação do tipo de sedimentos (Fig. 1-a) e a respetiva caracterização remota do fundo marinho, onde é possível aferir o tamanho médio do grão estimado (Fig. 1-b).

As amostras 46 e 91 não foram consideradas na determinação do rigor da caracterização remota por apresentarem valores de moda inferiores a -1 ϕ , ou seja, inferior ao limiar do modelo acústico. Assim, as

diferenças residuais (Fig. 2) foram determinadas e obteve-se um valor médio para esses resíduos de 1.1 ϕ , para a moda e 1.3 ϕ , para a média, com um desvio padrão de 1.5 ϕ e 1.3 ϕ , respetivamente.

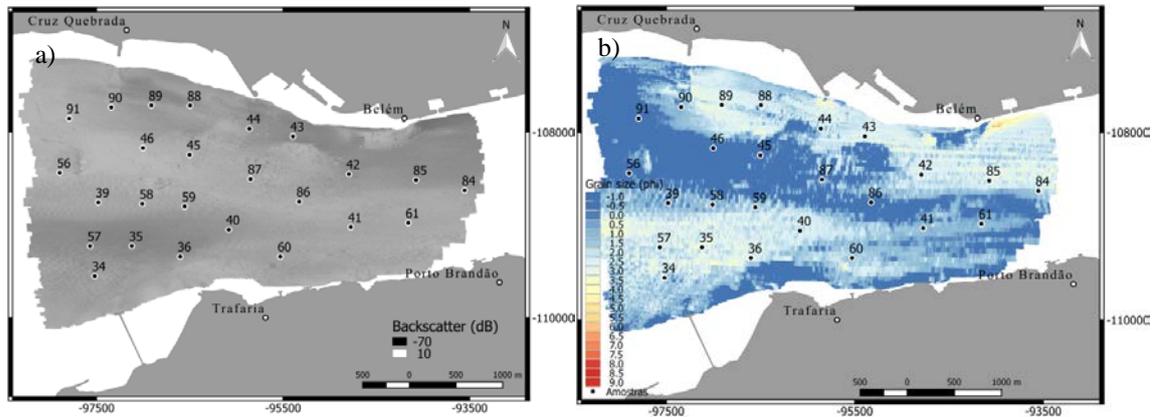


Fig. 1. a) Retrodispersão normalizada; b) Tamanho médio do grão (ARA)

As amostras: 41, 45, 56, 87 e 90 apresentam resíduos superiores a 2 ϕ , para ambos os parâmetros estatísticos. Estes valores tão elevados obrigam a uma análise cuidada para determinação das causas dos desvios, os quais se podem associar a erros de posicionamento das amostras ou a erros na classificação remota. Avaliando a localização constata-se que as cinco amostras estão junto aos limites de depósitos sedimentares (Fig. 1), pelo que desvios na posição do colhedor de sedimentos podem implicar uma classificação diferente da obtida remotamente. Se os erros posicionais forem a razão desses resíduos, é possível obter-se valores de desvio padrão próximos 0.35 ϕ (moda) e 0.89 ϕ (média) (desprezando as cinco amostras).

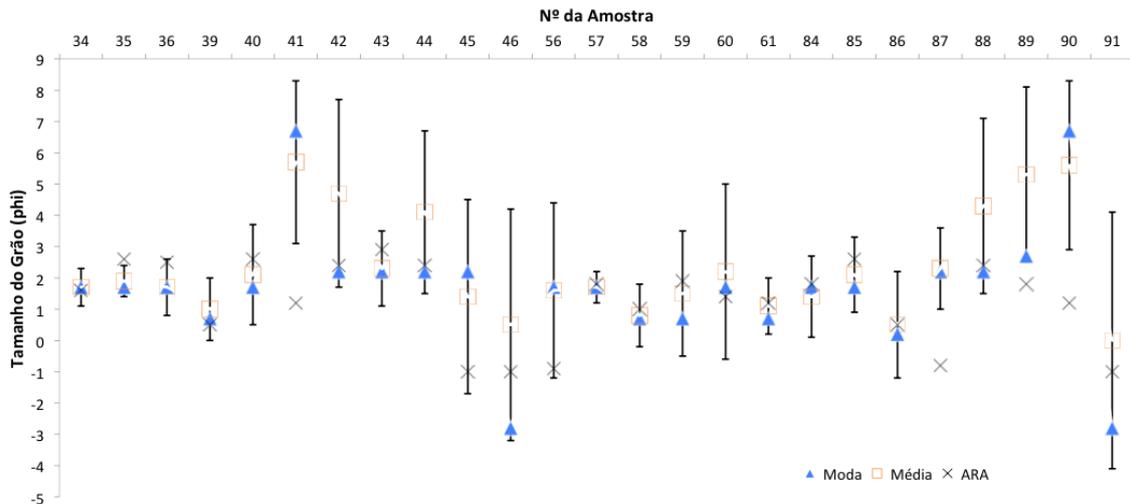


Fig. 2. Gráfico com a moda, média, desvio padrão das amostras e tamanho do grão estimado

4. Conclusão

Com este trabalho conclui-se que a metodologia apresenta-se como uma ferramenta robusta para permitir a classificação remota do tipo fundo, possibilitando uma redução drástica no número de amostras de sedimentos necessárias para a cartografia sedimentológica. Outras conclusões imediatas da aplicação desta metodologia são: a extrema importância do rigor do posicionamento dos locais de colheita das amostras de sedimentos utilizadas para validar o sinal da retrodispersão; dos dois parâmetros estatísticos testados, a moda é o parâmetro que melhor se correlaciona com o sinal de retrodispersão.

5. Referências Bibliográficas

- Fonseca, L., e Mayer, L. (2007). "Remote estimation of surficial seafloor properties through the application Angular Range Analysis to multibeam sonar data." *Marine Geoph. Res.*, 28(2), 119-126.
- Jackson, D. R., Winebrenner, D. P., e Ishimaru, A. 1986. "Application of the composite roughness model to high-frequency bottom backscattering." *Acoustical Society of America*, 79(5), 1410-1422.

SPATIAL AND SEASONAL VARIATION OF MACROBENTHIC COMMUNITY IN RESPONSE TO SHOREFACE MORPHODYNAMIC OF THE EASTERN ALGARVE SHELF

André N. Carvalho¹; Fábio Pereira¹; Miguel B. Gaspar^{1,2} and Teresa Drago¹

¹Portuguese Institute for the Ocean and Atmosphere, Av. 5 de Outubro s/n, 8700-305, Olhão, Portugal.

²Centre of Marine Sciences (CCMAR), University of Algarve, Faro, Portugal

andre.carvalho@ipma.pt

1. Introduction

The shoreface represents a “bufferzone” between the beach and the shelf where the combination of waves and currents has a significant impact on sediment transport and distribution, continuously modifying the sea bottom (van Rijn, 1998). Seabed disturbances potentially cause changes in sediment composition, food availability and biotic interactions, which in turn affect the macrobenthic communities (Rosenberg, 1995; Hernández-Arana et al. 2003). Previous studies in Algarve coast detected a spatial zonation with lower density and species richness in the highly hydrodynamic shallower areas and higher in the most calm deeper areas (Dolbeth et al., 2007; Freitas et al., 2011). Biological data followed the sedimentary inshore-offshore pattern, with species richness increasing towards deep areas (coarser sediments) as shown by Freitas et al. (2011). According with Dolbeth et al. (2007), the impact on the macrobenthic community varies with temporal changes in wave climate (storms and wave height) and morphological parameters (depth of closure and extension on the mixed profile), i.e. the higher the energy (translated into bottom disturbances), the lower the number of species. On the other hand, variations in density may be related to both life cycle characteristics of the species and recruitment success (Dolbeth, 2007). The present work is an integrated approach between the geosphere, hydrosphere and biosphere and aims to assess the benthic dynamic populations and to assess the influence of depth, sediment type and hydrodynamics on spatio-temporal distribution of macrobenthic communities.

2. Methods

Sampling was carried out in 21st February, 8th May and 26th September 2014 at 5, 10 and 15m depth off Tavira Island (Fig.1). At each sampling period and depth, three replicates of sediment samples were collected with a Van Veen grab (0.05m²) for both macrobenthic and sediment characterization. Data of sea bottom temperature, waves and currents were collected by ADSP located at 20m depth off Armona Island. Macrofaunal samples were washed through a 0.5mm square mesh sieve and the retained material was fixed in 4% buffered formalin stained with Rose Bengal.

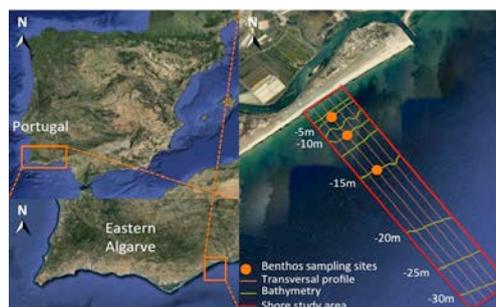


Fig. 1. Location of sampling sites (5, 10 and 15m depth) in Eastern Algarve (Southern Portugal)

In the laboratory, the samples were sorted and the benthic organisms were identified to the lowest practical taxonomic level and counted. From each sample a small portion of sediment was separated for the study of sediment grain-size, water content, organic matter and calcium carbonate. Sediment samples were dried in an oven. The wet and dry weight of each sample was recorded to calculate the water content. Grain size analysis was carried out by mechanical separation. Dry weight of each sieve fraction was registered to characterize the sediment type according to Blott and Pye (2012) classification. Organic matter was determined by “loss on ignition” of dried sediment, at 450°C for 2h. The protocol of 08.53

Eijkelkamp calcimeter was used to determine calcium carbonate content. Data was analysed using both multivariate and univariate methods using the PRIMER v.5 software package.

3. Preliminary Results

A total of 13607 organisms distributed among 301 taxa were identified. The main taxonomic groups were Polychaeta (representing 39% of total sampled), Amphipoda (19%), Bivalvia (17%), Gastropoda (11%), Nemertea (3%), Oligochaeta (3%) and Sipuncula (2%). *Modiolus* spp. was the most abundant taxa (1452 ind.) representing 11% of total individuals, followed by *Pisone* cf. *remota* (8%), *Caecum trachea* (6%) and *Cheirocratus sundevalli* (5%). The lowest value of abundance and number of species was recorded at 5m depth in February (57 ind. and 15 species, respectively) and the highest values in 15m depth in May (1048 ind. and 107 species, respectively) (Fig. 2). Abundance increased in depth in February and September. Although in May the same trend was observed, between 5 and 10m depth the abundance was similar. According to the grain size, all the collected samples were classified as Coarse Sand sediment type (coarse sand ranges between 29.3-70.1%; medium sand between 3.7-38.8% and fine sand between 0.2-10.4%). Organic matter content was low in all samples with the highest value being recorded at 15m depth in September (2.8%).

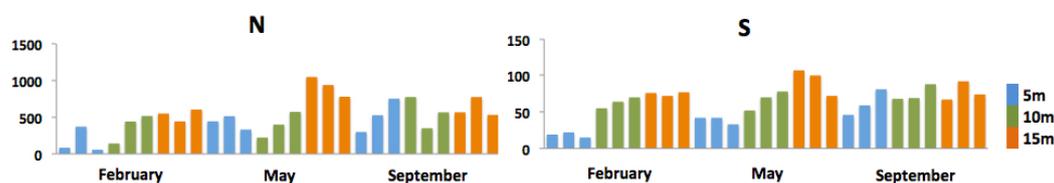


Fig. 2. Abundance (N) and number of species (S) per triplicate sample depth and season

4. Discussion

In the present work the number of taxa increased in depth, which was common in the three sampling months. Moreover, at 5m depth the benthic communities are more resilient than at higher depths. Differences on benthic communities are also reflected on the functional traits of the species presented at each depth and season. Despite slight variations in the percentage of each grain size, all sediment samples were classified as coarse sand and therefore do not explain the differences on the benthic communities observed among depths and sampling periods. Therefore, the spatio-temporal distribution of lower shoreface benthos, their abundance and number of species, is probably related to variations on the hydrodynamics conditions (intense events of strong currents and waves) observed during the study.

5. Acknowledgements

The authors would like to thank Isidoro Costa from Centre of Marine Sciences (CCMAR) and RV *Diplodus* crew for technical support during sampling surveys, to Ana Carriço and Paula Moura for laboratory support in sampling sorting. This work was funded by Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), Portugal, through project Shoreface morphodynamics: an integrated approach – PTDC/MAR-EST/3485/2012.

6. References

- Blott, S. J. and Pye, K. 2012. "Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures." *Sedimentology*, 59: 2071-2096.
- Dolbeth, M., Ferreira, Ó., Teixeira, H., Marques, J. C., Dias, J. A. and Pardal, M. A. 2007. "Beach morphodynamic impact on a macrobenthic community along a subtidal depth gradient." *Marine Ecology Progress Series*, 352: 113-124.
- Freitas, R., Ricardo, F., Pereira, F., Sampaio, L., Carvalho, S., Gaspar, M., Quintino, V. and Rodrigues, A. M. 2011. "Benthic habitat mapping: Concerns using a combined approach (acoustic, sediment and biological data)." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 92: 598-606.
- Hernández-Arana, H. A., Rowden, A. A., Attrill, M. J., Warwick, R. M., Gold-Bouchot, G. 2003. "Large-scale environmental influences on the benthic macroinfauna of the southern Gulf of Mexico". *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 58: 825-841.
- Rosenberg, R. 1995. "Benthic marine fauna structured by hydrodynamic processes and food availability." *Netherlands Journal of Sea Research*, 34(4): 303-317.
- Van Rijn, L. C. 1998. "Principles of Coastal Morphology." *Aqua Publications*, Amsterdam, 4323-4325.

SMALL SAND PIT EXPERIMENT OFFSHORE TAVIRA – PRELIMINARY RESULTS

Teresa Drago^{1,2}, Marcos Rosa¹, Rui Taborda², Erwan Garel³, Sebastião Teixeira⁴, João Cascalho^{2,5} & Ana Silva²

¹Instituto Português do Mar e da Atmosfera, IPMA, Rua 5 de Outubro, s/n, 8700-305 OLHÃO, Portugal, tdrago@ipma.pt; marcos.rosa@ipma.pt

²Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal, jpcascalho@ciencias.ulisboa.pt; rtaborda@ciencias.ulisboa.pt; amasilva@ciencias.ulisboa.pt;

³Centro de Ciências do Mar, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro – Portugal egarel@ualg.pt

⁴Agência Portuguesa do Ambiente, ARH-Algarve, Rua do Alportel, nº 10, 2º, 8000-293 Faro sebastiao.teixeira@apambiente.pt

⁵Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Universidade de Lisboa, 1250-102 Lisboa

1. Introduction

The shoreface lies between the surf zone and inner-continental shelf where the seabottom is continuously modified by the combination of waves and currents (Niedoroda & Swift, 1981; Niedoroda *et al.*, 1985). This area plays a key role in the transfer of sediments between the sub aerial beach domain and the shelf, acting as a filter, source, sink, conduit and/or barrier between these domains. In this context, the understanding of present and long-term shoreface morphodynamics is particularly important for a better management of coastal geological and biological resources.

A contribution to this objective is given by a “in progress” multidisciplinary study performed offshore Tavira over an area 1 km x 7 km, in the context of a research project (SHORE).

During the summer of 2014, following a dredging operation in Tavira inlet, under the responsibility of Polis Litoral Ria Formosa, a small sand pit were dredged at SHORE study area (Fig. 1).



Fig. 1. – Location of the SHORE study area and the pit (circle in red).

This work presents the pit’s morphological evolution and the implications in the sedimentary dynamics in the inner shelf offshore Tavira, in the eastern flank of Ria Formosa barrier system.

2. Methodology

About 350-400 m³ of sand were dredged by the trailing suction hopper dredger - Ramaveiro (from MMAS, SA), at 12th August 2014, at approximately 10 m depth (Fig.1). The pit was projected to have 10m width, 20 m length and 2 m depth. However, it was not possible to conform to project geometry as the dredger maneuvering was very limited. Once the dredge capacity was almost completed, the sand was deposited in a place dislocated 600 m eastward (Fig.2).



Fig.2 – Different phases of the dredging operation: a) sediment pumping; b) full capacity tank; c) sediment injection

After this operation, 3 bathymetric surveys were performed, at 14th August, 12th December and 12th of February 2015. In the first survey a GPS RTK system with an acquisition rate of 1Hz was used. For the last two surveys, a different GPS RTK system, with an acquisition rate of 10Hz was used in order to try to remove most of the sea waves “noise” that normally affects the definition of the sea bottom depths. The processed depths data was used to produce MTD surfaces in ArcMap. From these surfaces, the pit volume was estimated.

2. Results

The pit was only properly observed in the last two surveys. The dimensions of the pit were approximately 100 m long, 25 m wide and 40cm maximum depth (Fig.3a,b). The estimated volume calculated from the morphology maps was 294 m³ in December 2014 and 273 m³ in February 2015.

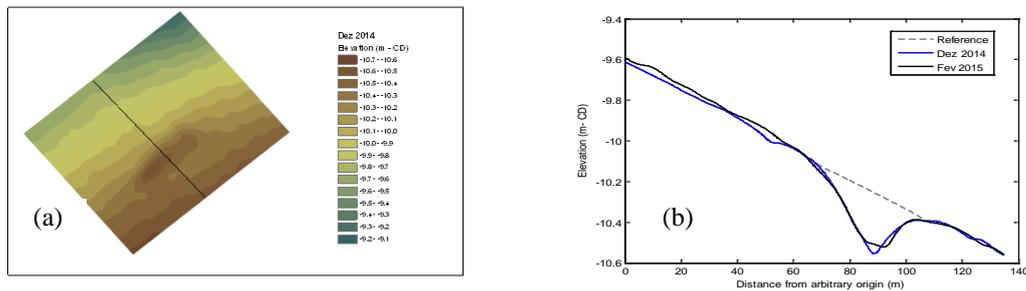


Fig.3 – Pit’s morphology in December 2014 survey (a) and comparison of profiles from the last two surveys (Dec. 2014 and Feb. 2015) (b).

3. Conclusions

The initial evolution of the pit seems to be related mainly with the smoothing of the sea-bottom surface with little net sediment transport. Major changes can be associated to the infilling of deeper sections of the pit, which will be correlated with oceanographic data. Additional bathymetric surveys are also planned to evaluate pit morphological changes at longer time scales.

4. Acknowledgments

This is a contribution of the FCT SHORE Project (PTDC/MAR-EST/3485/2012). The authors wish to thank the Polis Litoral Ria Formosa Sociedade for the dredging operations and LHT and Óscar Ferreira for the cooperation in December and August and February bathymetric survey, respectively and also, the PAGRUS’s CCMAR team for their attention and availability.

5. References

Niedoroda, A.W. and Swift, D.J.P., 1981 – Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and mean flow: observations from the Long Island coast. *Geophys. Res. Lett.*, 8: 337-340.
Niedoroda, A.W, Swift, D.J.P & Hopkins, T.S. (1985) – “Coastal Sedimentary Environments” In: *The Shoreface*, Davis, R.A. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments. Springer, New York, pp. 533–624.

CLIMA DE AGITAÇÃO MARÍTIMA: COMPARAÇÃO DE DADOS SIMULADOS COM DADOS MEDIDOS PELA BOIA ONDÓGRAFO DE LEIXÕES

Soraia Romão¹, Paulo Baptista¹, Telmo R. Cunha², Cristina Bernardes¹

¹Departamento de Geociências & CESAM, Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. [srmr](mailto:srmr@ua.pt); [renato.baganha](mailto:renato.baganha@ua.pt); [cbernardes](mailto:cbernardes@ua.pt) @ua.pt.

²Departamento de Eletrónica, Telecomunicações e Informática, Instituto de Telecomunicações, Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. trcunha@ua.pt.

1. Introdução

O clima de agitação marítima em litorais expostos como é o caso da costa NW portuguesa apresenta um papel preponderante nos processos morfodinâmicos, potenciando trocas transversais da praia emersa para a praia submersa, bem como influenciando a velocidade da corrente de deriva litoral. Nesse sentido, é essencial conhecer a evolução do estado de agitação marítima e, para isso são fundamentais séries de dados das boias ondógrafo. No entanto, a informação instrumental existente apresenta falhas temporais consideráveis pelas mais diversas razões. A falta de registos pode omitir informações relevantes sobre eventos com impacto sobre o litoral. Tendo em conta esta problemática, este estudo pretende fazer uma análise comparativa da informação registada pela boia ondógrafo de Leixões do Instituto Hidrográfico (IH) com a informação simulada pelos modelos numéricos HIRLAM e WAM, relativos ao subconjunto de dados WANA (*Wave ANALysis*), operados por Puertos del Estado (www.puertos.es). O trabalho analisa as séries temporais de dados de agitação marítima do IH e do subconjunto WANA relativos a um período de 11 anos (2003 a 2014) e teve como principais objetivos: (1) a comparação de dados simulados pelo subconjunto de dados WANA para o ponto mais próximo da boia ondógrafo de Leixões (WANA/SIMAR 44 – 1045065); (2) a colmatação de lacunas na série temporal da boia ondógrafo de Leixões; (3) a caracterização do clima de agitação marítima para o período 2003 – 2014, com uma análise mais pormenorizada dos eventos de temporal.

2. Dados e métodos

A análise baseou-se na série de dados provenientes da boia ondógrafo de Leixões (41°19'N; 8°59'W). A série, contém 30254 medidas mas apresenta lacunas significativas (cerca de 14%). Os dados simulados correspondem ao ponto mais próximo da boia de Leixões (41°24'N; 9°19'W) e foram obtidos através do modelo HIRLAM que é um modelo atmosférico de meso-escala com uma resolução espacial de 15km; o modelo produz resultados a cada 3h, mas representativos de médias horárias. Por outro lado, o modelo WAM é um modelo de ondas de terceira geração e apresenta uma resolução de 30 km para o Oceano Atlântico (The Wamdi Group, 1988). A série simulada também apresenta lacunas, que podem ir até 20 dias sem informação. Ambos os conjuntos apresentam uma cadência de 3h.

Para a comparação de ambas as series procedeu-se à construção de uma matriz com os dados medidos e simulados temporalmente comuns (35619 pontos), relativos aos parâmetros altura significativa (H_s), período médio (T_m), período de pico (T_p) e direção média (Dir). De seguida, efetuou-se uma análise estatística, em que foram determinados o ajuste entre as séries medida e simulada (*SKILL*), média (\bar{x}), desvio padrão (σ), erro médio quadrático (*RMS*) e bias. Para averiguar se as diferenças observadas entre os dois conjuntos estariam relacionadas com os registos médios de agitação ou com os eventos de temporal, dividiu-se a série em duas subséries: regimes médios e regimes extremos. A divisão da série foi feita aplicando os critérios de temporal, definidos em Li *et al.* (2009) obtendo como limiar de temporal uma ondulação com altura superior a 4.18m, determinada a partir da equação $H_{s_pico} = \bar{H}_s + 2\sigma$, onde H_{s_pico} é a altura significativa de limiar de temporal, \bar{H}_s é a média da altura significativa para o período considerado e σ o desvio padrão.

Após a comparação dos registos entre as séries medida pela boia de Leixões e a simulada, tentou-se melhorar o ajuste entre os dois conjuntos de dados, aplicando um fator de correção ao conjunto simulado. Para isso, produziram-se gráficos de dispersão para cada parâmetro da ondulação, representou-se a reta de ajuste para as duas séries e retirou-se a equação da mesma (reta do tipo $y=mx+b$). A correção da série

simulada foi efetuada aplicando a equação da reta, ou seja, cada ponto da série simulada, que corresponde ao y na equação, foi dividido pelo declive (m) e subtraído pela ordenada na origem dividida por m (b/m), obtendo-se x , o ponto corrigido ($x = (y - b) / m$).

Com base nos resultados obtidos procedeu-se ao preenchimento das lacunas presentes na série medida, para o período de 1 de Janeiro de 2003 a 1 de Maio de 2014, mantendo o intervalo de 3h entre cada ponto. A nova matriz (com 32888 pontos) foi utilizada para caracterizar o clima de agitação marítima e fazer o levantamento dos eventos de temporal para o mesmo período.

3. Resultados e discussão

Quando se considera a série completa, os resultados estatísticos revelaram desvios significativos para a direção, obtendo-se um *SKILL* de 0.62 e *RMS* de 36.11°. Para a série medida predomina a ondulação de NW, com cerca de 44% de ocorrências, e para a série simulada predomina a ondulação de WNW com 37% dos registos. Quando se compara a série medida com a série simulada, para as duas subséries, verificam-se melhores resultados em regimes médios para a altura significativa e período médio. Porém, para o período de pico e para a direção, a correlação entre as séries é melhor para situações de temporal. Após correção da série simulada, verificou-se um melhor ajuste para todos os parâmetros. No caso da direção, em ambas as séries predomina ondulação de NW, com uma frequência de 37% para a série simulada. Quanto aos restantes rumos, há um aumento dos registos de NNW e diminuição de WNW e W.

Analisando as tendências dos vários parâmetros, para a série obtida após correção dos dados simulados em regime de temporal, verificou-se um aumento médio em H_s (0.01m ano^{-1}) e uma diminuição média em T_m e T_p (-0.10s ano^{-1} e -0.08s ano^{-1} , respectivamente). Para a *Dir* registou-se uma rotação média de $0.57^\circ \text{ano}^{-1}$ no sentido anti-horário. Comparando com os resultados de Dodet *et al.* (2010), cujo estudo incidiu sobre o período 1953-2009, verifica-se tendências diferentes, sobretudo para a direção e período de pico. Os resultados descritos por estes autores revelaram que nas últimas seis décadas houve um aumento da altura significativa, a variabilidade inter-anual para a direção foi praticamente nula para a zona de estudo e o período de pico sofreu um aumento da ordem de 0.005s ano^{-1} . Estas diferenças podem estar associadas ao diferente número de anos do período de análise.

4. Conclusão

A partir da comparação das duas séries temporais verificou-se que os dados simulados são subestimados face aos valores registados pela boia ondógrafo de Leixões. Por outro lado, as tendências verificadas em cada série também diferem. A série simulada apresenta ondulação predominante de WNW, enquanto na série medida predomina ondulação de NW, as tendências obtidas indicam uma rotação no sentido anti-horário para a série simulada e no sentido horário para a série medida. A análise da subsérie definida para regimes de temporal, obtida após correção dos dados simulados, permitiu concluir que a altura significativa aumentou em média de 0.01m ano^{-1} . Por outro lado, a direção de procedência da ondulação sofreu uma rotação para WNW, de cerca de 6.5° mas, para a série completa, a rotação é de -0.77° . No entanto, é importante uma análise crítica dos resultados uma vez que a informação obtida pelo modelo nem sempre vai ao encontro dos registos observados, sobretudo para a direção.

As tendências observadas trazem implicações ao nível da dinâmica costeira, nomeadamente, a direção de aproximação das frentes de onda. A rotação da direção para W contribui para uma diminuição da intensidade da corrente de deriva litoral e, conseqüentemente, uma diminuição da erosão costeira. Por outro lado, também diminui o aporte sedimentar, havendo menor disponibilidade sedimentar.

5. Referências Bibliográficas

- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31(3-4):120–131.
- Li, F., Roncevic, L., Bicknell, C., Lowry, R., Ilich, K., 2009. Storm Waves and Their Temporal and Directional Distribution, Perth, 1994-2008. *5th Western Australian State - Coastal Conference 2009*, 9 p.
- The Wamdi Group, 1988. The WAM Model—A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *Journal of Physical Oceanography*, 18(12):1775–1810.

DERIVA LONGILITORAL EM COSTAS CRENLADAS: AVALIAÇÃO UTILIZANDO TRAÇADORES

Sónia Oliveira¹, João Horta², Ana Gomes³, Liliana Guerra⁴, Ana Nascimento⁵, Cristina Veiga-Pires⁶ e Delminda Moura⁷

Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Faro. ¹saoliveira@ualg.pt,
²jphorta@ualg.pt; ³aigomes@ualg.pt; ⁴a40955@ualg.pt; ⁵a46395@ualg.pt; ⁶cvppires@ualg.pt;
⁷dmoura@ualg.pt

1. Introdução

A resiliência das praias encastradas do sul do Algarve é atualmente uma questão importante para a gestão costeira desta região. O contexto morfo-climático da região não favorece o desenvolvimento de uma rede de drenagem superficial, pelo que a principal fonte sedimentar das praias é o propiciado pela deriva longilitoral. O presente trabalho tem como objectivo avaliar a eficácia da transferência lateral de sedimento entre sucessivas praias encastradas.

2. Área de estudo

A área de estudo situa-se no litoral rochoso do Algarve Central, na Praia da Galé que engloba as praias denominadas de Baía Grande, Pedras Amarelas e Vila Joia (Fig. 1). Neste sector, as arribas rochosas expõem a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão muito carsificada e é esta morfologia cársica a responsável pela fisiografia fortemente recortada da linha de costa. A aproximação das ondas é de WSW durante 72% do ano.

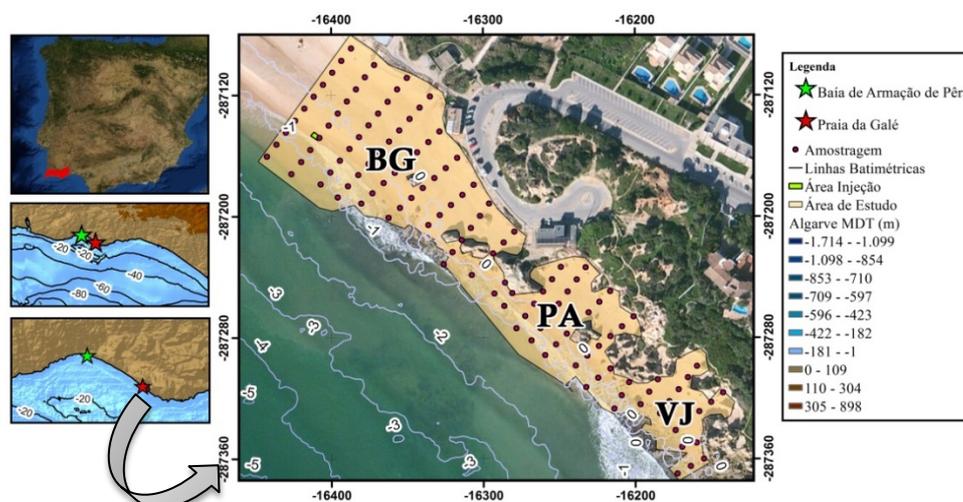


Fig. 1- Localização da área de estudo e pontos de amostragem de sedimento. BG: Praia da Baía Grande; PA: Pedras Amarela; VJ: Praia da Vila Jónia.

3. Métodos

Foi realizada uma campanha em Março de 2014 abrangendo três ciclos de maré. Os dados das ondas (altura significativa- H_s , período- T_{max} e direção) com os quais relacionámos o transporte sedimentar foram os da bóia do Instituto Hidrográfico, localizada ao largo de Faro. Como traçador para o percurso do sedimento utilizámos areia marcada com tinta laranja fluorescente (100 kg). Esta foi colocada sobre a face da praia mais ocidental da área de estudo, durante a maré baixa (Área injeção). Nas duas marés baixas seguintes, recolheram-se várias amostras de sedimento nos nós de uma malha georreferenciada de 10 x 20 m (Fig. 1). Para o 3º ciclo de maré, em função do temporal e da drástica redução da equipa, apenas foram amostrados 6 transeptos (2 em cada praia) em vez dos 22 nas marés anteriores. No laboratório, o sedimento foi caracterizado quanto à textura e os grãos marcados (GM) identificados e contados utilizando luz negra. Após as análises laboratoriais e tratamento estatístico dos resultados, produziram-se vários mapas em Sistema de Informação Geográfica, a fim de caracterizar o movimento da areia.

4. Resultados e discussão

A direcção das ondas foi constante de WSW durante os dois primeiros ciclos de maré observados e, embora idêntica durante o 3º ciclo de maré, a componente SW predominou durante 5% do tempo. A H_s foi em média igual a 1,2 m ao longo da experiência e o T_{max} variou entre 13,5 e 10,5 s no 1º e 3º ciclo, respectivamente. Tal como as condições de agitação, o padrão de distribuição granulométrica foi semelhante para o período observado (Fig. 2B e 2D). Os mapas de localização e deslocação do centro de massa (Fig. 2A e 2C) mostram claramente que houve movimento do sedimento para NW, contrariamente à deriva sedimentar predominante na costa meridional do Algarve (para ESE).

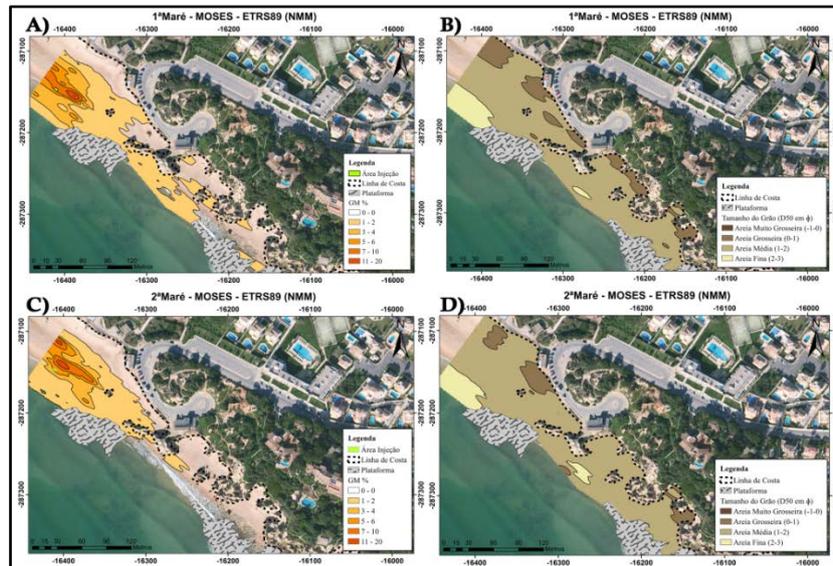


Fig. 2 – Mapas da localização do centro de massa dos grãos marcados em percentagem (A- Primeira Maré e C- Segunda Maré) e da distribuição granulométrica (B-Primeira Maré e D-Segunda Maré).

Esta observação é compatível com a existência de circulação em células quando o ângulo de aproximação das ondas é quase-normal à linha de costa, apesar do troço costeiro onde o traçador foi colocado, ser rectilíneo. A grande diferença entre o 1º e o 2º ciclo de maré analisados (Fig. 2) foi que, o traçador não foi observado em PA e VJ, sendo que a área de ocorrência dos valores mais elevados de GM (traduzidos em %-Fig. 2A e 2C) não sofreu uma alteração significativa. Nas amostras recolhidas após o 3º ciclo de maré, a quantidade de GM foi 284 apenas nos 2 transetos da praia BG. A predominância das correntes normais à linha de costa sobre as longilitorais e a descontinuidade topográfica entre a praia e as plataformas litorais rochosas, podem ser as variáveis de primeira ordem responsáveis pela pouca eficácia da transferência de areia da Baía de Armação de Pêra para as praias adjacentes. Este constrangimento morfo-topográfico exercido pelas plataformas rochosas ao transporte sedimentar, foi também observado em ambientes similares no Golfo de Cádiz. Sendo a Baía de Armação de Pêra uma importante área de recrutamento sedimentar para as praias encastradas de um vasto sector costeiro a jusante, a sobrevivência destes ambientes costeiros fica assim comprometida. Acresce que, o contributo fluvial é presentemente quase nulo por questões hidro-morfológicas e antropogénicas.

5. Considerações finais

Os resultados deste trabalho mostraram que quando as plataformas rochosas entre praias adjacentes estão expostas, a sua superfície é topograficamente mais elevada do que a face da praia dificultando a transferência lateral de areia. Esta experiência pôs em evidência a importância de investir no conhecimento da circulação litoral não só com dados de campo mas também utilizando modelos forçados por uma batimetria muito precisa. Só assim é possível traçar um cenário evolutivo credível para estes sistemas costeiros.

6. Agradecimentos

O presente trabalho é financeiramente suportado pela FCT através do projecto PTDC/GEO-GEO/3981/2012- MOSES. Toda a equipa do projecto agradece ao Capitão do Porto de Portimão Rui Gabriel Martins Santos Pereira a disponibilidade para autorizar e apoiar as campanhas de campo.

THE EFFECT OF WAVE-CURRENT INTERACTIONS ON THE SEDIMENT DYNAMICS IN THE ÓBIDOS LAGOON

Diogo S. Mendes^{1,2}, André B. Fortunato², António A. Pires-Silva¹, Kai Li²,

¹ Instituto Superior Técnico, ULisboa, Av. Rovisco Pais, 1049-001, Lisbon, Portugal.
ddiogsm@gmail.com, antonio.pires.silva@ist.utl.pt

² National Civil Engineering Laboratory, Av. do Brasil, 1700-066, Lisbon, Portugal.
afortunato@lnec.pt, kaili@lnec.pt

1. Introduction

The combined effect of waves and currents plays a major role on the sediment dynamics of wave-dominated inlets. When waves are propagating toward the lagoon, the ebb-currents can partially or totally block the wave motion. Besides analysing the wave blocking phenomenon in the Albufeira lagoon, Dodet *et al.* (2013) showed that the interaction between waves and currents will increase the sediment transport towards the lagoon during the flood. This study aims at verifying these phenomena in a different scenario through an idealized test case with a constant in space and time wave spectrum.

2. Case study – the Óbidos lagoon

The Óbidos Lagoon, located at the Portuguese western coast, has an average depth of 4,5 m below the mean sea level. The freshwater input is generally small as it represents less than 5% of the average tidal prism scaled by the M_2 period (Oliveira *et al.*, 2006). Morphologically, the Óbidos Lagoon is divided in two zones: the upper zone and the lower zone. The upper zone is constituted by cohesive sediments, while in the lower zone, the vast majority of sediments are sands with d_{50} ranging 0,4 to 0,8 mm (Fortunato *et al.*, 2011).

According to Bertin *et al.* (2009), the wave regime can be briefly characterized by a significant wave height (H_s) larger than 1 m during 88% of the time, reaching 6 m in the maritime winter. The most frequent wave direction is 315° N and the wave peak period varies between 5 and 20 s. The tidal regime is semidiurnal with amplitudes ranging between 2 to 4 m at the coast and 1 to 2 m inside the lagoon after the damping caused by the inlet (Oliveira *et al.*, 2006).

3. Numerical model – SELFE and WWM-II

The numerical model used in this study simulates the water circulation in estuaries or coastal environments taking into account the full interaction between waves and currents. This model comprehends the coupling between a hydrodynamic model – SELFE (Zhang and Baptista, 2008) and a wave model – WWM-II (Roland, 2009). These models share the same unstructured grid and make computations in parallel. There are two coupling options: fully coupled (1) and partially coupled (2). In option (1), SELFE is forced with the radiation stresses from WWM-II, and the currents obtained by SELFE are considered by the WWM-II in order to reproduce the wave shoaling induced by currents. In the option (2), only the radiation stresses of WWM-II are considered by SELFE.

The grid used in this study was obtained from previous studies (Bruneau *et al.*, 2011). This grid has 29398 elements with a spatial resolution of 1,6 km at the ocean boundary and 6 m at the inlet. The hydrodynamic model was forced by 20 tidal constituents on the ocean boundary where the amplitudes and phases were computed with the regional tidal model of Fortunato *et al.* (2014). The wave model was forced by a JONSWAP spectrum with a constant H_s , T_p and Dir of 2 m, 9 s and 315° N, respectively. The wave blocking phenomenon will be addressed with two simulations of thirty days, each one with a different coupling option. The sediment discharge was computed with the sediment transport formulation of Van Rijn (2007a,b), which considers the wave-current interaction for the sediment transport.

4. Wave blocking phenomenon

Figure 1 shows the time series of the simulated parameters in a grid node located inside the lagoon at the end of the transitional channel. The results show the wave blocking phenomenon with the H_s going to zero during the ebb and the increase of 12% on the sediment transport during the flood towards the

lagoon whenever the numerical model considers the full interaction between waves and currents (coupling option (1)).

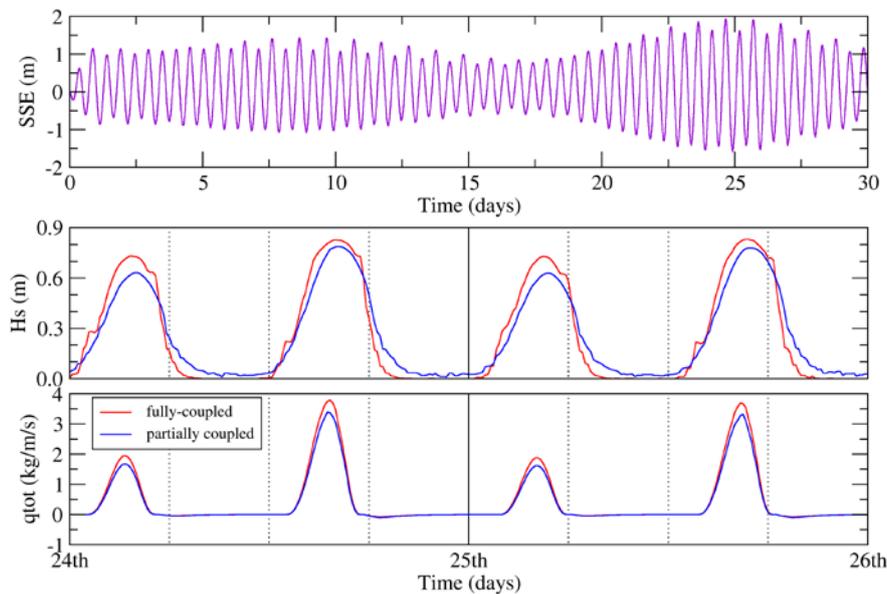


Figure 1 – Top: Sea surface elevations for the thirty days; Middle and bottom: Comparison between a simulation with the coupling option (1) (red lines) and with the coupling option (2) (blue lines) for the Hs (first box) and sediment fluxes (q_{tot}) (third box) between the 24th and 26th days of simulation

5. Acknowledgments

The authors would like to thank the developers of SELFE and WWM-II for making their source codes available. This work makes use of the results produced with the support of the Portuguese National Grid Initiative; more information in <https://wiki.ncg.ingrid.pt>.

6. References

- Bertin, X., A. B. Fortunato, and A. Oliveira, (2009), A modeling-based analysis of processes driving wave-dominated inlets, *Continental Shelf Research*, 29 (5–6).
- Bruneau, N., Fortunato, A. B., Dodet, G., Freire, P., Oliveira, A., & Bertin, X. (2011). Future evolution of a tidal inlet due to changes in wave climate, sea level and lagoon morphology (Óbidos Lagoon, Portugal). *Continental Shelf Research*, 31(18), 1915-1930.
- Dodet, G., Bertin, X., Bruneau, N., Fortunato, A. B., Nahon, A., & Roland, A. (2013). Wave-current interactions in a wave-dominated tidal inlet. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(3), 1587-1605.
- Fortunato, A. B., Bruneau, N. and Freire, P., (2011) Dragagem e defesa da margem Sul da lagoa de Óbidos. Resposta às questões levantadas em sede de declaração de impacte ambiental: Aplicação de um modelo morfodinâmico para analisar a evolução da embocadura. Report 103/11 NEC, LNEC, Lisboa, (in Portuguese).
- Fortunato, A. B., et al., (2014), Morphological evolution of an ephemeral tidal inlet from opening to closure: The Albufeira inlet, Portugal, *Continental Shelf Research*, 73, 49–63.
- Oliveira, A., Fortunato, A.B. e Rego, J.R.L., (2006). Effect of morphological changes on the hydrodynamics and flushing properties of the Óbidos lagoon (Portugal), *Continental Shelf Research*, 26/8: 917-942.
- Roland, A., (2009), *Development of the WWM (Wind Wave Model) II – Spectral Wave Modelling on Unstructured Meshes*. PhD thesis, Technical University of Darmstadt.
- Van Rijn, L.C. (2007a). Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6), 649-667.
- Van Rijn, L.C. (2007b). Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6), 668-689.
- Zhang, Y., and Baptista, A. M. (2008). SELFE: a semi-implicit Eulerian–Lagrangian finite-element model for cross-scale ocean circulation. *Ocean Modelling*, 21(3), 71-96.

DETEÇÃO REMOTA E GEOPROCESSAMENTO AUTOMÁTICO NO ESTUDO DA EVOLUÇÃO DE MARGENS ESTUARINAS (RESTINGA DO ALFEITE)

Alexandra Amorim¹ e Cristina Lira^{2,3}

¹Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.
alexandra.i.amorim@gmail.com.

²Instituto Dom Luiz, ³Centro de Geologia, Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.
fc.lira@fc.ul.pt.

1. Introdução

As margens estuarinas revestem-se de grande importância económica, social e ecológica, que se refletem na forte pressão exercida sobre elas. O espaço reclamado e antropizado de forma não planeada ao longo dos últimos séculos, sob pressão urbana, industrial, portuária, turística e agrícola, tem colocado em risco o equilíbrio natural dos domínios biológico e geológico. A artificialização das margens reduz a capacidade de migração dos diferentes ambientes como medida de adaptação aos agentes forçadores naturais, impedindo o restabelecimento do equilíbrio natural por parte do sistema. Os estuários representam excelentes casos de estudo na temática das alterações climáticas, sendo ambientes de transição muito vulneráveis, devido à interação entre os fatores físicos, químicos, biológicos e antrópicos a que estão sujeitos. As praias e restingas estuarinas (e, conseqüentemente, os sapais e os rasos de maré, que delas dependem) resultam da acumulação de sedimentos arenosos sob ação de ondas de geração local e correntes de maré, sendo particularmente sensíveis às pequenas modificações ambientais, como sejam a subida do nível médio do mar ou a alteração das suas fontes sedimentares.

O objetivo principal deste trabalho consistiu na criação de um método semi-automático de avaliação da evolução das morfologias e da ocupação de zonas marginais estuarinas à mesoescala temporal, com recurso a imagens de satélite de alta resolução. Este estudo foi realizado aproveitando a elevada resolução temporal do programa de observação terrestre Landsat e utilizando técnicas de processamento e análise de imagem em suporte SIG (Esri® ArcMap™ 10.1).

2. Dados e metodologia

Foi selecionada uma zona representativa dos elementos morfológicos marginais estuarinos, constituída por uma restinga de areia (a Restinga do Alfeite) e os elementos morfológicos associados, tendo sido definidas seis classes de ocupação marginal: “água”; “duna, praia e banco arenoso” (areia); “raso de maré externo e canais principais” (areia vasosa); “raso de maré interno” (vasa); “sapal” (vegetação halófito em substrato vasoso orgânico); “vegetação dunar/ transição/ artificial” (áreas antropizadas, árvores e vegetação herbácea dunar). As imagens Landsat compiladas (disponíveis gratuitamente em <http://earthexplorer.usgs.gov/>) abrangem o intervalo temporal de algumas décadas, tendo sido selecionadas imagens dos sensores MSS, TM, ETM+ e OLI, entre as que combinam menor nebulosidade com menor altura de maré, de forma a exibirem a maior área possível de zona intertidal. A atribuição das classes temáticas foi realizada utilizando o classificador estatístico assistido máxima verosimilhança, a partir do conhecimento prévio das assinaturas espectrais de cada classe de ocupação, definidas nas amostras de treino. O método foi validado por fotointerpretação de fotografia aérea, ortofotomapas, imagens Google Earth™ e levantamento topográfico com equipamento DGPS, utilizando-se ainda cartografia antiga para alargar o intervalo temporal analisado. A precisão do classificador foi avaliada com base numa matriz de confusão e no índice *kappa*, relativamente ao *ground truth* criado por fotointerpretação da imagem pancromática Landsat de 2013, validada com uma imagem atual georreferenciada Google Earth™. Foram desenvolvidos modelos semiautomáticos de pré-processamento (e.g. Figura 1) e classificação de imagens (e.g. Figura 2) com a ferramenta Model Builder, inserida no programa SIG utilizado, de forma a automatizar os processos, repetindo-os para as diferentes datas. A vetorização das diferentes classes permitiu definir a evolução de superfície de cada classe de ocupação, permitindo caracterizar qualitativa e quantitativamente a evolução da restinga e sua envolvente.

3. Resultados e conclusões

O método descrito e a combinação de bandas escolhida revelaram-se bastante satisfatórios na classificação da imagem mais recente, apresentando boa precisão global. A aplicação do método a imagens mais antigas carece de algum cuidado na escolha das amostras de treino e de um possível melhoramento radiométrico com o objetivo de tornar as imagens mais semelhantes entre si. A comparação entre as imagens classificadas permitiu identificar uma ligeira rotação do banco arenoso no sentido sinistrogiro e uma pequena redução da área ocupada pela classe "duna, praia e banco arenoso", havendo poucas modificações nas classes "sapal" e "vegetação dunar/ transição/ artificial" (Figura 3).

As imagens Landsat revelam-se uma poderosa ferramenta na cartografia de ocupação do solo (devido às elevadas resoluções espacial, espectral e radiométrica e à possibilidade de combinar bandas e realizar operações para realçar determinadas características espectrais) e na análise de alterações na superfície terrestre (devido ao curto tempo de revisitação dos satélites e à elevada cobertura temporal do programa).

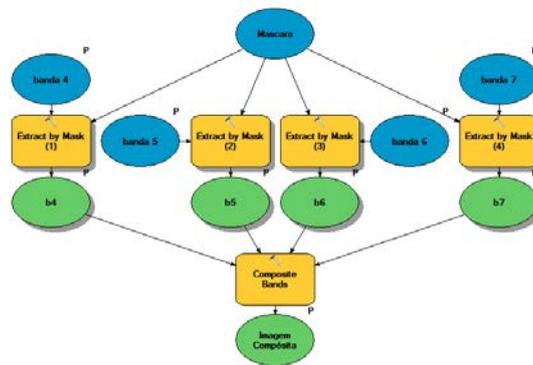


Fig. 1. Modelo de pré-processamento criado no Model Builder (Esri® ArcMap™ 10.1).

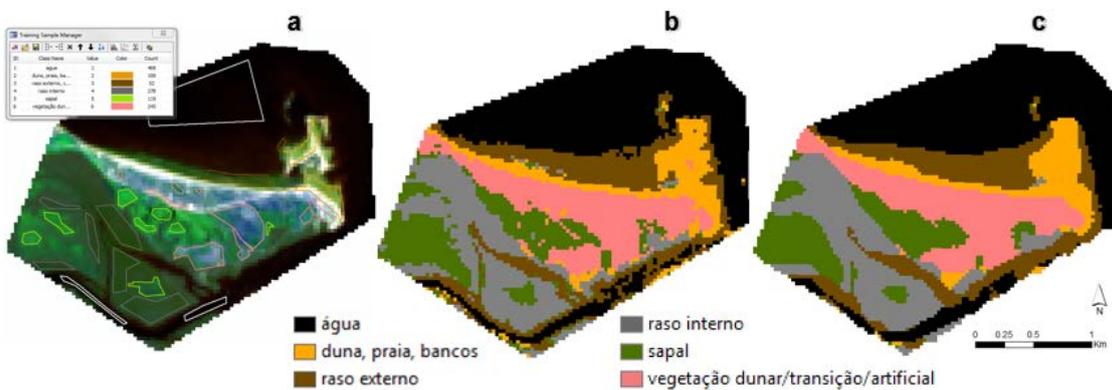


Fig. 2. (a) Imagem compósta de 2013 (bandas OLI 4567) com as amostras de treino; (b) Imagem classificada; (c) Imagem classificada após generalização.

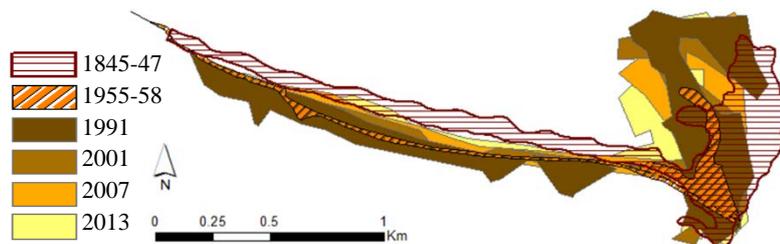


Fig. 3. Sobreposição da classe "duna, praia e banco de areia" entre 1845-47 e 2013.

ANÁLISE DA OCUPAÇÃO DO TERRITÓRIO SOBRE OS DEPÓSITOS DE BARREIRAS NO RIO GRANDE DO SUL – BRASIL: UMA FERRAMENTA PARA A GESTÃO COSTEIRA

Lucas Terres de Lima¹, Cristina Maria de Almeida Bernardes¹ e Marcelo Dutra da Silva²

¹Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago, 3810-193, Aveiro, Portugal. lucasterres@ua.pt, cbernardes@ua.pt.

²Programa de Pos-Graduação em Gerenciamento Costeiro, Universidade Federal do Rio Grande, Campus Carreiro, Rio Grande-RS, 9326-900, Brasil. dutradasilva@terra.com.br.

1. Introdução

A planície costeira do Rio Grande do Sul, localizada a sul do Brasil entre os paralelos 29°S e 34°S, cobre uma área com cerca de 33.00 Km² e engloba vários subambientes e um grande número de massas de água, das quais as lagoas de Mirim e dos Patos são as mais expressivas. A planície é constituída em sua maior parte por depósitos relacionados com a evolução de quatro sistemas de barreiras arenosas, de idade pleistocênica e holocênica (Tomazelli & Villwock, 1996). Cada uma destas unidades morfológicas é o registro de uma transgressão, seguida de um evento regressivo que lhes conferiu maior robustez e a diferenciação de subambientes costeiros relacionados. O presente trabalho realiza uma análise da ocupação atual nos diferentes depósitos, através de estimativas sobre bases cartográficas, denominadas métricas de paisagens. A análise permitiu compreender a distribuição da ocupação de uma maneira diferenciada, proporcionando um processo novo de gestão costeira ao integrar a relação dos depósitos de barreira com a presente ocupação do território.

2. Metodologia

Para a determinação do limite de cada sistema de barreira, foi utilizado o ficheiro em formato *shapefile* do Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul (2006), em que foram separadas as formações que descrevem os depósitos de Barreira Pleistocênica I (Q1), Pleistocênica II (Q2), Pleistocênica III (Q3) e Holocênica IV (Q4) (Fig. 1). O mapa de uso e ocupação do solo foi modificado da base vetorial do Mapa das Classes do Ambiente Costeiro do Rio Grande do Sul, 2011 (Lima, 2014).

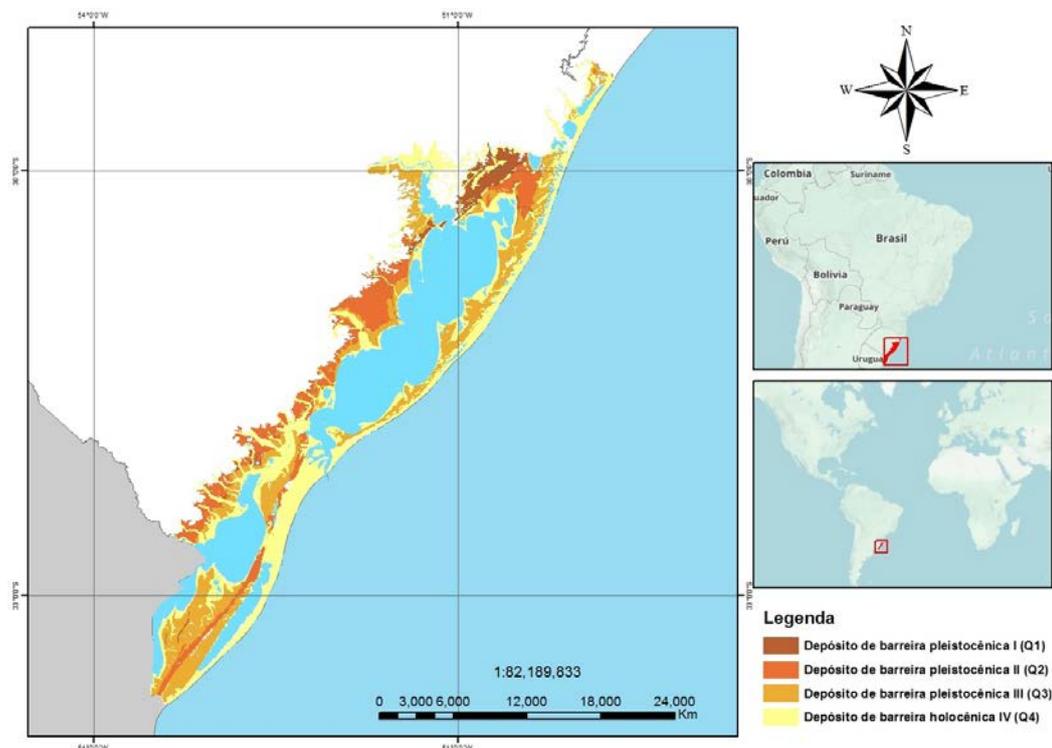


Fig. 1. Mapa dos depósitos de barreira.

A análise foi realizada no ArcGIS 10.2.2 com o *plugin Patch Analyst* que realizou os cálculos de i) Área total de cada barreira; ii) Índice Médio da Forma, que expressa a complexidade das manchas medindo o perímetro e área e comparando com uma circunferência de mesma área; iii) Diversidade de Shannon que define o tipo de ocupação do solo e sua distribuição (classes) presentes na área de estudo; iv) Densidade de Bordas, que reflete o recorte das formas (áreas) e diz respeito ao perímetro em m²/ha.

3. Resultados

O cálculo das áreas mostra que os Depósitos da Barreira Holocênica IV possuem maior área quando comparado com as demais, tendo 44% da área total das quatro barreiras juntas, seguido da Barreira Pleistocênica III com 31%, Barreira Pleistocênica II com 20% e Barreira III com 5%. Os resultados do Índice Médio da Forma mostram que há diferenças discretas entre as diferentes barreiras: os Depósitos de Barreira I, II, III e IV apresentam respectivamente 21%, 27%, 28% e 24% do índice. A Diversidade de Shannon demonstra que a Barreira Holocênica IV é mais diversificada ao apresentar 54% enquanto as barreiras I, II e III exibem respectivamente 19%, 12% e 15%. A Barreira Pleistocênica I é a que possui maior recorte por hectare, tendo 33% de densidade de bordas, seguido de 24% da Barreira Holocênica IV, 23% da Barreira Pleistocênica II e 20% da Barreira Pleistocênica III.

O cálculo de áreas, relativas ao tipo de subambiente, mostra que a classe Antrópico Rural é predominante em todos os sistemas de barreira. Porém, a Barreira Holocênica IV é a que possui tipos de ocupação mais diversos (Áreas Úmidas, Matas Nativas, Praias e Dunas Não Vegetadas e Dunas Vegetadas) quando comparada com os depósitos mais antigos (Fig. 2).

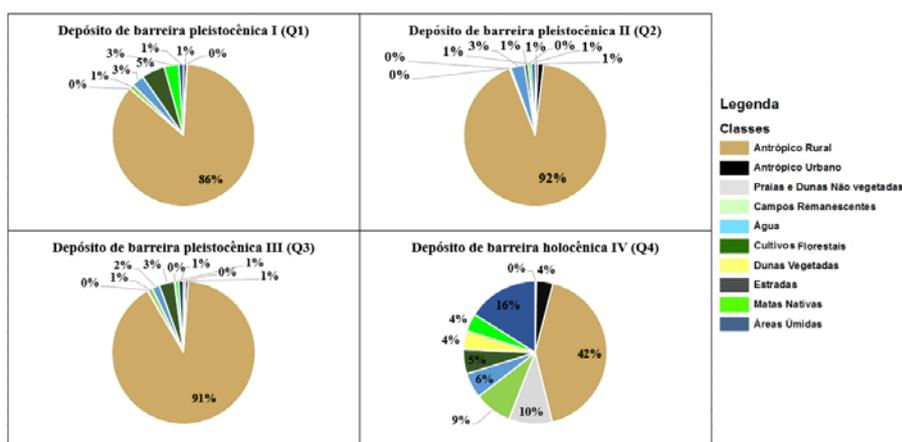


Fig. 2. Tipos de ocupação nos quatro sistemas de barreira

4. Conclusão

Os resultados indicam que os depósitos de barreira mais recentes, devido às suas características geomorfológicas, apresentam ambientes mais diversificados, como é o caso de sistemas dunares e áreas úmidas, o que pode ser devido à sua localização e dificuldade de acesso. A presente análise pode constituir uma base útil para a gestão costeira, no que se refere ao ordenamento de áreas naturais e de ocupação de território. Os depósitos mais recentes (Q4) revelam uma maior diversidade de ambientes e de potencial ecológico, quando comparados com os restantes. Neste contexto, a informação obtida pode desempenhar um importante papel na definição de estratégias de planeamento e de preservação de unidades de paisagem natural. As explorações florestais, agrícolas e pecuárias, e a expansão urbana são os principais agentes que têm gerado maior perturbação no equilíbrio dos ecossistemas identificados.

6. Referências Bibliográficas

- Programa Geologia do Brasil. 2006. Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo *Mapas Geológicos Estaduais em Sistema de Informação Geográfica*. Porto Alegre.
- Lima, L. T. 2014. A paisagem costeira do Rio Grande do Sul: leitura e interpretação das propriedades fisionômicas do espaço como estratégia de planeamento e gestão do território. *Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio Grande*. 163pp.
- Tomazelli, L.J. & Villwock, J.A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3):373- 382.

MORPHO-SEDIMENTARY AND HYDRODYNAMICAL BEHAVIOUR OF THE DOURO RIVER ESTUARY

Isabel Iglesias¹, Helena Granja¹, Ana Paula Mucha¹, Ana Luísa Costa¹ and Luísa Bastos¹

¹Centro Interdisciplinar de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Porto, Rua dos Bragas 289, 4050-123, Porto, Portugal. isabel.iglesias.fdz@gmail.com, helenapgranja@gmail.com, amucha@ciimar.up.pt, anlrcoستا@gmail.com, lcbastos@fc.up.pt

1. Introduction

Rivers are the most important mechanisms transporting terrigenous materials to the coast. The estuarine currents, produced by river flows and tides, are responsible for sedimentary erosion and deposition patterns. The understanding of sediment transport, type of deposited sediments and their provenance (fluvial/marine inputs) is fundamental on the estuarine morpho-sedimentar characterization and also its impact on the environment. The contaminants entering an estuary can be deposited on sediment particles and act as sinks. After being reworked they act as sources of contamination representing one of the most problematic environmental issues in estuarine ecosystems (Mucha et al., 2003). The River Douro is one of the major rivers of the Iberian Peninsula, located on the north-west Iberian coast (Fig. 1). Its daily averaged flow rate ranges from 0 to 13000 m³/s with an important inter-annual and a normal annual variability caused by strong fluxes in winter and weak ones in summer related with its annual precipitation (Gómez-Gesteira et al., 2011). Its narrow estuary is limited upstream (21.6 km from the mouth) by a dam and surrounded at its last 9 km by two cities. The dynamic sand spit at the mouth partially obstructed the sea water entrance (Bastos et al., 2012). This study intends to contribute for the evaluation and characterization of the morpho-sedimentary and hydrodynamical behavior of this estuarine region, identifying sources of pollution and contamination risks. In the scope of the ECORISK and RAI A projects, several hydrographic campaigns were performed and the data acquired can contribute for a better understanding of the physical and dynamical features of the Douro estuary.

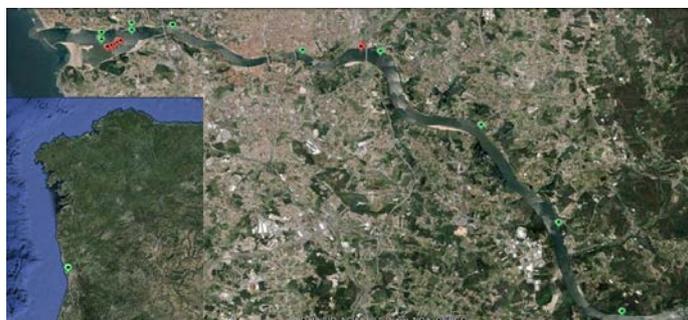


Fig. 1. Douro estuary location and sample points, green for CTD and sediments and red for drifters.

2. Data and methods

Some campaigns were performed inside the Douro estuary to characterize its morpho-sedimentary and hydrodynamic behavior. For that propose several equipment were used: drifters, equipped with GPS, allowing surface currents direction and velocity measurement needed to calculate the residence time of surface water bodies; CTD to determine vertical profiles of temperature and salinity at several points of the estuarine region (Fig. 1). At the same points sediments in the water column (suspension) and in the bottom (bedload) were sampled using a niskin bottle to trap water at three different depths (at surface, medium depth and near the bottom) and a dredge. Two specific campaigns of bathymetric surveys were also performed. The bathymetric data from different campaigns will allow the determination of erosion or accretion prone areas, sedimentary volumes changes and main transport pathways. The water samples were filtered with a vacuum pump and sediments in suspension retained in pre-weighted filters of cellulose nitrate (diameter: 47mm diameter, porosity: 0.45 micra). The amount of sediments in suspension was calculated at the three depths and analyzed by RX diffraction to identify main types of sedimentary particles. Sediments from the bottom were dry sieved at 0.5 phi intervals for size analysis. Statistical parameters were calculated with the software SEDMAC (Henriques, 2003).

3. Results

The drifters were placed at two estuarine locations. The deployment below the Arrábida Bridge (4/2014) and inside the main current showed a mean downstream current of 3.36 m/s related with the strong river flow (~1200 m³/s) and the ebb. Inside the São Paio Bay (12/2013), east of sand spit, a slow recirculation current (~0.4 m/s) was found. It ends inside the main current with an increase of the velocity (~2 m/s). A current parallel to the main current but with opposite direction was also found with even slower velocities (~0.3 m/s) starting on the São Paio Bay and reaching the Afurada Marine.

The CTD deployments (7/2014) showed a sea water layer (SWL) placed always at the bottom of the estuary. Its depth varies accordingly to the depth of each sample point. The river water layer (RWL) is located at the surface even at the mouth of the estuary where reach a depth of 1.5 m. Between the two layers, a still thinner mixed-layer (ML, 0.5 m) is presented. Moving upstream, the thickness of the SWL decrease meanwhile RWL and ML increase. Nevertheless there is a signature of a sea water mass reaching the upstream extreme of the estuary 2:30 h after the beginning of tide rise.

The concentration of sediments in suspension (7/2014) is less than 10 mg/l with the exception of samples in the vicinity of D. Luís Bridge, where 66 mg/l near the bottom were registered. Its composition is rather uniform dominated by quartz, muscovite and, kaolinite in all samples. Illite, chlorite, gypsum and halite are also present in some samples, at least as a vestige. Bedload sediments (7/2014) are very coarse (very coarse sand and very fine pebbles) and mainly poorly sorted. Upstream Freixo Bridge sediments are coarser than at the estuary entrance, with maximum size at Crestuma (very coarse pebbles, with sub and rounded shape).

4. Conclusions

The CTD deployments measured a stratified estuary (summer conditions) with RWL at the surface, a thin ML and the SWL at the bottom, which is the classic pattern of a salt-wedge estuarine configuration. The stronger surface currents were measured inside the main current. Weaker ones were observed at São Paio Bay producing higher residence times which can generate the bay silting.

The small concentration of sediments in suspension was produced by the weak river flow normal during summer conditions. It is expected to observe higher concentrations during next winter campaign. The bedload sediments show a strong river flow influence that transport the fine sediments downstream Freixo Bridge. Meanwhile the tide seems to push fine sediments upstream.

4. Acknowledgements

Isabel Iglesias was further supported by the postdoctoral funds provided by the EU/FEDER funded RAIA.co (0520-RAIA-CO-1-E) and RAIA tec (0688-RAIA-TEC-1-P) projects. This research was partially supported by the European Regional Development Fund (ERDF) through the COMPETE – Operational Competitiveness Programme and national funds through FCT (PEst-C/MAR/LA0015/2013), and by ECORISK (NORTE-07-0124-FEDER-000054), co-financed by the North Portugal Regional Operational Programme (ON.2 – O Novo Norte), under the National Strategic Reference Framework (NSRF), through the ERDF. We also thank J. Azevedo from DCT (U. Minho) for the RX equipment.

5. References

- Bastos, L., Bio A., Pinho J.L.S., Granja H., and A. Jorge da Silva 2012. "Dynamics of the Douro estuary sand spit before and after breakwater construction." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 109: 53–69.
- Gómez-Gesteira M., Gimeno L., deCastro M., Lorenzo M.N., Alvarez I., Nieto R., Taboada J.J., Crespo A.J.C., Ramos A.M., Iglesias I., Gómez-Gesteira J.L., Santo F.E., Barriopedro D., Trigo I.F. 2011. "The state of climate in NW Iberia." *Climate Research*, 48: 109–144.
- Henriques R., 2003. "SEDMAC/SEDPC: programa informático de apoio à análise dimensional de populações detriticas." Ciências da Terra (Universidade Nova de Lisboa), nº especial V, CD-ROM pp. C41-C44.
- Mucha, A.P., Vasconcelos M.T.S.D., and Bordalo A.A 2003. "Vertical distribution of macrobenthic community and its relationships with trace metals and natural sediment characteristics at the lower Douro estuary" *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 59: 663-673.

MORPHOLOGICAL STORM THRESHOLD: AN EXAMPLE FROM A POCKET BEACH IN THE WEST PORTUGUESE COAST

Ana Pestana Bastos¹, Cristina Lira¹, Rui Taborda¹, Mónica Ribeiro^{1,2}, César Andrade¹

¹ Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Portugal. anapbastos@gmail.com.

² Instituto Hidrográfico, Lisboa, Portugal

Most rapid and dramatic changes in beach morphology occur during storms, as these events are responsible for short-term erosion. Identifying thresholds above which forcing conditions trigger significant morphological changes is important to coastal management, allowing to further understand beach morphodynamics and contribute to improve coastal risk assessment (Almeida, 2011; Haerens et al., 2012). However, the definition of a storm threshold for any particular beach is hampered by morphological and geological constraints, so it must rely on a site-specific analysis. This study aims to obtain insights about morphological storm thresholds of high-energy pocket beaches using as case study the *Coxos* beach, located on Portuguese central-west coast. This is a deeply embayed, reflective sand pocket beach developed over a rock platform (exposed 1 m below mean sea level - MSL), featuring a well-defined berm crest. Systematic surveys were conducted between 2011 and 2014 with a GPS-RTK and terrestrial LiDAR (Diogo et al., 2014), and morphological changes were evaluated through beach profile analysis. Wave forcing was characterized using hindcast wave time-series for the same time period (kindly provided by X. Bertin, University of *La Rochelle*). Storm events (occurrences with significant wave height (H_s) > 5 m and spaced > 24 hours) were evaluated.

During the monitoring period beach revealed considerable stability, disrupted during the first months of 2014 (**Figure 1**). For the first 3 years seasonal response was restricted to minor berm variations, with a relatively stable and steep beach face. Average beach slope ($\tan\beta$), estimated between MSL and maximum swash line, was assumed constant and equal to 0.1. After the early 2014 winter storms, intense/extreme erosion with significant beach surface lowering and shoreline retreat. Offshore wave height analysis (**Figure 2**) did not allow to establish a direct morphological threshold because the event with maximum offshore H_s (January 19th 2013) did not promote significant morphological change. To investigate this behavior, the influence of other wave parameters (peak period, T_p) and geomorphological characteristics ($\tan\beta$) was analyzed. This was accomplished through the computation of wave run-up parameter, using Masselink and Hughes (2003) formulation: $R_{2\%} = 0.36g^{1/2} \tan\beta H_s^{1/2} T_p$ (**Figure 3**). Results show that Jan 6th 2014 storm presented the highest $R_{2\%}$ value. Beach morphology response was consistent with this result, considering the severe erosion recorded (**Figure 1** – 16/01/2014 survey). Estimated run-up level suggests that swash reached the cliff base and reflected wave energy may have been responsible for accelerating erosion and beach depleting. After this event, other storms with relatively high $R_{2\%}$ values occurred, promoting significant additional beach erosion. These events were probably enhanced by an inherited lower berm elevation, which facilitated wave reflection at cliff toe. In April and July 2014 some volumetric recovery was recorded, although scarcely matching half of the pre-storm sediment volume.

Results show a remarkable stable beach at a multi-annual scale, lacking significant morphological response to seasonal variations in incident wave conditions and typical winter storms. During the monitoring period, beach morphological equilibrium was significantly disrupted at one occasion, related to an extreme storm event. We found that significant storm induced morphological change appears to be more closely related to runup levels, as opposed to wave height alone. In fact, in this case, run-up level provides a suitable tool to quantify thresholds above which the beach experiences significant erosion. However, once this threshold is exceeded, and significant erosion occurs, beach resilience is lowered, allowing further changes to occur under less energetic storm conditions. This shows that storm thresholds cannot be considered as an absolute value and depend on the antecedent beach conditions. Further investigation is needed to evaluate sediment recovery in this embayment, although data collected suggests a long-term sediment loss from the beach system. Morphological changes experienced by *Coxos* beach over 4 years highlight the importance of a continued monitoring program capable of providing a better understanding of the variables contributing to coastal morphodynamics

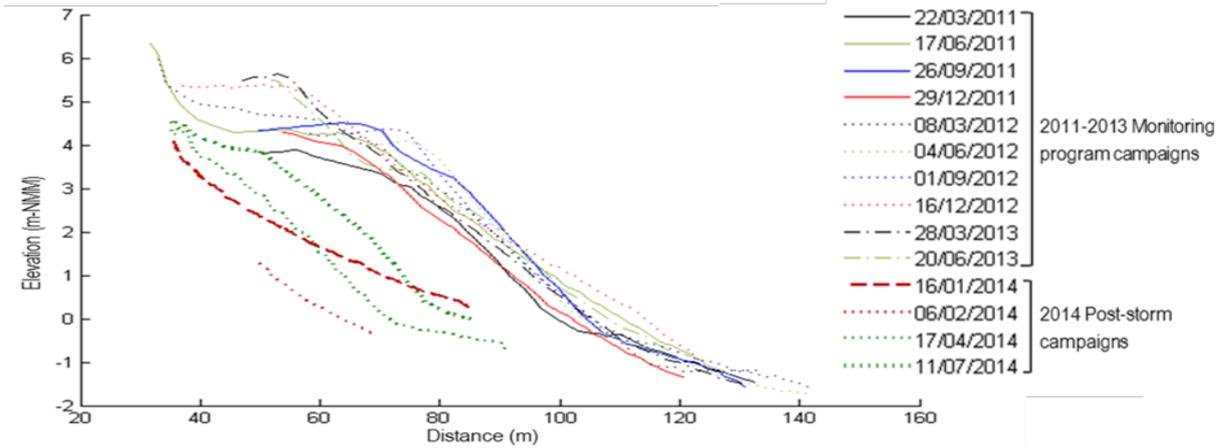


Figure 1. Topographic profiles of Coxos beach between March 2011 and July 2014.

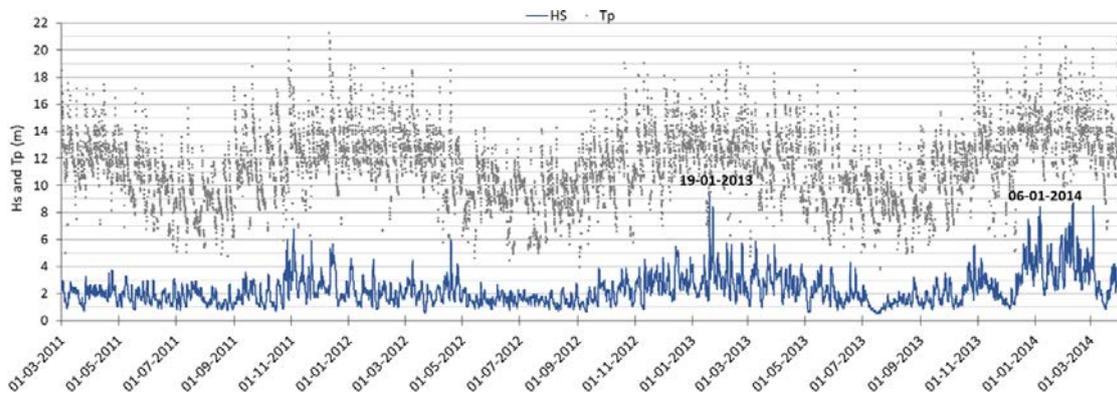


Figure 2. Wave conditions between March 2011 and April 2014: significant wave height- H_s (blue line); peak period - T_p (gray line).

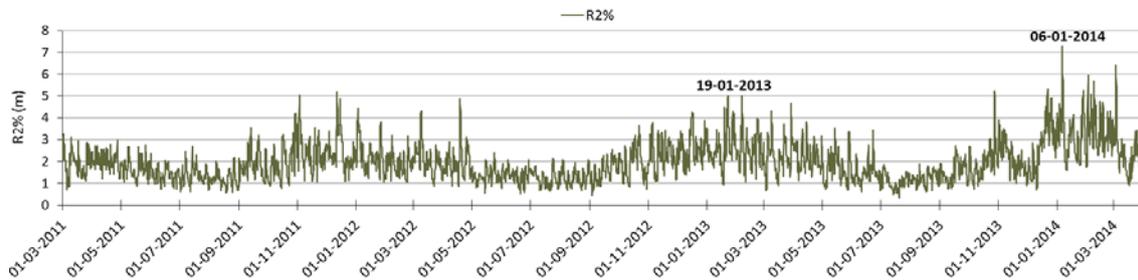


Figure 3. Estimated run-up levels ($R_{2\%}$) between March 2011 and April 2014.

Acknowledgement

Supported by project FCT through project MOSES - #PTDC/GEO-GEO/3981/2012.

References

- Almeida, L.P., Ferreira, Ó. and Pacheco, A. 2011. Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. *Earth Surf. Process. Landforms*, 36: 523–532, doi: 10.1002/esp.2072.
- Diogo, Z., Bastos, A., Lira, C., Taborda, R., Andrade, C., Silveira, T.M., Ribeiro, M., Silva, A.N., Carapuço, M.M., Pinto, C.A. and Freitas, M.C. 2014. Morphological impacts of Christina storm on the beaches of the central western Portuguese. IX Congresso Nacional de Geologia.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K., and Houthuys, R. 2012. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology*, 143-144: 104-117.
- Masselink, G. and Hughes, M.G. 2003. Introduction to Coastal Processes & Geomorphology. Hodder Education.

SEASONAL SHORELINE ROTATION OF A BREAKWATER-PROTECTED BEACH: WAVE AND WIND EFFECTS

Ana Bio¹, Isabel Iglesias¹, José Alberto Gonçalves^{1,2}, Sérgio Madeira^{1,3}, Américo Magalhães^{1,4}
and Luísa Bastos^{1,2}

¹ Interdisciplinary Centre of Marine and Environmental Research (CIIMAR/CIMAR), University of Porto, Rua dos Bragas 289, P 4050-123 Porto, Portugal

² Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Rua Campo Alegre 687, 4169 - 007 Porto, Portugal

³ Departamento de Matemática, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Apartado 1013, 5001-801 Vila Real, Portugal

⁴ Observatório Astronómico, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Monte da Virgem, 4430-146 Vila Nova de Gaia, Portugal

anabio@ciimar.up.pt, isabel.iglesias.fdz@gmail.com, jagoncal@fc.up.pt, smadeira@utad.pt, americo.magalhaes@fc.up.pt, lcbastos@fc.up.pt

1. Introduction

Coasts are complex and dynamic, presenting short-term changes, which can be significant after storm events, to long-term trends related, for example, to human interventions (sediment depletion, man-made changes of topography, such as dams and buildings, or nearshore configuration through construction of jetties or breakwaters) or climate change (sea level rise or changes in oceanographic conditions). However, beaches also show seasonal changes; they generally experience accretion during summer and erosion during winter. They adapt to changes in energy conditions by shifting between different morphodynamic states. Coastal erosion in response to storms has received increasing attention as predicted sea level rise and increased storminess due to climate change are likely to increase the susceptibility of coastal areas and negative impacts (Jiménez *et al.*, 2011). Coastal response to storms is complex, as it is controlled by multiple factors related to incident storm characteristics and to foreshore and shoreface morphology and sediment supply. Local susceptibility to storm effects further depends on human intervention and management practices (Musereau and Regnaud, 2014). Frequently different beach sectors show contrasting behaviour, with a different response during storm conditions and, particularly, during the recovery period (Forbes *et al.*, 2004), which is challenging for coastal managers. The assessment of coastal morphology and its dynamics, considering local conditions, such as coastline orientation, exposure and natural or man-made protection structures, is then essential to quantify and understand changes, assess coastal risks and decide on protective measures. This study presents an assessment of seasonal (summer/winter) changes in the morphology of a breakwater-protected estuarine sand spit and explores the relations with forcing mechanisms, particularly considering changes in wave, wind and river flow conditions.

2. Methods

Surveys took place each summer and winter, between June 2007 and February 2014, at the estuarine sand spit of the Douro River (N-Portugal), using a kinematic differential GPS (Global Positioning System) to obtain high-resolution beach topography (Bastos *et al.*, 2012). Surveys produced 3D coordinates with accuracy better than 10 cm. Measurements were performed during spring low tides, on a grid of profiles and along the instantaneous low-water level of the sand spit edge. Digital Elevation Models (DEMs) were generated and compared in a GIS in order to analyse spit evolution between surveys. Local patterns of change were assessed, focussing on the embayed western beach, protected by the breakwater. Changes between surveys were analysed through linear regression considering sedimentary budgets per sector and shoreline progression/retreat (at the centre of each sector, Fig. 1) as response variables. Regression predictor variables were: river runoff, significant wave height wind velocity inter-sample median values, and 80th and 90th percentiles; the number of days between samples with values above the 80th and 90th percentiles of the whole data set; the numbers of records with $H_s > 4\text{m}$ $H_s > 5\text{m}$, and wave peak directions from W to WNW, WNW to NW, NW to NNW, S to W; and, the numbers of wind estimates with $V > 4\text{ m s}^{-1}$, $V > 6\text{ m s}^{-1}$ and $V > 9\text{ m s}^{-1}$ from each of the 8 cardinal directions.

3. Results and Discussion

Results indicate that seasonal patterns in morphological change are related to local seasonal changes in wave and wind intensities and their respective directions. Morphological change is controlled by embayment exposure, determined by the orientation of the coastline, and by the presence of the detached breakwater that protects part of the spit and alters wave impact through refraction and diffraction. The embayed, breakwater-protected beach evidenced seasonal shoreline rotation, which was found to be related to beach exposure. Extreme conditions during winter (high-energy W to NW waves and strong S to W winds) caused a reduction in area and volume of the northern beach sector. Spring/summer conditions (strong NW winds) allowed northern beach recovery. The southern sector behaved in an opposite way. Overall, extreme wave and wind conditions were found to drive erosion in the upper half and accretion in the lower half. In spite of the limited dataset (14 surveys) and the, consequently, simple, single-predictor-variable linear regression models, significant ($p < 0,05$) regression models were obtained, explaining 31% to 50% of the variance. Regular and frequent small-scale studies are necessary to understand the impact of meteo-oceanic variations as influenced by local conditions. Only models that are specific for a given area and that consider local conditions, such as beach exposure and geologically-controlled morphodynamic mechanisms, will allow quantification of local changes and prediction of local erosion and accretion, and constitute a valuable tool for coastal risk assessment and management.

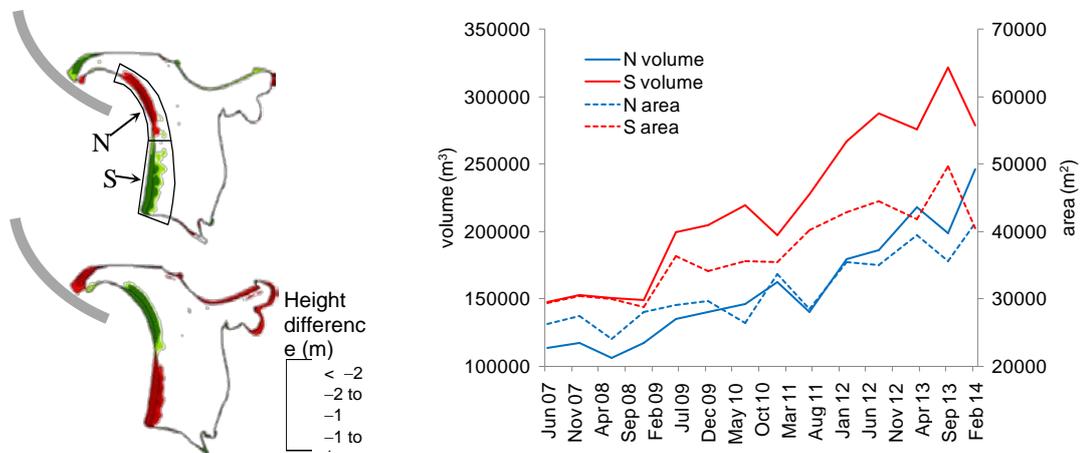


Fig. 1. Height differences between consecutive surveys showing typical seasonal (top: summer, bottom: winter effects) erosion (red) and accretion (green) patterns (N: northern sector, S: southern sector, grey: detached breakwater) and changes in volume and area along time, for the two beach sectors.

4. Acknowledgments

We thank the APDL for their funding and INAG, EDP and IH for the supply of river, wave and wind data. This research was partially supported by the European Regional Development Fund (ERDF) through the COMPETE – Operational Competitiveness Programme and national funds through FCT – Foundation for Science and Technology, under the project “PEst-C/MAR/LA0015/2013”, and by The Project ECORISK (reference NORTE-07-0124-FEDER-000054), co-financed by the North Portugal Regional Operational Programme (ON.2 – O Novo Norte), under the National Strategic Reference Framework (NSRF), through the European Regional Development Fund (ERDF). Isabel Iglesias was further supported by the EU/FEDER funded RAIA.co (0520-RAIA-CO-1-E) and RAIA tec (0688-RAIA- TEC-1-P) projects.

6. References

- Bastos, L., Bio, A., Pinho, J.L.S., Granja, H., Jorge da Silva, A., 2012. Dynamics of the Douro estuary sand spit before and after breakwater construction. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 109, 53–69.
- Forbes, D.L., Parkes, G.S., Manson, G.K. and Ketch, L.A. 2004. Storms and shoreline retreat in the southern Gulf of St. Lawrence. *Marine Geology* 210: 169-204.
- Jiménez, J.A, Gracia, V., Valdemoro, H.I., Mendoza, T. and Sánchez-Arcilla, A. 2011. Managing erosion-induced problems in NW Mediterranean urban beaches. *Ocean & Coastal Management* 54: 907-918.
- Musereau, J. and Regnaud, H. 2014. Storms impact on morphodynamics of human controlled coastal features in western France: the prevailing role of local management practices. *Journal of Coastal Conservation* 18: 539-550.

CARACTERIZAÇÃO DA DERIVA LITORAL NO TROÇO COSTEIRO ENTRE O CABO MONDEGO E A PRAIA DA LEIROSA

Caroline Ferreira¹, Paulo A. Silva² e Carlos Coelho³

¹Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. carolineferreira@ua.pt.

²CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. psilva@ua.pt.

³CESAM, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal.

ccoelho@ua.pt.

1. Introdução

A costa oeste portuguesa está sujeita a uma agitação marítima muito energética, sofrendo modificações morfológicas significativas ao longo do tempo. A quantidade de energia libertada pela rebentação das ondas gera um intenso transporte sedimentar. Assim, é de elevado interesse compreender a interação que existe entre a hidrodinâmica e o transporte de sedimentos, que afeta a evolução morfológica das praias.

O transporte sedimentar é um fenómeno complexo, sendo difícil efetuar a sua medição no campo. Ainda que, de um modo geral, na costa oeste portuguesa se observe um transporte longitudinal anual significativo de norte para sul, diferentes autores apresentam uma grande disparidade nos valores estimados para caracterizar um mesmo setor costeiro. Face às incertezas, considera-se importante investir na vertente de investigação e modelação das grandezas que se relacionam com a dinâmica sedimentar.

O presente trabalho tem como objetivo estudar a dinâmica sedimentar no troço costeiro desde o Cabo Mondego até a praia da Leirosa. O trabalho baseia-se num conjunto de dados de campo de parâmetros topo-batimétricos, sedimentares e hidrodinâmicos, recolhidos numa campanha realizada em Novembro de 2014, e que permitiram avaliar o transporte sedimentar na zona intertidal da praia.

2. Área de Estudo e Metodologia

A área em estudo comporta o Porto da Figueira da Foz, localizado na foz do rio Mondego, sendo o acesso ao porto realizado através de um canal de navegação fixado a norte e a sul por dois molhes. A norte da embocadura do porto localizam-se a praia de Buarcos e a praia da Figueira da Foz, sendo que a última tem uma largura que varia entre 250 e 500 metros e orientação Norte-Sul, descrevendo uma ligeira curvatura (Oliveira *et al.*, 2002). A extensão total destas duas praias aproxima-se de 5km. No troço costeiro a sul da embocadura, com uma extensão de cerca de 11km até à praia da Leirosa, as praias registam um carácter erosivo muito expressivo.

A campanha de campo foi realizada entre os dias 5 e 9 de Novembro de 2014, sendo que nos dois primeiros dias os trabalhos realizaram-se a norte da embocadura do rio Mondego e nos restantes três dias a sul. No total foram estabelecidas cinco estações, na praia da Figueira (Est1-5) e três a Sul, na praia do Cabedelo (Est6), na praia do parque de campismo da Orbitur, localizada entre a Gala e a costa de Lavos (Est7) e por fim na praia da Leirosa (Est8), como se pode observar na Fig. 1. Em todas as estações foram extraídos dados da topografia da praia subaérea, e recolhidas amostras de sedimentos. Nas estações Est1, Est4, Est6, Est7 e Est8 foram montados tripés, nos quais foram instaladas sondas óticas (OBS) para medir a concentração de sedimentos em suspensão, correntómetros eletromagnéticos (ECM) que medem a velocidade do escoamento e por fim sensores de pressão (PT) de modo a medir a elevação da superfície livre da água. Nas estações Est2, Est3 e Est5 foram apenas colocados PT em hastes verticais, de modo a medir a elevação da superfície livre da água em diferentes pontos da praia da Figueira. Após a extração dos registos, procedeu-se ao tratamento de dados no programa Matlab da *MathWorks*, obtendo-se, por exemplo para um PT, no dia 9 de Novembro, a série temporal da elevação da superfície livre ao longo do tempo (Fig. 2). Os dados foram adquiridos ao longo de um ciclo de maré, sendo que os instrumentos foram instalados em baixa-mar e recolhidos na baixa-mar seguinte.

3. Resultados

O tratamento dos dados recolhidos com os equipamentos OBS e ECM permitiram estimar o transporte sedimentar no trecho costeiro em estudo no período correspondente aos dias da campanha de campo. Como exemplo, a Figura 3 ilustra os valores instantâneos e valores médios (10min) do fluxo de sedimentos na direção longitudinal (Q_y) e transversal (Q_x) para o dia 9 de Novembro. Os valores dos

fluxos transversal na zona de espraio e início da rebentação são superiores aos medidos quando os sensores se encontravam na rebentação, denotando uma contribuição importante do espraio para o balanço sedimentar. A direção do fluxo sedimentar na direção longitudinal é maioritariamente para sul, enquanto o fluxo na direção transversal é determinado na zona de rebentação pelas correntes de retorno junto ao fundo. Extrapolando os valores obtidos nesta campanha para todo o ano corresponderia a uma deriva litoral positiva de $1.576 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$. Os resultados obtidos evidenciam também um gradiente da deriva litoral no troço costeiro entre a praia do Cabedelo e da Leirosa.

4. Agradecimentos

Este trabalho foi desenvolvido no âmbito do projeto: Estudo da Dinâmica Sedimentar na Embocadura da barra do porto da Figueira da Foz, financiado pela APFF - Administração do Porto da Figueira da Foz. Agradece-se também o apoio da FCT (UID/AMB/50017/2013).

5. Referências Bibliográficas

Oliveira, F. S. B. F., Freire, P. M. S., Lorangeiro, S. H. C. D., 2002. Characterisation of the Dynamics of Figueira da foz beach, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 563 (36): 552-563.



Fig. 1. Localização das estações de recolha de dados.

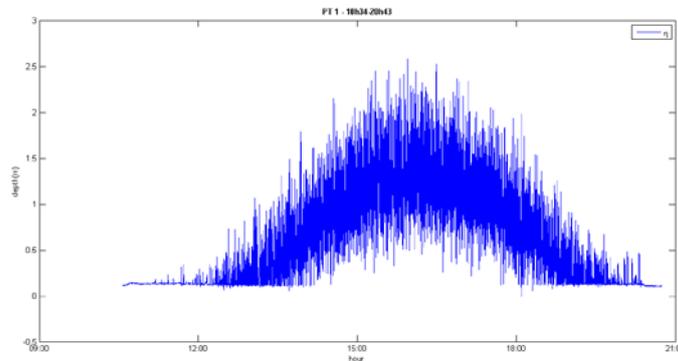


Fig. 2. Série temporal da elevação da superfície livre da água para o dia 9 de Novembro.

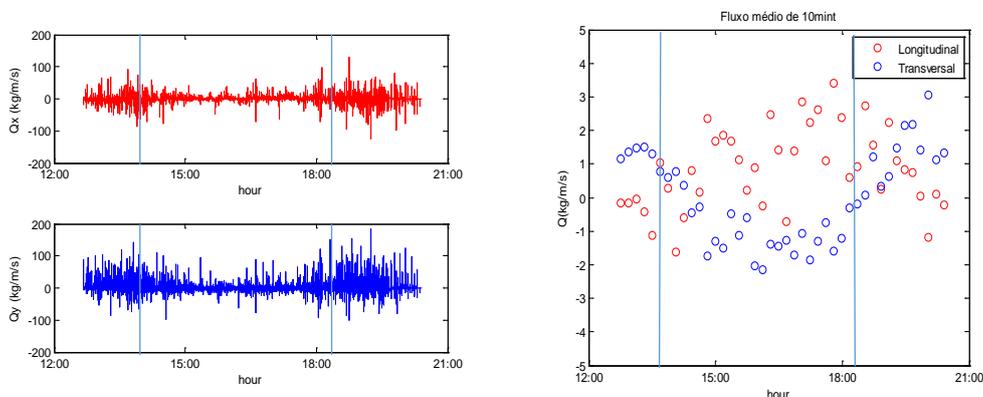


Fig. 3. Valores instantâneos (à esquerda) e médias de 10 minutos (à direita) do fluxo longitudinal e transversal de sedimentos no dia 9 de Novembro; as linhas verticais representadas a azul delimitam a zona de espraio da zona de rebentação.

AVALIAÇÃO DA INUNDAÇÃO NO PORTO DE PONTA DELGADA: UTILIZAÇÃO COMBINADA DO HIDRALERTA E DE FERRAMENTAS SIG

Joana Rodrigues¹, Pedro Poseiro², Conceição J.E.M. Fortes², Maria Teresa Reis², Francisco Taveira-Pinto¹

¹ Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, Rua Dr. Roberto Frias, s/n 4200-465 Porto,
joana.rsilva.rodrigues@gmail.com, fpinto@fe.up.pt

² Departamento de Hidráulica e Ambiente, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil 101,
1700-066, Lisboa, Portugal. pposeiro@lnec.pt, jfortes@lnec.pt, treis@lnec.pt

1. Introdução

O HIDRALERTA é um sistema de previsão, alerta e avaliação do risco associado aos galgamentos e inundação em zonas portuárias e costeiras, tendo como ideia-base a utilização de medições/previsões da agitação marítima para calcular o galgamento/inundação nessas zonas. A avaliação do risco associado a estes fenómenos é efetuada através da predefinição de limiares admissíveis para os galgamentos/cotas de inundação e através do produto do grau de probabilidade de ocorrência de valores iguais ou superiores a esses limiares pelo grau das consequências desses acontecimentos. No HIDRALERTA, o cálculo dos caudais médios galgados sobre uma estrutura portuária/costeira é efetuado por ferramentas baseadas em redes neuronais e/ou fórmulas empíricas (Fortes *et al.*, 2014), que são métodos expeditos, mas que não fornecem indicações sobre a distribuição espacial desse caudal na zona protegida pela estrutura.

Nesta comunicação, apresenta-se uma metodologia simplificada, incorporada no HIDRALERTA, para modelar o galgamento e a correspondente distribuição espacial da inundação, recorrendo a ferramentas SIG (Sistemas de Informação Geográfica). Esta metodologia consiste na utilização da ferramenta NN_OVERTOPPING2 (Coeveld *et al.*, 2005) para o cálculo, em várias secções, de caudais médios galgados por metro linear de estrutura, a partir dos quais se podem obter os volumes de galgamento em cada secção da estrutura para um determinado período de tempo. Esses volumes são posteriormente distribuídos na zona protegida pela estrutura com recurso ao Modelo Digital de Terreno (MDT) da zona em análise. Esta metodologia foi aplicada para avaliação da inundação por galgamento numa secção do porto de Ponta Delgada, na Ilha de S. Miguel, Açores.

2. Caso de estudo e metodologias aplicadas

O porto de Ponta Delgada situa-se na costa sul da ilha de S. Miguel, Região Autónoma dos Açores, Portugal. É o principal porto dos Açores, construído na cidade mais populosa do arquipélago e tem, aproximadamente, 32 ha de área de baía protegida pelo molhe principal (molhe sul), Fig. 1a. A importância deste porto resulta do elevado fluxo de pessoas e mercadorias, bem como das ligações que proporciona com as restantes ilhas do arquipélago, o continente e o resto do mundo. Encontra-se na rota turística transatlântica, permitindo receber *ferryboats* e cruzeiros turísticos. Neste porto são frequentes os fenómenos de galgamento das estruturas portuárias (Fig. 1b), obrigando à interrupção de algumas atividades no porto. Com efeito, eventos ocorridos em 1894, 1996 e 2011 foram particularmente relevantes, pelo que a avaliação do risco de galgamento e correspondente inundação é fundamental para o bom desempenho e planeamento das atividades portuárias.



Fig. 1 – a) Porto de Ponta Delgada; b) Estruturas do porto e secções analisadas

Em trabalhos anteriores (e.g. Rodrigues, 2014) foi efetuada uma avaliação do risco de galgamento/inundação para um período de 34 anos para doze estruturas do porto, nomeadamente (Fig. 1b): D1 - Cais comercial (poente), D2 - Cais comercial (nascente), D3 - Piscina natural (sul), D4 - Piscina natural (nascente), D5 - Terminal de cruzeiros (nascente), D6 - Terminal de cruzeiros (poente), D7 - Molhe da marina nascente (cabeça), D8 - Molhe da marina nascente (Clube Naval), D9 - Cais novo, D10 - Corredor lojas/restauração (zona mais baixa), D11 - Corredor lojas/restauração (zona mais profunda) e D12 - Marginal. Essa avaliação faz parte do desenvolvimento do sistema HIDRALERTA e consistiu em:

- Definir o regime de agitação marítima incidente nas estruturas portuárias recorrendo a resultados de modelos numéricos de propagação de ondas;
- Calcular a resposta das estruturas em termos de caudal médio de galgamento com a utilização da ferramenta neuronal NN_OVERTOPPING2;
- Calcular o grau de risco associado à ocorrência de galgamentos acima de um determinado caudal médio admissível pré-definido para cada secção das estruturas, em função do tipo de estruturas galgadas e das atividades e bens por elas protegidos. A avaliação do risco associado a estes fenómenos é efetuada através do produto do grau de probabilidade de ocorrência de valores de caudais excessivos pelo grau das consequências desses acontecimentos. Esta avaliação das consequências da ocorrência de galgamento foi efetuada segundo dois métodos: uma metodologia simples e outra baseada no Processo de Análise Hierárquica (AHP).

Uma das conclusões do trabalho anterior foi que não é ainda possível a apresentação de um mapa final de riscos segundo o AHP devido à necessidade de um modelo de inundação da zona de estudo. Com efeito, utilizando a ferramenta neuronal NN_OVERTOPPING2 para a determinação do caudal médio de galgamento, não é possível obter a distribuição espacial desse caudal atrás da estrutura galgada.

Desta forma, o presente trabalho é uma extensão de trabalhos anteriores e apresenta uma metodologia simplificada para determinar o galgamento e a área inundada, recorrendo a ferramentas SIG. Para este efeito, os caudais médios obtidos pela NN_OVERTOPPING2 para cada secção considerada são convertidos em volumes, uma vez que se dispõem dos resultados de galgamento de 6 em 6 horas, e estabelece-se uma relação entre os volumes e diferentes cotas de inundação obtidas para cada secção com a utilização do MDT da zona em estudo. Ou seja, para cada metro linear de estrutura consideram-se diferentes cotas de inundação e calcula-se o volume contido entre cada cota e o MDT. Desta forma, é possível estabelecer para cada secção a cota de inundação em função do volume. Este método carece da definição de uma função volumes-cotas de inundação para cada metro linear de estrutura e, uma vez que ainda não foi finalizado o algoritmo que permite definir automaticamente cada uma destas funções, o método apenas foi aplicado a uma secção do porto (Rodrigues, 2014). Após a implementação deste algoritmo, será possível obter todas as áreas inundáveis na zona em estudo e, juntamente com a metodologia já desenvolvida para obter o mapa de consequências através da aplicação do AHP, é possível obter o mapa de riscos, tendo em conta simultaneamente as áreas mais facilmente galgadas/inundadas e o peso das características/atividades em cada uma dessas áreas.

A comunicação final apresenta a aplicação da metodologia simplificada de determinação da área inundada a uma secção da zona portuária em estudo e correspondente mapa de risco.

3. Agradecimentos

Os autores agradecem o financiamento da FCT através dos projetos HIDRALERTA - PTDC/AAC-AMB /120702/2010, DITOWEC - PTDC/ECM-HID/1719/2012 e EROS - PTDC/CTE-GIX/111230/2009.

4. Referências Bibliográficas

- Coeveld, E. M., Van Gent, M. R. A., Pozueta, B. 2005. *Neural Network Manual NN_OVERTOPPING2*. CLASH WP8, June.
- Fortes, C. J. E. M., Reis, M. T., Poseiro, P., Capitão, R., Santos, J. A., Pinheiro, L. V., Craveiro, J., Rodrigues, A., Sabino, A., Silva, S. F., Ferreira, J. C., Raposeiro, P. D., Silva, C., Rodrigues, M. C., Simões, A., Azevedo, E. B., Reis, F. 2014. "HIDRALERTA Project – A Flood Forecast and Alert System in Coastal and Port Areas". *Proc. IWA World Water Congress & Exhibition 2014*, Lisboa.
- Rodrigues, J.R.S. 2014. *Avaliação do Risco e Aplicação do Processo de Análise Hierárquica (AHP) na Avaliação das Consequências de Galgamento em Zonas Costeiras e Portuárias. Aplicação ao Porto de Ponta Delgada, Açores*. Tese de Mestrado Integrado em Engenharia, FEUP, julho.

PREVISÃO EM TEMPO REAL DA HIDRODINÂMICA E CONTAMINAÇÃO FECAL EM AMBIENTE CLOUD E HPC

Marta Rodrigues¹, João Rogeiro², André B. Fortunato¹ e Anabela Oliveira²

¹Núcleo de Estuários e Zonas Costeiras, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, Lisboa, Portugal. mfrodrigues@lneec.pt, afortunato@lneec.pt

²Grupo de Tecnologias da Informação em Água e Ambiente, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Av. do Brasil, 101, Lisboa, Portugal. jrogeiro@lneec.pt, aoliveira@lneec.pt

1. Introdução

Os sistemas de previsão em tempo real (SPTR) fazem previsões a escalas de tempo curtas (dias), através da integração de modelos e dados de campo, sendo ferramentas habituais de suporte à gestão costeira e portuária para análise de grandezas como a agitação marítima, os níveis e as velocidades. O custo computacional é uma das maiores limitações no uso de modelos de elevada precisão em sistemas de previsão em tempo real nas zonas costeiras (Rodrigues et al., 2013). Os avanços recentes em computação de elevada performance (HPC), tais como os obtidos no *cluster* MEDUSA do LNEC (Costa et al., 2009), criaram as condições para o uso eficaz destes modelos em SPTR. O uso de modelos em modo paralelo abriu ainda caminho à evolução dos SPTR da hidrodinâmica para a morfodinâmica (Bruneau et al., 2010) e a qualidade da água (Rodrigues et al., 2013), e à sua operacionalização diária através do uso de recursos computacionais avançados em *clusters* (HPC), sendo as previsões disponibilizadas on-line como serviços para as entidades gestoras (Oliveira et al., 2014). A *cloud*, que permite o cálculo em máquinas virtuais utilizando computadores e servidores compartilhados e interligados através da Internet, poderá também ser uma alternativa para a computação exigente dos SPTR. Apresenta-se aqui uma análise comparativa da performance de um SPTR utilizando três abordagens distintas: a) workstations locais, b) *clusters* e c) um piloto de *cloud* (Tab.1).

2. Sistema de previsão em tempo real da hidrodinâmica e da contaminação fecal no estuário do Tejo

O SPTR do LNEC (WIFF, <http://ariel.lneec.pt>) foi adaptado à simulação acoplada hidrodinâmica-qualidade da água da rede de coletores, ETAR de Alcântara e estuário do Tejo. Este sistema fornece as séries temporais em pontos pré-definidos e as imagens e camadas SIG das previsões on-line, permitindo ainda a comparação automática com dados da rede de monitorização em tempo real deste estuário. A aplicação do modelo acoplado hidrodinâmico e de contaminação fecal no estuário do Tejo foi baseada na aplicação de Rodrigues et al., (2013). As simulações são realizadas com o modelo tridimensional ECO-SELFE (Rodrigues et al., 2009), aplicado desde a zona oceânica próxima de Cascais até ao limite de montante próximo de Ómnias. A malha de cálculo horizontal apresenta uma resolução variável entre os 2 km e 1 m (Fig. 1a). As áreas de maior resolução localizam-se junto à zona de influência da descarga do caneiro de Alcântara e das zonas das 6 descargas de emergência (Fig. 1b). As simulações foram calibradas e validadas para um conjunto de campanhas de campo com colheita sinóptica de dados hidráulicos e de qualidade no sistema de drenagem, ETAR e estuário (Rodrigues et al., 2013). O sistema está em funcionamento desde o início de 2014, sendo operado em redundância em duas workstations (Tab. 1).

3. Metodologia e análise preliminar dos resultados

A análise de performance foi efetuada nos três ambientes de computação utilizando números crescentes de processadores. Para a gama de processadores comuns (menor que 8), as três alternativas conduzem a resultados similares (com tempos computacionais semelhantes entre as 2 workstations, a *cloud* e os 2 nós mais potentes do cluster MEDUSA), exceto nos nós mais antigos (e mais lentos) do *cluster* MEDUSA (Fig. 2a). Dentro desta gama de número de processadores, a *cloud* é assim uma opção viável. No entanto, não foi possível obter o número de processadores ótimo para a aplicação de SPTR em análise dentro da gama comum. Assim, este ótimo foi procurado nos nós 1 e 2 da MEDUSA, que dispõe um maior número de processadores (Fig. 2b). Para esta aplicação, o valor ótimo é de cerca de 30 processadores, dependendo este valor da configuração numérica do modelo (p.ex. com um maior número de nós horizontais ou camadas verticais, ver Costa et al., 2009).

A aplicação de recursos *cloud* semelhantes aos testados para este número ótimo de processadores implicaria a criação de um *cluster* virtual que agruparia as várias máquinas virtuais da *cloud*, sendo a comunicação entre estas feitas também por uma rede virtual. Dependendo do modelo em causa e da quantidade de comunicação feita entre processadores de máquinas virtuais, esta solução *cloud* poderá ter uma degradação de performance. Esta análise será conduzida no futuro para o SPTR em causa aplicado à contaminação fecal no estuário do Tejo e à hidrodinâmica da Ria de Aveiro.

4. Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pelo projeto “Piloto de experimentação Cloud Computing” (FCT), enquadrado no INCD: Infraestrutura Nacional de Computação Distribuída, e por SFRH/BPD/87512/2012.

5. Referências Bibliográficas

- Bruneau, N., Fortunato, A.B., Oliveira, A., Bertin, X., Costa, M., Dodet, G. 2010. “Towards long-term simulations of tidal inlets: Performance analysis and application of a partially parallelized morphodynamic modeling system”. *Proceeding of the 18th CMWR*, 8 pgs.
- Costa, M, Oliveira, A., Rodrigues, M., Azevedo, A. 2009. “Application of Parallel, High-Performance Computing in Coastal Environmental Modeling: Circulation and Ecological Dynamics in the Portuguese Coast”. *Proceedings of the 3rd IBERGRID*, 375-386.
- Oliveira, A., Jesus, G., Gomes, J.L., Rogeiro, J., Azevedo, A., Rodrigues, M., Fortunato, A.B., Dias, J.M., Tomás, L.M., Vaz, L., Oliveira, E.R., Alves, F.L., Den Boer, S. 2014. “An interactive WebGIS observatory platform for enhanced support of coastal management”. *Journal of Coastal Research*, SI 66, 507-512.
- Rodrigues, M., Oliveira, A., Queiroga, H., Fortunato, A., Zhang, Y. 2009. “Three-dimensional modeling of the lower trophic levels in the Ria de Aveiro”. *Ecological Modeling*, 220(9-10):1274-1290.
- Rodrigues, M., Costa, J., Jesus, G., Fortunato, A.B., Rogeiro, J., Gomes, J., Oliveira, A., David L.M. 2013. “Application of an estuarine and coastal nowcast-forecast information system to the Tagus estuary”. *Proceedings of the 6th SCACR* 10 pp.

Tabela 1. Características dos recursos computacionais analisados

Recurso	Processador	Memória
Workstation 1	2 Intel Xeon X5650 - 6 core @ 2.67GH	5 GB
Workstation 2	8 Intel Xeon E5645 - 6 core @ 2.40GHz	16 GB
Cloud	2 Intel Xeon E5440 - 4 core @ 2.83GHz	8 GB
Medusa 1	67 nós * 2 AMD Opteron 280 - 2 core @ 2.4 GHz	4 GB/nó (268 GB)
Medusa 2	4 AMD Opteron 6220 - 8 core @ 3.0GHz	256 GB
Medusa 3	2 Intel Xeon E5-2620 - 6 Core @ 2.0 GHz	32 GB

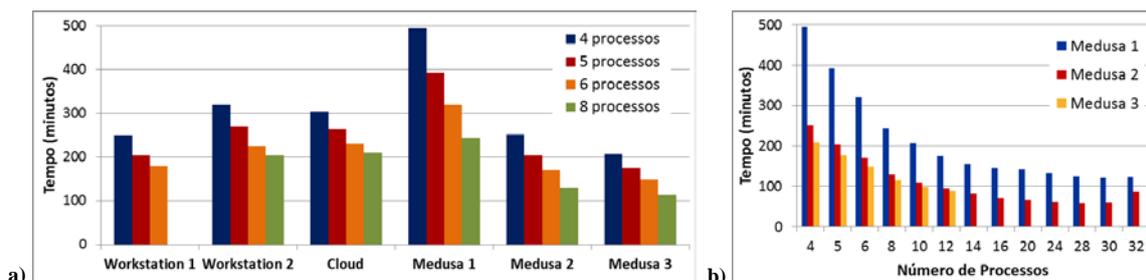
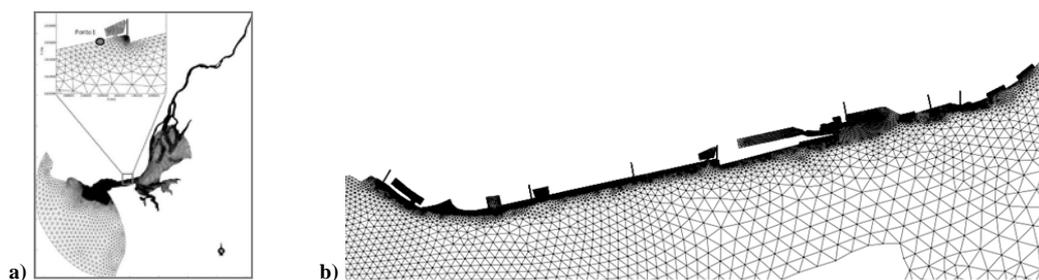


Fig. 2. a) Tempo computacional (minutos) para as várias soluções com número crescente de processadores. b) Tempo computacional (minutos) para Medusa 1, 2 e 3.

MODELAÇÃO DE CENÁRIOS DE RISCO DE CHEIAS NA BAÍA DE MAPUTO - MOÇAMBIQUE

Madalena S. Malhadas¹, Paulo Chambel Leitão², Adélio Silva³ e João Ribeiro⁴

¹Hidromod, Rua Rui Teles Palhinha N°4 1, 2740-278, Porto-Salvo, Portugal. madalena@hidromod.com

²Hidromod, Rua Rui Teles Palhinha N°4 1, 2740-278, Porto-Salvo, Portugal. paulo.chambel@hidromod.com

³Hidromod, Rua Rui Teles Palhinha N°4 1, 2740-278, Porto-Salvo, Portugal. adelio@hidromod.com

⁴Hidromod, Rua Rui Teles Palhinha N°4 1, 2740-278, Porto-Salvo, Portugal. joao.ribeiro@hidromod.com

A baía de Maputo, localizada no sul de Moçambique entre as latitudes 25° 40' e 26° 20' S (Fig. 1), tem uma largura de cerca de 20 milhas marítimas e uma abertura a nordeste para o oceano Índico aproximadamente com as mesmas dimensões. O Estuário do Espírito Santo situa-se na margem ocidental da Baía de Maputo (Fig. 1) e recebe água doce de 3 descargas fluviais importantes: Rio Tembe, Umbeluzi e Matola. Em situações extremas existe uma tendência para o aumento do nível no estuário aumentando a probabilidade de inundações nas zonas adjacentes. De acordo com estudos anteriores (Dasgupta *et al.*, 2009; INGC, 2009; DNGA, 2005) as variações do nível do mar estão regularmente associadas a eventos extremos, como cheias (precipitação intensa e localizada associada a uma deficiente gestão das barragens) ciclones/tempestades tropicais e alterações climáticas.

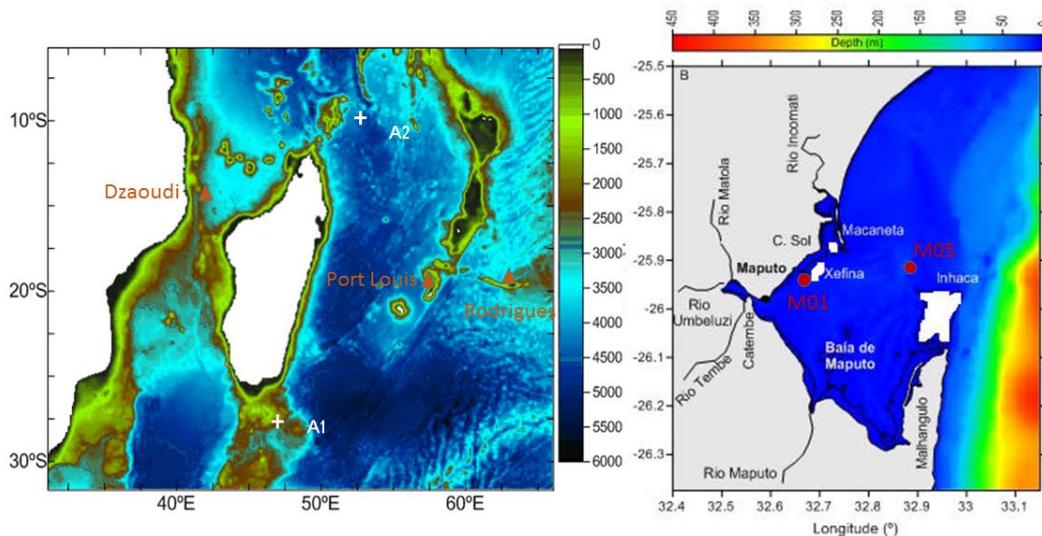


Fig. 1 –Baía de Maputo e principais rios afluentes e ilhas. Os marégrafos para validação do modelo estão marcados com um triângulo laranja, e as boias Argos com uma cruz a branco. Na baía de Maputo as estações com um círculo a vermelho foram utilizadas para validação das elipses de marés.

Este trabalho teve como principal objetivo, implementar um sistema integrado de modelos encaixados baseados no sistema de modelação MOHID (Martins *et al.*, 2001; Leitão *et al.*, 2005), para prever o aumento do nível nas zonas suscetíveis de serem inundadas no Estuário do Espírito Santo em condições de cheias extremas. Pelo fato da Baía de Maputo sofrer influência da circulação geral oceânica de larga escala (Lencart e Silva, 2007; Lencart *et al.*, 2010) e dos processos locais, o sistema implementado tem a capacidade de simular de modo integrado a circulação oceânica na costa de Moçambique, a circulação hidrodinâmica na baía e o efeito das cheias no aumento do nível no estuário. A validação do sistema implementado incluiu a comparação de níveis de maré, temperatura à superfície obtida com o satélite e perfis verticais de salinidade e temperatura registados através de boias Argos (Fig. 1). Na pequena escala (Baía de Maputo) foram validados níveis e correntes em diferentes locais (Fig. 1).

O sistema de modelação consegue descrever bem a elevação da superfície do mar com correlações (R) superiores a 0.7 nos locais comparados (Fig. 1). Observa-se uma amplificação bastante significativa na altura de maré na zona de Dzaoudi relativamente a Rodrigues e Port Louis. Esta amplificação ao longo do canal de Moçambique também foi observada em trabalhos anteriores (Hoguane; 1996, 1999). A temperatura superficial prevista pelo modelo compara bem com as imagens de satélite (Fig. 2) apresentando um R superior a 0.9 na zona de estudo. O bias (diferença entre os dados de satélite e as estimativas do modelo) é da ordem de 0.2 o que significa que os valores modelados andam em torno da média do satélite. Na vertical o modelo consegue reproduzir bem a variabilidade do perfil registado pelas boias Argos com um R da ordem de 0.90 e erro inferior a 0.5 °C. Na Baía de Maputo, as elipses de maré obtidas com base nas medidas e previsões do modelo, apontam para conclusões semelhantes, ou seja, na estação M01 a M2 e S2 ocorrem predominantemente no eixo longitudinal (e.g., direção do escoamento predominantemente na horizontal) e na estação M05 no eixo vertical (escoamento é maioritariamente sobre a direção vertical).

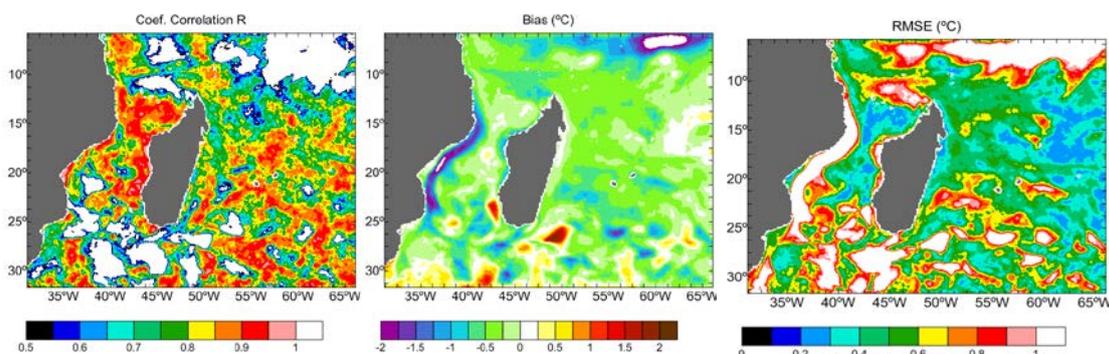


Fig. 2 – Coeficiente de correlação, bias e erro quadrático médio entre o satélite e o modelo para a temperatura à superfície do mar no período de 2 de Junho a 11 de Julho de 2011.

De um modo geral, conclui-se que o modelo reproduziu bem as variações de nível de maré na larga e pequena escala, observando-se o efeito da onda de cheia gerada pelos Rios Umbeluzi, Tembe e Matola no aumento do nível no estuário. Como zonas potencialmente vulneráveis em situações de eventos extremos (e.g., aumento de cerca de 2 m do nível médio do mar) destacam-se a zona de KaTembe, margem sul do Estuário do Espírito Santo, delta dos rios, Matola e Machava.

Referências Bibliográficas

- Dasgupta S., B. Laplante, C. Meisner, D. Wheeler and J. Yan. 2009. The impact of sea level rise on developing countries: A comparative analysis. Forthcoming in *Climatic Change*.
- DNGA, 2005. Avaliação das Experiências de Moçambique na Gestão de Desastres Climáticos (1999 a 2005). Maputo, Novembro de 2006.
- Hoguane, A.M., 1996. Hydrodynamics, temperature and salinity in mangrove swamps in Mozambique. PhD Thesis, University of Wales, Bangor, UK.
- Hoguane, A.M. 1999. Sea Level Measurement And Analysis. In: *The Western Indian Ocean. National Report: Mozambique*.
- INGC, 2009. Synthesis report. INGC Climate Change Report. Análise dos Ciclones e da Subida do Nível Médio das Águas do Mar.
- Leitão, P., Coelho; H., Santos, A., Neves, R., 2005. Modelling the main features of the Algarve coastal circulation during July 2004: A downscaling approach. *Journal of Atmospheric and Ocean Science*, 10 (4), pp. 1-42.
- Lencart e Silva J. D. 2007. Controls on exchange in a subtropical tidal embayment, Maputo Bay. School of Ocean Sciences. University of Wales, Bangor. Bangor. PhD.
- Lencart e Silva J.D., Simpson J.H., Hoguane A.M., Harcourt-Baldwin J-L. (2010) Buoyancy-stirring interactions in a subtropical embayment: A synthesis of measurements and model simulations in Maputo Bay. *African Journal of Marine Science*. 32, 1, 97-107.
- Martins, F., Leitão, P.C., Silva, A., Neves, R., 2001. 3D modelling in the Sado estuary using a new generic vertical discretization approach. *Oceanologica Acta*, 24 (1), pp. 551-562.

ANÁLISE DOS FACTORES CONDICIONANTES DA ESTABILIDADE DAS ARRIBAS ROCHOSAS DA ORLA COSTEIRA DO ALGARVE CENTRAL

José Viegas¹ e Delminda Moura²

¹Departamento de Eng.ª Civil, ISE-UAAlg, *Campus* da Penha, 8005-139 Faro, Portugal, jviegas@ualg.pt

²CIMA, UAAlg, *Campus* de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal, dmoura@ualg.pt

1. Introdução

As zonas costeiras rochosas constituem sistemas costeiros caracterizados pelo predomínio de afloramentos do substrato rochoso (rochas duras e/ou brandas), onde os aspetos morfológicos mais distintivos são a existência de arribas, plataformas litorais e praias de pequena dimensão, apresentando dinâmicas e tempos de resposta diferenciados dos ambientes onde predominam os sedimentos não consolidados (Trenhaile, 2002). Enquanto que nas zonas costeiras não alcantiladas, predominantemente formadas por depósitos não consolidados, a erosão é muitas vezes compensada por processos subsequentes de acreção, nas zonas costeiras alcantiladas a erosão dá lugar à desintegração granular, descompressão, desarticulação e a eventos de instabilidade por movimentos de massa nos maciços expostos nas arribas, não se tratando, portanto, de processos reversíveis. Em geral, a incidência espacial e a severidade dos mecanismos de instabilidade são controlados pelas propriedades geomecânicas dos maciços expostos e pelas interações com as condições ambientais.

A área objeto de estudo situa-se no litoral rochoso do Algarve Central, entre a Praia do Castelo e a Praia dos Olhos de Água. As arribas rochosas deste sector da orla costeira expõem maioritariamente a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão, de idade Miocénica, constituída por intercalações de calcarenitos fossilíferos, calcários cristalinos e siltitos, fortemente carsificados. O presente trabalho tem como objetivo quantificar a importância relativa dos parâmetros suscetíveis de condicionar o seu comportamento e perceber as interações existentes entre esses parâmetros.

2. Metodologia de estudo

É vasto o número de fatores responsáveis pela ocorrência, frequência, tipologia e magnitude/intensidade dos eventos de movimentos de massa e, muitas vezes, aquando da atuação dos fatores desencadeantes, a arriba já se encontra numa condição de equilíbrio limite (Popescu, 1994). Esta grande diversidade de fatores dificulta a análise da suscetibilidade e da perigosidade dos movimentos de massa, de tal forma que, num mesmo sector, diferentes combinações de fatores condicionantes podem controlar diferentes tipologias de movimentos e mecanismos de rotura (Corominas *et al.*, 2013).

Para identificar os fatores com maior relevância na estabilidade das arribas, foi utilizado o método RES - *Rock Engineering System* (Hudson, 1992). Trata-se de um método modulável, semiquantitativo, onde o número e o tipo de parâmetros utilizados podem ser escolhidos em função dos objetivos pretendidos, de forma a hierarquizar o seu grau de importância e influência, através da atribuição de pesos. No método RES, um sistema é definido como um objeto mais ou menos complexo, que reage de uma determinada forma aos parâmetros de entrada (*causas* - C), para produzir um sinal de saída (*efeitos* - E). A abordagem consiste em definir todos os parâmetros que se julguem importantes para o sistema em análise, colocando-os numa forma matricial, na diagonal principal, ficando os termos fora da diagonal principal reservados para a consideração das interações ou mecanismos existentes entre esses parâmetros. Desta forma, a matriz de interações constitui uma ferramenta para representar os principais parâmetros que influenciam um determinado sistema e os mecanismos envolvidos entre esses parâmetros, quantificando a influência que eles têm sobre o sistema (C), bem como a influência que o sistema tem sobre eles (E).

No caso da área de estudo, com base no trabalho de campo, ensaios *in situ* e laboratoriais, análises cinemáticas da estabilidade e auscultação da opinião de especialistas, foram considerados 11 parâmetros: altura da arriba (P1), inclinação da arriba (P2), variação vertical de fácies (P3), resistência à compressão uniaxial da matriz rochosa (P4), alteração e dissolução cársica (P5), número de famílias e espaçamento

das descontinuidades (P6), condição das descontinuidades: persistência, rugosidade, abertura e enchimento (P7), orientação das descontinuidades relativamente à face arriba (P8), presença de água nas descontinuidades (P9), exposição às ondas (P10) e histórico de eventos de instabilidade (P11).

O preenchimento da matriz foi efetuado com base no método ESQ (*expert semi-quantitative*), tendo a intensidade da interação sido quantificada através da atribuição de pesos, variando entre 0 e 4: *i*) 0 - sem interação; *ii*) 1 - interação fraca; *iii*) 2 - interação média; *iv*) 3 - interação forte; *v*) 4 - interação crítica.

3. Resultados obtidos

Os resultados preliminares obtidos, apresentados na Tabela 1 e Figura 1, evidenciam que os parâmetros que mais influenciam (C-E) a estabilidade das arribas são a variação vertical de fácies (P3), a orientação das descontinuidades relativamente à face da arriba (P8) e a exposição às ondas (P10). O parâmetro com maior intensidade de interação (C+E) é a alteração e dissolução cársica (P5).

Tabela 1. Matriz de interação 11×11 obtida mediante a aplicação do método ESQ

P1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	3	6	Causa - C
3	P2	0	0	0	0	0	0	1	0	3	7	
0	3	P3	4	3	2	2	0	2	0	4	20	
1	2	4	P4	0	1	1	0	0	0	2	11	
3	2	0	4	P5	3	1	0	2	0	4	19	
3	3	0	2	4	P6	0	0	2	0	3	17	
1	3	0	1	2	0	P7	0	4	0	3	14	
3	3	0	0	2	0	0	P8	2	0	4	14	
1	1	0	3	4	0	1	0	P9	0	3	13	
1	4	0	3	3	1	1	0	1	P10	3	17	
4	4	0	0	0	1	0	0	1	3	P11	13	
20	28	4	17	18	8	6	0	15	3	32	151	
Efeito - E												

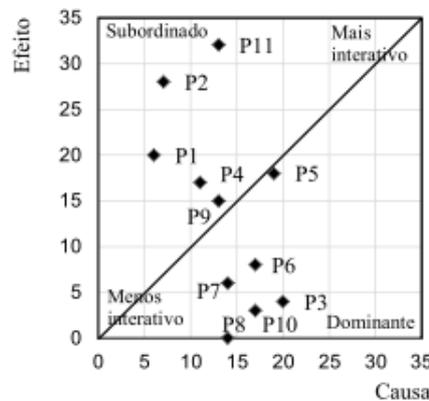


Fig. 1. Diagrama Causa-Efeito para a costa rochosa

4. Agradecimentos

O presente trabalho é um contributo para o projeto PTDC/GEO-GEO/3981/2012 – MOSES, financiado pela FCT .

5. Referências bibliográficas

Corominas, J., van Westen, C., Frattini, P., Cascini, L., Malet, J., Fotopoulou, S., Catani, F., Van Den Eeckhaut, D., Mavrouli, O., Agliardi, F., Pitilakis, K., Winter, M., Pastor, M., Ferlisi, M., Tofani, V., J. Hervás, J & Smith, J. 2013. “Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk.” *Bull Eng Geol Environ*, November, Published online.

Hudson, J.A. 1992. “Rock Engineering Systems: Theory and Practice” High Plains Press (JAH).

Popescu, M. 1994. “A suggested method for reporting landslide causes.” *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 50: 71-74.

Trenhaile, A. 2002. “Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms.” *Geomorphology* 48:7–22.

CARACTERIZAÇÃO DO BALANÇO SEDIMENTAR NO TROÇO COSTEIRO ENTRE AS PRAIAS DO POÇO DA CRUZ E DE MIRA E A SUA RELAÇÃO COM OS EVENTOS DE TEMPORAL

Cátia Azevedo¹, Paulo A. Silva², Paulo Baptista³, Ángela Fontán Bouzas², Soraia Romão⁴, Cristina Bernardes³, Jesus Reis¹

¹Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. catiaazevedo@ua.pt, jesus.reis@ua.pt

²CESAM, Departamento de Física, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. psilva@ua.pt, abouzas@ua.pt

³CESAM, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal. renato.baganha@ua.pt, cbernardes@ua.pt

⁴Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Campus Universitário de Santiago, 3810-193 Aveiro, Portugal. srmr@ua.pt

1. Introdução

A costa Noroeste portuguesa é caracterizada pela elevada fragilidade geomorfológica ao clima de agitação marítima. Os regimes de agitação marítima extremos (temporais) têm sido considerados como os principais responsáveis pela erosão costeira. A caracterização do balanço sedimentar de um sistema costeiro arenoso à média escala temporal (década) é um aspeto fundamental para compreender a sua evolução futura.

O presente trabalho pretende estabelecer a relação entre as condições de agitação marítima ao longo da última década (regimes médios e extremos) e o balanço sedimentar, no troço costeiro entre as praias do Poço da Cruz e Mira, com uma extensão de aproximadamente 4km (Figura 1).

2. Metodologia

Considerou-se um conjunto de dados que inclui 42 levantamentos topográficos da praia subaérea, realizados neste troço costeiro, num período compreendido entre 2003 e 2014. Para cada levantamento é gerado o modelo digital do terreno, com recurso ao software ArcGis, por interpolação da grelha de perfis usando o método Kriging (Figura 1). Procedeu-se posteriormente ao cálculo de volumes considerando células com 500 m de extensão no troço em estudo e à extração de perfis topográficos da praia em diferentes pontos, que permitem caracterizar vários parâmetros morfológicos (por exemplo, declive da face da praia, cota da berma, cota da base da duna, largura da praia). Relativamente à agitação marítima, tendo em conta que a série de dados da boia ondógrafo de Leixões do Instituto Hidrográfico apresenta lacunas consideráveis em vários anos (14% para o período em análise) procedeu-se a sua colmatação com dados simulados pelos modelos numéricos HIRLAM e WAM, operados no Instituto Nacional de Meteorologia de Espanha (www.puertos.es) após a respetiva validação (Romão, 2014).

3. Resultados

Considerou-se como exemplo ilustrativo da análise efetuada, o primeiro evento mais energético ocorrido no inverno marítimo de 2012, entre 16 e 17 de Outubro. As condições da agitação marítima registadas mostram valores de altura significativa superiores a 3 metros, entre os dias 16 e 17, diminuindo no dia 18. Foram analisados 2 perfis perpendiculares à praia, perfil 9 e 7, centrados em duas das 9 células do troço, indicados na Figura 1. A análise da resposta da praia ao evento foi feita através da variação do perfil da praia, antes e depois do evento (Figura 2), e ainda através do cálculo do volume absoluto das células em estudo (Tabela 1). Os resultados obtidos mostram a variação da morfologia da praia nos dois perfis, com variações mais acentuadas no perfil 9. Os valores dos volumes mostram uma diminuição do volume da praia pós-temporal, verificando-se que a célula 9 foi a que perdeu mais sedimento, cerca de 29.15 m³/m, valor estimado. A erosão verificada correspondeu a um transporte significativo de sedimento na direção do mar como comprovado através do movimento de areia previamente marcada (Reis, 2013).

4. Agradecimentos

Agradece-se o apoio do CESAM, FCT (UID/AMB/50017/2013).

5. Referências

Reis, J. (2013). Avaliação do transporte sedimentar com areias marcadas: o caso da praia de Mira. Projeto licenciatura em Meteorologia, Oceanografia e Geofísica. Universidade de Aveiro.

Romão, S. (2014). Balanço sedimentar costeiro no troço litoral entre a praia da Barra e a praia de Mira. Tese de mestrado em Engenharia Geológica. Universidade de Aveiro. 104p.

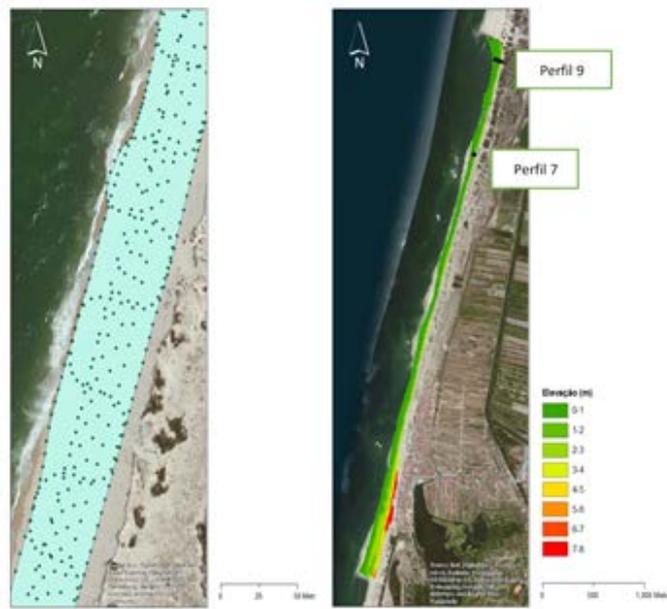


Fig. 1. Levantamento topográfico e modelo digital do terreno - Outubro de 2012.

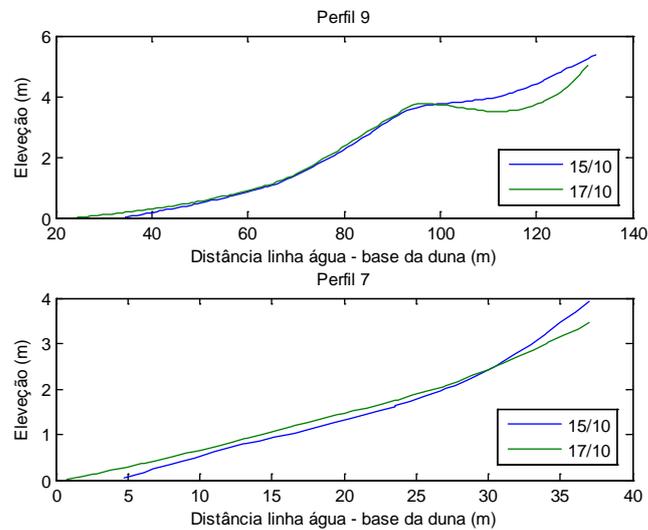


Fig. 2 – Perfil transversal da praia, perfil 7 (em baixo) e 9 (em cima).

Tabela 1 – Valores de volume calculados para as células em estudo, nos dias antes e durante o temporal

Data Levantamento	Volume (m ³ /m)	
	Célula 9	Célula 7
15 Outubro	257.62	90.75
16 Outubro	228.30	89.37
17 Outubro	228.47	85.36

AVALIAÇÃO DO RISCO COSTEIRO GERADO PELA PRESENÇA DE ESTRUTURAS NATURAIS NA ZONA DE ANTE-PRAIA AO LONGO DO LITORAL NORTE DO ESTADO DA BAHIA, BRASIL

Iracema Reimão Silva¹ e Anderson Abbehusen Freire de Carvalho²

¹Departamento de Oceanografia, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Rua Barão de Jeremoabo s/n, Ondina, 40210-340, Salvador, Bahia, Brasil. iracema@pq.cnpq.br.

²Centro de Ecologia e Conservação Animal, Universidade Católica do Salvador, Largo da Palma, s/n, Nazaré, 40040-170, Salvador, Bahia, Brasil. a-abbehusen@uol.com.br

1. Introdução

Além das características geomorfológicas e hidrodinâmicas das praias, a maior ou menor taxa de acidentes, com risco de afogamento, está associada também com o nível de frequência por banhistas. A associação entre praias com elevado número de banhistas e características morfodinâmicas intermediárias elevam o risco da ocorrência de acidentes de banho (Carvalho, 2002; Calliari et al., 2010). Segundo Pereira e Coelho (2013), transformação do potencial de vulnerabilidade, ou de perigo natural, para uma situação de risco depende da presença de pessoas ou bens.

Esta pesquisa teve como objetivo avaliar o risco costeiro gerado por estruturas naturais, especialmente os bancos de arenito e afloramentos do embasamento cristalino, presentes na ante-praia ao longo do Litoral Norte da Bahia.

2. Métodos de Pesquisa

Inicialmente foi realizada a identificação e descrição das estruturas naturais presentes na região de ante-praia e realizada a avaliação dos estágios morfodinâmicos das praias e os perigos a eles associados, de acordo com Wright e Short (1984) e Short e Hogan (1998). Através da análise de diagramas de refração elaborados por Bittencourt *et al.* (2010) para as principais frentes de ondas que alcançam esse litoral (leste, nordeste, sudeste e sul-sudeste), foram estabelecidas as regiões de sombra de ondas e os locais mais propensos a sobrelevação ou aumento da energia das ondas (focos de convergência dos raios de onda). O nível de uso atual foi estimado ao longo das praias a partir do cálculo da área média utilizada por usuário durante períodos de alta estação. A matriz de risco foi elaborada com base em Pereira e Coelho (2013), considerando a vulnerabilidade das praias ao perigo para banho e o grau de exposição dos usuários.

3. Resultados e Discussões

Com exceção da região de Sítio do Conde, a maior parte dos bancos de arenito e de corais e os afloramentos de rochas do embasamento cristalino ocorrem no trecho entre Vilas do Atlântico e Subaúma. Os bancos de arenito apresentam larga expressão em Arembepe, Jauá, Subaúma, Porto Sauípe e Sítio do Conde, sempre com aberturas que favorecem a geração de correntes. Os recifes de corais ocorrem principalmente em Itacimirim, Guarajuba e Praia do Forte, também de forma descontínua. Os afloramentos do embasamento geram correntes principalmente em alguns trechos da Praia do Forte.

A partir da análise dos diagramas de refração foram identificadas zonas de sombra apenas para ondas vindas de nordeste para as praias dos municípios de Lauro de Freitas e Camaçari. Não foram identificadas importantes zonas de sobrelevação de ondas na área de estudo.

Foi identificada como praia com caráter dissipativo apenas a praia de Costa Azul. Já o caráter refletivo foi observado apenas em trechos muito restritos das praias de Guarajuba e Praia do Forte e estes, devido à escala desta pesquisa, foram desconsiderados. Todas as demais praias apresentaram características de estágios morfodinâmicos intermediários.

O padrão de uso e ocupação das praias, de uma maneira geral, diminui para norte, à medida que aumenta a distância do centro urbano de Salvador. As praias de Arembepe, Jauá, Ipitanga e Guarajuba apresentaram uma menor área disponível por usuário, ou seja, são as praias onde existe uma maior

frequencia de banhistas/recreacionistas. Já nas praias de Santo Antônio, Massarandupió e Costa Azul não foi registrada a presença de usuários durante as visitas de campo.

Com exceção de Costa Azul, todas as outras praias apresentaram vulnerabilidade a situações de perigo para banho alta a muito alta. A partir destes dados e de acordo com a matriz de risco, foi estabelecida a classificação do grau de risco de afogamento para as praias estudadas. De uma maneira geral, as praias com nível de uso ou grau de exposição muito baixo apresentaram categorias de risco mais baixas. Apenas a praia de Costa Azul apresentou um risco desprezível; as praias de Massarandupió, Baixo, Barra do Itariri e Mangue Seco apresentaram um risco baixo; Interlagos, Santo Antônio, Porto Sauípe, Sítio do Conde e Siribinha um risco médio. As demais praias apresentaram risco de afogamento alto ou muito alto.

4. Considerações Finais

De acordo com os métodos de avaliação utilizados nesta pesquisa, a maior parte das praias do Litoral Norte da Bahia apresentaram um risco de afogamento alto a muito alto. Isso ocorre principalmente devido às características morfodinâmicas das praias, na sua maioria em estágio intermediário com a presença de correntes de retorno. Em muitas praias esse perigo é intensificado pelas correntes geradas nas descontinuidades de estruturas, especialmente os bancos de arenito.

Os resultados encontrados podem auxiliar no planejamento de medidas de prevenção ou segurança ao longo do litoral estudado. Contudo, devido a escala regional em que foi desenvolvida a pesquisa (área de estudo com extensão de cerca de 200 km), situações locais ou pontuais de zonas abrigadas ou de alterações das situações morfodinâmicas gerais não foram consideradas. Também não foram considerados os perigos associados às correntes geradas nas desembocaduras fluviais. Desta forma, ainda que este estudo tenha se mostrado válido na escala regional, são necessários estudos de detalhe que contemplem as particularidades locais.

5. Agradecimentos

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da pesquisa.

6. Referências Bibliográficas

- Bittencourt, A.C.S.P.; Livramento, F.C. do; Dominguez, J.M.L.; Silva, I.R. 2010. “Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário perspectivo de ocupação humana: litoral norte do estado da Bahia”. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(1):2-14.
- Calliari, L.J.; Guedes, R.M.C.; Pereira, P.S.; Lélis, R.F.; Antiqueira, J.A.; Figueiredo, S.A.; Baz, J. 2010. “Perigos e Riscos Associados a Processos Costeiros no Sul do Litoral do Brasil”. *Braz. J. Aquat. Sci. Technol.*, 14(1): 51-63.
- Carvalho, M. P. 2002. “Fatores Oceanográficos, Meteorológicos, Morfodinâmicos, Geológicos e Urbanos Relacionados à Incidência de Afogamentos nas Praias da Costa Atlântica de Salvador.” Dissertação do Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 146 p.
- Pereira, C; Coelho, C. 2013. “Mapas de Risco das Zonas Costeiras por Efeito da Ação Energética do Mar” *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 13(1): 27-43.
- Short, A. D. & Hogan, C. L. 1998. “Rip Currents and Beach Hazards: Their Impact on Public Safety and Implications for Coastal Management”. *Journal of Coastal Research Special Issue N° 12: Coastal Hazards*, 197-209.
- Wiegel, R. L. 1994. “Beaches – Tourism – Jobs.” *Shore & Beach*, 62 (2): 4-5.
- Wright, L. D. & Short, A. D. 1984. “Morphodynamic Variability of Beach and Surf Zones in Australia.” In: Komar, P.D.(ed.) *Handbook of Coastal Processes and Erosion*. Boca Raton: CRC Press, 35-64.