

António Alberto Gomes • José Teixeira • Laura Soares



8º Congresso Nacional de Geomorfologia

Geomorfologia 2017

Livro de Atas

Faculdade de Letras, UP, 2017

Página intencionalmente deixada em branco



8 Congresso Nacional de Geomorfologia

Geomorfologia 2017

Livro de Atas

4 - 7 Outubro de 2017 | Faculdade de Letras da Universidade do Porto

Associação Portuguesa de Geomorfólogos
Departamento de Geografia - FLUP, Via Panorâmica, S/N 4150-564 Porto
Email: apgeom.dir@apgeom.pt

Título: 8º Congresso Nacional de Geomorfologia - Geomorfologia 2017

Editor: Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Comissão Redactorial: António Alberto Gomes, José Teixeira e Laura Soares

Fotografia de Capa: Frecha da Mizarela e vale do Caima, Arouca (José Teixeira, Outubro de 2017)

Capa: Claudia Manuel

Composição e Edição: Claudia Manuel, Márcia Martins, Eva Calicis

ISBN: 978-989-96462-7-8

Depósito Legal:

Porto, Outubro de 2017

8º Congresso Nacional de Geomorfologia - Geomorfologia 2017

Comissão Científica:

Ana Paula Ribeiro Ramos Pereira, Carlos Valdir de Meneses Bateira, Diamantino Manuel Insua Pereira e Lúcio José Sobral da Cunha

Comissão Organizadora:

Alberto Gomes, José Teixeira, Laura Soares, Jorge Trindade, Ricardo Garcia, Luca Dimuccio, Carlos Bateira, Claudia Manuel, Márcia Martins, Marta Araújo, António Silva e Eva Calicis

Apoios:



POCI-01-0145-FEDER-006891

Cofinanciado por:



COMPETE



UNIÃO EUROPEIA
Fundo Europeu
de Desenvolvimento Regional



Fundaçao para a Ciéncia e a Tecnologia
Ministério da Ciéncia, Inovação e Ensino Superior



Editorial

A Associação Portuguesa de Geomorfólogos (APGeom), em colaboração com o Departamento de Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto e membros associados das Universidades de Coimbra e Lisboa, organizou o VIII Congresso Nacional de Geomorfologia – Geomorfologia 2017, que decorreu no Porto nos dias 6 e 7 de outubro.

Traduzindo a dinâmica que se vem observando desde a realização do primeiro evento (Lisboa, 2002), foram submetidas 41 comunicações orais e 19 em formato *poster* - envolvendo quase 150 autores - distribuídas por temas diversos, tendo a Comissão Organizadora optado pela não definição prévia de áreas temáticas, dando asas ao espírito criativo e inovador de todos os que investigam em Geomorfologia.

Formalizando um espaço de debate alargado, a programação definida para os dois dias do congresso envolveu sete sessões, pelas quais se distribuíram, por ordem decrescente do número de apresentações, temas de Geomorfologia Fluvial, Riscos Hidro-Geomorfológicos, Geomorfologia Estrutural, Processos Erosivos, Paleoambientes, Geomorfologia Litoral e Património Geomorfológico. Destaca-se, no entanto, o facto de grande parte das intervenções se centrarem na divulgação/discussão de novas ou renovadas técnicas e metodologias de investigação, assim como é notória a sua articulação com o ordenamento do território e gestão/prevenção de riscos. De assinalar, como registo de uma tendência de colaboração crescente, a significativa presença de geomorfólogos brasileiros e espanhóis reafirmada pela assinatura conjunta de vários artigos.

O programa do congresso incluiu ainda 3 conferências. **André Salgado** (Universidade Federal de Minas Gerais) discutiu os *Desafios para a Geomorfologia Moderna: Análise Tra-*

dicional X Computação e Geocronologia. Na sua pertinente apresentação, defendeu a necessidade de 'manutenção das análises tradicionais de interpretação do relevo em campo', contrapondo-se a 'geomorfólogos completamente virtuais'. Implicitamente criticando o facto de, 'na atualidade uma pesquisa geomorfológica que não se baseie em complexa modelagem computacional e ou em vasto levantamento geocronológico, não [ser] sequer aceite nas revistas científicas de qualidade alta ou mesmo mediana', André Salgado salienta que um 'conhecimento desconectado do empírico, da análise do real, é duvidoso'. **António Martins** (Universidade de Évora), centrando-se na *Análise de perfis longitudinais em leitos rochosos - evolução de tributários do rio Tejo em Portugal, desde o Pliocénico*, salientou a importância desta metodologia como ferramenta adicional 'para conhecer a evolução de longo prazo da drenagem, pois os registos dos terraços encontram-se espacial e temporalmente fragmentados e, quando preservados, estão quase sempre associados ao sistema fluvial principal'. Por fim, **Martin Stokes** (Universidade de Plymouth), efetuou uma abordagem sobre os *Alluvial fans and their contribution for understanding landscape development*, apresentando três estudos de caso 'from the USA, Morocco and Cape Verde (...) to illustrate some classic and new approaches to alluvial fan research.

Das 60 intervenções previstas, integram a presente publicação da APGeom um total de 52 resumos alargados - incluindo as 3 conferências - de autores de nacionalidade portuguesa (24), brasileira (12) e espanhola (5), sendo os restantes parceiras Portugal/Brasil (5) e Portugal/Espanha (3).

A organização do VIII Congresso Nacional de Geomorfologia contou com a colaboração de várias pessoas e entidades, a quem a Comissão Organizadora e a Direção da APGeom expressa o seu agradecimento. Uma palavra especial ao grupo de jovens estudantes da FLUP, Cláudia Manuel, Márcia Martins, Eva Mendes, António Silva e José Paulo, que voluntariamente e de forma motivada trabalharam connosco, demonstrando que a Geomorfologia é uma Ciência 'viva' e sustentável.



Página intencionalmente deixada em branco

ÍNDICE

CONFERÊNCIA

Desafios para a Geomorfologia Moderna: Análise Tradicional X Computação e Geocronologia

André Salgado	1
---------------------	---

COMUNICAÇÕES

Quantification in tectonic geomorphology: An ArcGIS Toolbox for the automatic extraction of the basin asymmetry index (Af)

C. Pastor-Martín, L. Antón, C. Fernández-González	5
---	---

Morphotectonic significance of the main lineaments in the Iberian Massif (Portugal and Spain)

R. Vegas, L. Antón, A. Gomes	7
------------------------------------	---

Neotectônica em ambiente intraplaca: discussão crítica de conceitos e técnicas aplicadas aos estudos morfotectônicos em áreas cratônicas

R. Neto, J. Moreira	9
---------------------------	---

Serra Geral do Rio Preto e Serra do Boqueirão: compartimento morfoestrutural na bacia antepaís ocidental do cráton do São Francisco, no Estado de Minas Gerais, Brasil

M. Bragança	13
-------------------	----

Influência tectônica e neotectônica na organização espacial dos terraços fluviais do baixo curso do rio Itapicuru (Bahia/Brasil)

K. Lima, A. Perez Filho	19
-------------------------------	----

Modelação do fluxo e concentração de Nitratos de origem agrícola em Aquíferos.

D. Lopes, A. Perdigão, J. Rocha	23
---------------------------------------	----

Geossítios do Geoparque Litoral de Viana do Castelo

R. Carvalhido, D. Pereira, P. Cunha	27
---	----

Evolução do uso e ocupação do solo na cidade de Castelo Branco no período 1958-2011

A. Tavares, J. Barros, P. Santos, M. Monteiro	31
---	----

Iberia, a natural laboratory for the quantification of the large scale erosional response to the fluvial capture processes

L. Antón, A. Muñoz-Martín, G. De Vicente	35
--	----

Tajo drainage network evolution through the theoretical graded profile calculus and the contributing area analysis

F. Jiménez-Cantizano, L. Antón, C. Pastor-Martín, Á. Soria-Jáuregui	37
---	----

Mapping fluvial terraces with Digital Elevation Models

L. Rodríguez-Rodríguez, L. Antón, R. Pallàs, D. García-Castellanos, I. Jiménez-Munt, C. Pastor-Martín	41
---	----

Holocene depositional environments in lower Ribeira de Iguape river, Brazilian southeastern

A. Souza, A. Perez Filho	45
--------------------------------	----

Capturas Fluviais e Reorganização da Rede de Drenagem na Região de Avelar (Centro de Portugal)

J. Velho	49
----------------	----

A levada de água do Piscaredo, assinatura topográfica e impactes hidrogeomorfológicos

R. Silva, A. Vieira, S. Rodrigues	53
---	----

O sistema de terraços da bacia baixa do rio Minho (margem galega)

E. Méndez-Quintas, M. Santonja, A. Pérez-González, M. Demuro, M. Duval, L. Arnold	57
---	----

Coberturas superficiais em níveis de baixos terraços fluviais e suas relações com pulsações climáticas holocénicas no estado de São Paulo, Brasil

A. Perez Filho, F. Rubira	59
---------------------------------	----

Vulnerabilidade física das estradas a deslizamentos

C. Alves, S. Oliveira	63
-----------------------------	----

Elevada resolução de Modelos Digitais de Elevação - modelação do fluxo interno e instabilidade de taludes em terraços agrícolas	67
C. Bateira, A. Costa, M. Mendonça, J. Fernandes	67
Medidas de mitigação da erosão dos solos em áreas afetadas por incêndios florestais: experiências no NW de Portugal	71
A. Vieira, A. Bento-Gonçalves	71
CONFERÊNCIA	
Análise de perfis longitudinais em leitos rochosos – evolução de tributários do rio Tejo em Portugal, desde o Pliocénico	
António Martins	75
CONFERÊNCIA	
Alluvial fans and their contribution for understanding landscape development: classic and new approaches	
Martin Stokes	79
COMUNICAÇÕES	
Grutas do Maciço de Siccó (Portugal Central): geologia, geomorfologia e espeleogênese	
L. Dimuccio, L. Cunha, T. Aubry	83
O Maciço de Siccó (Portugal Central): estrutura geológica, geomorfologia e carsificação superficial	
L. Cunha, L. Dimuccio	85
Determinação da probabilidade de excedência da magnitude de movimentos de vertente: um caso de estudo no concelho da Povoação (ilha de São Miguel, Açores)	
R. Marques, J. Zêzere, J. Gaspar	87
Avaliação da importância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia para o desenvolvimento de modelos de suscetibilidade: um caso de estudo na freguesia do Lajedo (ilha das Flores, Açores)	
R. Silva, R. Marques, J. Gaspar	91
Efeitos da delimitação da área de estudo nos resultados da avaliação da suscetibilidade à rotura de movimentos de vertente com recurso a métodos estatísticos	
C. Gordo, J. Zêzere, R. Marques	95
Controlos paleogeomorfológicos em Depósitos de Transporte de Massa, Offshore da Bacia do Espírito Santo, (SE Brasil)	
A. Piedade, T. Alves, J. Zêzere	99
Caracterização morfológica de perfis com ferricretes em topo de feições de relevo no Noroeste do Paraná	
L. Santos, M. Fumiya	101
Registros geomorfológicos e sedimentares do Plio-Plistocénico de Peniche - Atouguia da Baleia	
P. Cunha, A. Martins, M. Gouveia, A. Gomes, S. Figueiredo, J. Duarte	103
Variações do nível do mar no continente europeu: dados dos marégrafos e dados de GPS	
A. Araújo	107
Coastal karst landforms: a morphometric approach for coastal management purposes (Algarve)	
S. Oliveira, J. Horta, A. Nascimento, A. Gomes, De. Moura, T. Boski	111
Processos hidro-sedimentares morfológicamente controlados no litoral rochoso da Galé (Algarve)	
A. Nascimento, S. Oliveira, J. Horta, A. Gomes, D. Moura	115
Evolução morfológica de barras e ilhas fluviais no baixo curso do Rio Jaguaribe, Ceará-Brasil	
P. Queiroz, L. Pinheiro, J. Trindade	119
Aspectos das Ondas de Tempestade e Erosão Costeira no Litoral do Espírito Santo, Brasil	
L. Castro, E. Bulhoes	121
A evolução temporal dos tipos de inundações com danos humanos no concelho de Lisboa (1865-2010)	
M. Leal, C. Ramos, S. Pereira	125

<i>Suscetibilidade das linhas de água à ocorrência de cheias: calibração de um modelo de avaliação com recurso ao registo histórico de perdas</i>	
Pedro Santos, Eusébio Reis	129
<i>Inter-relações entre uso e ocupação do solo e processos erosivos acelerados no município de São Luís: o caso das voçorocas da Salina e Sacavém</i>	
J. Bezerra, A. Guerra, M. Fullen	133
<i>Uso dos métodos de pinos, estacas e perfilagens sucessivas, para a monitorização dos processos erosivos na bacia hidrográfica do Rio Preto – Quirinópolis – GO, Brasil</i>	
F. Santos, A. Guerner Dias	137
<i>Geomorphologic constraints to tsunami propagation: the example of AD 1755 in the Western coast (Portugal)</i>	
M. Tudor, A. Ramos-Pereira, P. Costa	141
<i>Delimitação da Erosão Hídrica do solo no contexto da Reserva Ecológica Regional (Madalena, Pico, Açores)</i>	
D. Quino, R. Garcia	145
<i>Aplicação do fator de simetria topográfica transversa para identificação do deslocamento lateral de canais fluviais: coalescência de leques aluviais no Rio Araranguará (SC)</i>	
F. Rubira, A. Perez Filho	149
<i>Relação entre a cinemática de um movimento de vertente na Maia (ilha de Santa Maria, Açores) e a precipitação</i>	
P. Pacheco, R. Marques, R. Silva	153
<i>Aplicação dos Índices RDE e DS na Análise do Rio Dueça</i>	
J. Velho	157
<i>Controle tectônico da sedimentação quaternária no Ribeirão Cotovelo, margem esquerda do Rio São Francisco, Brasil</i>	
M. Bragança	161
<i>Considerações sobre os comportamentos da vazão, velocidade e turbidez, para uma sequência de dias chuvosos, em uma derivação artificial no córrego da Estiva na região tropical brasileira</i>	
R. Silva, M. Borges, V. Marushi, S. Rodrigues	165
<i>Os canais derivados artificiais, como assinaturas topográficas, implicações na dinâmica de escoamento de vertentes</i>	
R. Silva, S. Rodrigues	167
<i>Análise multitemporal da dinâmica hidrogeomorfológica no Rio Miranda, Estado de Mato Grosso do Sul por meio de sensoriamento remoto</i>	
P. Magalhães, S. Carvalho	171
<i>Classificação de depósitos tecnogênicos oriundos da mineração: inferências e contribuições à geomorfologia do quaternário no município de Poços de Caldas, Minas Gerais Brasil</i>	
T. Oliveira	175
<i>Erosão marginal na área urbana de Porto Velho, Rondônia, Brasil</i>	
J. Theodoro, L. Cunha, E. Silva Filho, C. Baratta, E. Ielo	179
<i>Aplicação do método de krigagem aos materiais de superfície em uma inclinação no ambiente de Cerrado</i>	
F. Santos, S. Rodrigues	183
<i>Processos erosivos em vertentes afetadas por incêndios florestais: exemplos no NW de Portugal</i>	
A. Vieira, A. Bento-Gonçalves	187
<i>Digital Shoreline Analisys System (DSAS) aplicada ao estudo das mudanças morfológicas em ilhas fluviais no baixo curso do Rio Jaguaribe, Ceará-Brazil</i>	
P. Queiroz, L. Pinheiro, J. Trindade	191
<i>A Geodiversidade de Carolina-MA: um Patrimônio Natural voltado ao Geoturismo</i>	
A. Morais, E. Mavel, C. Castro	193
<i>Sazonalidade e alteração da localização em nascentes do Rio São Francisco, Serra da Canastra, Minas Gerais, Brasil</i>	
Giliander Allan da Silva, Sílvio Carlos Rodrigues	197

<i>Knickpoints do Rio Paiva e variação do KSN no seu perfil longitudinal</i>	199
J.P. Sousa, A. Martins, A. Gomes	
<i>Recurso a orto-imagens de VANT para a identificação e mapeamento dos testemunhos geomorfológicos da glaciação quaternária nas montanhas do Soajo-Peneda, Portugal</i>	203
E. Calicis, A. Silva, M. Marques, C. Martins, A. Péres-Alberti, A. Gomes.....	
<i>Avaliação da suscetibilidade de ocorrência de deslizamentos na bacia hidrográfica do Zêzere: a importância das propriedades da geoinformação</i>	207
B. Meneses, E. Reis.....	
<i>Inundações na área urbana do município de São Luís, Maranhão-Brasil</i>	209
Q. Silva	
<i>Gestão do risco de cheia em Portugal. Uma abordagem ao caso de Amarante (Norte de Portugal)</i>	211
Márcia Martins, Alberto Gomes, Pedro Santos	
<i>Reorganização da rede de drenagem na região do Anticlinal de Valongo</i>	215
I. Magalhães Fernandes, D. Ínsua Pereira, A. Gomes	
<i>Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuvar (Angola)</i>	219
Armanda Cruz, Márcia Martins, Alberto Gomes	

ESTUDO DE CASO: CHAPADA DAS MESAS – BRASIL

Desafios para a Geomorfologia Moderna: Análise Tradicional X Computação e Geocronologia

Challenges to the Modern Geomorphology: Traditional Analysis X Computing and Geochronology

André Augusto Rodrigues Salgado

Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia do Instituto de Geociências, Avenida Antônio Carlos, 6.627 – Pampulha – Belo Horizonte/MG – Brasil. Código Posta: 31270-901
E-mail: aarsalgadoufmg@gmail.com

Palavras-chave: Conhecimento Científico; Geomorfologia; Geocronologia; Análise Geomorfológica Tradicional.

Key-words: Scientific Knowledge; Geomorphology; Geochronology; Geomorphological Traditional Analysis

RESUMO

Até os anos oitenta do século XX, a Geomorfologia manteve-se como uma área do conhecimento pouco influenciada pelos modernos métodos laboratoriais (Summerfield, 1991). O conhecimento geomorfológico era gerado, principalmente, através de um conjunto de métodos e técnicas baseados em observação de campo, relações indiretas e cartografia rudimentar. Entretanto, com a apropriação da Geocronologia (via Geologia), do avanço da qualidade dos sensores remotos e com o salto tecnológico da computação, ao longo dos últimos 35 anos, essa situação se alterou. Na atualidade uma pesquisa geomorfológica que não se baseie em complexa modelagem computacional e ou em vasto levantamento geocronológico, não é sequer aceita nas revistas científicas de maior impacto e qualidade.

Tal evolução da forma de gerar conhecimento geomorfológico poderia ser considerada saudável se na atualidade não existisse um movimento nas principais universidades norte-americanas e britânicas de se vincular completamente a geração do conhecimento a modelagem computacional. Movimento esse que tem feito com que na prática, gradativamente, os geocientistas estejam sendo substituídos por matemáticos nos programas de pós-graduação e nas cadeiras docentes. Ressalta-se que esses matemáticos não possuem conhecimento algum de base em termos de campo (reconhecimento de processos, geoformas e litologias). O contato dos mesmos com a Geomorfologia se resume ao sensoriamento remoto e, principalmente, aos modelos computacionais. Logo, há hoje nas universidades anglosaxônicas de ponta uma crescente geração de doutores e doutorandos em Geomorfologia que pouco vão ao campo e que não sabem identificar, no mundo real, feições, rochas e processos. São geomorfólogos completamente virtuais, mas extremamente produtivos em termos de publicação de artigos de alto impacto visto que seus modelos podem ser utilizados em diversas partes do mundo.

Diante da discussão acima apresentada, o presente trabalho avalia, com base em um exemplo, como a ausência de controle de campo pode contribuir para a geração de falso conhecimento geomorfológico.

A região da Chapada das Mesas (Chapadas e Planos do Rio Farinha) se localiza na borda sudeste da Amazônia brasileira (Estados do Maranhão e Tocantins) e constitui um importante divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Tocantins, Parnaíba e Mearim, todas com mais de 50.000km² (Figura 1). Possui um relevo típico de Mesas (Tablelands) areníticas capeadas por uma crosta laterítica (Barreto et al., 2015). Por causa dessas características, via sensoriamento remoto e literatura, foi escolhida como área piloto para mensurar as taxas erosivas no contexto do Projeto CAPES COFECUB 869/15. Este projeto objetiva compreender a dinâmica de evolução do relevo dos grandes divisores hidrográficos do Brasil com ênfase na mensuração dos processos denudacionais (via isótopo cosmogênico ¹⁰Be) e na identificação de registros de reorganização da rede de drenagem.

Apesar de por literatura e sensoriamento remoto a área de estudo se apresentar como ideal para os objetivos da pesquisa, no contato com a mesma, durante o campo para coleta de sedimentos para análise do ¹⁰Be, de forma surpreendente observou-se geoformas típicas de paleocarste (em Arenito) como, por exemplo, arcos em topos de morros, canions oriundos do desabamento do teto de cavernas, paleosumidouros etc (Figura 2). Posteriormente, as taxas de denudação advindas do ¹⁰Be se apresentaram muito variáveis (Tabela 1), fato que, baseado apenas na literatura, permitiria uma interpretação do relevo baseada em forte controle morfoestrutural. Ou seja, sem um conhecimento de campo de Geomorfologia, baseado no reconhecimento das formas e processos, a análise do relevo regional via taxas de denudação, sensoriamento remoto, modelos e índices morfométricos, leva a uma interpretação de atividade e controle neotectônico para a área. Nesse tipo de interpretação, as geoformas paleocársticas seriam desconsideradas, pois não teriam sido identificadas.

No entanto, os valores de ¹⁰Be são tão variáveis que só podem ser bem explicados pela exumação repentina de sedimentos (Tabela 1). Logo, as geoformas paleocársticas tornam-se fundamentais para compreender essas taxas. Ou seja, a denudação mensurada por ¹⁰Be não reflete os reais processos da área de estudo, mas sim constitui um reflexo da degradação do relevo cárstico que, no passado, predominava na região investigada (Martins et al., 2017). Logo, uma análise moderna (desprovida de rígido controle e conhecimento de campo) teria levado a interpretações equivocadas visto que a própria pesquisa perdeu seu objetivo original, uma vez que as taxas denudacionais mensuradas não eram as reais.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O exemplo acima apresentado demonstra a necessidade de que a evolução da Geomorfologia que ocorre via utilização crescente de Modelagem Computacional e Geocronologia, não pode acontecer sem a manutenção das análises tradicionais de interpretação do relevo em campo. Um conhecimento desconectado do empírico, da análise do real, é duvidoso. Principalmente nas Geociências onde existe imensa variação nos materiais, estruturas, climas e processos.

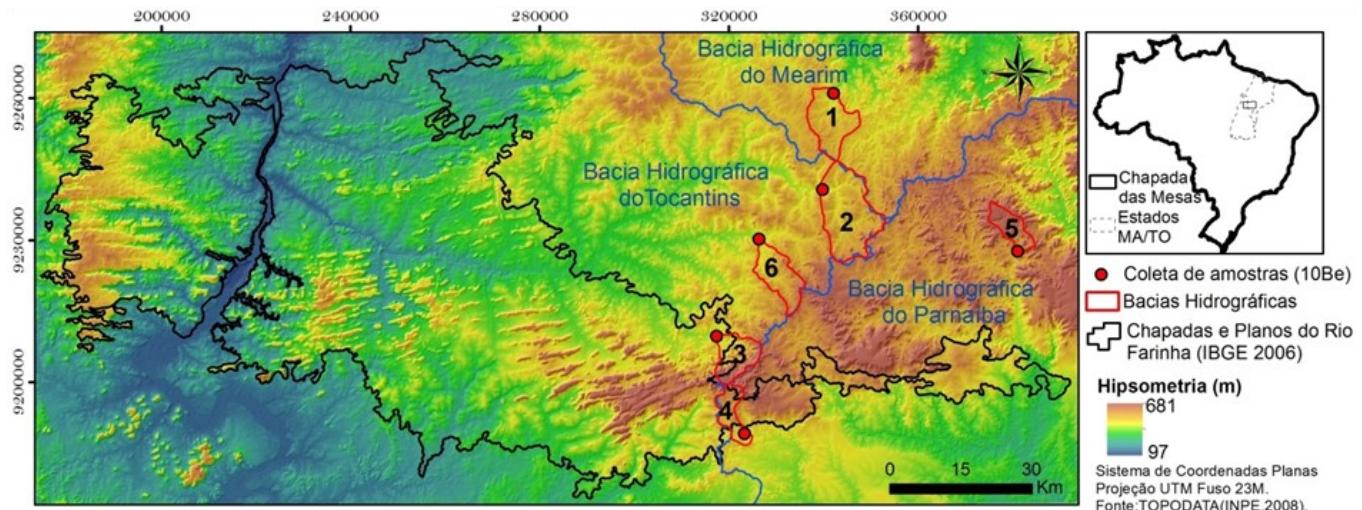


Figura 1. Localização da Unidade do Relevo Chapadas e Planos do rio Farinha (IBGE, 2006) e localização dos pontos onde foram coletadas amostras de sedimentos para análise do isótopo cosmogênico ^{10}Be . Fonte: Martins et al. (2017).

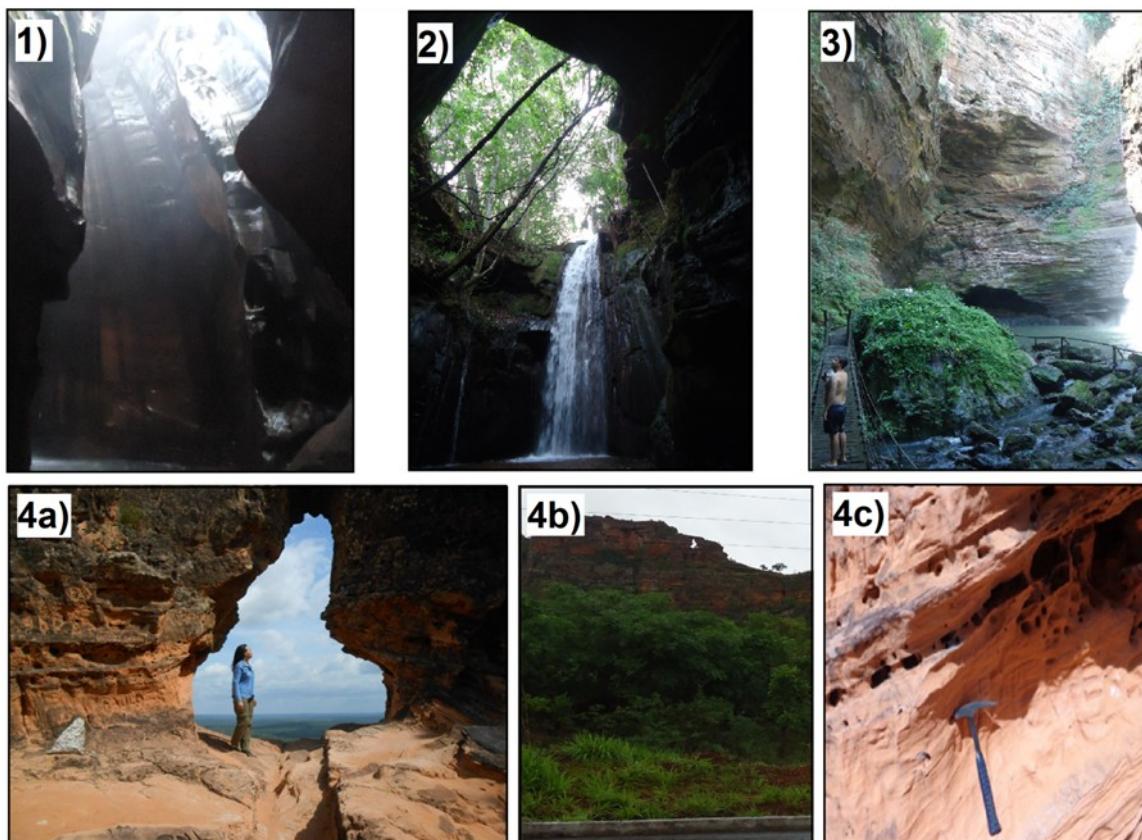


Figura 2: Geoformas paleocársticas na região da Chapada das Mesas, MA/TO. (1) Cachoeira do Santuário e (2) Cachoeira da Caverna; (3) Cânion e caverna da Cachoeira de Santa Bárbara; (4a e b) Arco da Pedra Caída; (4c) Ductos em diversos diâmetros na rocha que compõe o portal da Pedra Caída. Fonte: Martins et al. (2017).

Tabela 1: Taxas de denudação de longo-termo ^{10}Be mensuradas na região da Chapada das Mesas. Fonte: de Martins et al. (2017).

Ponto de Amostra	Bacia Hidrográfica (Afluente)	Área da sub-bacia amostrada (km ²)	Longitude e Latitude (graus decimais)	Concentração de átomos de ^{10}Be (átomos g ⁻¹)*10 ⁵	Taxa de denudação ^{10}Be (m/Ma)	Tempo de Integração (anos)
1	Mearim (Grajauzinho)	96,7	-46,428285 -6,683201	0,41±0,02	68,9±2,72	9.217
2	Tocantins (Farinha)	180,1	-46,449946 -6,866661	2,02±0,06	12,8±0,41	48.601
3	Tocantins (Fariazinha)	72,2	-46,65362 -7,146798	0,49±0,02	60,0±2,15	10.584
4	Parnaíba (Frutuoso)	42,7	-46,601031 -7,332999	2,08±0,07	12,6±0,40	49.232
5	Parnaíba (Fundo)	48,4	-46,077306 -6,98585	1,21±0,10	23,9±2,06	26.310
6	Tocantins (Conceição)	81,5	-46,571707 -6,9615	1,48±0,05	18,0±0,57	34.755

BIBLIOGRAFIA

Barreto H.N., Silva J.P., Santos J.H.S., Peraira E.D. 2015. Chapada das Mesas: Unknown Geomorphological Heritage. In: Vieira B.C., Salgado A.A.R., Santos L.J.C (Eds): Landscapes and Landforms of Brazil: 201-210, SPRINGER.

Intituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2014. Mapa de Unidades do Relevo do Brasil. Escala 1: 5.000.000, 2006. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/relevo_2006.pdf>. Acesso em: 20 jun. 2014.

Martins F.P., Salgado A.A.R., Barreto H.N. 2017. Morfogênese da Chapada das Mesas (Maranhão-Tocantins): Paisagem Cártica e Poligenética. Revista Brasileira de Geomorfologia 18(3): 623-635.

Summerfield M.A. 1991. Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms. Longman Scientific & Technical, Essex.

Página intencionalmente deixada em branco

Quantification in tectonic geomorphology: An ArcGIS Toolbox for the automatic extraction of the basin asymmetry index (Af)

Quantificação em geomorfologia tectónica: ArcGIS Toolbox para a extração automática do índice de assimetria da bacia (Af)

Candela Pastor-Martín^{1*}, Loreto Antón¹, Carlos Fernández-González²

¹ Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Dpto. de Ciencias Analíticas, Senda del Rey 9, 20840 Madrid, Spain. ² Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Dpto. de Física Interdisciplinar, Senda del Rey 9, 20840 Madrid, Spain.

* cpastor@pas.uned.es

Key-words: Add-ins, ArcGIS, Af, geomorphic indices, basin morphology, channel network

Palavras-chave: Add-ins, ArcGIS, Af, índices geomórficos, morfologia da bacia, rede de canais

ABSTRACT

Quantitative analysis of channel networks plays an important role in landscape evolution studies, and geomorphic indices are extremely useful for the study of drainage basins and channel morphologies. Among these geomorphic indices, the asymmetric factor (Af) can be used to evaluate the tectonic tilting at the scale of a drainage basin. This work presents a new ArcGIS toolbox to automate compute the basin asymmetry factor (Af). The tool allows the calculation of Af index of a single or multiple watersheds, and it is presented as add-in and standalone script.

As records of fluvial response to transient states, channel morphology is commonly used to study the patterns of landscape adjustment to changes induced by base level modification, tectonic activity or climate variability (e.g. Antón et al., 2012; Boulton and Whittaker, 2009; Jiménez-Cantizano et al., 2017). Geomorphic indices are particularly useful in tectonic studies because they can be used for rapid geomorphological evaluation of large areas (Antón et al., 2014; Rebai et al., 2013). The drainage basin asymmetry factor was developed to detect tectonic tilting transverse to flow at drainage basin, and aids to infer tectonic deformations in the patterns of watersheds (Hare and Gardner, 1985; Keller and Pinter, 2002). With the Af index, the direction towards which the channel was migrating can be inferred, meaning that the river progressively eroded and shifted towards the river side of lower area. It is expressed as:

$$Af = (Ar / At) \cdot 100 \quad (eq.1)$$

where Ar is the area of the watershed on the right side of the master stream -downstream direction- and At is the total area of the watershed. When this factor is close to 50, it implies symmetry. Instead, when Af values are lower than 40 or greater than 60, asymmetry can be inferred.

The toolbox is developed for ArcGIS 10.1 or higher versions. In its present form, Af_index Toolbox calculates Af for a single or multiple watersheds. The input files are a Digital Elevation Model (DEM), a drainage network, either raster (Af_index_Raster) or vector (Af_index_Vector), extracted from the DEM and sorted based on Hack (Hack, 1957) or Horton (Horton, 1945) hierarchies, and the flow direction from which the sorted fluvial network has been generated. All inputs must be in a projected coordinate reference system. The output watersheds, with the Af data, is provided in a shapefile under a given name preceded by "Af_data_".

The process in Af_index_Raster is the same as in Af_index_Vector but the former converts the fluvial network from raster to a not simplified channel network in vectorial format. Each register of the channel network must be a single river, starting from the headwater and moving downstream to its mouth or confluence. Both options analyse each river individually, outlining the watershed, identifying the area to the right of the river and finally calculating the index.

The tool was applied to Pisuerga watershed in the Iberian Peninsula, to six tributaries with drainage area larger than 800 km². The fluvial network was obtained using the MATLAB channel network ordering tool (Pastor-Martín et al., 2017), and following the channel network pattern of the Confederación Hidrográfica del Duero. The results were satisfactory, with two asymmetric rivers to the right (Valdivia and Odra), three asymmetric rivers to the left (Carrión, Arlanza and Arlanzón) and a symmetrical river (Esgueva) (Figure 1). It is relevant to highlight the importance of the network hierarchy as watershed delimitation directly depends on it. Therefore, the watershed morphology varies depending on the fluvial network order. Modifying Pisuerga channel network hierarchy to a hierarchy according to the flow accumulation model, it was verified that the watershed morphology of the analysed tributaries varies, and therefore does the tectonic interpretations derived from the Af.

This work presents a new ArcGIS add-in Toolbox built for Asymmetry factor (Af index) calculation. This index is relevant in tectonic geomorphology since it allows detecting the tectonic tilting transverse to flow, providing information about the tectonic activity and its impact on landscape changes. Automating this index enables to tackle the laborious and time-consuming task of manually computing the index for each river. It is important to take care when setting the stream network hierarchy previously to delineate the watersheds, as asymmetric factor may differ depending on that, and thus tectonic interpretations based on that geomorphic index. These interpretations can be further enriched if they are combined with other geomorphological indices, such as Stream Length (SL) gradient or Valley Height-Width (Vf) Ratio, and additional geomorphological and tectonic work.

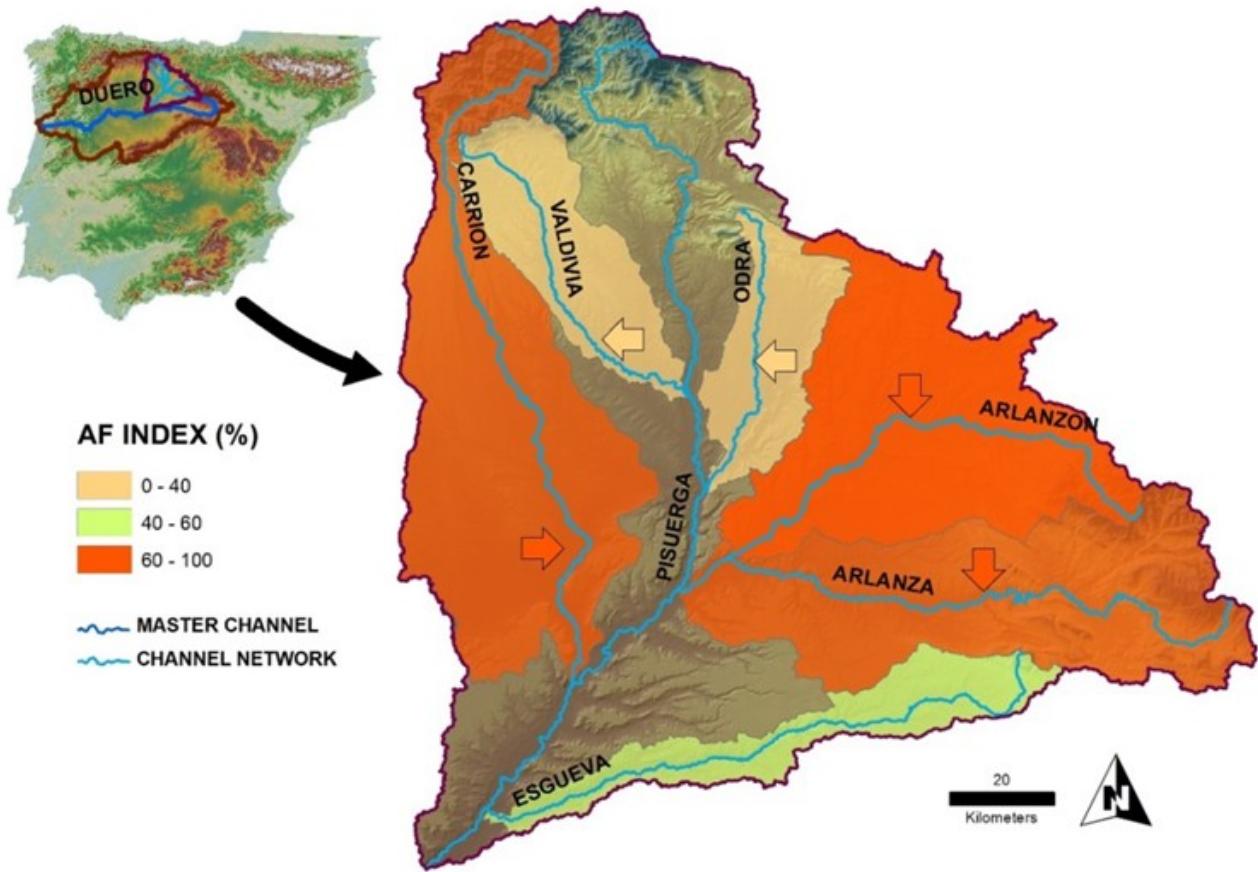


Figure 1. Location of the Duero and Pisuerga watersheds, and Af of Pisuerga system watersheds. Carrion, Arlanzón and Arlanza rivers show asymmetry towards the left side; Valdivia and Odra rivers are asymmetrical towards the right side and the Esgueva river is symmetrical

ACKNOWLEDGMENTS

This work was developed under Grant PEJ-2014-A-93258; supported by UNED (GID2016-19), and partially funded by MITE (CGL2014-59516-P) and CARESOIL (S2013/MAE-2739) projects.

REFERENCES

- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Stokes, M., 2014. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, 206, 250-261.
- Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., García-Castellanos, D., Stuart, F.M., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology*, 165–166, 50-61.
- Boulton, S.J., Whittaker, A.C., 2009. Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: Field examples from an oblique-extensional graben, southern Turkey. *Geomorphology*, 104(3–4), 299-316.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, 294. US Government Printing Office.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Allen and Unwin*, Boston, 75-104.
- Horton, R.E., 1945. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins; Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3), 275.
- Jiménez-Cantizano, F., Antón, L., Soria-Jáuregui, Á., Pastor-Martín, C., 2017. Cálculo del perfil teórico de equilibrio de un río en función del índice de gradiente. *Geogaceta*, 62.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics. *Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
- Pastor-Martín, C., Antón, L., Fernández-González, C., 2017. Matlab-based tool for drainage network ordering by Horton and Hack hierarchies. *Primer Congreso en Ingeniería Geomática*, 1.
- Rebai, N., Achour, H., Chaabouni, R., Bou Kheir, R., Bouaziz, S., 2013. DEM and GIS analysis of sub-watersheds to evaluate relative tectonic activity. A case study of the North-south axis (Central Tunisia). *Earth Science Informatics*, 6(4), 187-198.

Morphotectonic significance of the main lineaments in the Iberian Massif (Portugal and Spain)

Interpretação morfotécnica dos principais lineamentos no Maciço Ibérico (Portugal e Espanha)

R. Vegas^{1*}, L. Antón², A. Gomes³

¹ Dto. de geodinâmica, Facultad de Ciencias geológicas. Universidad Complutense de Madrid. C/ Jose Antonio Novais 4, 28040 Madrid, Spain.

² Dpto. de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia, Senda del Rey 9, 20840 Madrid, Spain.

³ Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto- CEGOT, Porto, Portugal

* ruidera@ucm.es

Key-words: Add-ins, ArcGIS, Af, geomorphic indices, basin morphology, channel network

Palavras-chave: Add-ins, ArcGIS, Af, índices geomórficos, morfologia da bacia, rede de canais

ABSTRACT

Lineaments are traditionally associated with analysis of aerial photographs and satellite and space images; although in their original definition they were merely considered as significant lines of landscape, caused by joints and faults which are observed mainly on topographic maps and less frequently in geological ones (Hobs, 1904). In essence, they are surface features represented by alignments of ridges and furrows which are considered to reveal the deep, subsurface, architecture of the rock basement (Antón, 2004).

Tectonic characterization of topographic features has recently become a major concern due to the increased interest on neotectonics and sismotectonics. The observed lineaments – alignments of geomorphic features such as hills, ravines and scarps – are considered here as surface expression of deep-seated features, following the general accepted consensus. They must represent a very complete image of the regional brittle tectonic fabric.

With this perspective, we have generate a DEM map at scale 1:100.000 for the central-western Variscan (Iberian) Massif and extracted from it the main, apparent, lineaments. We have chosen this regional scale as the most appropriate for describing an enlarged regional brittle fabric of the western Iberian Variscan basement as well as for establish a tectonic-related frame for the main geomorphic features characterizing the area here studied (Vegas et al., 2012).

Three main sets of lineaments have been identified on the basis of their orientations and spatial linkages: a) NNE-SSW to NE-SW (N10-30° to N45°), b) ENE-WSE to E-W (N80° to N90°) and WNW-ESE (110°) and c) NNW-SSE (N130°- N140°) to N-S. They are conspicuous in all the area investigated but some of them do predominate in specific regions obscuring the occurrence of the others (Figure 1).

With these premises, the lineaments of the Group a) are unequivocally related either to the N10° trending Vilarica and Regua-Verin faults or to the N45°-trending Plasencia (Messejana-Plasencia) Fault or Dike-fault System. These three faults have been

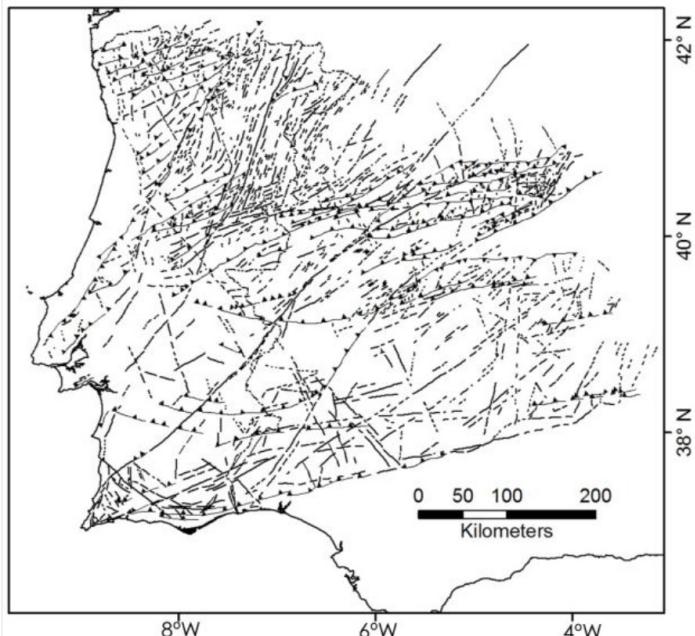


Figure 1. Map of lineaments in the West-Central Hesperic Massif. Lines indicate fractures or faults with mainly transcurrent movement; barbed lines indicate thrusts.

described as transcurrent, left-handed strike-slip faults with small lateral movement with regard to its length, a maximum of 3 km lateral off-set for more than 500 km length in the Plasencia Fault.

The lineaments of the Group b) – ENE-WSE to E-W (N80° to N90°) and WNW-ESE (110°) – correspond to thrusts and reverse faults that cause, or are linked to, basement uplifts. This is the case of the Ponsul Fault and the lineament corresponding to Northern Border of the Central System. Thereafter, the slightly curved, festoon-like lineaments are here classified as thrusts that delimitate regularly highs and depressions in the topography.

The lineaments of the Group c) – N130°-140° and N-S – show a much less influence in the topography. They contribute passively to the formation of the reliefs and must be correlated to previous faults (or brittle fabric) that does not take or take an insignificant part of the Cenozoic deformation. Within these lineaments one can mention the Porto-Tomar lineament guessed to be a Variscan first-order structure.

The overlook of an extensive area permits also the ascription of the main topographic features to the general frame drawn by the observed lineaments. In this sense, it is possible to establish the interdependence between the overall attitudes of the main geomorphic units – i.e. the regional arrangement of the reliefs in the studied area – and the tectonic structures. This allows a first interpretation of the main geomorphic features in terms of the recent tectonic evolution resulted in the Paleogene and Neogene compressive events (N-S and NW-SW directed respectively, De Vicente and Vegas, 2009). Those main geomorphic features correspond to (Figure 2):

- Two broad, relatively flat areas, the Northern and Southern Mesetas comprising the Variscan basement and its Cenozoic cover of the broad Duero and Madrid (Upper Tagus) basins.
- Three E-W oriented swaths of basement uplifts that constitutes the main elevations of the western Iberian Peninsula, the Central System, most prominent relief – the main divide, the backbone of the early geographers – and the more modest ranges of the Montes de Toledo and the Sierra Morena Ranges in the Southern Meseta.
- Two NNE-SSW oriented, relatively narrow topographic

corridors composed of anastomosed, elongated ridges and basins, the Vilarica and Regua corridors. Their constrictive northern terminations constitute the reliefs of the NW Portugal-Leon ranges

- Three Cenozoic basins in the interior of the Variscan basement of the southern Meseta, Campo Arañuelo – between the Central System and the Montes de Toledo – Castelo Branco and Guadiana. Other minor basins in the Southern Meseta must be included in this type of features
- Two open-to-the-sea Cenozoic basins, Lower Tagus and Sado

To these morphotectonic units, two basement elevations can be added: the Alentejo and Calatrava Swells that correspond clearly to the Neogene compressive event.

The extraction of lineaments from a large-scale, 1:000.000, DEM map for the West-Central Variscan basement of the Iberian Peninsula has made possible the realization of a lineament map which provides a manageable method to link regional geomorphic features to intraplate tectonics. Also the lineament map brings a regional frame that enlarges the brittle tectonic fabric and serves to complete the mapped faults and fractures in the studied area.

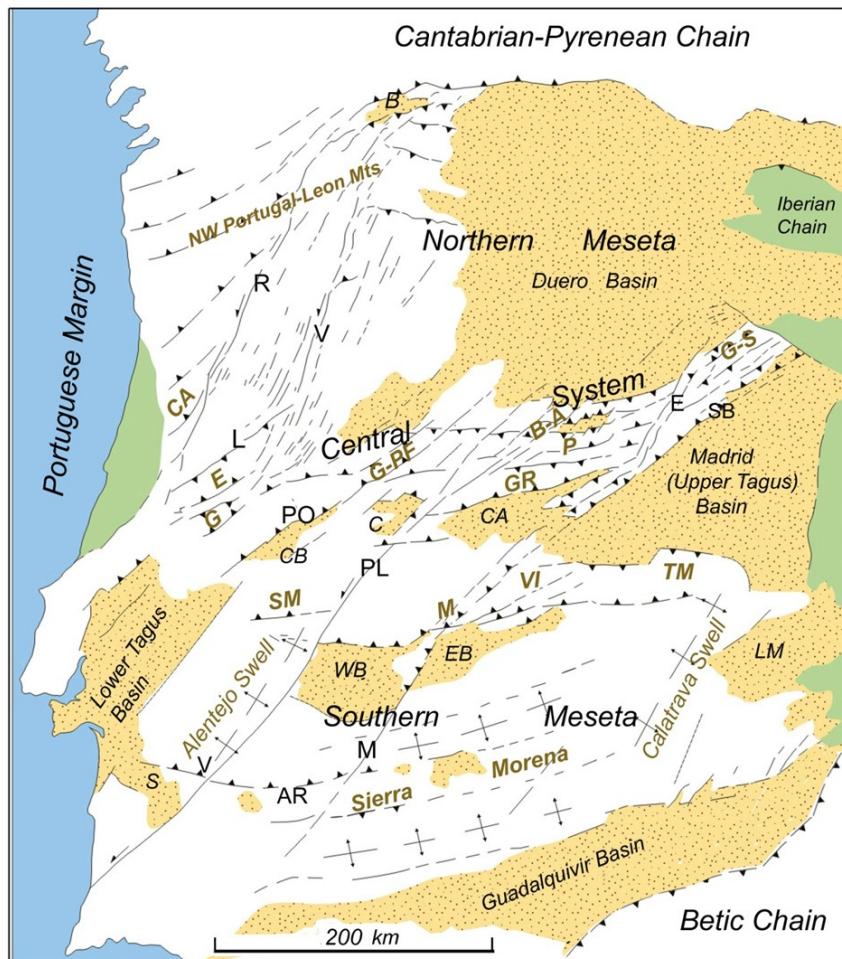


Figure 2. Major lineaments and morphotectonic units in the Iberian Massif. Thin lines indicate lineaments related to strike-slip fault and sheared zones; barbed lines correspond to thrust-related lineaments. *Long fault corridors*, PL: Plasencia-Messejana, M: Mérida, E: El Escorial, R: Regua, V: Vilarica. *Thrusts and ridges*, AR: Ardila, CA: Caramulo, B-A: Bejar-Avila, E: Estrela, G: Gardunha, GR: Gredos, G-RF: Gata-Sierra de Francia, G-S: Guadarrama-Somosierra, L: Lousã, M: Montanchez, P: Paramera, PO: Ponsul, SB: Southern Border (Central System), SM: São Mamede, TM: Toledo Mountains VI: Villuercas. *Cenozoic basins*, C: Coria, CA: Campo Arañuelo, CB: Castelo Branco, EB: East Badajoz, LM: La Mancha, S: Sado, WB: West Badajoz

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by UNED (GID2016-19); and it was partially funded by MITE (CGL2014-59516-P) and CARESOIL (S2013/MAE-2739) projects. GIS Technical support was funded under Grant PEJ-2014-A-93258.

REFERENCES

- Antón, L., 2004. Análisis de la fracturación en un área granítica intraplaca: el Domo de Tormes. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 195 pp.
- De Vicente, G., Vegas, R., 2009. Large scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit; tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1-2), 124-143.
- Hobbs, W.H. 1904. Elements of the Atlantic border region. *Geological Society, American Bulletin*, 15: 483-506.

Vegas, R., Antón, L., Gomes, A., Medialdea, T., 2012 Lineaments in the West-Central Hesperic Massif (Portugal and Spain) and their geomorphic and tectonic significance. In: L.P. Fernández, A. Fernández,

A. Cuesta, J.R. Bahamonde (Eds.), *Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España. CD anexo Geo- Temas 13*. Sociedad Geológica de España, pp. 1674-1677.

Vegas, R., Antón, L., Gomes, A., Medialdea, T., 2012 Lineaments in the West-Central Hesperic Massif (Portugal and Spain) and their geomorphic and tectonic significance. In: L.P. Fernández, A. Fernández,

Cuesta, J.R. Bahamonde (Eds.), *Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España. CD anexo Geo- Temas 13*. Sociedad Geológica de España, pp. 1674-1677.

Neotectônica em ambiente intraplaca: discussão crítica de conceitos e técnicas aplicadas aos estudos morfotectônicos em áreas cratônicas

**Neotectonic in intraplate environment: critical
discussion of concepts and techniques to morpho-
tectonic studies in cratonic areas**

R. Marques Neto^{1*}, J. A. Moreira²

¹ Universidade Federal de Juiz de Fora, Departamento de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geografia, Rua José Lourenço Kelmer, s/n, Juiz de Fora, MG, Brasil, 36036-330

² Universidade Federal de Juiz de Fora, Departamento de Geociências, Rua José Lourenço Kelmer, s/n, Juiz de Fora, MG, Brasil, 36036-330

* roberto.marques@ufjf.edu.br

Palavras-chave: neotectônica; morfotectônica; métodos geomorfométricos; Ambientes cratônicos.

Key-words: neotectonic; morphotectonic; geomorphometric methods; cratonic environments.

1. RESUMO

As pesquisas pautadas no campo temático da neotectônica têm avançado nos ambientes intracratônicos na medida em que os indícios de tectônica ativa e ressurgente vem ganhando profusão, com avanços nos estudos em análise estrutural, geomorfológica, sedimentológica, sismológica e geocronológica com vistas em desvelar as interferências morfotectônicas atuantes na evolução do relevo e da drenagem. Por outro lado, ainda são incorporados conceitos e técnicas estabelecidos em outros contextos geodinâmicos e morfoclimáticos, e que por vezes são aplicados sem a devida apreciação crítica, postura salutar quando concepções teóricas e metodológicas são importadas de outras matrizes. Nesse sentido, o presente trabalho propõe uma discussão dialógica e comparativa entre procedimentos metodológicos geomorfométricos correntemente utilizados na cultura geomorfológica brasileira, voltados para a interpretação morfotectônica e aplicados em três bacias hidrográficas representativas de diferentes regiões geomorfológicas contidas no domínio tropical atlântico: a bacia do rio Caparaó (Mantiqueira Setentrional), bacia do rio do Salto (Mantiqueira Meridional) e bacia do rio Palmela (Planalto do Alto Rio Grande).

O estudo comparativo lançou mão de cinco parâmetros metodológicos, quais sejam: (1) Índice de Hack (1973), repaginado por Índice Relação Declividade x Extensão do Canal (RDE) (Etchebehere, 2000); (2) Fator Assimetria de Bacias de Drenagem – FABD (Hare e Gardner, 1985); (3) Fator de Simetria Topográfica Transversal – FSTT (Cox, 1994); (4) Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa – Smf (Bull e Wallace, 1985); (5) Mensuração das superfícies de base (Jain, 1984; Golts e Rosenthal, 1993; Salvador e Pimentel, 2009). Doravante, os índices geomórficos mensurados foram discutidos nos termos de suas inter-relações e reciprocidades, destacando-se suas potencialidades na averiguação de indícios de tectônica ativa, bem como os descompassos conceituais e operacionais que se estabelecem

com as transposições metodológicas desprovidas da devida reflexão.

Em domínios intracratônicos, considerados ambientes geodinâmicos de margem passiva, é necessário contar com uma conjugação de indícios para se determinar a existência de efeitos deformacionais neotectônicos ou ligados aos campos de tensão vigentes, já que depósitos quaternários falhados, embora existentes, são descontínuos e pontuais, uma vez que o imperativo climático tropical impõe intensos processos de transformação geoquímica. Nas bordas cratônicas, como agravante, o comportamento anisotrópico do relevo, cuja gênese é tectônica, implica em intenso retrabalhamento. Dessa forma, embora resultados isolados sejam temerosos para o estabelecimento de vínculos diretos com a neotectônica, a conjugação de métodos geomorfométricos tem fornecido resultados auspiciosos. Entretanto, trazem ranços dispensáveis, entre os quais o conceito de *anomalia*, estabelecido no Índice de Hack, tem sido utilizado frequentemente de forma inapropriada, pautado unicamente em um resultado numérico idealizado para limites convergentes de placas cuja base empírica foi a Cordilheira do Himalaia, tal como preconizado por Seeber e Gornitz (1983).

Não é adequado associar soleiras, por exemplo, a um comportamento anômalo da drenagem, uma vez que pode estar ligada a contato litológico resultando, nesses casos, de um controle passivo; não menos, as anomalias devem ser desvinculadas das áreas escarpadas que, ainda que possam apresentar evidências explícitas de controle morfotectônico, os valores elevados são naturais para tais posições topográficas, onde naturalmente a energia da corrente é elevada. Cabe uma melhor lapidação do conceito de anomalia no sentido de desvincular o mesmo de um valor numérico taxativo e adequá-lo às situações nas quais o regime tectônico vigente está implicando em um comportamento anômalo síncrono da drenagem. Em outras palavras, não são todas anomalias computadas pelo índice em tela figuram de fato anomalias de drenagem. O quadro 1 revela o número de valores anômalos obtidos para os canais mensurados, destacando quantos deles podem ser associados diretamente à controle morfotectônico.

Quadro 1. Valores anômalos obtidos para os canais mensurados.

Canal fluvial	Número de valores anômalos	Valores anômalos associáveis a controle morfotectônico majoritário
Rio Caparaó	42	2
Rio do Salto	25	25
Rio Palmela	10	6

Diante disso, valores anômalos foram verificados para o rio Caparaó no seu alto curso, onde o canal dissecava as escarpas de falha da lasca tectônica que configura esta estrutura antiformal, e naturalmente avultariam valores elevados. As anomalias do rio do Salto, embora a maior delas também verificadas em escarpas de falha, possuem outro significado e apresentam um padrão de distribuição diferente, fortemente atrelado aos níveis de base locais definidos pelos basculamentos recentes e que, diferentemente do Caparaó, nesse setor tem engendrado um escalonamento mais bem marcado para os modelados de dissecação em controle estrutural e reorganizações erosivas mais autônomas controladas pelos *knicks*. No rio Palmela, a dissecação do

relevo é mais homogênea, a drenagem tende a se dendritificar e os mantos de alteração são mais profundos, estando as morfologias montanhosas restritas às cabeceiras, onde os valores anômalos estão mais relacionados ao relevo proeminente do que à pulsos tectônicos. Por outro lado, os valores de RDE obtidos para o médio e baixo curso denotam controle morfotectônico mais bem marcado, coincidindo com desvios, encaixamentos abruptos e estrangulamento de planícies aluviais, com destaque para uma anomalia computada na confluência com o rio Verde; nestes setores do canal os valores anômalos não são propriamente esperados, denotando assim controle tectônico na confluência, bem marcada por movimentação no contato entre biotita-gnaisses supracrustais com ortogranulitos do embasamento.

Da mesma forma que os valores de RDE ditos “anômalos” devam ser rediscutidos e ressignificados, o mesmo deve ser pensado para os fatores de assimetria, uma vez que nem todas as bacias assimétricas denotam inequivocamente uma migração lateral do canal por basculamento de blocos, podendo corresponder à erosão diferencial dos divisores em função da ocorrência de litotipos de diferentes resistências, o que ressalta a necessidade de uma leitura conjunta entre FABD e FSTT. São diferentes, dessa forma, os significados das assimetrias das bacias dos rios Caparaó e Salto, uma vez que o primeiro encontra-se francamente adaptado à estrutura dada pelo *horst* homônimo, ao passo que o segundo modifica a orientação geral N-S para E-W de forma abrupta, assinalando

um controle morfotectônico mais bem marcado sobrepujando a influência das estruturas preexistentes. É imperioso, dessa forma, diferenciar os controles meramente litoestruturais das interferências morfotectônicas na interpretação da assimetria de uma bacia de drenagem.

As frentes escarpadas que ocorrem nas faixas móveis das bordas cratônicas do Brasil Sudeste sugerem controle morfotectônico por reativação preferencial de zonas e cinturões de cisalhamento pré-cambrianos, o que é uma assertiva. No entanto, é necessária uma interpretação mais circunspecta a respeito dos valores de Smf, associados a controle de campo e exame de depósitos correlativos, uma vez que valores mais elevados, muito embora sugiram um retrabalhamento expressivo das frentes escarpadas pelos agentes erosivos superficiais e subsuperficiais, também podem ser enganosos ao indicar um alinhamento vinculado à falha normal em processo inicial de movimentação, ainda desprovido dos abruptos topográficos que caracterizam as principais faixas cisalhantes. O alto curso das bacias estudadas (no caso do rio do Salto isso inclui o médio curso) encontra-se posicionado em *horsts* que figuram como alinhamentos de soerguimento preferencial ao longo do Cenozoico, o que repercute em valores elevados de Smf.

A figura 1 revela alguns aspectos dos sistemas geomofológicos das bacias hidrográficas estudadas e, por amostragem, desvelam elementos que auxiliam a compreensão do quadro morfotectônico vigente.



Figura 1. A) Rio Palmela encaixado em relevo suavizado, com sucessivos desvios laterais em *shutter ridges* bem marcadas em falhas transcorrentes (Campanha, MG); B) Aspecto escalonado do relevo na bacia do Rio do Salto, com sucessivos níveis de base locais (Lima Duarte, MG); C) Escarpa de falha e patamares reafeiçoados marcando a margem esquerda da bacia do Rio Caparaó (Alto Caparaó, MG).

REFERÊNCIAS

- Bull, W. B.; Wallace, R. E. 1985. Tectonic geomorphology. *Geology, Penrose Conference Report*, p. 216.
- Cox, R. T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5): 571-581.
- Etchebehere, M. L. C. 2000. *Terraços Neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Golts, S.; Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7: 305-315.
- Hack, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of United States Geological Survey*, 1(4): 421-429.
- Hare, P. W. and Gardner, T. W. 1985. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M. and Hack, J. T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, Boston, Allen and Unwin: 123-134.
- Jaim, V. E. 1984. *Geotectônica general*. 2. ed. Moscou, Mir Ed.
- Salvador, E. D; Pimentel, J. 2009. Avaliação da neotectônica no município de Angra dos Reis, setor sul-fluminense da Serra do Mar, com base em mapas morfométricos gerados em Sistemas de Informações Geográficas (SIG). In: J. C. N. Epiphanius e L. S. Galvão (Eds.), *Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto*, 14., Natal, INPE: 3347-3354.
- Seeber, L; Gornitz, V. 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 2: 335-367.

Página intencionalmente deixada em branco

Serra Geral do Rio Preto e Serra do Boqueirão: compartimento morfoestrutural na bacia antepaís ocidental do cráton do São Francisco, no Estado de Minas Gerais, Brasil

Geral do Rio Preto Range and Boqueirão Range: a morphostructural compartment over the western São Francisco Craton foreland basin, State of Minas Gerais, Brazil

M. T. R. Bragança^{1*}

¹ Programa de Pós-Graduação em Geografia Física/Universidade de São Paulo; Prefeitura Municipal de Betim.

*mario.teixeira@mail.com

Palavras chave: Morfoestrutura, Cinturão antepaís, Planaltos do São Francisco.

Key-words: Morphostructure, Foreland basin, Plateau of São Francisco.

INTRODUÇÃO

Relevos do Planalto Brasileiro, incluindo a bacia hidrográfica do Rio São Francisco, têm sido descritos como feições erosivas residuais (AB'SABER, 1965; CETEC, 1981), desenvolvidas sobre uma unidade geológica positiva, o Alto Estrutural do Paracatu (CAMPOS e DARDENNÉ, 1997b). Contudo, há na paisagem cristalina do Planalto Atlântico (AZEVEDO, 1949) um conjunto de feições cujas formas estão em desacordo com os pressupostos desse modelo teórico, que

se fundamentam numa duradoura estabilidade tectônica e ação contínua e preponderante da erosão (DAVIS, 1899; KING, 1953; AB'SABER, 1965).

Inseridas nesse ambiente, a Serra Geral do Rio Preto e a Serra do Boqueirão configuram um ressalto topográfico de natureza planáltica, elevado até 550 metros acima do nível atual das planícies de inundação circundantes. Escarpas verticais, retilíneas e pouco festonadas, análogas a escarpas de falhas (LEAL, 2014), delimitam as faces oeste, sul e sudeste do compartimento, drenadas por tributários do Rio Paracatu. Suas bordas norte e nordeste descem em patamares escalonados para planície do Rio Urucuia. Rios de pequena extensão drenam a vertente ocidental do planalto e atravessam leitos rochosos, muitas vezes em penhascos, traduzidos em vales suspensos. Já os rios da vertente oriental são sensivelmente mais longos e possuem vales com perfis longitudinais extensos, porém, fortemente controlados pela litologia, como demonstrado por numerosos *knick points*. Essa morfologia conspícuia embasou uma caracterização tectônica da feição topográfica. Diante de tais evidências, apresenta-se uma proposta de redefinição conceitual da unidade topográfica, baseada na delimitação e mapeamento da feição planáltica, fundamentada no conceito de morfoestrutura (ROSS, 1987; ROSS e MOROZ, 1996; SAADI, 1991).

ÁREA DE ESTUDO

A morfologia planáltica da Serras Geral do Rio Preto e do Boqueirão abrange 16.000 km², correspondentes aos terrenos elevados que separam as bacias hidrográficas dos rios Paracatu e Urucuia, tributários da margem esquerda da bacia do Rio São Francisco, unidade hidrográfica do Escudo Atlântico (SAADI, 1991), setor oriental do Planalto Brasileiro (figura 1). Situa-se sobre o bloco cratônico que integra o Escudo Atlântico, próximo ao contato deste com a Província Tocantins, unidade do Escudo Central (SAADI, 1991). Administrativamente, corresponde, parcial ou totalmente, aos municípios de Brasilândia de Minas, Dom Bosco, Natalândia, Unaí, Bonfinópolis de Minas,

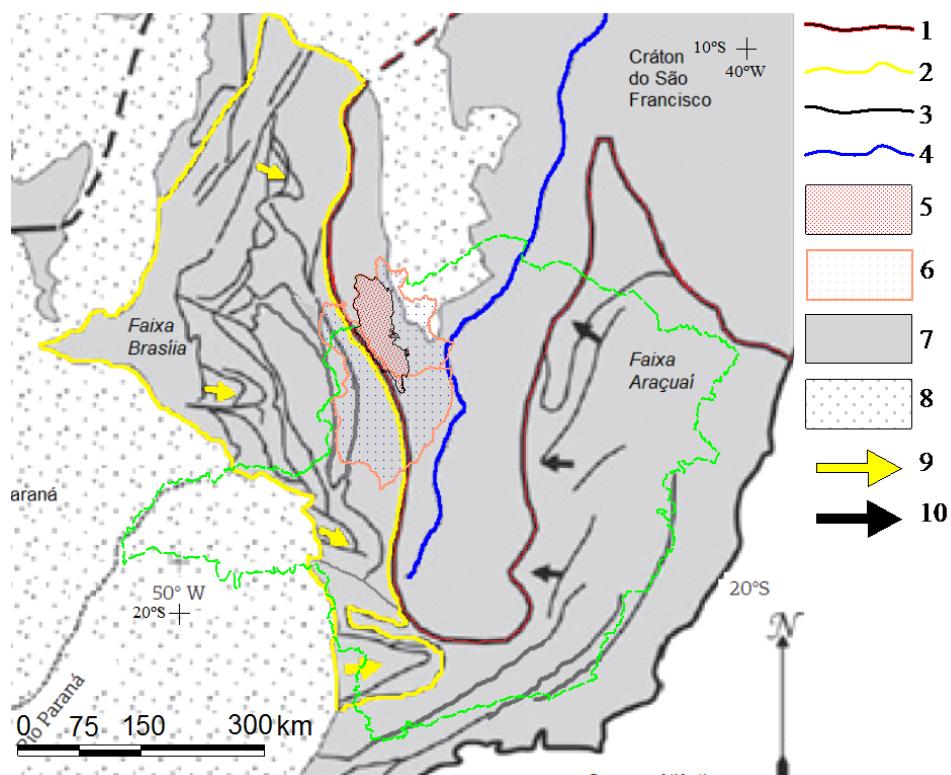


Figura 1. Planalto Serra Geral do Rio Preto Serra do Boqueirão entre o Cráton e a Faixa Brasília.

1. Limite do Cráton; 2. Faixa Móvel Brasília; 3. Lineamentos crustais; 4. Rio São Francisco; 5. Compartimento planáltico; 6. Bacias dos Rios Paracatu e Urucuia; 7; Coberturas Proterozoicas e embasamento; 8. Bacias Fanerozóicas; 9. Vergência da Faixa Brasília; 10. Vergência da Faixa Araçauá.

Fonte: Modificado e adaptado de CETEC (1981), Alkmim et al. (1993), Hasui e Haralyi (1991), Brito-Neves e Alkmim et al. (1993), Campos e Dardenne (1997b), Alkmim (2004), Buzzi et al. (2004).

Riachinho, Arinos e Buritis, todos no estado de Minas Gerais.

Afloram na área litologias sedimentares, principalmente arcóseos e siltitos, da Formação Três Marias (Grupo Bambuí, Neoproterozóico), sedimentares glaciogênicas do Grupo Santa Fé (Permo-Carbonífero), sedimentares eólicas, deltáticas, marinhas e flúvio-lacustres dos Grupos Areado, Urucuia e Mata da Corda (Mesozóico Intermediário e Superior), bem como aluviais, eluviais e coluviais, concrecionadas ou não, da Formação Chapadão (Cenozóico) (CAMPOS e DARDENNE, 1994; CAMPOS e DARDENNE, 1997a) (figura 3). Do ponto de vista estrutural, o compartimento planáltico situa-se na janela erosiva que separou as Sub-bacias Abaeté e Urucuia, unidades sedimentares da Bacia Sanfranciscana (CAMPOS e DARDENNE, 1997a; SGARBI, 2000).

METODOLOGIA

A redefinição conceitual, a delimitação e o mapeamento da feição planáltica fundamentaram-se no conceito de morfoestrutura (ROSS, 1987; ROSS e MOROZ, 1996; SAADI, 1991). O delineamento em mapa seguiu o traçado das falhas de João Pinheiro, Três Marias, Traçadal, Unaí e São Domingos. Rupturas de relevo observadas sobre as imagens de satélite e na cartografia topográfica podem ser relacionadas diretamente ao posicionamento desses lineamentos (O'LEARY et al., 1976), bem como nos Modelos Digitais de Terreno (JPL, 2014). Sobrepostos à imagem pancromática de média resolução espacial (Landsat-7, banda 8), esses lineamentos foram ajustados à escala 1:100.000 e, eventualmente, corrigidos conforme a orientação da drenagem atual. O enquadramento geológico da área baseou-se na descrição do setor sudoeste do Cráton do

São Francisco, observando-se os limites propostos por Alkmim et al. (1993). Dados gravimétricos e magnetométricos (HASUI, 1990; CODEMIG; CPRM, 2014) sugerem que, regionalmente, a crosta terrestre apresenta adensamento relativamente uniforme, inexistindo qualquer feição que possa ser associada a um alto estrutural.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A unidade formada pela Serra Geral do Rio Preto e pela Serra do Boqueirão caracteriza uma repartição de relevo sustentada por um fragmento crustal, elevada por impulsos tectônicos e delimitada por escarpas de falhas. Portanto, é um compartimento morfológico, de natureza estrutural, que exibe nítido controle exercido pelo arcabouço lito-estrutural (SAADI, 1991), traduzido pela forma alongada e posição semimeridiana, NNW-SSE, produto da adequação às direções das principais falhas regionais. Além disso, foi soerguido por esforços tectônicos reativados durante o Terciário e o Quaternário.

O bloco planáltico Serra Geral do Rio Preto Serra do Boqueirão é um fragmento rígido das coberturas cratônicas Neoproterozóicas (CAMPOS e DARDENNE, 1994), desmembrado pelos esforços do cinturão orogênico Brasília em direção ao Cráton do São Francisco e convertido em feição geomorfológica de expressão regional (figura 2). Situa-se sobre o cinturão antepaís ocidental do cráton (BRITO-NEVES e ALKMIM, 1993), produto da vergência da faixa Brasília, de oeste para leste (ALMEIDA, 1977). Portanto, o compartimento topográfico é a expressão morfológica recente da longa história da cinematografia dos lineamentos Pré-Cambrianos e Terciários.

Lineamentos e falhas associadas à orogênese Brasiliana

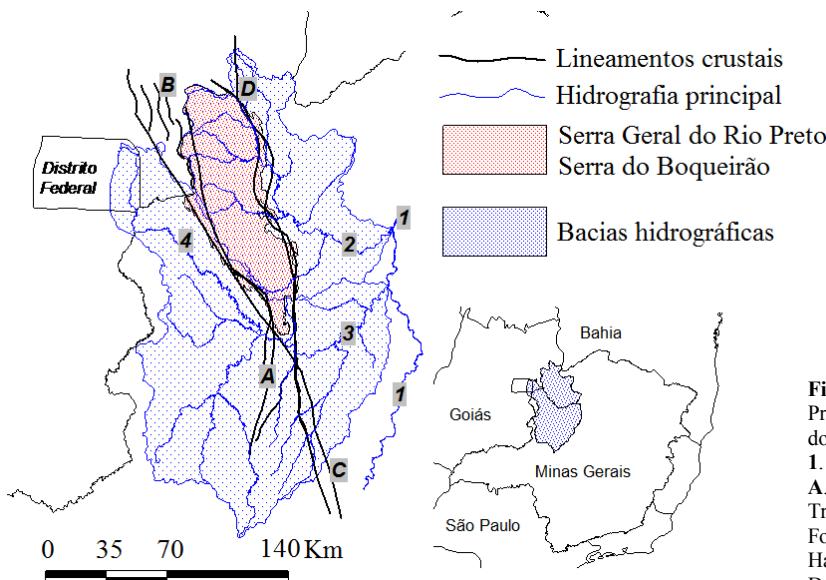


Figura 2. Localização do compartimento planáltico Serra Geral do Rio Preto – Serra do Boqueirão em relação às falhas e hidrografia da borda do Cráton do São Francisco.

1. Rio São Francisco; 2. Rio Urucuia; 3. Rio Paracatu; 4. Rio Preto.

A. Falha de João Pinheiro; B. Falha de Unaí; C. Falha de Três Marias/Traçadal; D. Falha de São Domingos.

Fonte: Modificado e adaptado de CETEC (1981), Alkmim et al. (1993), Hasui e Haralyi (1991), Brito-Neves e Alkmim et al. (1993), Campos e Dardenne (1997b), Alkmim (2004), Buzzi et al. (2004).

(Proterozóico Superior) (PIMENTEL et al., 2003; DARDENNE, 2000) foram reativadas (fotos 1 e 2) durante o ciclo tectônico Terciário (CAMPOS e DARDENNE, 1997b); esse evento recente criou um novo padrão de falhas, perpendicular ao anterior e sua atividade alcançou o Mioceno (HASUI, 1990; VALADÃO, 1998). Os reflexos dessa tectônica condicionaram fortemente a geomorfologia da borda sudoeste do cráton, impondo à morfologia atual dois padrões de drenagem, um NNW-SSE e outro SW-NE.

Em campo foram identificadas e registradas evidências de lineamentos tectônicos antigos e reativados, assim como

outros, atuais e desenvolvidos em materiais recentes. Falhas antigas reativadas seccionam elúvios e colúvios Terraços e colúvios localizados ao longo dos vales de menor ordem, cuja incisão ainda não alcançou o substrato Proterozóico, exibem pequenas falhas (foto 3). Evidências sugerem o seccionamento em camadas e o transporte tectônico de colúvios, posicionados na média vertente (foto 4). Há dentro do compartimento planáltico grandes fragmentos de relevo nitidamente delimitados por falhas normais (fotos 5 e 6) de orientação S-N a SSW-NNE (figura 2).

Percebe-se, pela seção sísmica do setor meridional do

Cráton do São Francisco (ZALÁN e ROMEIRO SILVA, 2007), que a área plenamente cratônica (BRITO-NEVES e ALKMIM, 1993) possui a forma de uma cunha, avançando para oeste, sob o cinturão antepaís, que marca o contato com a Faixa Brasília. Essa evidência sugere que, do ponto de vista geomorfológico, o relevo planáltico da borda ocidental do cráton pode ser interpretado como um enrugamento epidérmico, derivado da movimentação da faixa móvel. O planalto Serra Geral do Rio Preto Serra do Boqueirão configura, assim, a

expressão morfológica desse encurtamento crustal regional.

Como hipótese para a gênese do compartimento planáltico, sugere-se o esforço compressivo da faixa Brasília, de oeste para leste, ainda no Pré-Cambriano, com alívio de energia no sentido N-S a NNW-SSE. O terceiro componente de forças expressa a feição positiva do relevo representada pelo planalto em pauta. Portanto, a unidade topográfica configura um planalto esculpido sobre bloco crustal elevado por esforços tectônicos pretéritos e mantido estável nesta posição. Apesar da anti-



Foto 1. Duas direções de falhas em siltito da Formação Três Marias.



Foto 2. Cruzamento de várias direções de falhas em siltitos argilosos da Formação Três Marias.



Foto 3. Estrutura em blocos em alúvios. Evidências sugerem controle por falhas.



Foto 4. Diferenciação vertical em colúvio, indicada pela presença de camada singular de material argiloso orientado, sugerindo transporte da vertente.



Foto 5. Patamares topográficos controlados por falhas. Baixas vertentes da margem direita do Cotovelo, entre 510 e 530 metros de altitude. Em segundo plano, vertente leste da Serra do Boqueirão, em torno de 600 metros de altitude. Em último plano, topo da Serra do Boqueirão, na cota 720 metros.



Foto 6. Detalhe da morfologia controlada por falhas normais. Patamar escalonado, na direção NW-SE, situado na sub-bacia do Córrego Mocambinho, tributário da margem direita do Ribeirão Cotovelo.



Figura 3. Coluna estratigráfica simplificada da Bacia Sanfranciscana, cobertura sedimentar do Cráton Brasiliano do São Francisco.
Fonte: Modificado de Alkmim e Martins-Neto (2001).

guidade, vários fatores contribuíram para a preservação do bloco, entre eles a natureza do substrato rochoso resistente ao desmonte erosivo, a presença de uma carapaça laterítica ou, em alguns locais, de arenitos litificados (Grupo Urucuia), a posição horizontalizada dos estratos sedimentares e a calma tectônica inerente ao ambiente intraplaca. Dessa forma, agentes intempéricos esculpiram uma feição geomorfológica recente sobre uma lito-estrutura antiga, processo no qual foram aproveitadas as fraquezas associadas aos lineamentos de diversas idades diferentes.

CONCLUSÕES

Fator determinante da configuração geomorfológica da borda sudoeste da Bacia Sanfranciscana e do Cráton em Minas Gerais, a tectônica manifesta-se de modo discreto, contínuo e com intensidade variável. Como exemplo, os compartimentos planálticos Serra Geral do Rio Preto e Serra do Boqueirão expressam a morfologia atual resultante dessa tectônica e possuem relação direta com a posição das principais falhas regionais e com a preservação do arranjo original das litologias sedimentares. Define-se então o planalto como um compartimento morfo-estrutural recente, esculpido sobre um bloco crustal, elevado por esforços tectônicos pretéritos e delimitado por escarpas de falhas.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa contou com apoio financeiro da FAPESP (Processo Fapesp 2012/19048-0). A redação do texto final beneficiou-se de críticas e sugestões dos professores Alberto Gomes e André Salgado.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A.N. *Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro*. 1965. 180f. Tese (Livre-Docência em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1965 (edição do autor, mimeografada).

AB'SÁBER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: *Geomorfologia*, São Paulo, n. 18, p. 1-23, 1969 (Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo)

ALKMIM, F.F. O que faz um Cráton um Cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: MONTESSO-NETO et al. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Becca, 2004. p. 17-35.

ALKMIM, F.F.; BRITO-NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. O Cráton do São Francisco. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II. *Anais...* Salvador: SGB; SGM; CNPq, 1993. p. 45-62.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, V. 7, n.4, p. 349-364, 1977.

AZEVEDO, A. O Planalto Brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo. São Paulo: *Boletim Paulista de Geografia*. n. 2, p. 43-53, jun-1949.

BRITO-NEVES, B.B.; ALKMIM, F.F. Cráton: Evolução de um conceito. In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. O Cráton do São Francisco. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II. *Anais...* Salvador: SGB; SGM; CNPq, 1993. p. 1-10.

CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. A glaciação neopaleozóica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 24, p. 65-76, 1994.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997a.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997b.

CETEC. FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. 2º *Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro: Recursos Naturais*. Belo Horizonte: Fundação CETEC, 1981. 2v. (Série de Publicações Técnicas, 2). Contém 16 mapas.

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS (CODEMIG); SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). *Estado de Minas Gerais: Mapa Geológico e Mapa de Recursos Minerais em Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte; Brasília: CODEMIG; CPRM, 2014.

- DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (ed.). Tectonic evolution of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências; Departamento Nacional de Produção Mineral; Ministério de Ciência e Tecnologia – CNPq, FINEP; Ministério de Minas e Energia – ANP, CTPETRO, p. 230-263, 2000.
- DAVIS, W.M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, London, v. 14, p. 481-504, 1899.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Minas Gerais**. Belo Horizonte, n. 11, p. 1-31, 1990. (Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1990)
- JET PROPULSION LABORATORY. **Shuttle Radar Topographic Mission**. Disponível em <www2.jpl.nasa.gov/srtm/dataprod.htm>. Acesso em 15/10/2014.
- KING, L.C. Cannons of landscape evolution. **The Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 64, p. 721-752, 1953.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências; Departamento Nacional de Produção Mineral; Ministério de Ciência e Tecnologia – CNPq, FINEP; Ministério de Minas e Energia – ANP, CTPETRO, p. 195-229, 2000.
- ROSS, J.L.S. **Estudo e cartografia geomorfológica da Província Serrana-MT**. 1987. 232f. Tese (Doutorado em Geografia Física), Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH/USP, São Paulo, v. 10, p. 20-32. 1996.
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991. 285f. Tese (Professor Titular). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1991.
- SGARBI, G.N.C. The Cretaceous Sanfanciscan Basin, Eastern Plateau of Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 450-452, 2000.
- VALADÃO, R.C. **Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco (desnudação, paleossuperfícies e movimentos crustais)**. 1998. 243f. Tese (Doutorado em Sedimentologia/Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1998.

Página intencionalmente deixada em branco

Influência tectônica e neotectônica na organização espacial dos terraços fluviais do baixo curso do rio Itapicuru (Bahia/Brasil)

Tectonic and neotectonic influence on the spatial distribution of the fluvial terraces in the lower Itapicuru River (Bahia / Brazil)

K.C. Lima¹, A. Perez Filho²

¹ Universidade Estadual de Campinas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Brasil. Klebercarvalho.two@gmail.com

² Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Brasil. archi@ige.unicamp.br

Palavras-chave: Terraços fluviais; Tectônica; Neotectônica; Rio Itapicuru.
Key words: Fluvial terraces; Tectonic; Neotectonic; Itapicuru River

INTRODUÇÃO

No Brasil, Tricart e Silva (1968) descreveram a ocorrência de terraços fluviais em rios do Estado da Bahia e indicaram a ocorrência de níveis bem definidos no baixo curso do rio Itapicuru, com evidências de mudanças morfoclimáticas registradas nos depósitos fluviais entre o final do Pleistoceno e o período atual. Apesar de apontarem a litologia como elemento fundamental para o processo de erosão remontante, os autores não inseriram as atividades tectônicas e neotectônicas como variáveis importantes na morfogênese dos terraços. Assim, objetiva-se discutir a organização espacial dos terraços fluviais do baixo curso do rio Itapicuru, partindo-se da hipótese que atividades tectônicas contribuíram para a sua ocorrência ao longo do rio e que possíveis atividades neotectônicas atuaram em setores específicos.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

A área em estudo está inserida na transição entre a Província do São Francisco e a Bacia Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), especificamente entre as sub-bacias do Tucano Central e Tucano Sul, separadas pela falha do Itapicuru. Regionalmente, o contato do rifte com o embasamento cristalino ocorre onde as rochas sedimentares neojurássicas/eocretáceas estão em contato lateral direto com as rochas pré-cambrianas através do sistema de falha de Inhambupe. A Província São Francisco é composta por rochas antigas cujas unidades litológicas compõem o embasamento cristalino. Regionalmente, o RTJ é constituído pelo Grupo Brotas, Grupo Santo Amaro, Grupo Ilhas, Formação São Sebastião e Formação Marizal.

METODOLOGIA

Os procedimentos adotados envolveram o mapeamento geomorfológico dos terraços fluviais em escala 1:25.000, a morfometria dos terraços, análise litológica e estrutural da área, elaboração do perfil longitudinal com a identificação e

classificação dos *knickpoints* (Castillo e Hubp, 2011) e aplicação do Fator de Assimetria Topográfica Transversal (FSTT) (Cox, 1994) e o Fator de Assimetria da Bacia (FAB) (Hare e Gardner, 1985).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

O baixo curso foi regionalizado em três setores, em função do traçado do perfil longitudinal e da organização espacial dos terraços fluviais (Figura 1).

O setor 1 corresponde ao graben do rio Itapicuru, onde o vale fluvial foi modelado na superfície rebaixada e definido pelos sistemas de falhas. O vale é estreito com largura máxima de 2 quilômetros, onde o soerguimento e rebaixamento de blocos dificultaram a erosão e abertura lateral do vale. A variedade litológica exerce forte influência sobre o canal de drenagem com ocorrência de *knickpoints* relacionados a diferentes graus de resistência à incisão e associados a soerguimento de blocos. Terraços fluviais se desenvolveram sobre depósitos aluvionares quaternários assentados sobre rochas cristalinas. Foram identificados 23 fragmentos de terraço, sendo 21 baixos terraços e 2 altos terraço. O setor 2 corresponde ao trecho situado na área de contato entre a Província São Francisco e o sistema do RTJ. Os efeitos do evento de separação continental são mais evidentes neste setor, através das deformações estruturais e o forte controle estrutural expresso pelo sistema de falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento. É uma zona erosiva com aumento da velocidade do fluxo hídrico devido às sucessivas rupturas do perfil, sem terraços fluviais. No setor 3 o perfil longitudinal apresentou padrão retilíneo e baixo gradiente fluvial, devido a homogeneidade dos aluvões. O vale foi modelado sobre a falha do Itapicuru e alcança cerca de 4 quilômetros de largura próximo à falha de Inhambupe onde esse sistema ocorre de maneira transversal ao Itapicuru, cessando bruscamente o desenvolvimento lateral do vale. Os terraços ocorrem ao longo do vale sendo identificados 55 fragmentos ao longo do setor. O Fator de Assimetria da Bacia (FAB) apresentou valor de 57,284 para o contexto do baixo curso. Isso pode significar ocorrência de basculamento da porção direita, provocando deslocamento do canal com relação ao eixo central da bacia.

O FAB foi aplicado em nove trechos onde os setores de 1 a 4 apresentaram valores abaixo de 50 (Figura 2), sugerindo basculamento da margem esquerda. Os setores de 5 a 7 apresentaram valores acima de 50 (basculamento da margem direita). Os setores 8 e 9 apresentaram valores iguais a zero (Figura 2). O FSTT demonstrou mudanças na direção preferencial de deslocamento do Itapicuru com valores que sugerem simetria do vale em seis trechos e assimetria em três setores (Figura 2). Contudo, o valor para o baixo curso foi de 0,489, significando assimetria do vale relativamente mediana.

CONCLUSÃO

O posicionamento do baixo curso entre duas estruturas tectônicas complexas e distintas, sendo as diferenças litológicas, as características tectônicas e estruturais, importantes variáveis na organização espacial dos terraços. Possibilidades de atividades neotectônicas em trechos específicos da área são consideráveis, visto que indícios dessa atuação foram encontrados. Acredita-se que essas atividades afetaram o baixo vale após o estabelecimento da rede de drenagem durante o Quaternário recente, contribuindo também para a ocorrência de terraços fluviais nos diferentes trechos. Outra possibilidade é

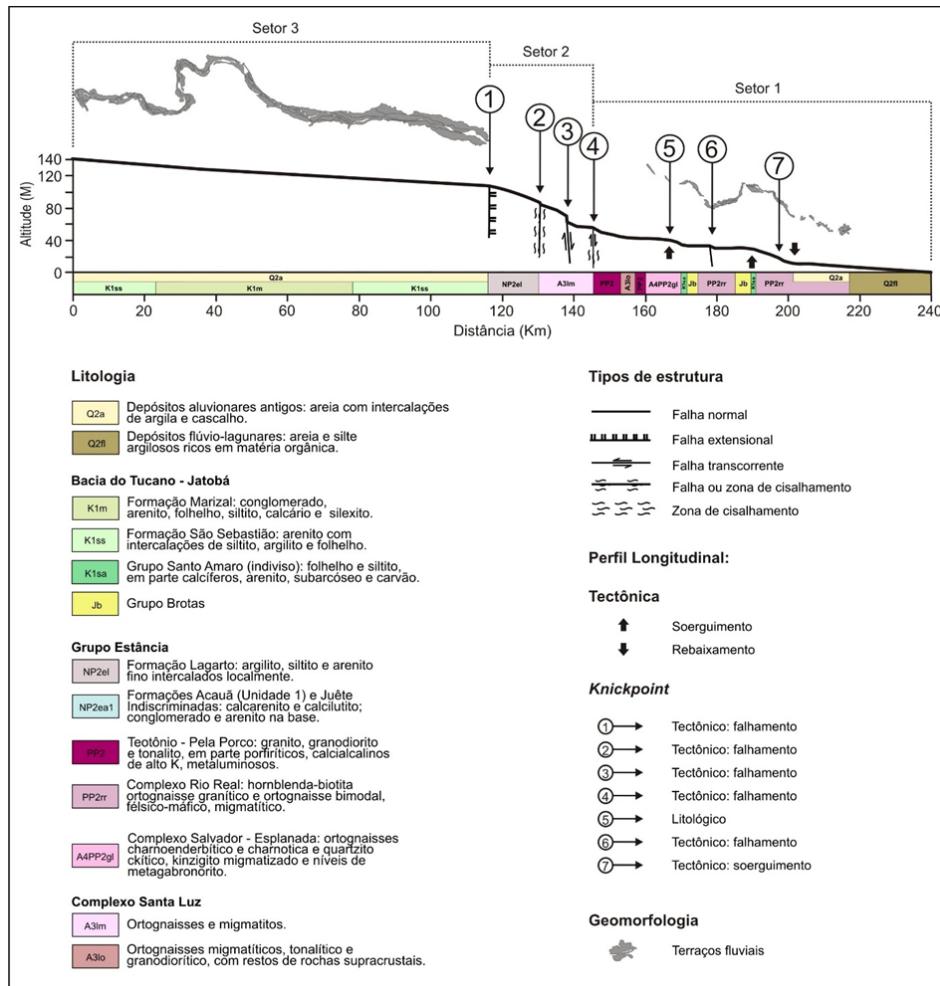


Figura 1. Perfil longitudinal integrado do baixo curso do rio Itapicuru (Brasil).

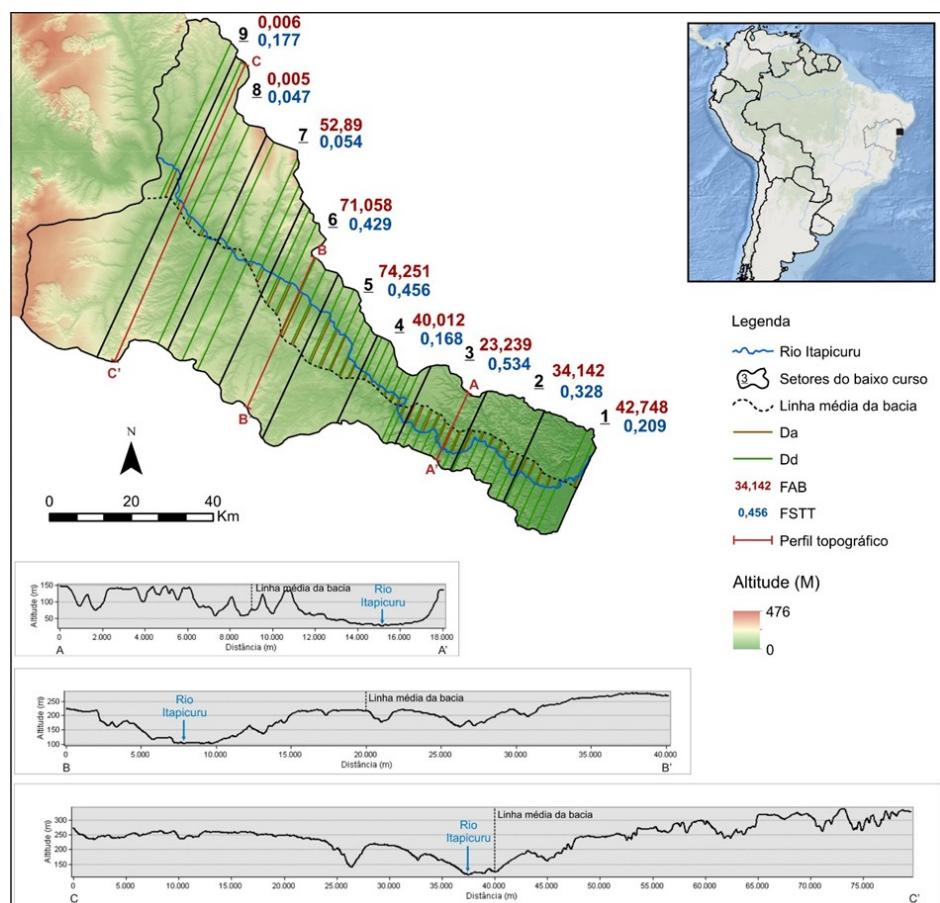


Figura 2. Baixo curso do Itapicuru (Brasil) com valores locais de FAB e FSTT. Perfis topográficos transversais ao vale demonstram simetria e assimetria com relação à linha média.

que sistemas de falhas e fraturas desenvolvidas durante o processo de abertura do atlântico tenham sido reativadas, provocando atividades neotectônicas em pontos específicos do baixo curso. O balanço erosão e deposição é controlado pela resistência litológica e pelos *knickpoints*, no entanto, a componente climática e eustática são de igual importância para a formação e evolução dos terraços.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pelo CNPq - Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – Brasil (408333/2013-8) e pela FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - Brasil (2012/00145-6).

BIBLIOGRAFIA

- Castillo, M e Hubp, J.L. 2011. Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2): 353-364.
- Cox, R. T. 1994. Analysis of drainage-basin simmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quartenary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 571-581.
- Hare, P.H. e Gardner, T.W.M. 1985. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M. e Hach, J.T. (Ed.). *Tectonic Geomorphology*. Boston, Allen and Unwin.
- Tricart, J. e Silva, T. C. 1968. *Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe*. Salvador, Fundação para o Desenvolvimento da Ciência da Bahia.

Página intencionalmente deixada em branco

Modelação do fluxo e concentração de Nitratos de origem agrícola em Aquíferos

Modelling of flow and concentration of agricultural origin Nitrates in Aquifers

D. Lopes¹, A. Perdigão², J. Rocha^{1*}

¹Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Edifício IGOT, Rua Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa

²Direção-Geral de Agricultura e Desenvolvimento Rural, Av. Afonso Costa, 3, 1949-002 Lisboa
*jorge.rocha@campus.ul.pt

Palavras-chave: Águas subterrâneas, Nitratos, Vulnerabilidade, Modelação, Lei de Darcy, Sistemas de Informação Geográfica

Key-words: Groundwater, Nitrates, Vulnerability, Modelling, Darcy Law, Geographic Information Systems

RESUMO

O presente artigo centra-se na avaliação da vulnerabilidade superficial e subterrânea à contaminação da água subterrânea por nitratos provenientes de atividades agrícolas na zona vulnerável a nitratos do Tejo, através de modelos subjetivos indexados e modelos baseados em processos. A zona vulnerável a nitratos do Tejo encontra-se numa região em que a prática agrícola é intensiva e onde se localiza o maior sistema aquífero de Portugal continental que contribui com os seus recursos hídricos para o abastecimento urbano, industrial e agrícola da região.

INTRODUÇÃO

A presença de nitratos na água subterrânea é uma das formas de contaminação mais comuns, a sua presença ligada à agricultura intensiva e à aplicação excessiva de fertilizantes de base azotadas no solo. A acumulação de nitratos afeta os aquíferos pelo estado de eutrofização das águas e é prejudicial à saúde humana.

Para avaliar a contaminação aplicam-se modelos que permitem estimar qual o grau de vulnerabilidade à contaminação. Os mapas de vulnerabilidade depois de analisados permitem informar as estruturas de planeamento e ordenamento quer no sentido de uso sustentável de água subterrânea quer no sentido de implementação de atividades. Estes mapas podem ser elaborados em ambiente SIG uma vez que este permite a recolha de dados espaciais e ao mesmo tempo a integração e agregação de dados, e a análise espacial.

A vulnerabilidade à contaminação de águas subterrâneas é, na maioria das vezes, aferida com base na análise de processos superficiais. No entanto, esta abordagem, per si, é redutora dos processos que determinam a concentração de poluentes. O presente artigo tem como objetivo modelar o fluxo e concentração de Nitratos em águas subterrâneas. A região escolhida para o estudo corresponde à zona vulnerável a nitratos do Tejo (Figura 1a), umas das nove zonas vulneráveis a nitratos de Portugal continental inserida numa área com cerca de 240.000 hectares, integrada na unidade hidrogeológica da bacia do Tejo

-Sado. A área em estudo ocupa parcialmente 20 municípios dos distritos de Lisboa, Santarém e Setúbal.

Os primeiros passos na modelação de fluxo de águas subterrâneas são determinar a velocidade de escoamento e a sua direção. Para tal foi calculada a porosidade de acordo com a textura do solo e segundo os parâmetros definidos por Rawls et al. (1982). Foi utilizado o volume residual para verificar a consistência dos dados, i.e., valores consistentes correspondem a máximos e mínimos próximos de zero. Apesar do resultado ser satisfatório, devido ao facto de derivar da carta de solos verificou-se a ausência de informação nas áreas correspondentes à 'Área Social'. Assim, a porosidade foi obtida através dos meios geológicos segundo Marsily (1986). Os valores apresentaram uma consistência ainda maior e com a vantagem de cobrirem toda a área de estudo.

A direção (Figura 1b) e magnitude de fluxo (Figura 2a) são obtidos através dos vetores de fluxo. Neste cálculo, para além da porosidade, foram utilizados: i) o nível freático; ii) a espessura do solo; iii) a transmissividade. Os vetores de fluxo

(V_{xy}) para cada célula são estimados a partir do rácio entre a média aritmética do fluxo do aquífero da célula (i,j) para a célula $(i+1,j)$ e o produto da porosidade $(n_{i,j})$ e da espessura do solo $(b_{i,j})$:

$$V_{xy} = \frac{T_{i,j}}{n_{i,j} \times b_{i,j} \times \Delta xy} \left[\frac{T_{i+1,j} (T_{i-1,j} + T_{i,j}) (h_{i,j} - h_{i+1,j}) + T_{i-1,j} (T_{i,j} + T_{i+1,j}) (h_{i-1,j} - h_{i,j})}{(T_{i,j} + T_{i+1,j}) (T_{i-1,j} + T_{i,j})} \right] \quad (1)$$

Onde $(T_{i,j})$ corresponde à transmissividade, $(h_{i,j})$ ao nível freático e (Δxy) à dimensão de lado da célula.

Para o cálculo do percurso efetuado pelos contaminantes é necessária a localização foco poluente. Neste caso foram utilizados os pontos relativos aos furos e poços existentes na área de estudo. Dos 76 pontos, foram selecionados apenas 64 (Figura 2a), e calculados os respetivos percursos de contaminantes, uma vez que os restantes 10 extravasam a área de estudo.

No que concerne às plumas de contaminação estas são obtidas através do cálculo da dispersão hidrodinâmica de um ponto inicial e como o contaminante é manipulado pela advecção durante o percurso do fluxo. Para a escolha dos locais a aplicar o modelo foi tido em consideração a textura do solo e o uso do solo em conjunto com a direção de fluxo superficial e o valor de nitrato (mg.L^{-1}), tendo sido selecionados 3 locais de monitorização (Figura 2b).

O primeiro ponto escolhido é relativo ponto de qualidade da água 418/AG49 que se encontra num solo de textura franco-arenosa (grosseira) em que é praticado o regadio; o segundo ponto é relativo ponto de qualidade da água 377/262 que se encontra num solo de textura argilosa (fina) em que são praticadas atividades de regadio e por fim o ponto de qualidade de água 433/AG74 que se encontra num solo de textura franco-arenosa (grosseira) onde existem sistemas agroflorestais de sobreiro com pastagens.

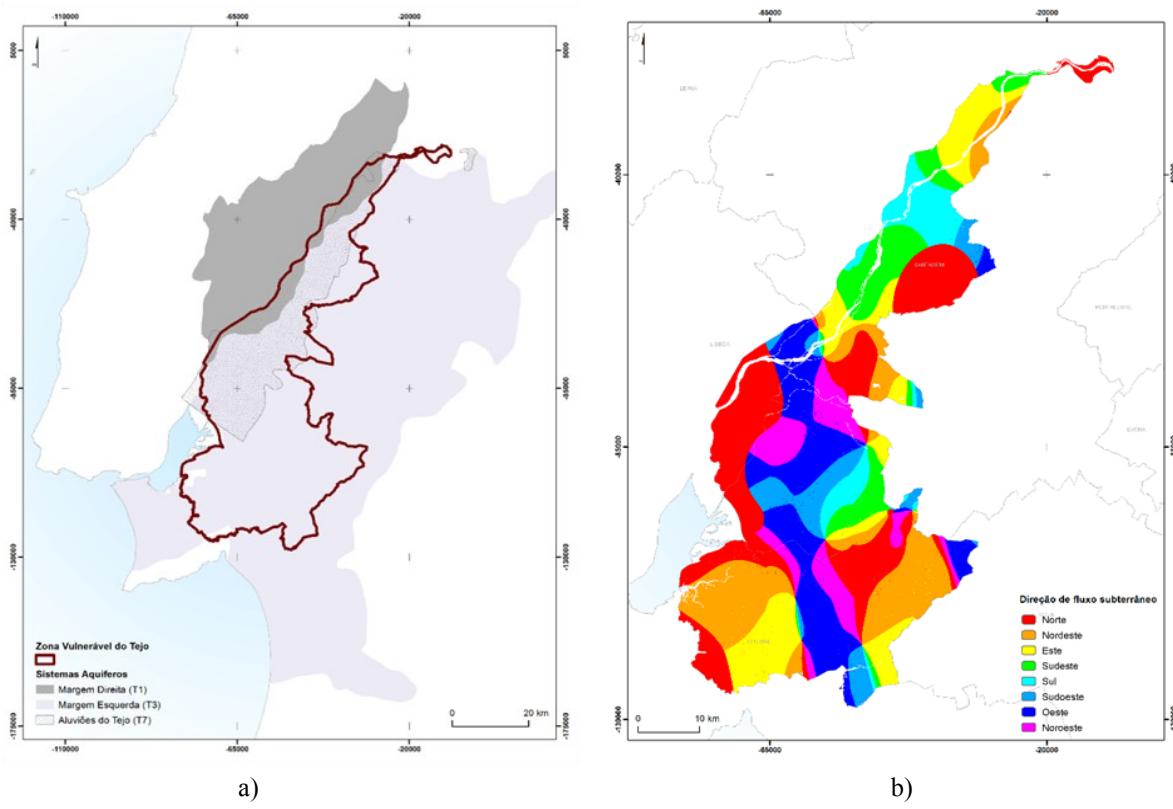


Figura 1. Enquadramento Geográfico da Zona Vulnerável do Tejo (a) e direções de fluxos subterrâneos (b).

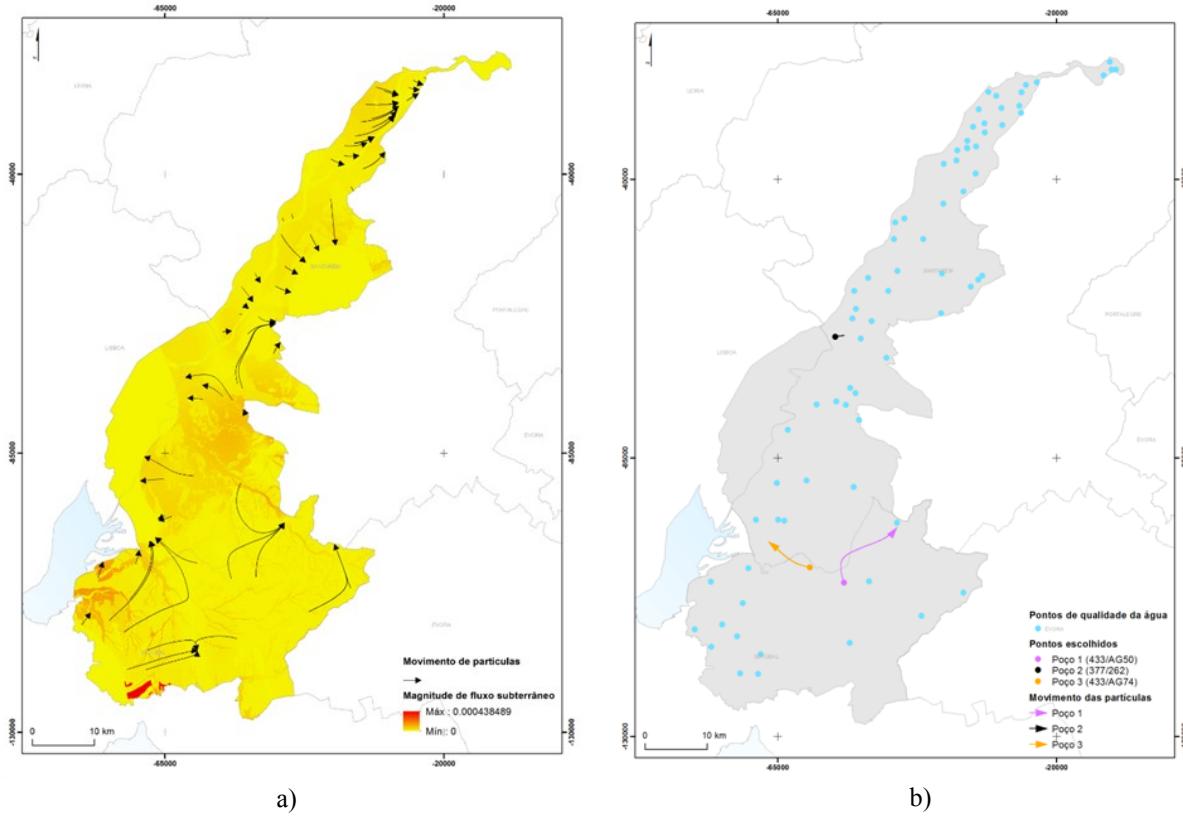


Figura 2. Magnitude e percurso de fluxo (a) e pontos de monitorização das plumas de contaminação (b)

Esta análise incidiu sobre os três poços selecionados e calculada de ano a ano até ao máximo de dez anos desde que a massa de poluente é lançada no local. Para o poço 1 e 3 foram utilizados os valores dos parâmetros de transporte de nitratos

para a amostra indeformada de textura grosseira e para o poço 2 foram utilizados os parâmetros para a amostra indeformada para textura fina (Quadro 1).

Quadro 1. Parâmetros utilizados para a criação das plumas de contaminação

Parâmetros	Poço 1 (418/AG49)	Poço 2 (377/262)	Poço 3 (433/AG74)
Massa	27,2	0,2478	1,1124
Dispersividade	1,6677	4,6303	1,6677
Dispersão	0,1561	0,3488	0,1561
Fator de retardamento	0,552425	0,612257	0,552425
Coeficiente de decadência		1,91086 ⁻⁸	

O transporte de um soluto num meio poroso envolve dois mecanismos principais, a advecção e a dispersão hidrodinâmica. A advecção traça o transporte passivo de um soluto com o fluido de transporte e a dispersão é a mistura do soluto com o fluido de transporte através dos meios porosos. A equação utilizada no modelo baseia-se na suposição da dispersão gaussiana de um ponto bidimensional com uma concentração inicial de zero:

$$c(X_L, X_T, t) = \frac{\exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{X_L^2}{\sigma_L^2} + \frac{X_T^2}{\sigma_T^2}\right)\right] Me^{-\lambda t}}{\sqrt{2\pi\sigma_L^2} \sqrt{2\pi\sigma_T^2} nRb} \quad (2)$$

Onde (M) é referente à massa de soluto lançado na origem, (n) à porosidade do aquífero, (R) à retardamento, (b) à espessura do aquífero e (σ_i^2) à variância da distribuição gaussiana nas direções longitudinais e transversais.

Uma vez que nas variáveis dispersividade longitudinal, dispersão, fator de retardamento e coeficiente de decadência os

valores são considerados por defeito, foi necessário encontrar estudos relativos aos parâmetros de transporte do poluente nitrato. Como tal, Rossi *et al.* (2007) realizaram um estudo com o objetivo de obter os parâmetros de transporte de nitratos em amostras deformadas e indeformadas em dois perfis distintos (de textura média e textura fina ou pesada) de solo com a aplicação 50mg.L⁻¹ de nitrato. Os parâmetros calculados pelos autores estão disponibilizados no Quadro 2 e referem-se à velocidade da água nos poros (v), ao coeficiente de dispersão (D), à dispersividade (λ) e ao fator de retardamento.

O fator de retardamento é referente à razão entre a velocidade média da água num meio poroso e a velocidade média de determinada substância dissolvida no referido meio. É comum o fator de retardamento ser utilizado como sinônimo para o fator de retenção, que é definido como a relação do tempo de uma substância em análise, observada em fase estacionária para o tempo em que é observada em fase móvel sendo esta relação inversamente proporcional ao fator de retardamento.

O fator de retenção é convertido para fator de retardamento através de:

$$R = \frac{1}{k+1} \quad (3)$$

Quadro 2. Parâmetros de transporte de nitratos (amostras deformadas e indeformadas) em solos de textura média e textura fina segundo Rossi *et al.* (2007).

Tipo de amostra	Solo	Parâmetros de transporte de Nitrato			
		v (cm.min ⁻¹)	D (cm ² .min ⁻¹)	R	λ (cm)
Deformada	Textura média	0,8175	0,3731	1,2070	0,4564
	Textura fina	0,1822	0,4460	0,9322	2,4479
Indeformada	Textura média	0,0936	0,1561	0,8102	1,6677
	Textura fina	0,0753	0,3488	0,6333	4,6303

Onde R é o fator de retardamento e k é o fator de retenção. Esta equação foi aplicada aos valores de retardamento atribuídos por Rossi *et al.* (2007) uma vez que foi identificado que devido à gama de valores aplicados pelos autores, estes correspondiam ao fator de retenção e não ao fator de retardamento. Apesar de incorreta e de poder induzir os interessados em erro, a utilização destes dois termos como equivalentes ainda é amiúde utilizada, mesmo no seio da comunidade científica.

Quanto ao coeficiente de decadência Kim *et al.* (1996) e, Lee e Kim (2002) desenvolveram procedimentos para determinar o uso ideal de fertilizantes tendo em conta os parâmetros de transporte dos nitratos nas águas subterrâneas e assumiram que uma proporção fixa de fertilizantes aplicados irá sofrer lixiviação para as águas subterrâneas e que o período de tempo entre a aplicação do fertilizante e a sua entrada no aquífero é representada por um intervalo de tempo constante. Os autores consi-

deraram que nas águas subterrâneas o fator de decadência tem uma taxa específica. Frindet *et al.* (1990) consideram que o coeficiente de decadência λ está relacionado com o tempo de meia vida do nitrato $t_{1/2}$ segundo a seguinte equação.

$$\lambda = \frac{0,693}{t_{1/2}} \quad (4)$$

Os autores consideraram também que o tempo de meia vida dos nitratos se encontra entre 1 ano e 2,3 anos, no entanto este intervalo de tempo não pode ser generalizado uma vez que também é dependente da tipologia do aquífero. O intervalo de tempo utilizado para calcular o tempo de decadência foi de 2,3 anos convertidos em segundos.

Analizando os resultados verifica-se que, devido ao tipo de

solo, no primeiro poço de monitorização (Figura 3a) o contaminante tem tendência em se concentrar e depois expandir-se em mancha de óleo. O resultado obtido para o poço 2 (Figura 3b) é bastante diferente principalmente devido aos parâmetros de textura do solo (fina). Neste caso a dispersão do poluente mantém-se ao longo dos anos e concentra-se numa direção predominante. Por fim, no terceiro poço de monitorização (Figura 3c), é possível observar que, apesar de ter sido calculada a dispersão tendo em conta uma massa de contaminante no solo bastante mais reduzida a tendência é similar ao do ponto 1, corroborando a tese de que o tipo de solo tem uma importância fundamental.

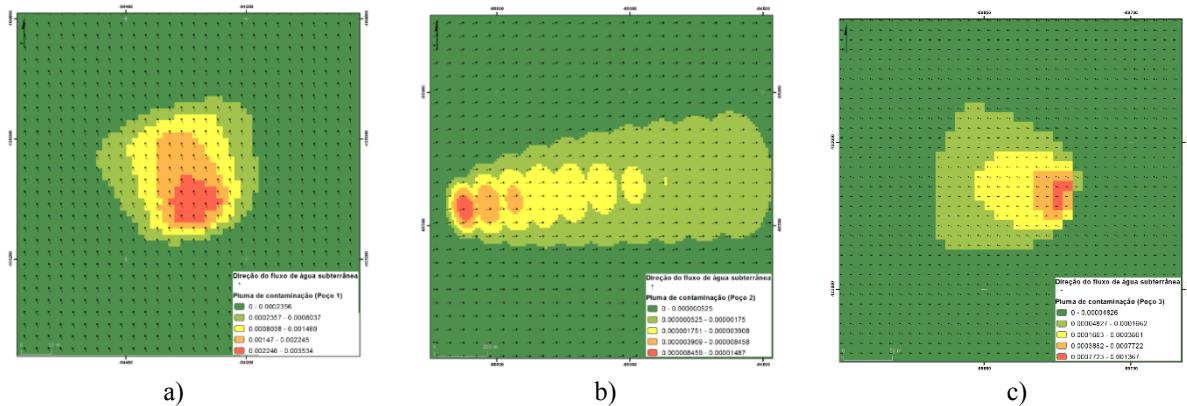


Figura 3. Plumas de contaminação a partir dos poços de monitorização 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

REFERÊNCIAS

- Frind, E., Duynisveld, W., Strelbel, O. e Boettcher, J., 1990. Modeling of multi-component transport with microbial transformation in ground water: the Fuhrberg case. *Water Resources Research*, 26 (8), 1707–1719.
- Kim, C., Sandretto, C., Hostetler, J., 1996. Effects of farmer response to nitrogen fertilizer management practices on ground water quality. *Water Resources Research*, 32 (5), 1411–1415.
- Lee, D. e Kim, C., 2002. Nonpoint source groundwater pollution and endogenous regulatory policies. *Water Resources Research*, 38 (12), 1275.

Este artigo apresenta uma metodologia de análise, perfeitamente integrada em ambiente SIG (integração forte) que constitui uma alternativa aos modelos tradicionais, recorrendo a relativamente poucos dados e com resultados satisfatórios e céleres. Os resultados obtidos mostraram-se úteis para possíveis medidas planeamento e ordenamento com o intuito de prevenir e/ou mitigar os riscos de acidentes com poluentes. Não só se identificam as áreas vulneráveis, como a delimitação da dispersão da pluma em diferentes períodos permite prever o comportamento temporal do poluente e a sua área de influência.

Marsily, G., 1986. Quantitative Hydrogeology. Academic Press.

Rawls, W., Brakensiek, D. e Saxton, K., 1982. Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE*, 25 (5), pp.1316 – 1320 & 1328.

Rossi, P., Miranda, J. e Duarte, S., 2007. Curvas de distribuição de efluentes do íon nitrato em amostras de solo deformadas e indeformadas. *Engenharia Agrícola*, 27(3), 675-682.

Geossítios do Geoparque Litoral de Viana do Castelo

Viana do Castelo Littoral Geopark Geosites

R. Carvalhido^{1,2*}, D. Pereira¹ & P. Cunha³

¹ Instituto de Ciências da Terra, Polo de Gualtar, Universidade do Minho

² Escola Superior Agrária de Ponte de Lima, Instituto Politécnico de Viana do Castelo

³ Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra

* carvalhido@dct.uminho.pt

Palavras-chave: Classificação legal; Evolução geológica; Geoparque Litoral de Viana do Castelo; Geodiversidade; Geossítios.

Key-words: Geodiversity; Geosites; Geological Evolution; Legal Classification; Viana do Castelo Littoral Geopark.

RESUMO

O território do Geoparque Litoral de Viana do Castelo abrange a área do concelho de Viana do Castelo e está legalmente constituído como *Associação Geoparque Litoral de Viana do Castelo*. Esta entidade tem por missão contribuir para a proteção, valorização e dinamização do património natural e cultural, com especial ênfase no património geológico, numa perspetiva de aprofundamento e divulgação do conhecimento científico, promovendo o turismo e o desenvolvimento sustentável em torno de uma herança geológica que remonta ao Câmbrio Inferior. O Geoparque iniciou sob a forma de projeto em resultado da atribuição do Prémio Geoconservação 2016 pela ProGEO, tendo sido assunto abordado durante a comemoração da V Semana da Terra de Viana do Castelo, entre 18 e 22 de abril de 2016. A base científica para a conceitualização do projeto resultou do inventário de geossítios do Litoral Norte e foi realizado no âmbito de tese de doutoramento desenvolvida no Centro Ciências da Terra da Universidade do Minho, e no Centro de Geologia da Universidade do Porto, entre 2005 e 2012, tendo contado com o importante apoio da Câmara Municipal de Viana do Castelo e de várias juntas de freguesia da orla costeira vianense. Os trabalhos realizados mostraram que o território é dotado de elevada geodiversidade preservando elementos de elevado interesse em vários temas da geologia, nomeadamente geoformas residuais, graníticas, tectónicas, fluviais, eólicas e geoculturais.

Em resultado do notável património que foi identificado, é possível compreender vários aspetos da evolução geológica do território desde o Câmbrio Inferior e nomeadamente esclarecer os princípios, e mecanismos que assistem os temas (Carvalhido, 2016): 1) instalação e fecho do oceano Rheic, e controlo da instalação de plutonitos; 2) a evolução climática; 3) o eustatismo regional e a relação com deformação crustal neotectónica; 3) a paleobiodiversidade e 4) a dinâmica dos processos atuais. Desde 2010 o Município de Viana do Castelo e o Centro de Ciências da Terra da Universidade do Minho concordaram desenvolver uma parceria estratégica para operacionalizar a classificação dos geossítios, a sua proteção e conservação, e promover a valorização turística e educativa do seu património geológico.

Os 320 km² que constituem o Geoparque enquadraram-se em 2 grandes unidades territoriais, que correspondem a setores e subsetores com características geomorfológicas bem definidas: Setor 1 – plataforma litoral (1A - costa e 2B - planície aluvial) e Setor 2 – relevo marginal (2A - vertentes e 2B - superfícies culminantes).

Os pressupostos e princípios que estiveram na base do processo de inventariação e avaliação da geodiversidade do concelho de Viana do Castelo, permitiram apurar a grande variedade de interesses geológicos conservados, nomeadamente o residual, o tectónico, o litoral, o fluvial, o eólico, o periglaciar, o paleontológico, o mineralógico, o ecológico e o geocultural (Carvalhido, 2012; Carvalhido et al., 2014). Estes interesses enquadraram-se em torno de 4 grandes temas: O oceano primitivo | As montanhas litorais - instalação e evolução | Os ambientes do passado recente | O Homem no espaço geológico.

O processo de inventariação deu origem à classificação de 5 Monumentos Naturais Locais ao abrigo no disposto no DL142/2008 de 24 de julho (1a Fase de Inventário da Geodiversidade), com reconhecida relevância científica para o conhecimento da evolução do planeta nos últimos 540 milhões de anos (Carvalhido, 2012; Carvalhido et al, 2014a; Carvalhido et al, 2014b; Carvalhido, 2016):

a) Alcantilado de Montedor: Este geossítio é o mais diversificado em termos de interesses geomorfológicos preservados (a), nomeadamente, o residual, o tectónico e o litoral. Identificaram-se outros interesses (b) como o fluvial, o eólico, o periglaciar e o cultural. Os valores geológicos identificados na área permitem compreender com elevado detalhe vários aspetos relacionados com a evolução geológica, paleoambiental e cultural da região nos últimos 400 mil anos (MIS11-MIS1).

b) Canto Marinho: Este geossítio é o mais importante na preservação de pesqueiros como as cambôas (13 no total - Saínhas, Fundo do Carocho, Louvado, Faroleira de Carreço, Faroleira de Montedor, Limo, Cega, Fragão, Canto do Marinho, Andrel, Caxuxo, Ingueiro e Furado), sem par no contexto do litoral noroeste. Nesta área também estão preservadas a ocorrência de blocos de granito em bola e que constituem um excelente exemplo de um dos mecanismos de instalação magmática regional, nomeadamente a migração pervasiva (difusa) de magma. É ainda de nota e com interesse geocultural, que este arranjo de blocos graníticos chegou a ser interpretado como um depósito (tsunamito) gerado pelo tsunami mais antigo de que há registo nos catálogos sísmicos portugueses (Baptista & Miranda, 2009), tendo afetado a costa noroeste da Península Ibérica, nomeadamente a Galiza e o Norte de Portugal.

c) Pedras Ruivas: Este geossítio apresenta como interesses geomorfológicos principais (a) o residual e o tectónico, e outros interesses (b) como o periglaciar, o paleontológico, o cultural, o mineralógico e o ecológico. É uma área essencial para a compreensão da hidrodinâmica do primeiro oceano paleozóico (Rheic) e da forma como este evoluiu para o desaparecimento completo. A instalação das montanhas litorais, por altura do Carbonífero Superior, também pode ser compreendida nesta área.

d) Ínsua do Lima: O geossítio corresponde a uma área aproximada de 422 ha, coincidente com a zona húmida delimitada entre a margem direita do rio Lima, a rodovia de acesso à

A28 e a A28. Preserva parte do sistema de salinas que constituiu o maior centro salineiro do litoral do Minho estabelecido numa área deprimida a cota média pouco acima do nível do mar (entre os 2.6 e os 3 metros). O geossítio destaca-se na sua importância geomorfológica associada à atividade inversa da falha das Ínsuas (NNO-SSE) e da falha do Lima (ENE-OSO) (fallas prováveis) que estarão envolvidas no controlo da ampla depressão que constitui o troço vestibular do Lima, prolongada na planície aluvial, em especial, na associada ao compartimento Lima-sul, onde ocorrem as zonas húmidas da Veiga de S. Simão e as Lagoas de Vila Franca. A área salineira de Darque, no mesmo compartimento tectónico, terá tido menor importância para a salicultura por ter sido mais difícil o controlo da inundaçāo daquela área (cotas de referência mais baixas, entre 0.1 e 2.3 metros acima do nível do mar).

e) Ribeira de Anha: preservação de duas plataformas costeiras acima da atual e que se interpretaram como níveis do Eemiano (MIS5e): Plataforma IV (3.9-4.5 m, sapa a 4.5 m) e Plataforma V (2.1-2.8 m). Os Conglomerados e Areias do Forte do Cāo estão preservados aproximadamente 100 cm abaixo do mesmo nível de terraço identificado na Gelfa (+2.00) (concelho de Caminha). Esta unidade testemunha um nível de praia de elevada energia, instalado durante o MIS5e e constitui o único registo deste ambiente conhecido no concelho de Viana do Castelo. Estas observações são corroboram o efeito de subsidência regional do compartimento Lima-sul, tendo por referência o setor costeiro de Montedor, que terá sofrido deformação vertical a uma taxa cerca de 0.008 mm/a acima da verificada a sul do Lima. Este fenómeno foi atribuído à componente inversa das fallas prováveis ENE-OSO (Lima e Pēgo), já algo desajustada ao atual campo de tensões ONO-ESE, sendo por isso, muito reduzida.

No decurso da 2a Fase de Inventário da Geodiversidade foram classificados mais 8 geossítios como Monumentos Naturais Locais:

f) Pavimentos Graníticos da Gatenha: este geossítio é essencial na compreensão dos mecanismos de evolução dos pavimentos graníticos que originam, frequentemente, paisagens graníticas de blocos em bola. O geossítio possui interesse geomorfológico do tipo residual, conservando-se as várias etapas de evolução das plataformas graníticas e processos geomórficos, nomeadamente os associados à prefiguração dos blocos em bola até à sua completa exumação. No geossítio ocorrem ainda afloramentos com interesse mineralógico e petrológico.

g) Cascatas do Poço Negro: O ribeiro do Pēgo que atravessa a arriba maior da serra de Sta. Luzia, segundo NE -SO, apresenta-se em troço muito encaixado, típico de zonas de cabeceira, assumindo a peculiaridade de ocorrer a pouco mais de 1500 m da praia atual. O curso do Pēgo apresenta um desnível médio de 12,5% (~51°). A análise geomórfica assinala vários knickpoints importantes no curso principal, a que correspondem sucessões de cascatas naturais (várias com poços). A área montante do geossítio preserva a captura fluvial Bouças – Pēgo, por efeito do basculamento da Superfície de Além do Rio para sul (Carvalhido, 2012; Carvalhido & Pereira, 2015).

h) Cascatas da Ferida Má: o geossítio preserva duas subunidades da Unidade Minho Central (metassiltitos e metapelitos da subunidade de Arga-alóctone; e xistos e quartzitos cinzen-

tos da subunidade de Torre-Amonde-parautóctone; Meireles et al., 2014), e é uma área importante na compreensão do caráter polifásico da formação de boudins assimétricos (sheared quartz vein a stacked-fold-boudin) (Pamplona, J. & Rodrigues, B., 2011). O geossítio é formado por uma sucessão de cascatas com desnível superior a 10 metros.

i) Penedo Furado do Monte da Meadela: O geossítio é constituído por um bloco granítico, de forma paralelepípedica, esvaziado no interior, com abertura para S/SO, compatível com um processo de meteorização em tafoni (Carvalhido, 2012, 2014a, 2014b, 2014c, 2014d). Para além de constituir um exemplo notável deste processo de meteorização, a rocha apresenta um elevado interesse geocultural para os habitantes da freguesia da Meadela, com importante valor de pertença.

k) Turfeiras das Chās de Arga: Constitui uma ampla planura (591 ha), de que se destaca a Chā Grande, o Chāo das Sizedas e a Chā de S. João, esta última onde se localiza o Alto da Fonte da Urze (nascente do Rio Âncora). As depressões que surgem e ocupam grande parte das três chās, formam charnecas e turfeiras, com provável origem periglaciar (depressões crionivais) e são essenciais para a compreensão da evolução da paleovegetação nos últimos 10 mil anos.

l) Planalto Granítico das Chās de Sta. Luzia: O geossítio corresponde a área com cerca de 908 ha, constituída a norte pela Chā de Afife, a leste pela Chā da Gurita de Couço e a sul, pelas Chās de Carreço e de Areosa. Esta superfície constitui a superfície culminante do antiforma de Caminha-Viana do Castelo. As geoformas residuais como os inselberg (eg. bornhardt dorso-de-baleia, na Chā de Afife) e de maior escala, as pias, constituem relíquias da etapa de evolução subaérea do relevo granítico, anterior à erosão do rególico (Carvalhido, 2012). Ocorrem vários afloramentos com enxames de encraves sobre-micáceos, biotíticos, com turmalina, relíquias da posição de cúpula do plutônito de Bouça de Frade em relação ao encaixante metassedimentar.

m) Cristas Quartzíticas do Campo Mineiro de Folgadoiro - Verdes: A área deste Monumento Natural conserva as concessões do Alto da Bouça da Breia e Campo da Corte, Serra de Amonde, onde se destaca a Mina do Alto de Bouça da Breia (concessão Alto da Bouça da Breia e Folgadoiro) com atividade, segundo Alves (2014) sobre 9 corpos filonianos, um dos quais de quartzo hidrotermal, com teores em W e Au significativos, sendo os restantes mineralizados pela Cassiterite. Foram reconhecidas escavações antigas sobre a área desta concessão, atribuídas à lavra romana (eg. poços romanos). Para além do relevante património mineiro, com interesse geocultural, mineralógico e petrográfico, realçam-se os relevos residuais das cristas quartzíticas da Serra de Amonde, e com interesse tectónico, o Carreamento de Vila Verde (carreamento basal parautóctone-autoctone).

n) Dunas Trepadoras do Faro de Anha: O geossítio corresponde à vertente NE do maciço de Galeão (57 ha), localizado na margem esquerda da foz do Lima. Nesta área estão preservadas três superfícies de aplanamento: Superfície de Vila Fria (50 m), Superfície de Ola (75 m) e Superfície de Faro de Anha (100 m) (Carvalhido, 2012; Carvalhido & Pereira, 2015). Estas superfícies encontram-se regularizadas por depósitos arenosos, bem calibrados, preservando estratificação entrecruzada e laminação cruzada por ripples de corrente (Carvalhido,

2012, 2014a, 2014b, 2014c, 2014d). As Areias de Galeão são areias dunares depositadas no culminar da crise climática da Pequena Idade do Gelo (Mínimo de Dalton) (datação radiométrica indica deposição entre os anos de 1780 e 1800) (Carvalhido, 2012)

BIBLIOGRAFIA

- Alves, R. M. (2014). Contribuição para um sistema de gestão integrada de sítios mineiros do NW de Portugal. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho.
- Baptista, M.A. & Miranda, J.M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 9 Issue, Pages: 25-42.
- Carvalhido, R. J. (2012). O Litoral Norte de Portugal (Minho-Neiva): evolução paleoambiental quaternária e proposta de conservação do património geomorfológico. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho.
- Carvalhido, R.; Pereira, D. & Brilha, J. (2014a). Monumentos Naturais Locais de Viana do Castelo: uma estratégia de geoconservação e de promoção sustentável do território. Livro de Resumos do I Encontro Luso-Brasileiro de Património Geomorfológico e Geoconservação. Coimbra.
- Carvalhido, R. & Pereira, D. (2014b). Litostratigrafia dos depósitos costeiros do NO de Portugal (Minho- Neiva). In *A Geologia na Rota da Vinha e dos Vinhos Verdes*, Associação Portuguesa de Geólogos, Lisboa.
- Carvalhido, R.; Pereira, D. & Cunha, P. (2014c). Depósitos costeiros quaternários do noroeste de Portugal (Minho - Neiva): caracterização datação e interpretação paleoambiental. *Comunicações Geológicas* (2014) 101, Especial II, 605-609.
- Carvalhido, R.; Pereira, D.; Cunha, P.; Buylaert, J. & Murray, A. (2014d) Characterization and dating of coastal deposits of NW Portugal (Minho-Neiva area): a record of climate, eustasy and crustal uplift during the Quaternary. *Quat Int*, 328 -329: 94-106.
- Carvalhido, R. & Pereira, D. (2015). Contributo dos índices geomórficos para o conhecimento da geomorfologia do Litoral do Noroeste de Portugal. VII Congresso Nacional de Geomorfologia, Livro de Atas IX, Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Lisboa. ISSN: 978-989-96462-6-1
- Carvalhido, R. (2016). O Livro de Pedra: Monumentos Naturais Locais de Viana do Castelo. Câmara Municipal de Viana do Castelo (Ed.), 36 p.
- Meireles, C.; Pamplona, J. & Castro, P. (2014). Lito e tectono-estratigrafia da Unidade do Minho Central e Ocidental: uma proposta de reclassificação. *Comunicações Geológicas* (2014) 101, Especial I, 269-273.
- Pamplona, J. & Rodrigues, B. (2011). Kinematic interpretation of shearband boudins: new parameters and ratios useful in HT simple shear zones. *Journal of Structural Geology* 33, 38-50.

Página intencionalmente deixada em branco

Evolução do uso e ocupação do solo na cidade de Castelo Branco no período 1958-2011

Evolution of land use and occupation in the city of Castelo Branco for the period 1958-2011

Alexandre Oliveira Tavares^{1,2*}, José Leandro Barros², Pedro Pinto Santos², Mário Monteiro¹

¹ Universidade de Coimbra, Departamento Ciências da Terra, Rua Sílvio Lima, Pólo II, 3030-790 Coimbra, Portugal

² Universidade de Coimbra, Centro de Estudos Sociais, Colégio de S. Jerónimo, Apartado 3087 3000-995, Coimbra, Portugal

* atavares@ci.uc.pt

Palavras-chave: uso e ocupação do solo; cidade de média dimensão; fotointerpretação; grau de estabilidade; taxa de artificialização

Key-words: land use change; medium-sized city; photointerpretation; stability grade; rate of artificialization

INTRODUÇÃO

As cidades de pequena e média dimensão são geralmente caracterizadas por profundas alterações no uso e ocupação do solo, bem como por uma ocupação heterogénea do espaço, verificando-se uma concentração elevada de infra-estruturas, equipamentos e serviços, que juntamente com a presença cumulativa de processos perigosos de origem natural e tecnológica podem originar perdas económicas e sociais relevantes (Turok et al., 2007). Nas últimas duas décadas as cidades de pequena e média dimensão têm vindo a ganhar relevância no contexto europeu, sendo disso exemplo a sua referência e inclusão na Estratégia Territorial Europeia e na Agenda Terri-

torial da União Europeia (EU, 2007). Catalán et al., (2008) consideram mesmo que estas cidades devem assumir-se como a estrutura do território, impedindo a dispersão territorial.

As dinâmicas de uso e ocupação do solo em cidades de pequena e média dimensão têm sido alvo de estudo por diferentes autores (Antrop, 2004; Verburg et al., 2010; Monteiro e Tavares, 2015), verificando-se, na maioria das vezes, a um conjunto complexo de interações entre factores ambientais e sócio-económicos que resultam em processos dinâmicos de ocupação do território (Li et al., 2013; Pato et al., 2016).

Diferentes autores analisam e investigam as mudanças de uso e ocupação do solo com recurso a técnicas de fotointerpretação (Rosenstein e Karnieli, 2011, Monteiro e Tavares 2015). O uso conjunto de imagens de satélite e de fotografias aéreas permite analisar as diferentes dinâmicas de alteração do uso e ocupação do solo ao longo de diferentes períodos, possibilitando identificar as dinâmicas do passado e do presente, de modo a melhor projectar e planear o futuro.

O presente estudo tem como principal objetivo analisar os processos de alteração do uso e ocupação do solo, durante o período de 1958-2011, na cidade de Castelo Branco.

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo diz respeito à cidade de Castelo Branco, localizada na região Centro de Portugal continental, sendo capital de distrito e o centro da NUT III (Beira Baixa), assumindo-se como um pólo dinamizador no contexto regional. Para a avaliação dos processos de transformação foi selecionada uma área que tem como centro a Câmara Municipal, apresentando uma forma circular com 4 km de raio, a que corresponde uma área de 50,26 km². Esta área inclui o centro urbano e áreas peri-urbanas, apresentando com uma rede estruturada de vias rodoviárias municipais e nacionais e a linha ferroviária da Beira Baixa.

Em termos morfológicos e geológicos, a região de Castelo Branco apresenta xistos muito dissecaos e granitos bem preservados, com uma grande nitidez nas formas de relevo

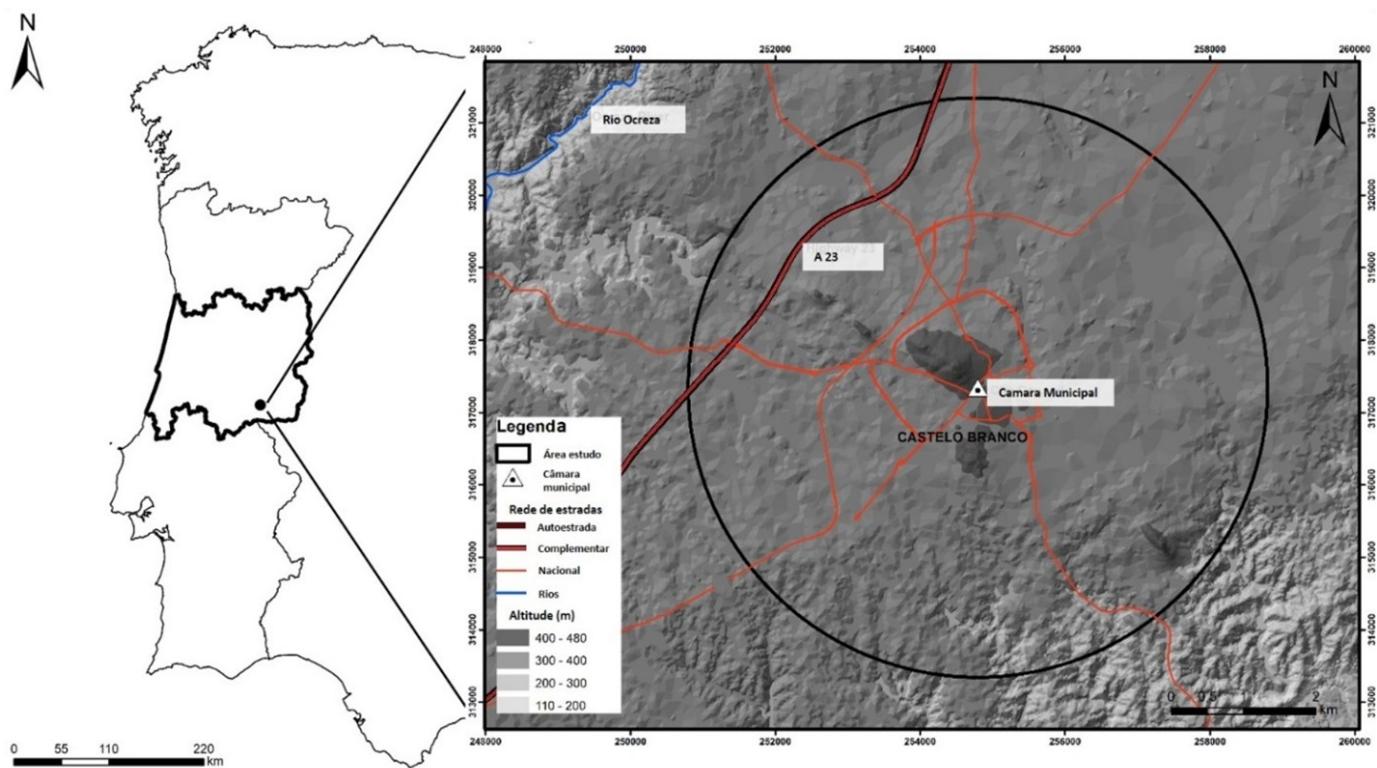


Figura 1. Enquadramento da área de estudo.

(Ribeiro et al., 1967), com altitudes que variam entre os 200 e os 480 metros. Em termos biogeográficos, Castelo Branco está localizada na região Mediterrânea, mais concretamente no sector Toledano-Tagano (Costa et al., 1998). Em termos de ocupação humana, o concelho de Castelo Branco tem um total de 56 109 habitantes (INE, 2011), sendo que uma análise da evolução da população residente entre 1950-2011 permite observar um contínuo decréscimo da população a partir 1960, com algumas variações positivas nas últimas duas décadas. A área citadina sobre a qual incidirá o estudo apresenta um total de 35 242 habitantes, estando de acordo com indicadores existentes para as cidades de média dimensão no contexto nacional (Costa, 2002) e de acordo com a definição adoptada pela Comissão Europeia (Dijkstra e Poelman, 2012).

METODOLOGIA

A avaliação das mudanças no uso e ocupação do solo foi realizada com recurso a quatro mosaicos fotográficos distintos entre o período de 1958 e 2011, de acordo com a tabela 1. O processo consistiu na digitalização, georreferenciação, processamento e análise das imagens de acordo com as suas características iniciais, seguindo os procedimentos de Tavares et. al.

Tabela 1. Características dos mosaicos fotográficos

Data	Formato	Tipo	Escala	Fonte
1958	Impressa	Preto & Branco	1: 26.000	IGeoE
1985	Digital	Preto & Branco	1: 15.000	IGP
1995	Digital	Falsa cor	1: 10.000	CNIG
2011	Digital	Cores	1: 10.000	IGP

Com o objectivo de se avaliar a evolução do uso e ocupação do solo foi realizada uma comparação mapa a mapa, tendo por base os conjuntos sucessivos de imagens com referências cruzadas no sentido de se definir as transições de cobertura de uso e ocupação do solo, bem como do grau de estabilidade

(2012) e com recurso ao software SIG ArcGIS 10.2 (ESRI®). De modo a integrar consistentemente imagens de fontes distintas foi realizada uma análise exaustiva das mesmas, apoiada com trabalho de campo, sendo de destacar que o processo foi todo realizado pelo mesmo operador. No processo de georreferenciação foi utilizado o sistema de coordenadas geográficas Datum_73_Hayford_Gauss_IGeoE. Posteriormente, de acordo com as categorias de uso e ocupação do solo presentes no Corine Land Cover (EEA, 2000) foi realizada uma identificação e desenvolvido um sistema de classificação de acordo com códigos numéricos (Bossard, et al., 2000; Nery, 2007). Depois deste processo, foi realizada a classificação dos polígonos referentes ao uso do solo pertencente a cada conjunto de imagens, com recurso a um SIG (Piwowar, 2005) em que todos os polígonos foram classificados, usando uma unidade mínima de análise com 1 hectare, e suportados numa escala de 1: 10 000. Cada grupo de imagens gerou uma matriz de polígonos codificados por 6 grandes classes: áreas artificiais, áreas agrícolas, áreas florestais, áreas de vegetação arbórea, áreas de vegetação escassa e águas interiores. Para a validação de todo o processo de classificação foram realizados um conjunto de levantamentos de campo apoiados na imagem mais recente.

Tabela 2. Equações utilizadas para avaliar as dinâmicas de uso e ocupação do solo.

Indicador	Descrição
Grau de estabilidade $GE = [(C_{ix}A_{2...4} - C_{ix}A_1) / TA] \times 100$	Grau de estabilidade global das classes de cobertura do solo no ano A1 para o ano A2...7, $C_{ix}A_{2...4}$ - é a soma das áreas das diferentes classes (ix) no ponto de tempo posterior. $C_{ix}A_1$ - é a soma das áreas das diferentes classes (ix) no ponto de tempo 1. TA - é a área total estudada (km2).
Taxa de artificialização $TA = [UA_{n+i} - UA_i / nTA_{n+i}] \times 100\%$	Taxa de artificialização é a velocidade de urbanização na área de estudo. TA - é o total da área de estudo a ser calculada no ponto de tempo $i+n$. UA_{n+i} e UA_i - Superfícies com tecido urbano e infra-estruturas na unidade alvo no momento $i+n$ e i . n - número de anos em cada período

RESULTADOS

Durante o processo de análise foram identificadas um total de 27 classes de uso do solo na área circular definida para a cidade de Castelo Branco. A figura 2 permite concluir, de uma forma genérica, a existência de alterações sistemáticas no uso e ocupação do solo que se traduzem no aumento das áreas urbanas e numa diminuição das áreas agrícolas, bem como transformações nas áreas florestais (tabela 3).

Podemos também verificar um aumento do número de polígonos ao longo dos diferentes períodos (252 polígonos em

(GE) e da taxa de artificialização (TA) (tabela 2). Os mapas que resultaram desta análise foram utilizados para gerar matrizes referentes aos seguintes períodos: 1958-1985; 1985-1995; 1995-2011 e ainda uma matriz resumo para o período 1958-2011.

1958 e 550 em 2011) com especial destaque para o aumento do número de polígonos das áreas urbanas descontínuas, e nas referentes a unidades comerciais e industriais, o que demonstra o aumento da fragmentação territorial ao longo dos anos, associada essencialmente à expansão urbana (Figura 2).

A análise da figura 2 permite também identificar processos de periurbanização e de rurbanização que se traduzem no aumento da complexidade espacial no uso e ocupação do solo, nomeadamente, pelo aumento das áreas artificiais desde a zona central da área de estudo até à periferia.

Destaca-se também a significativa diminuição das áreas

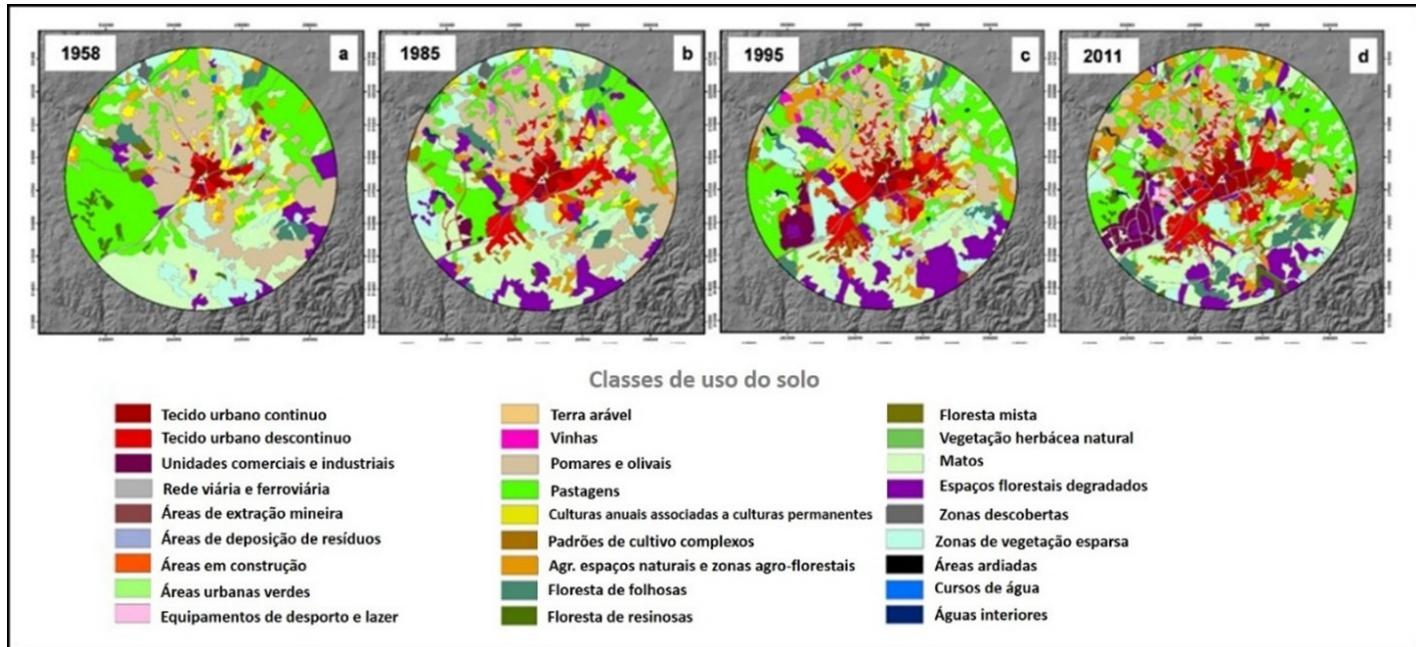


Figura 2. Uso e ocupação do solo com base na classificação de imagens no período entre 1958 e 2011.

Tabela 3. Matriz de conversão para alterações de uso e ocupação do solo desde 1958 até 2011 em Castelo Branco.

	2011						
1958	Áreas artificiais	Áreas agrícolas	Áreas florestais	Áreas de vegetação arbórea	Áreas de vegetação escassa	Águas interiores	Σ (1958)
Áreas artificiais	1.67	0.07	0.03	0.09	0.01	0.00	1.87
Áreas agrícolas	7.07	16.76	0.84	4.32	0.79	0.15	29.93
Áreas florestais	0.33	0.38	0.67	0.85	0.09	0.02	2.34
Áreas vegetação arbórea	1.34	2.18	2.04	5.74	0.69	0.04	12.03
Áreas vegetação escassa	0.26	0.99	0.29	1.36	1.00	0.01	3.91
Águas interiores	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	0.09	0.18
Σ (2011)	10.67	20.44	3.89	12.37	2.58	0.31	50.26
Taxa de alteração (%)	470.59	-31.71	66.24	2.83	-34.02	72.22	GE (%) 51.59

referentes a pomares e a oliveiras nas áreas mais periféricas da área de estudo. Outro ponto interessante é a relativa manutenção ao longo do período das áreas arbustivas afetas à floresta.

A figura 3 mostra a evolução das diferentes classes de uso e ocupação do solo ao longo dos quatro períodos em análise, onde se observa o aumento das áreas artificiais, com destaque para o tecido urbano descontínuo, áreas afetas à indústria e comércio, bem como as áreas referentes à rede viária. Destaque também para a diminuição das áreas agrícolas com destaque para as áreas referentes a pomares e oliveiras. Realça-se também o facto de as áreas afetas à floresta se manterem estáveis ao longo dos períodos em análise, com destaque para um aumento nas áreas da floresta de folhosas e dos espaços florestais degradados.

Em termos de grau de estabilização a área apresenta um valor de 51.59 % para o conjunto do período 1958-2011. Uma análise parcelar identificou valores de GE de 65.80% no período 1958-1985, de 66.02% no período 1985-1995 e de 68.23% entre 1995 e 2011. Esta evolução mostra uma sequência contínua de crescimento dos valores do GE ao longo dos períodos

em análise. Este facto pode ser explicado pela aprovação ao longo dos diferentes períodos em análise de um conjunto de instrumentos de ordenamento que funcionam como forçadores em termos de dinâmica de transformação do uso e ocupação do solo, nomeadamente em cidades médias, como referem Tavares e Monteiro (2015) e Pato et al. (2016). No que respeita a Castelo Branco estes forçadores funcionaram como estabilizadores em algumas classes de uso do solo, nomeadamente em classes relacionadas com a floresta, espaços agro-florestais e pastagens, facto explicado pela aprovação de alguns regimes de protecção (RAN e REN) e o Plano Director Municipal que definiu um conjunto de directrizes regulatória e políticas urbanas para o território municipal. Para a área em estudo verifica-se um aumento da taxa de artificialização a partir de 1984, facto que coincide com a aprovação do Plano Geral de Urbanização em 1981. Após um período de cerca de 10 anos em que a taxa de artificialização se mantém estável, verifica-se uma diminuição e estabilização a partir de 1994, coincidente com a entrada em vigor da RAN (1993), do Plano Director Municipal (1994) e REN (1997).

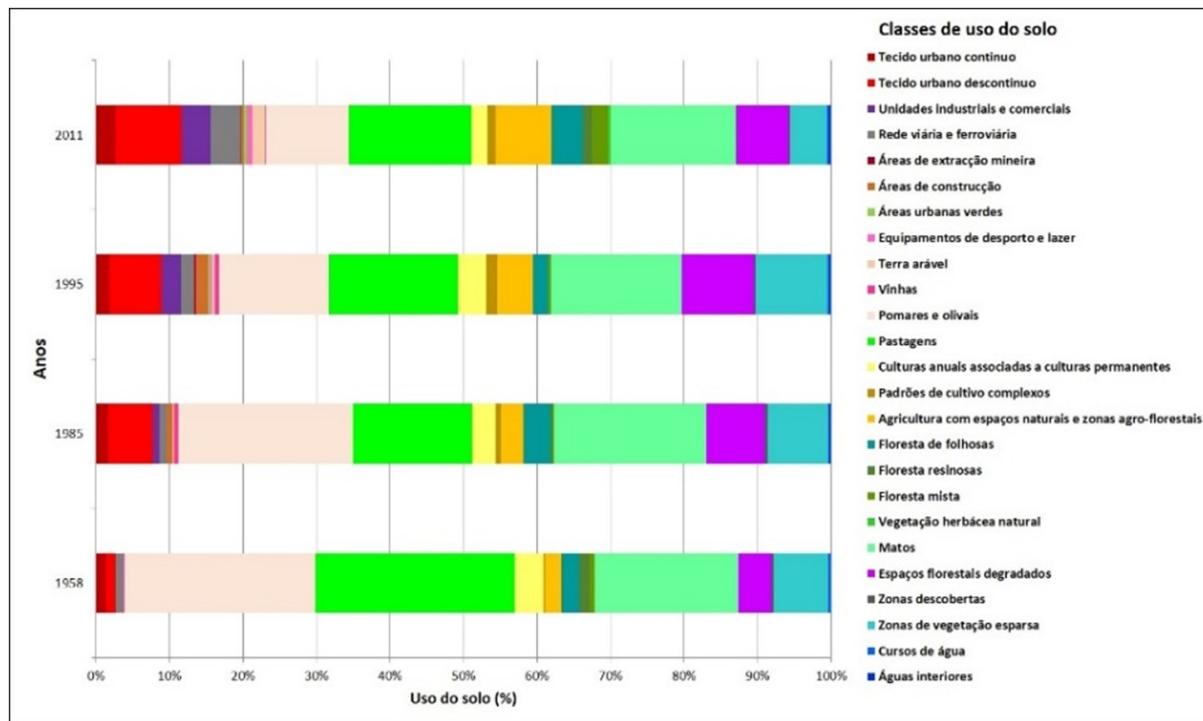


Figura 3. Representação das classes de uso e ocupação do solo entre 1958 e 2011.

CONCLUSÕES

O presente estudo destaca a diminuição geral das áreas agrícolas fundamentalmente em função do aumento das áreas artificiais durante o período de 1958-2011. A dinâmica temporal das classes de uso do solo para as cidades de média dimensão revela fases de transformação distintas, com períodos de ganhos e de perdas, facto justificado quer pelos instrumentos de ordenamento, quer por outros forçadores territoriais (Long et al., 2012; Monteiro e Tavares, 2015).

Verificam-se para a cidade de Castelo Branco processos contínuos de alteração do uso e ocupação do solo no período 1958-2011, com a consolidação inicial do centro urbano, ao mesmo tempo que ocorre um processo de expansão urbana, aliada a processos de periurbanização e de transformação agroflorestal nas áreas periféricas.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado por fundos nacionais através da FCT- Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., de acordo com a estrutura do projeto FORLAND - Riscos hidro-geomorfológicos em Portugal: forçadores e aplicações ao ordenamento do território (PTDC/ATPGEO/1660/2014).

BIBLIOGRAFIA

- Antrop, M. 2004. Landscape change and the urbanization process in Europe. *Landscape and Urban Planning*, 67: 9–26.
- Bossard, M.; Feranec, J.; Otahel, J. 2000. Corine Land Cover Technical Guide—Addendum; Technical Report No 40; European Environmental Agency: Copenhagen, Denmark, 52.
- Catalan, B.; Saurí, D.; Serra, P. 2008. Urban sprawl in the Mediterranean? Patterns of growth and change in the Barcelona Metropolitan Region 1993-2000. *Landscape and Urban Planning*, 85(3-4): 174-184.
- Costa, J. C.; Aguiar, C.; Capelo, J.; Lousã, M.; Neto, C. 1998. Biogeography of Continental Portugal. *Quercetalia*, 0: 5-56.
- Costa, E. 2002. Medium cities – Contribution to their definition. *Finis-terra*, 74: 101-128.
- Dijkstra, L.; Poelman, H. 2012. Cities in Europe: The New OECD-EC Definition. Brussels: European Commission.
- EEA. 2000. Corine Land Cover (CLC1990) 100 m—Version 12/2000; European Environmental Agency: Copenhagen, Denmark.
- EU. 2007. Territorial Agenda of the European Union. In *Proceedings of the Agreed on the Informal Ministerial Meeting on Urban Development and Territorial Cohesion*, 24–25 May, Leipzig, Germany.
- INE. 2011. Censos 2011 Resultados Definitivos e Portugal. Lisbon: National Institute of Statistics.
- Li, X.; Zhou, W.; Ouyang, Z. 2013. Forty Years of Urban Expansion in Beijing: What is the Relative Importance of Physical, Socioeconomic, and Neighborhood Factors? *Applied Geography*, 38: 1–10.
- Long, Y.; Gub, Y.; Han, H. 2012. Spatiotemporal heterogeneity of urban planning implementation effectiveness: Evidence from five urban Master Plans of Beijing. *Landscape Urban Planning*, 108: 103–111.
- Monteiro, M.; Tavares, A. 2015. What is the Influence of the Planning Framework on the Land Use Change Trajectories? Photointerpretation Analysis in the 1958–2011 Period for a Medium/Small Sized City. *Sustainability*, 7: 11727-11755.
- Nery, F. 2007. CORINE Land Cover Nomenclature: Commented Portuguese Version; Portuguese Geographic Institute: Lisbon, Portugal.
- Pato, R.; Castro, P.; Tavares, A. 2016. The relevance of physical forces on land-use change and planning process. *Journal of Environmental Planning and Management*, 59(4): 607-627.
- Piwowar, J. M. 2005. Digital image analysis. In *Remote Sensing*; Aronoff, S., Ed.; ESRI Press: Redlands, CA, USA, 287–335.
- Ribeiro, O.; Teixeira, C.; Ferreira, C. 1967. *Geological Map of Portugal at 1/50 000 scale. Explanatory notice of 24-D sheet (Castelo Branco)*. Lisbon: Geological Services of Portugal.
- Rosenstein, O.; Karnieli, A. 2011. Comparison of methods for land-use classification incorporating remote sensing and GIS inputs. *Applied Geography*, 31 (2): 533-544.
- Tavares, A.; Pato, R.; Magalhães, M. 2012. Spatial and temporal land use change and occupation over the last half century in a peri-urban area. *Applied Geography*, 34: 432–444.
- Turok, I.; Mykhnenko, V. 2007. The trajectories of European cities, 1960–2005. *Cities*, 24: 165–182.
- Verburg, P.H.; van Berkel, D.B.; van Doorn, A.M.; van Eupen, M.; van den Heiligenberg, H.A.R.M. 2010. Trajectories of land use change in Europe: A model-based exploration of rural futures. *Landscape and Ecological Engineering*, 25: 217–232.

Iberia, a natural laboratory for the quantification of the large scale erosional response to the fluvial capture processes

Iberia, um laboratório natural para a quantificação da resposta erosiva em larga escala aos processos de captura fluvial

L. Antón^{1,2*}, A. Muñoz-Martín², G. De Vicente²

¹ Dpto. de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Senda del Rey 9, 28040 Madrid, Spain

² Applied Tectonophysics Group, Dpto. de Geodinâmica, Univ. Complutense. C/ José Antonio Novais 12, 28040 – Madrid, Spain

* lanton@ccia.uned.es

Key-words: Duero, Ebro, Tajo, Denudation, Fluvial dissection, Cenozoic Basin.

Palavras-chave: Duero, Ebro, Tejo, Denudação, dissecção fluvial, bacia cenozoica.

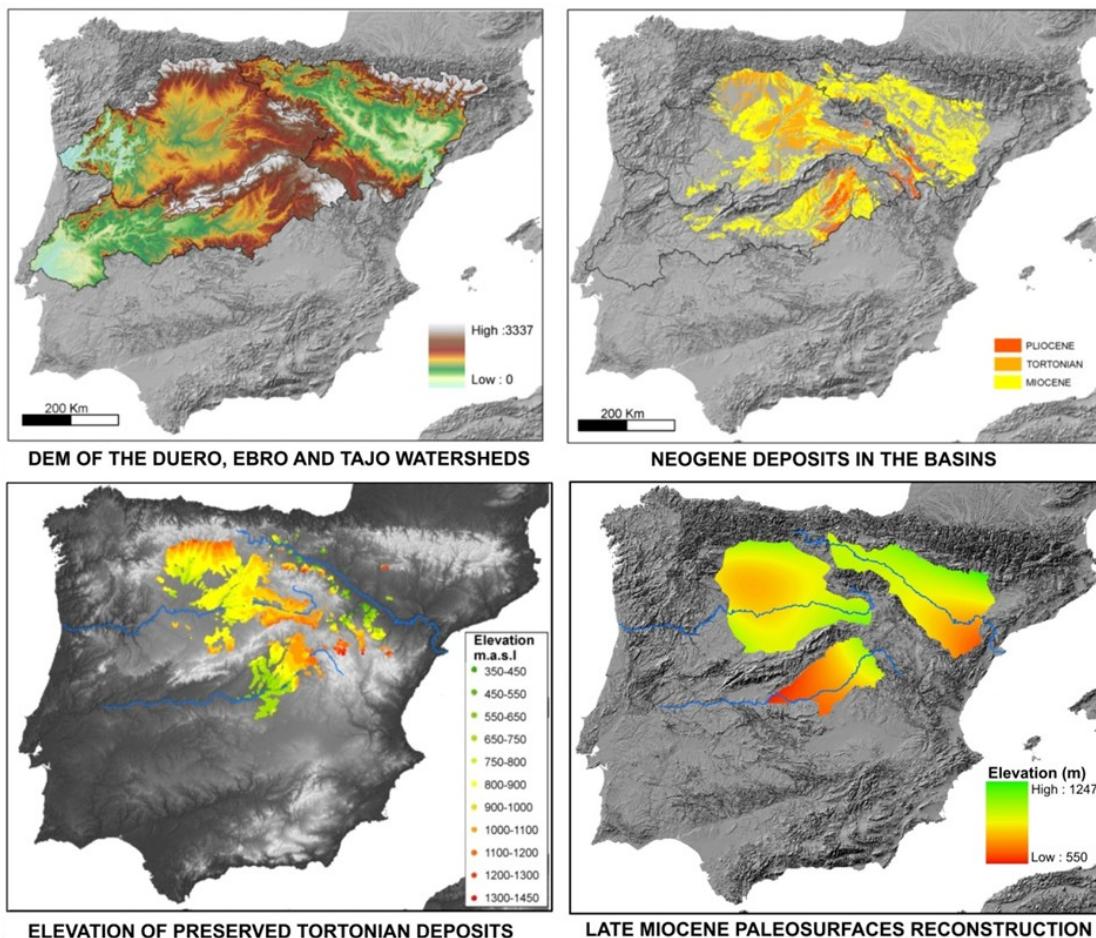
ABSTRACT

Due to its geological location and diversity, Iberia is a key natural laboratory for the study of tectonic and geological processes. Within those it is especially suitable for the study of large-scale fluvial capture processes, and their influence on topography and landscape evolution.

With an average elevation above 600 m, Iberia is one of

the highest regions in Europe and its peculiar topographic is the result of the interplay of tectonic and erosional processes, whose relative importance changed over times (De Vicente et al., 2011; De Vicente and Vegas, 2009; Fernandez-Lozano et al., 2009). Nowadays, Iberia is characterized by the presence of highly elevated extensive flat surfaces (Iberian Mesetas). Those high plains correspond to planation surfaces developed mainly on Palaeozoic and Mesozoic rocks, and sedimentation surfaces of Neogene rocks. These last mostly represent the sedimentary deposits related to infill of the, formerly closed, large Cenozoic Foreland Basins. Three main rivers (Duero, Ebro and Tajo) which watersheds cover an area over 250 km², drain almost half of the total Iberia surface. For these basins the development of the present-day drainage network was related to the opening of formerly closed fluvial systems, developed within ancient Cenozoic basins.

The opening of an outward drainage system involves the lowering of base level which is transmitted upstream along fluvial channels in the form of erosional waves, leading to high incision and denudation rates, within intrabasinal areas. In Iberia, the signature of that change in drainage conditions is still preserved in some areas, and can be studied through the analysis of longitudinal profiles shapes (Antón et al., 2014; Antón et al., 2012; Ferreira et al., 2010; Martins et al., 2017), and the relief characterization. The analysis of present and former topography represents a powerful qualitative tool for a relative quantification of fluvial dissection and basin denudation, allowing to illustrate the spatial distribution of surface erosion, associated to the exorheic history of the basins (Antón and Muñoz Martín, 2007). This work approaches the analysis of the denudation processes for the main Iberian basins, through the reconstruction of the Late Miocene sedimentary infill (Antón et al., 2016).



METODOLOGY

By means of geological mapping, geostatistical tools, GIS and DEM we performed the reconstruction of the late Miocene's paleo-relief in the three main Cenozoic basins. The method consists in the reconstruction of the paleosurface (topography) characteristic of the last stages of the basins infill. For that we use geological data from the Spanish Geological Survey (IGME), selecting the preserved representative formations for the purpose (Tortonian sedimentary units). Using preserved relict surfaces, the reconstruction of former topography was approached through the generation of regional trend surfaces. By comparing the present and former topography along the basin, fluvial dissection and denudation patterns can be obtained, and a minimum volume of sediments eroded since the start of the exorheism can be estimated.

RESULTS AND CONCLUSIONS

The application of the proposed methodology provides a quantification of the sediment fluxes in response to the drainage opening, and allows the construction of denudation maps for each basin. In the Ebro basin, the results reveal an eroded volume almost one order of magnitude higher than in the Duero and the Madrid (Tajo) basins, and a surface lowering several folds higher. The integrated analysis of erosional volumes and spatial distribution of dissection can be tackled in terms of timing, tectonic influences and the fluvial response to drainage captures. Although, key questions on the timing and processes involved in the shift of Iberia main drainage systems remain open, the study highlight important questions about the different response of the studied catchments. Results may help to understand the processes and timings involved in the Iberia's topographic and drainage evolution.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by UNED (GID2016-19); and it was partially funded by MITE (CGL2014-59516-P) and CARESOIL (S2013/MAE-2739) projects. GIS Technical support was funded under Grant PEJ-2014-A-93258.

REFERENCES

- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Stokes, M., 2014. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, 206(0), 250-261.
- Antón, L., Muñoz Martín, A., 2007. Controles tectónicos y estructurales de la incisión fluvial en el centro-oeste de la Cuenca del Duero, NO de Iberia. *Geogaceta*, 43, 51-54.
- Antón, L., Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., 2016. Quantification of denudation of Iberian basins, the erosional signal of continental scale capture processes, EGU General Assembly 2016. EGU General Assembly Conference Abstracts, Vienna Austria, pp. 16449.
- Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., Garcia-Castellanos, D., Stuart, F.M., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations. *Geomorphology*, 165–166, 50-61.
- De Vicente, G., Cloetingh, S.A.P.L., van Wees, J.D., Cunha, P.P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502(1-2), 38-61.
- De Vicente, G., Vegas, R., 2009. Large scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit; tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474(1-2), 124-143.
- Fernandez-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., de Vicente, G., Cloetingh, S., Anonymous, 2009. Lithosphere buckling: a model for mountain building and basin development in Iberia. *Geophysical Research Abstracts*, 11.
- Ferreira, C., Gomes, A., Antón, L., 2010. Longitudinal rivers profiles in the Douro basin-Iberia: differences and general trends. *Geophysical Research Abstracts*, 12(14328).
- Martins, A.A., Cabral, J., Cunha, P.P., Stokes, M., Borges, J., Caldeira, B., Martins, A.C., 2017. Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: Insights from long profile tributary stream analyses. *Geomorphology*, 276, 144-163.

Tajo drainage network evolution through the theoretical graded profile calculus and the contributing area analysis

Evolução da rede de drenagem da bacia do Tejo através do cálculo do perfil de equilíbrio teórico e da análise da área contributiva

Francisco Jiménez-Cantizano¹, Loreto Antón¹, Candelas Pastor-Martín¹ and Ángel Soria-Jáuregui²

¹ Dpto. de Ciencias Analíticas, Universidad Nacional de Educación a Distancia, Senda del Rey 9, 20840 Madrid, Spain.

² Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, Tomás y Valiente s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, Spain.

* fjmenez329@alumno.uned.es

Key-words: Tajo, graded profile, stream area index, landscape evolution

Palavras-chave: Tejo, perfil de equilíbrio, índice de área, evolução do paisagem.

ABSTRACT

Fluvial archives register signals related to climate changes, regional geological processes and/or local deformations (e.g., Mather, 2000; Martins et al., 2009; Anton et al., 2014; Soria-Jauregui et al., 2016). Those signals are often studied under the premise that in steady state sceneries there should be a power-law scaling between channel slope and contributing area, and graded longitudinal profiles occur (Flint, 1974). Thus non graded streams long profiles should point to transient states, where modifications induced by base level changes, tectonic activity or other geological drivers are not yet regularized. Those anomalies can be identified by comparing the river

long profile with the general graded form, derived from the relationship between stream discharge and downstream distance (Hack, 1973). Although, that estimation is based on a regression-adjusted reference, implying a high degree of uncertainty when the data are scarce or profiles show low concave forms. We propose a methodology, independent from the regression method to calculate the theoretical graded profile. Subsequently, by calculating the difference between the graded and real long profiles the so-called G index (Jiménez-Cantizano et al., 2017) is obtained. G index represents the regularization level of a stream long profile, it means how far from the graded form it is. The G values are on a scale from 0 to 1, representing 1 a graded long profile and 0 a completely non graded long profile.

This work presents the analysis of the Tajo channel network (Figure 1) by means of this methodology, and by the evaluation of the relationship between the contributing drainage area and the downstream distance for the main channel. G-index provides a quantification to estimate how far Tajo and its tributaries are from the steady state; and combined with the contributing area analysis allows to evaluate a wider stream's geomorphological signature that shows regularization level and lateral migration evolution.

The Tajo watershed is located in the central Iberian Peninsula, and covers an area of 78000 Km². The Tajo river, one of the longest in Iberia (1007 km), finds its headwaters in the alpine reliefs of the Iberian Chain and flows westward to the Atlantic Ocean; dissecting the Upper Tajo Basin (UTB), the Variscan basement of the Central Iberian Zone and the Lower Tajo Basin (LTB) (Alonso-Zarza et al., 2004) (Fig. 1).

We addressed the analysis of the Tajo River and 30 of its main tributaries. Profiles and contributing area values were obtained from SRTM DEM. Calculation were performed every 400 m along the streams and G values were subsequently mapped (Fig. 2). As expected, analysis of contributing drainage area reveals a power-law scaling with respect to downstream distance. However, to visualized possible anomalies, analogously to Hack SL model, a new approach (AL index) is proposed by replacing elevation by area in the SL calculus (Fig. 3A).

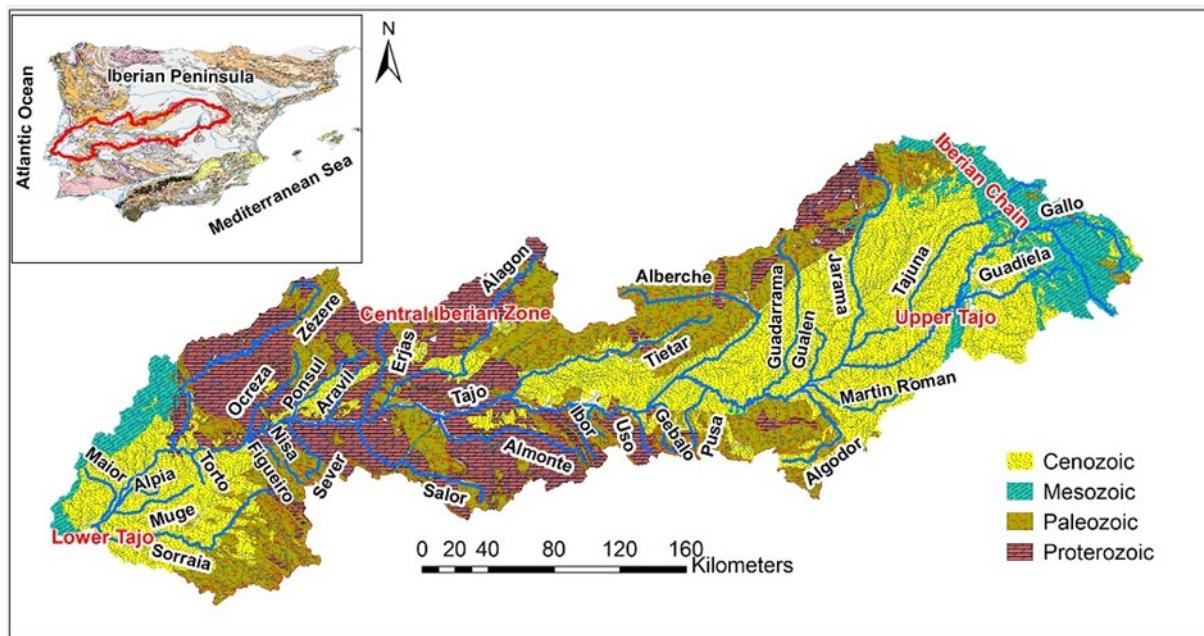


Figure 1. Location of the Taio watershed: Taio channel network, analized streams, and simplified geological framework.

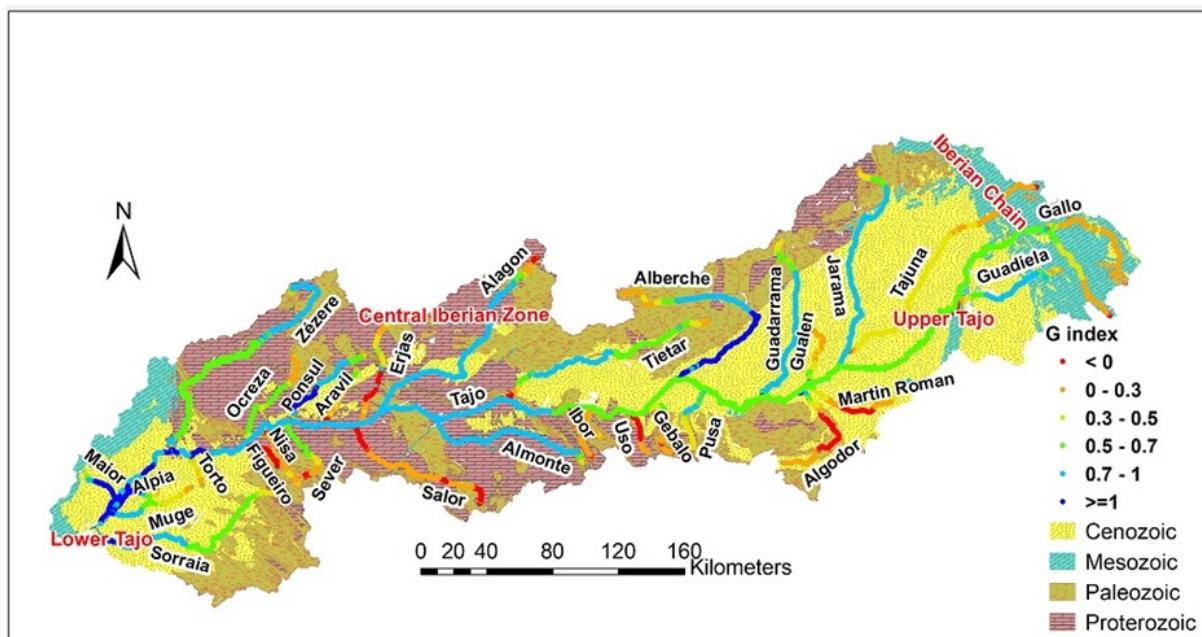


Figure 2. Tajo watershed, main lithological units and G index values obtained.

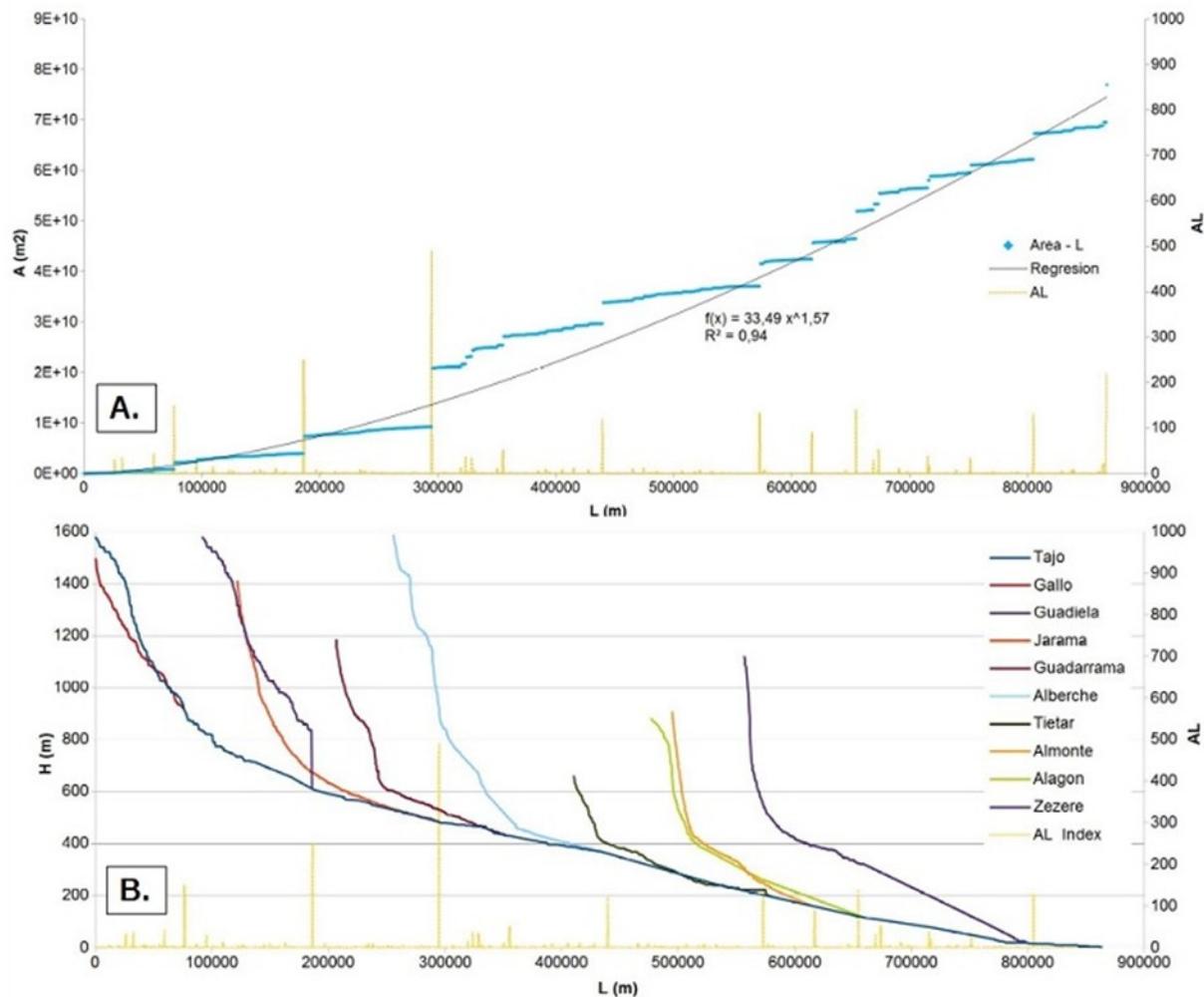


Figure 3. A) AL index plotting. Relationship between contributing drainage area (A) and downstream distance (L). B: Tajo and main tributaries long profiles (H: Elevation, L: Downstream distance).

Results of G index show a higher regularization level in the northern margin of the Tajo watershed. Most of AL anomalies lie on confluences from the northern margin (Fig. 3B), which seems to point to a main channel migration to the south. The main channel shows an increase in the regularization level towards the mouth, as an incision wave influenced by uplift in the eastern sector. Captures can be easily identified, where G index represent graded reaches in the upstream stretch of the river instead of in the downstream reaches (see Alberche and Zezeré in Figure 2). Lithological and structural nick zones are visible in the coincidence with marked G index variations (see Guadarrama and Algodor in Figure 2).

The proposed methodology, G index, allows the quantification of the proximity of a channel to the steady state, and provides a useful tool to evaluate large areas and for regional scale studies. Together with AL index, different processes may be detected from the long profiles analysis. In this work the quantification of the channel network regularization level, its possible future evolution and evidences for the lateral migration of the main channel are inferred for the Tajo watershed.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by UNED (GID2016-19); and it was partially funded by MITE (CGL2014-59516-P) and CARESOIL (S2013/MAE-2739) projects. GIS Technical support was funded under Grant PEJ-2014-A-93258.

REFERENCES

- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G. y Torres, T., 2004. Cuenca del Tajo. En: Geología de España (J.A. Vera, edit). SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz- Martín, A. y Stokes, M., 2014. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology* 206, 250-261. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.09.028>.
- Flint, J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. *Water Resources Research* 10, 969-973.
- Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1, 421-429.
- Jiménez-Cantizano, F., Antón, L., Soria-Jáuregui, A., Pastor-Martín, C., 2017. Theoretical graded profile of a river calculated as a function of the gradient index. *Geogaceta* 62, in press.
- Martins, A.A., Cunha, P.P., Huot, S., Murray, A.S., Buylaert, J.-P., 2009. Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating. *Quaternary International* 199, 75-91.
- Mather, A.E., 2000. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas basin, SE Spain. *Geomorphology* 34, 271-289.
- Soria-Jáuregui, A., González-Amuchastegui, M.J., Mauz, B., Lang, A., 2016. Dynamics of Mediterranean late Quaternary fluvial activity: An example from the River Ebro (north Iberian Peninsula). *Geomorphology* 268, 110-122. doi:10.1016/j.geomorph.2016.06.006.

Página intencionalmente deixada em branco

Mapping fluvial terraces with Digital Elevation Models

Mapeamento de terraços fluviais com Modelos de Elevação Digital

L. Rodríguez-Rodríguez^{1*}, L. Antón², R. Pallàs⁴, D. García-Castellanos³, I. Jiménez-Munt³, C. Pastor-Martín²

¹ Universidad de Oviedo, Departamento de Geología, Jesús Arias de Velasco s/n, Oviedo, Spain

² Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Departamento de Ciencias Analíticas, Senda del Rey 9, Madrid, Spain

³ Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, CSIC, Solé i Sabaris s/n, Barcelona, Spain

⁴ Universitat de Barcelona, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Martí i Franques s/n, Barcelona, Spain

*laurarr@geol.uniovi.es

Key-words: fluvial terraces; mapping; digital elevation model; stream piracy; Duero river; Iberian Peninsula

Palavras-chave: terraços fluviais; cartografia; modelo de elevação digital; captura fluvial; Rio Douro; Península Ibérica

ABSTRACT

Fluvial terraces are step-like landforms that constitute remnants of old flood plains preserved at the river valley sides, perched several meters high respect to the modern flood plain. Thus, they can be used as proxy indicators for studying fluvial incision processes and long-term landscape evolution. In this line, geomorphological mapping of fluvial environments is essential in the analysis of drainage network evolution, and to plan numerical dating sampling campaigns. Fluvial terrace mapping has been classically developed combining aerial photo interpretation and fieldwork. However, the exclusive use of these techniques to produce a map might turn too laborious when studying extensive and/or remote land areas, particularly those displaying low relief landscapes. The use of modern Geographical Information System (GIS) and remote sensing-

derived digital elevation models (DEMs) allows addressing more efficiently both the production of detailed geomorphological maps and the correlation of fluvial terrace levels in extensive areas. This study presents a 'shortcut' method to accurately identify fluvial terrace levels from a high resolution DEM using GIS tools. The methodology proposed in this contribution has been successfully applied to the lowlands of the Duero river sedimentary basin (Figure 1). Particularly, the case study focuses on a ca. 100 km-long segment of the Duero river placed between the confluence with the Pisuerga and Adaja tributaries and the Arribes de Duero Natural Park (ca. 1600 km²; maximum relief is 180 m). Previous studies in this area described up to fourteen terrace levels including the modern flood plain (Pérez-González, 1982; Pineda et al., 2016). A more recent review analysis interpreted the full sequence of fluvial terraces as formed by Quaternary fluvial down-cutting most likely since the Early Pleistocene (Silva et al., 2016).

We used Light Imaging Detection and Ranging datasets (LIDAR) from the Spanish *Instituto Tecnológico Agrario – Junta de Castilla y León* (<http://ftp.itacyl.es/cartografia/>, accessed on April 2016) to rasterize a ground-filtered digital elevation model with 3x3 m cell-size resolution. Slope and hill shade models of identical resolution were derived from the DEM. The slope terrain model was reclassified in two classes (0- slope angles greater than 1.5°; and 1- slope angles lower than 1.5°) and multiplied by the digital elevation model in order to cancel all elevations that do not correspond to nearly horizontal flat surfaces. The resultant raster, represented as 5-meter altitude intervals, allows an easy identification of potential fluvial terrace levels and scarps that were subsequently confirmed through direct observation in the field (Figure 2). In this particular case study, the resultant raster helped us to: (i) improve the level of detail achieved by previous geomorphological maps based on photointerpretation along the southern margin of the Duero river; (ii) identify remnants of flat surfaces in the northern valley side that correlate in height to fluvial terraces observed in the southern valley side; and (iii) to find evidence for stream piracy processes affecting the trajectories of the Hornija and Bajoz tributaries in the northern valley side. In a further analysis, we extracted elevation points from the DEM that corresponded to the different flat surfaces classified as fluvial terraces (excluding anthropogenic arti-

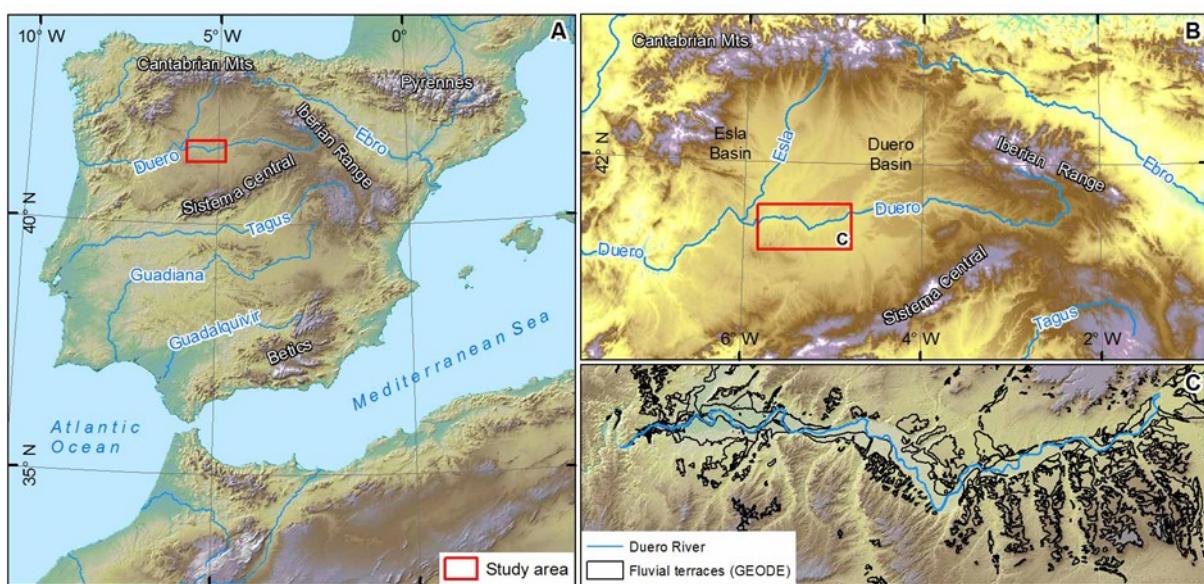


Figure 1. Geographic location of the study area in the context of the Iberian Peninsula (A) and the Duero Basin (B). (C) Previous geomorphological map of the Duero fluvial staircase developed by the Spanish geological survey (IGME) (Pineda et al., 2016).

facts) and plotted their grid value (elevation) against distance along the river profile to analyze their distribution and correlation along the flowing path. In the Duero river, the resultant plot let us validate fluvial terrace correlations and observe trends in ancient flood plain evolution (Figure 3). Former floodplains seem to have evolved towards decreasing slope

gradients. Also, a breaking slope point (knick point) has been identified in terrace levels six to fourteen, which seems to have migrated upstream through time. This is a MITE contribution (CGL2014-59516); GIS Technical support was funded by MEC under Grant PEJ-2014-A-93258.

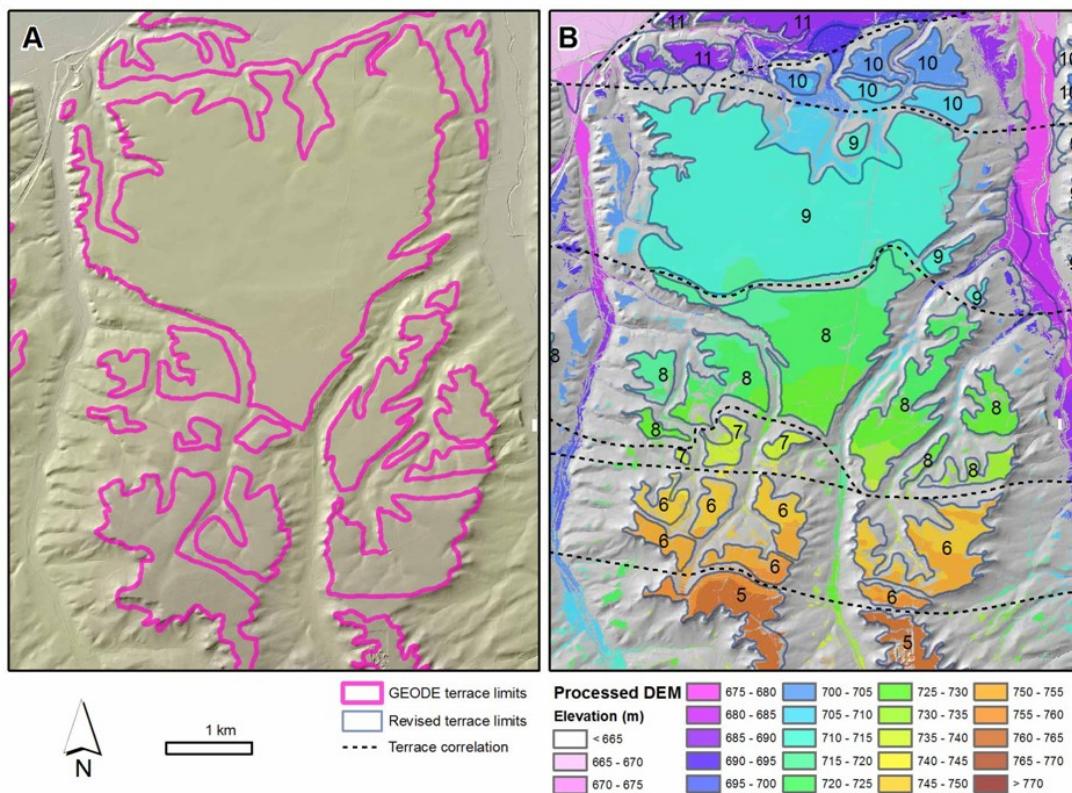


Figure 2. The DEM processing applied in this work have enhanced the location of terrace scarps, easing the identification of terrace levels and their lateral correlation along the river course. This figure shows a close comparison between terrace out limits proposed based on: (A) photointerpretation (Pineda et al., 2016); and (B) based on DEM processing (this work). Numbers correspond to terrace levels defined by Pérez-González (1982) at the nearby Zofraquilla section; DEM elevations are expressed as absolute values above current sea level.

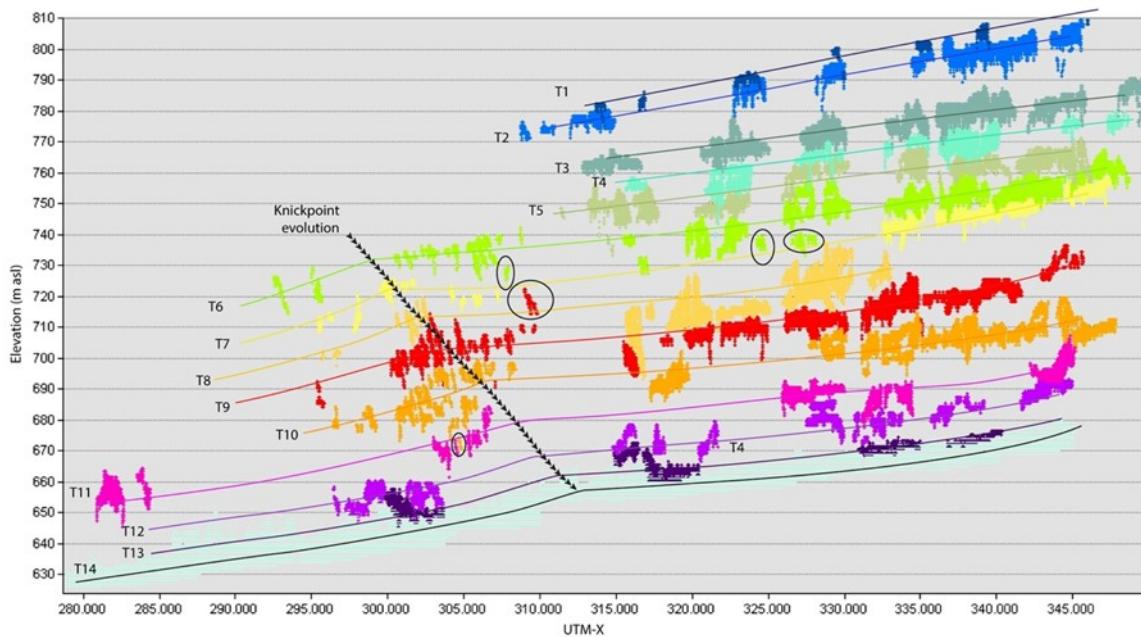


Figure 3. Point elevations corresponding to nearly flat surfaces (identified as fluvial terraces) were extracted from the DEM and plotted against upstream distance along the analyzed river (expressed as UTM X-coordinates because the Duero river flows East to West). Colors represent different terrace levels (T1 to T14). In a particular terrace level, point elevation clusters allow inferring the gradient of the former floodplain and the occurrence of slope breaking points. Point elevation clusters circled in black are examples of terrace levels erroneously assigned.

ACKNOWLEDGEMENTS

This is a MITE contribution (CGL2014-59516); GIS Technical support was funded by MEC under Grant PEJ-2014-A-93258.

REFERENCES

- Pérez-González, A., 1982. El cuaternario de la region central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. In 'I Reunión sobre la Geomorfología de la Cuenca del Duero', Salamanca, 1979. Temas Geológico-Mineros IGME VI (2), pp. 541-659.
- Pineda, A., Huerta, P., Nozal, F., Montes, M., López-Olmedo, F., 2016. Mapa geológico continuo E. 1:50.000, Zona Cuenca del Duero-Almazán (Zona-2300). In GODE. Mapa Geológico Continuo de España. <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?ld=Z2300> (last access on May 2016).
- Silva, P., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P., Martínez-Graña, A.M., 2017. Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain. Quaternary Science Reviews 166, 188-203.

Página intencionalmente deixada em branco

Holocene depositional environments in lower Ribeira de Iguape river, Brazilian southeastern

Ambientes deposicionais holocénicos no baixo curso do rio Ribeira de Iguape, sudeste brasileiro

A. O. Souza^{1*}, A. Perez Filho²

¹ P.h.D student at Universidade Estadual de Campinas, Departament of Geography, Institute of Geosciences, Rua João Pandiá Calógeras, 51, Cidade Universitária, Campinas, São Paulo-BR

² Professor Titular at Universidade Estadual de Campinas, Departament of Geography, Institute of Geosciences, Rua João Pandiá Calógeras, 51, Cidade Universitária, Campinas, São Paulo-BR

* andreosouza@ige.unicamp.br

Key-words: Climate Pulsations, Holocene, Lower Terraces, Grain Size Analysis
Palavras-chave: Pulsações Climáticas; Holoceno; Baixos Terraços; Análise granulométrica

ABSTRACT

The aims of present article are discuss the results related the grain size analysis of samples collected in lower fluvial-marine terraces, both located in the lower course of Ribeira de Iguape river, São Paulo state, Brazil. For this work, samples of superficial coverages were collected in two profiles of fluvial-marine terraces and submitted to grain size analysis. The results allowed to identify overlapping layers associated to depositional environments with different energetic characteristics, which are probably related to sea transgressions/regressions episodes during the Holocene.

INTRODUCTION

In recent decades climate change occurrence has received high attention from the academic community, resulting in a considerable increase in the paleoenvironmental studies. This increase, largely reflecting, is due to the development of techniques that contribute to absolute chronology of events and processes associated the theme, as well as the growing concern about the possible effects of environmental changes to society.

Although the inducing mechanisms of Holocene climate variations are not well established, it is known that the same have been large and frequent (Wanner et al., 2011) and suggest relationships with solar cycles, thermohaline circulation, human actions or even a complex interaction between a broad spectrum of processes (O'Brien et al., 1995; Mayewski et al., 2004).

In southeastern Brazil some studies have identified rapid climate events records as inductors of Cerrado Paulista (savanna) advancement and retraction, transgressions-regressions marine events, as well as changes in temperature and humidity (Martin et al., 1975; Suguió and Martin, 1978; Dominguez et al., 1981; Pessenda et al., 2012; Behling, 2002; França et al., 2015). However, studies that have sought to investigate the fluvial system responses to these events are still incipient (Dias and Perez Filho, 2015; Storani and Perez Filho, 2015; Souza and Perez Filho, 2016 a, b), mostly linking the oscillations of the relative level of the sea with the base levels adjustments of continental and coastal rivers.

Therefore, the objective of this work is to evaluate the responses of erosive-depositional fluvial-marine system in the lower course of the Ribeira de Iguape river (Figure 1) to Holocene climate pulsations and to occurrence of the sea-level oscillations. The main hypothesis is that these events contributed to successions of depositional environments, which also were responsible by surface coverages depositions associated to lower fluvio-marine terraces.

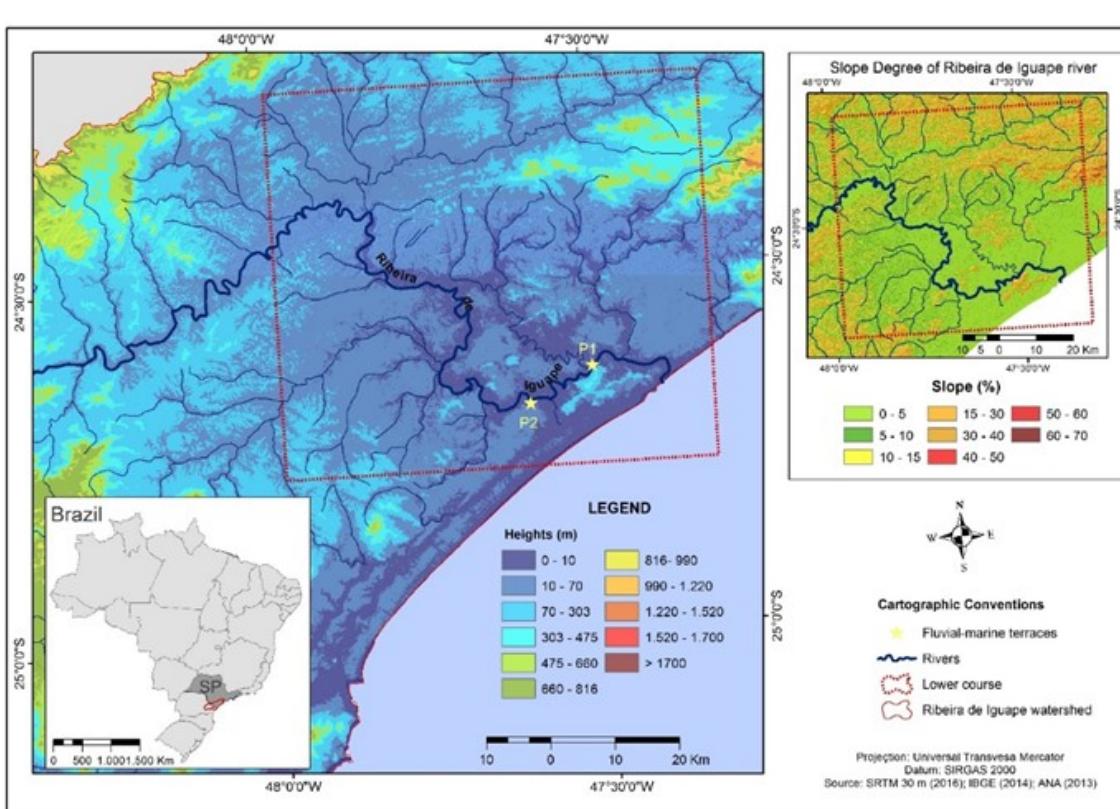


Figure 1. Heights, Slope and localization maps of lower course of Ribeira de Iguape River

METHODOLOGY

Grain size analyses were undertaken of surface coverages sampled in two profiles of lower fluvial-marine terraces (P1: Left bank; P2: Right bank). The granulometric results were classified according to USDA (1993) and also according to textural diagram of Flemming (2000), which allows to evaluate the hydrodynamic characteristics of erosive-depositional processes related to the probable depositional environments.

RESULTS AND DISCUSSION

The results presented in Table 1 show that the granulometric composition differ as a function of depth, indicating a sedimentary layer stacking that can be correlated to depositional environments with different energy characteristics. P1 samples were collected in a profile on the left bank of the Ribeira de Iguape River, near a lagoon that was formed by evolution of an abandoned meander. The P2 samples were collected on the right bank. Topographically, the fluvial-marine terraces are located on average to 3 meters above the

water surface, on a reach of the river with slope degree that not exceeding 5%.

The granulometric and hydrodynamic classifications of the samples collected in the profile of the right bank terrace suggest subtle changes. It is likely that the physical characteristics of the samples P2FM130 and P2FM100 are linked to the establishment of marine environment, with a view to classifying Fine Sand for both samples. Meanwhile, the increase of the quantity of fine fractions to 75 cm (Loamy fine Sand) would indicate a trend towards the establishment of river environments, so likely transitional environment; indicating a subtle retreat sea level.

At 50 cm depth the Fine Sand particle size classification in both terraces suggest the establishment of high energy depositional environments than in upper layers at 20 cm of depth, since in the granulometric characteristics feature prevail thinner fractions, probably linked to sub-actual fluvial deposition. Correlating the grain size composition of the samples with the diagram of Flemming (2000), it is possible to observe different hydrodynamic conditions, which would confirm different environmental characteristics in the genesis of sedimentary packages (Table 2).

Table 1: Surface coverages grain size of Ribeira de Iguape fluvial-marine terraces

Sample	Collection depth (cm)	SAND (%)						MUD (%)		Texture (USDA)
		Very Coarse Sand	Coarse Sand	Medium Sand	Fine Sand	Very Fine Sand	Sand Total	Clay (%)	Silt (%)	
P1FM20	20	0	0	2.1	15.7	29.7	47.5	19.9	32.6	Loam
P1FM50	50	0	0	11.4	59.2	21.5	92.1	1.8	6.1	Fine Sand
P2FM20	20	0	0	0	7	64.4	71.4	14.4	14.2	Sandy Loam
P2FM50	50	0	0	0	23.6	68.4	92	4.4	3.6	Fine Sand
P2FM75	75	0	0	0.3	11.4	74.3	86	6.5	7.5	Loamy Fine Sand
P2FM100	100	0	0	0.3	39.2	56.9	96.4	1.5	2.1	Fine Sand
P2FM130	130	0	0	0	38.9	55.6	94.5	2.1	3.4	Fine Sand

Table 2: Flemming textural diagrams classification and ages of surface coverings

Sample	Collection depth (cm)	Flemming textural diagram		Depositional Environments
		% MUD (Clay + Silt)	Textural Class	
P1FM20	20	52,5	Silty sandy mud	Fluvial
P1FM50	50	7,9	Slightly silty sand	Marine
P2FM20	20	28,6	Clayey sand	Fluvial
P2FM50	50	8,0	slightly clayey sand	Marine
P2FM75	75	14,0	slightly clayey sand	Fluvial
P2FM100	100	3,6	Sand	Marine
P2FM130	130	5,5	slightly clayey sand	Marine

At 50 cm of depth, the sample P2FM50 indicate the occurrence of lower energy (Slightly clayey sand) than P1FM50 sample (Slightly silty sand), although both layers has the same grain size classifications. Probably this aspect is related to the greater geographic distance of the coastal paleoline in which was sampled P2FM50; while the P1FM50 sample was probably closer to the surf zone, favoring the less reworked sediment deposition. Thus, it is important to highlight that fine grains sediments overall are deposited in areas further away from the coast, due to the high reworking and increased transport after the surf zone.

Although it does not have data for absolute datings, the likely age of these Holocene fluvial-marine deposits suggest that during the Holocene occurred some episodes of marine regressions and transgressions. According to several studies, the first stage of sea advancement on the continent in the Holocene, occurred around 5 ka and the last marine regression to 2.5 ka (Silva, 2014; Castro et al., 2014; França et al., 2015). Thus, it is possible that the P2FM100 and P2FM130 samples are bound to the first marine transgression; while a pervasive marine regression (sample P2FM75), indicating a decrease in moisture in southeastern Brazil. A new sea transgression would be responsible for the establishment of higher energetic environments and the deposition of the coverage of P1FM50 and P2FM50 samples. Finally, a new marine regression must have occurred around 2.5 ka (Silva, 2014) favouring the deposition of sub-actual fluvial sediments.

Thus, it is likely that short-term events that occurred throughout the Holocene have contributed to the establishment of different depositional environments and fluvial-marine terraces genesis in the lower course of the Ribeira de Iguape River. In addition, the results agree with the assertions of Wanner et al. (2011), which points out that the time interval between 5.0 ka and 3.0 ka presents climatic cycles and constant alternations between hot-humid and dry-cold environments, probably as a result of the influence of the Holocene climatic optimum (7-4.2 ka) and the beginning of the Little Ice Age (1.3-2 ka).

CONCLUSIONS

The results showed a coalescence of Holocene short-climate cycles and the succession of depositional environments linked to fluvial and marine processes, which gave rise to stacking of layers of surface coverages present in fluvial-marine terraces in the lower course of the Ribeira de Iguape River. Also interesting to note is that the Ribeira de Iguape River valley entrenchments probably occurred in the transitional periods characterized for lower energy, because of few altimetric difference between the mean water surface and the top of the fluvial-marine deposits.

The methodologies used contributed significantly in characterization and understanding of geomorphological processes and relative geochronology of depositional environments and events occurring in the Late Holocene, which should have occurred at intervals not much bigger than 200-300 years. Thus, the results also lead the authors to consider the existence of climate pulses and the importance of sensitivity of river systems to Holocene short-environmental changes, as well the relationship between the fluvial and coastal processes.

ACKNOWLEDGMENT

The authors thanks to the São Paulo Research Foundation (Fapesp in portuguese) by the support of P.h.D Scholarship (Process Fapesp: 2016/00382-9) and the Regular-Support (Process Fapesp: 2016/05327-6).

REFERENCES

- Behling, H. 2002. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 177: 19-27.
- Dias, R. L.; Perez Filho, A. 2015. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16: 341-349.
- Dominguez, J. M. L.; Bittencourt, A. C. S. P.; Martin, L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 2 (4): 227-237.
- França, M. C.; Alves, I. C. C.; Castro, D. F.; Cohen, M. C. L.; Rossetti, D. F.; Pessenda, L. C. R.; Lorente, F. L.; Fontes, N. A.; Junior, A. Á. B.; Giannini, P. C. F.; Francisquini, M. I. 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena (Cremingen)*, 128: 155-166.
- Flemming, B. W. 2000. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis ternary diagrams. In: *Continental Shelf Research*, 20: 1125-1137.
- Martin, L.; Suguio, K. 1975. The state of São Paulo coastal marine quaternary geology: the ancient strandlines. *Anuário da Academia Brasileira de Ciência*, 47.
- Mayewski, P. A.; Rohling, E. E.; Stager, J. C.; Karlén, W.; Maasch, K. A.; Meeker, L. D.; Lee-Murray, A. S.; Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32(1): 57-73.
- O'brien, S. R.; Mayewski, P. A.; Meeker, L. D.; Meese, D. A.; Twickler, M. S., & Whitlow, S. I. 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*. 270(5244): 1962-1964.
- Pessenda, L. C. R.; Vidotto, E.; de Oliveira, P. E.; Buso-JR, A. A.; Cohen, M. C. L.; Rossetti, D.F.; Ricardi-Branco, F. 2012. Late Quaternary vegetation and coastal environmental changes at Ilha do Cardoso mangrove record, southeastern Brazil. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 363-364: 57-68.
- Silva, K. C. 2014. *Reconstituição paleoambiental de uma área no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape com base em bio e geo indicadores*. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo. doi:10.11606/D.8.2014.tde-08052015-101742.
- Souza, A. O.; Perez Filho, A. 2016a. Holocene Superior na Depressão Periférica Paulista: Registros de flutuações climáticas de curta duração em baixos terraços fluviais do estado de São Paulo, Brasil. In: Antônio Vieira; Antônio Bento Gonçalves; Francisco Costa; Lúcio Cunha; Adriano Lima Troleis. (Org.). *A Geografia Física e a gestão de territórios resilientes e sustentáveis*. Ied. Minho, Universidade do Minho, 1: 331-339.
- Souza, A.O.; Perez Filho, A. 2016b. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. *Geousp – Espaço e Tempo* (Online), 20(3): 636-656, ISSN 2179-0892.
- Storani, D. L.; Perez Filho, A. 2015. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16: 191-199.
- USDA. 1993. *Soil Survey Division Staff. Soil survey manual*. Washington. 437p. (Agriculture handbook, 18)
- Wanner, H.; Solomina, O.; Grosjean, M.; Ritz, S. P.; Jetel, M. 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30 (21-22): 3109-3123.

Página intencionalmente deixada em branco

Capturas Fluviais e Reorganização da Rede de Drenagem na Região de Avelar (Centro de Portugal)

River Piracy and Drainage Reorganization in Avelar Region (Center of Portugal)

J. Velho

Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Campo de Santiago, 3810-146 Aveiro
*javelho@ua.pt

Palavras-chave: Captura, rede de drenagem, reorganização.
Key-words: Piracy, drainage system, reorganization.

1. RESUMO

Os processos de captura fluvial são importantes no desenvolvimento da rede de drenagem de uma determinada região. A captura fluvial ocorre quando uma drenagem intercepta a drenagem adjacente com nível de base mais elevado, desviando parte dos canais de uma bacia hidrográfica para outra, assim promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha. Dessa forma, os limites das bacias hidrográficas são

alterados, bem como a dimensão e a forma das cabeceiras de drenagem de ambas as bacias (Christofoletti, 1975, 1977).

O objectivo deste trabalho é o de analisar o processo múltiplo de capturas do sistema de drenagem que se desenvolvia ao longo da depressão marginal na zona de Avelar, com direcção para Sul, quer pela Ribeira de Alge (pertencente à bacia do rio Tejo), quer pela erosão remontante que ocorreu no desenvolvimento do rio Dueça, para Sul (pertencente à bacia do rio Mondego) e suas consequências no que diz respeito não apenas à reorganização da rede de drenagem para além de uma nova delimitação frágil da divisória entre as bacias de drenagem daqueles dois rios.

A drenagem ao longo da depressão marginal far-se-ia através de um canal, que se desenvolveria na depressão de Avelar e dirigir-se-ia para o rio Tejo passando eventualmente pela região de Tomar. O seu percurso superior seria alimentado por seis ribeiras alinhadas NE-SW (de norte para sul): Farelo, Viavai, Favacal, Cercal, Couto e Rapoula. Estas ribeiras estão instaladas na encosta ocidental da Serra do Espinhal e seu prolongamento para Sul, constituída por rochas xistosas do Proterozoico e alinhamentos quartzíticos do Ordovícico responsáveis por um relevo vigoroso fazendo de divisória com a bacia da Ribeira de Alge e constituindo o limite entre o Maciço Hespérico e a Orla Meso-Cenozoica.

Destas seis ribeiras, apesar da proximidade entre elas e das suas semelhantes características morfométricas, apenas a Ribeira da Rapoula foi capturada e manteve a drenagem na direcção Sul, agora desviada para a Ribeira de Alge (Figura 1).

As restantes foram sujeitas a um outro processo de captura que as conduziu em direcção a Norte estando agora a drenar as suas águas para a Bacia do rio Mondego como consequência

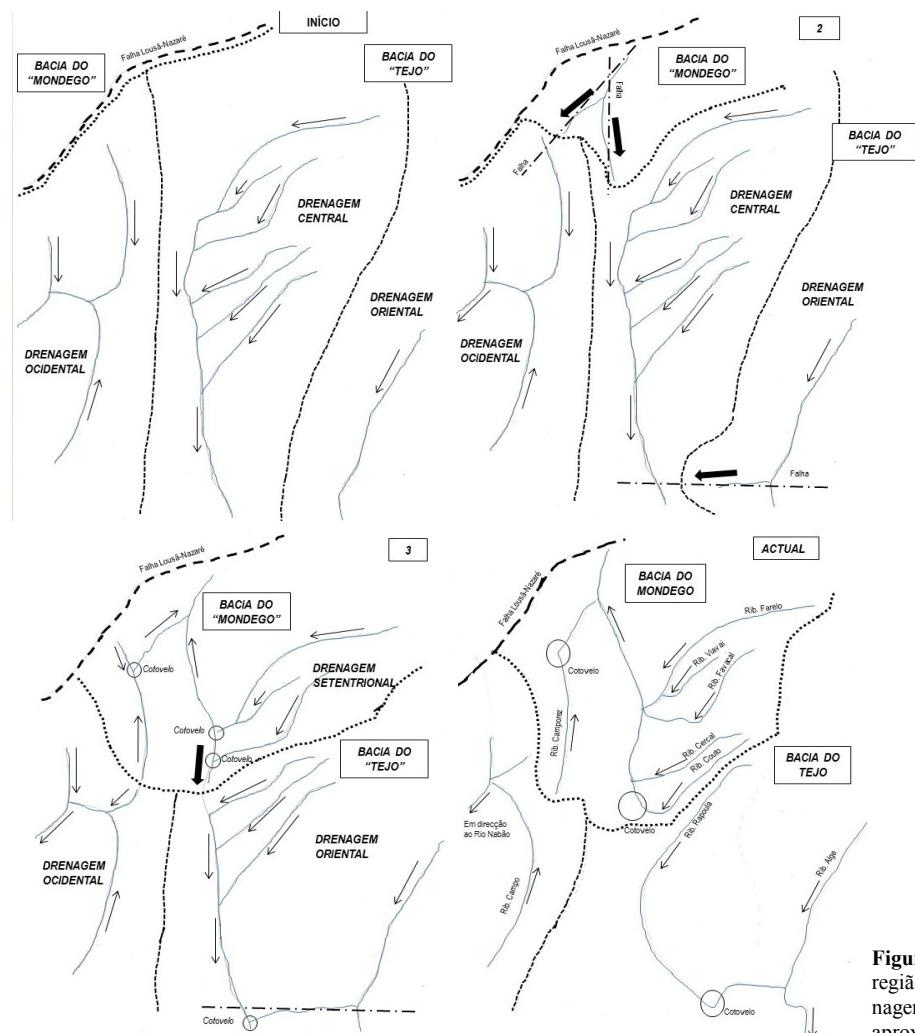


Figura 1. Interpretação faseada dos processos de capturas na região de Avelar salientando a reorganização da rede de drenagem e a deslocação da divisória Mondego-Tejo (escala aproximada: 1/150 000).

da erosão remontante aquando do desenvolvimento do rio Dueça para Sul de tal modo que a Ribeira do Couto é considerada como o percurso inicial deste rio. A divisória Mondego-Tejo é aqui muito ténue, ela far-se-ia, numa primeira fase, pela zona de Espinal.

A Ribeira da Rapoula, porque está mais a Sul e porque se encontra mais encostada sobre a encosta a norte de Avelar, foi capturada pela Ribeira de Alge num processo de erosão regressiva desenvolvida por um afluente desta ribeira acompanhada por forte controlo estrutural que escavou um vale EW que capturou a Ribeira da Rapoula com a formação do típico cotovelo com um ângulo aproximado de 55^0 . O pequeno canal erodiu o divisor mais rapidamente que o canal vizinho até que ocorreu o rebaixamento do divisor e, assim, foi capturado o fluxo de água mais fraco.

Um factor importante no desencadeamento deste processo foi a diferença altimétrica entre os canais envolvidos, sendo o tributário do rio mais baixo topograficamente responsável pela erosão do divisor. Por outro lado, a Ribeira de Alge apresenta um maior caudal e um maior vigor de dinâmica erosiva.

As restantes cinco ribeiras apresentam, todas elas, um desvio anormal do seu percurso (cotovelo) com um ângulo médio de 55^0 que pode ser detectado na cota de 300 metros.

Ocorreu, ainda, um terceiro processo de captura, este menos significativo, de uma Ribeira que drenaria para Sul e que pertenceria à Bacia do rio Nabão. Aquilo que se conhece como Ribeira de Camporez é tão só uma depressão que se desenvolve em formações do Lias Superior (Toarciano). A captura pode ser observada na parte Norte da sua bacia onde o curso de água inicial, que circularia para Sul foi capturado pelo Rio Dueça, através de um controlo estrutural vigoroso, dando origem a um cotovelo com um ângulo aproximado de 55^0 .

Em resultado destes três complexos processos de captura, que tiveram como condicionantes fundamentais o controlo

estrutural e a variação do nível de base, a divisória Mondego-Tejo, que se localizaria inicialmente na zona de Espinal (provavelmente condicionada pela falha Lousã-Nazaré), migrou para Sul, em virtude da captura das cinco ribeiras tendo a Bacia do Rio Mondego conquistado uma área de pelo menos 25 km^2 na situação mais importante das cinco ribeiras a que acrescentou a área correspondente à Ribeira de Camporez (19 km^2) à Bacia do rio Tejo. Por sua vez a Bacia da Ribeira de Alge conquistaria para si uma área aproximada de 32 km^2 mas neste caso no interior da Bacia do Rio Tejo (Figura 2).

Quanto à Ribeira de Camporez, instalada sobre calcários margosos do Toarciano, o processo de captura ocorreu a partir do Rio Dueça (Figura 3) para SW, através de uma falha, resultando na ocorrência do respectivo cotovelo. Na mesma figura apresenta-se o índice RDE/RDE_{total} (Hack, 1973) onde é visível, a partir dos 4000 metros, um aumento significativo deste índice na parte terminal do percurso daquela ribeira indicativo do processo de captura, desenvolvido sobre calcários do Dogger.

A distância entre o Olho do Dueça e o vértice geodésico de Castelo do Sobral é de 2750 metros.

É fácil compreender, através de observação da topografia da divisória Mondego - Tejo, que este processo não se encontra perfeitamente estável em virtude desta ser muito frágil sobre-tudo no interior da depressão marginal sendo de considerar futuras capturas.

Em resumo, existem três possíveis sectores de capturas: na bacia da Ribeira de Camporez (com a bacia do Rio Nabão) (W, SW e S), na Ribeira de Couto (com a Ribeira da Rapoula) (S e SE) (estas duas situações implicam mudanças na divisória Mondego – Tejo) e ao longo da divisória Maçãs de D. Maria – Cercal (E) (figura 2), onde a Ribeira de Alge, através de várias ribeiras suas afluentes, funcionam como captoras daí resultando uma progressiva migração da divisória Mondego – Tejo na zona do Cercal.

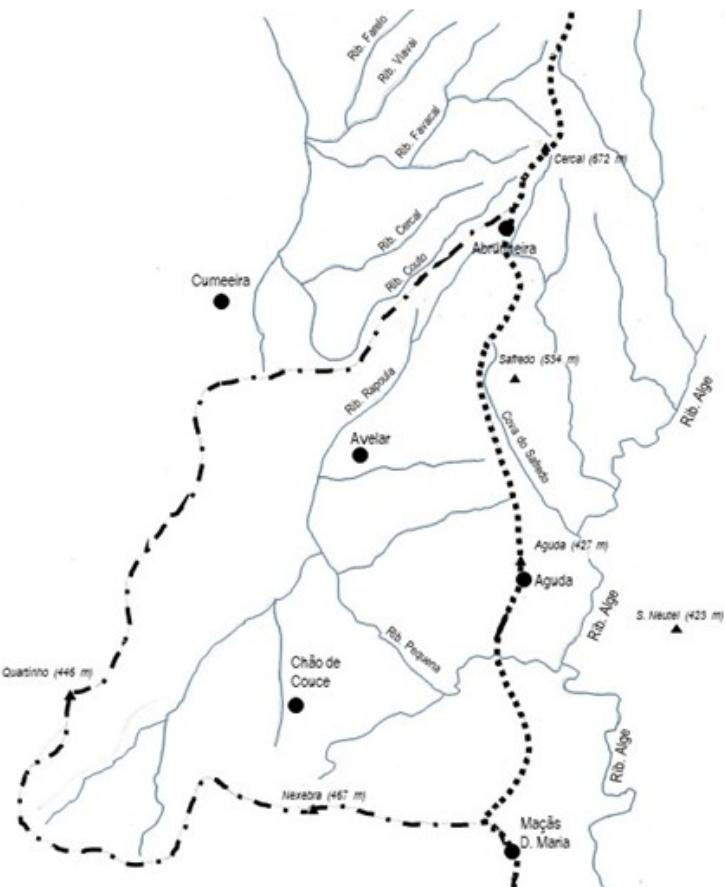


Figura 2. Representação da área conquistada pela Ribeira de Alge através do processo de captura maioritariamente na Orla Meso-Cenozoica Ocidental. Identificam-se potenciais zonas futuras de captura desta ribeira em especial no flanco leste da divisória Aguda-Abrunheira para além da frágil divisória existente entre as Ribeiras do Couto e da Rapoula. A distância entre Cumeeira e Abrunheira é de 4 km.

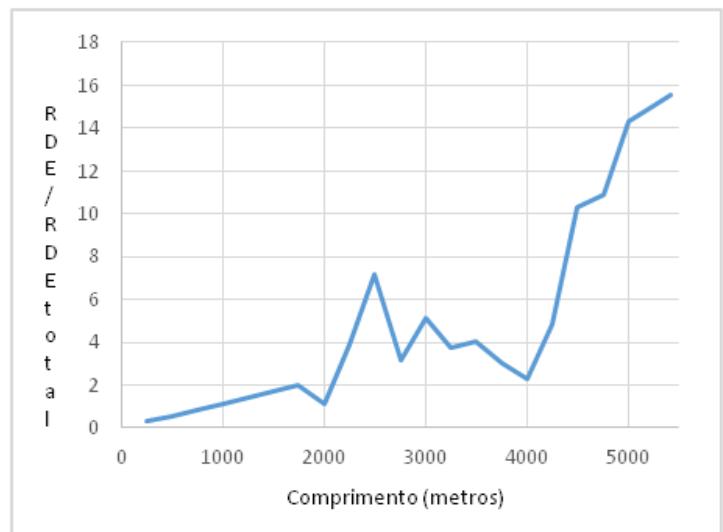
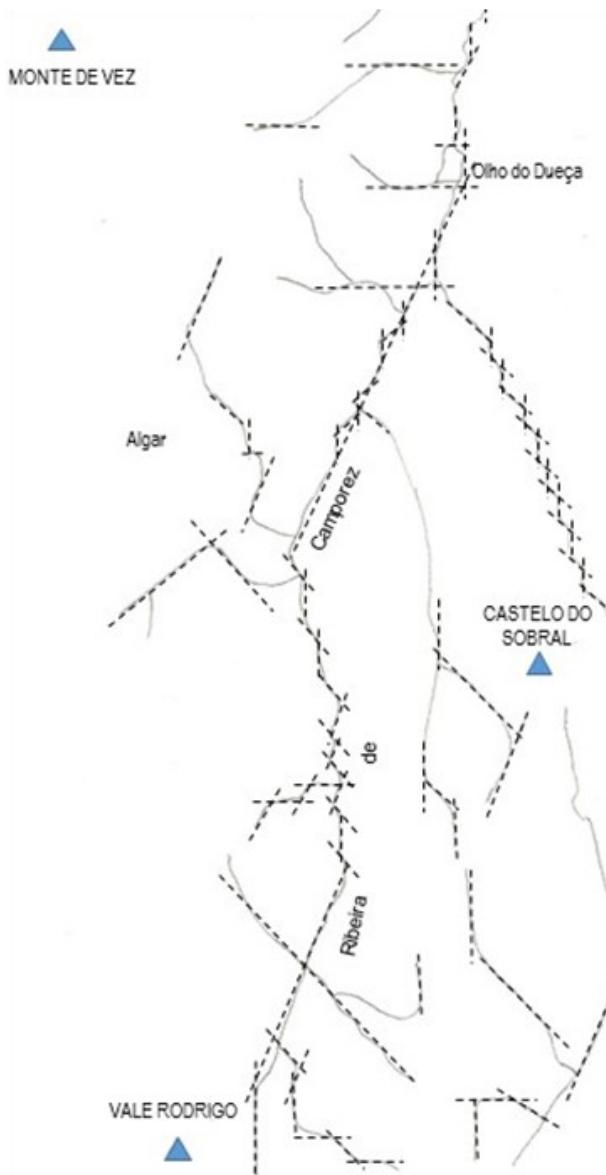


Figura 3. À esquerda, apresenta-se o condicionamento estrutural da Ribeira de Camporez e a ocorrência do cotovelo fazendo-a dirigir em direção ao Olho do Dueça (considerado como a nascente do Rio Dueça). A direita apresenta-se como evolui o índice RDE/RDEtotal ao longo do percurso da ribeira com saliência para o percurso final a partir dos 4000 metros alcançando valores superiores a 10 indicativos de anomalia de 1^a ordem (Etchebehere, 2000).

REFERÊNCIAS

- Bull, W. B.; Wallace, R. E. 1985. Tectonic geomorphology. *Geology, Penrose Conference Report*, p. 216.
- Cox, R. T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5): 571-581.
- Etchebehere, M. L. C. 2000. *Terraços Nequaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Golts, S.; Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7: 305-315.
- Hack, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of United States Geological Survey*, 1(4): 421-429.
- Hare, P. W. and Gardner, T. W. 1985. Geomorphic Indicators of Vertical Neotectonism along Converging Plate Margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M. and Hack, J. T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, Boston, Allen and Unwin: 123-134.
- Jaim, V. E. 1984. *Geotectónica general*. 2. ed. Moscou, Mir Ed.
- Salvador, E. D; Pimentel, J. 2009. Avaliação da neotectônica no município de Angra dos Reis, setor sul-fluminense da Serra do Mar, com base em mapas morfométricos gerados em Sistemas de Informações Geográficas (SIG). In: J. C. N. Epiphanius e L. S. Galvão (Eds.), *Simpósio Brasileiro De Sensoriamento Remoto*, 14., Natal, INPE: 3347-3354.
- Seeber, L; Gornitz, V. 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 2: 335-367.

Página intencionalmente deixada em branco

A levada de água do Piscaredo, assinatura topográfica e impactes hidrogeomorfológicos

Water derivation of Piscaredo, topographic signature and hydrogeomorphological impacts

Renato Emanuel Silva^{1*}, António Avelino Batista Vieira², Silvio Carlos Rodrigues³

¹ Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos. Em mobilidade Programa Doutorado Sanduíche –PSDE/CAPES Processo: 88881.135170/2016-01

² Universidade do Minho, Departamento de Geografia.

³ Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos

^{*}renato.logan@gmail.com

Palavras-chave: hidrogeomorfologia; antropogemorfologia; canais artificiais; vertentes e sistemas fluviais

Key-words: hydrogeomorphology; antropogeomorphology; artificial channels; slopes and fluvial systems

RESUMO

Os canais utilizados para condução de água, tradicionalmente designados por levadas, são frequentes em Portugal e destinam-se principalmente à prática de atividades rurais, embora se encontrem mais recentemente associados também a práticas de lazer e turismo (Leibundgut e Kohn, 2014).

Pelo facto de muitos deles corresponderem a estruturas bastante antigas, alguns atribuíveis à idade média, os estudos ligados às respostas hidrológicas de bacias hidrográficas tendem a ignorá-los, pela dificuldade na sua localização. A mesma situação ocorre no caso dos estudos de hidrogeomorfologia, como mostraram, em condições semelhantes no Brasil, Silva e Rodrigues (2015a, 2015b).

Efetivamente, os impactes de séculos de funcionamento destas estruturas, têm sido pouco abordados em estudos nas temáticas referidas, tornando-se necessário lançar contributos científicos sobre estas dinâmicas ecossistémicas, hídricas e geomorfológicas. Torolli e Sofia (2016) consideram estas obras de intervenção como assinaturas topográficas, que possuem potenciais para influir na conectividade hidrológica (Croke *et al.*, 2005) ou, mais especificamente, sobre a dinâmica água, formas do relevo e sedimentos, sendo válida a aplicação do conceito de conectividade hidrogeomorfológica (Goerl, Michel e Kobiyama, 2016).

Neste sentido, é objetivo desta pesquisa identificar alterações ocorridas ao longo de uma levada, e impactes para as dinâmicas de conectividade hidrogeomorfológica. Para tanto, foi de grande valia o acesso aos arquivos históricos da Agência Portuguesa do Ambiente (APA), relativos ao “Plano de Fomento: Melhoramento de Regadios Coletivos”, disponíveis no Departamento de Geografia da Universidade do Minho, para identificar sítios com potencial para avaliação de impactes. Foi escolhida a Levada de Piscaredo, localizada no município de Mondim de Basto (Figura 1), onde realizámos diversas saídas para levar a cabo trabalho de campo, com o objetivo de observar como este canal interage com canais naturais e vertentes.

A figura 2 apresenta um esquema da área estudada, extraído das peças cartográficas incluídas no processo de modernização da referida levada.



Figura 1. Localização da Levada de Piscaredo, no concelho de Mondim de Basto (norte de Portugal).

Os relatórios técnicos revelaram que este canal data do século XIII, construído para atender o aumento de moinhos e regadios existentes na área abrangida. A sua importância gerou a demanda por reformas na década de 1960, por forma a elevar sua eficiência com diminuição das infiltrações e estabelecimento de estruturas para evitar problemas com erosão e deslizamentos (Figura 3).

No rio Cabrão, afluente do Cabril (curso de água principal a que a levada vai extrair a água), encontra-se o início das alterações, um desvio para que parte das águas fosse conduzida para o açude, no rio Cabril, onde se inicia a levada do Piscaredo. Os açudes constituem estruturas que imprimem impactes significativos nas dinâmicas fluviais, seja pela retenção de parte dos materiais em transporte, pelas mudanças nos aspectos dos habitats fluviais, ou mesmo pela conectividade fluvial, para além de outros de âmbito socioeconómico. De fato, registos documentados no “Plano de Fomento: Melhoramento de Regadios Coletivos”, mostram conflitos entre usuários dos canais e pescadores, que interrompiam o fluxo da levada para aumentar o volume da vazão no Cabril e facilitar o deslocamento das trutas.

No troço inicial da levada de Piscaredo (especificamente nas primeiras quatro centenas de metros) observar-se a importância da dinâmica sedimentar nos canais artificiais que, embora recobertos por material impermeabilizado (lajes de granito), continuam apresentando deposição de sedimento, oriundos tanto das vertentes, quanto dos cursos naturais. Também é notada a vegetação aquática que contribui para mudanças na dinâmica da velocidade do fluxo e por consequência na retenção de materiais, como referido, por exemplo, em canais natu-

rais por Corenblit (2009) e artificiais (Silva, Silva, G. e Rodrigues, 2016). As limpezas do canal executadas pelos utilizadores da água transportada na levada, por forma a manter o fluxo de água, têm como consequência direta a formação de diques marginais, voltados ao fundo de vale. Observa-se, ainda, a acumulação de pequenos depósitos oriundos da parte superior da vertente, na margem oposta (Figura 4).

Do açude do rio Cabril inicia-se a levada de Piscaredo que ali possuem algumas aberturas de limas para regadio. A condução de água segue em direção às vertentes que compõem a margem direita do vale encaixado do rio Cabril, ocorrendo um gradativo aumento do desnível entre a levada e o curso fluvial. Nesses segmentos duas interferências são marcantes, a primeira diz respeito ao corte realizado na vertente, muito próxima das áreas mais íngremes da encosta, horizontalizando a superfície onde o canal se encontra instalado e modificando a velocidade de fluxos superficiais. Esta condição permite a formação de pequenos depósitos com sedimentos, o desenvolvimento da vegetação rasteira e diques laterais.

A outra modificação refere-se à construção de muros de suporte (na parte inicial da levada correspondente a uma extensão de 150 m), em blocos de granito, junto à margem do rio Cabril, afim de garantir a estabilidade daquela vertente com o canal artificial, logo a cima, constituindo uma imposição ao trabalho do canal natural. Após a murada de sustentação da encosta, são notados sítios que representam falhas na levada, com potencial risco de desabamentos nas vertentes, dada a pouca capacidade da levada de absorver fluxos intensos provenientes das próprias vertentes.

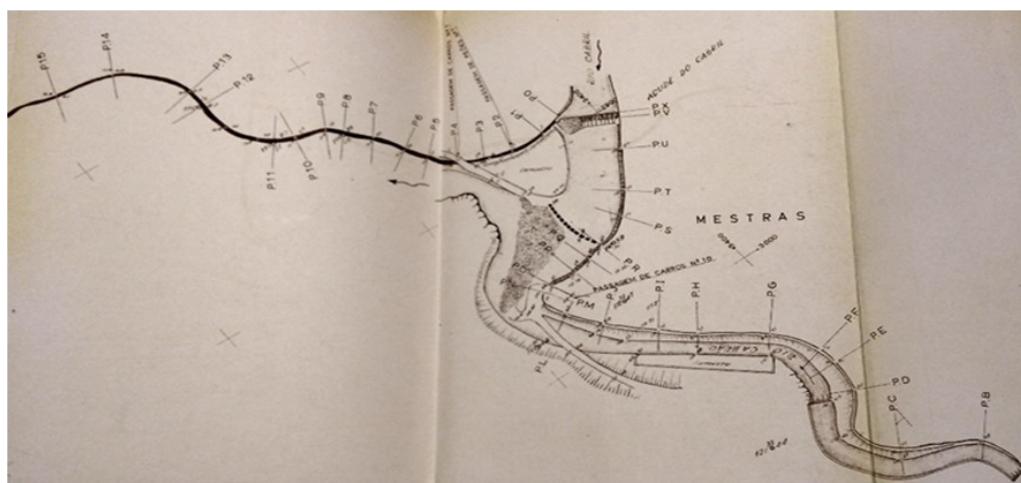


Figura 2. Extrato da planta representado o sistema de derivação.

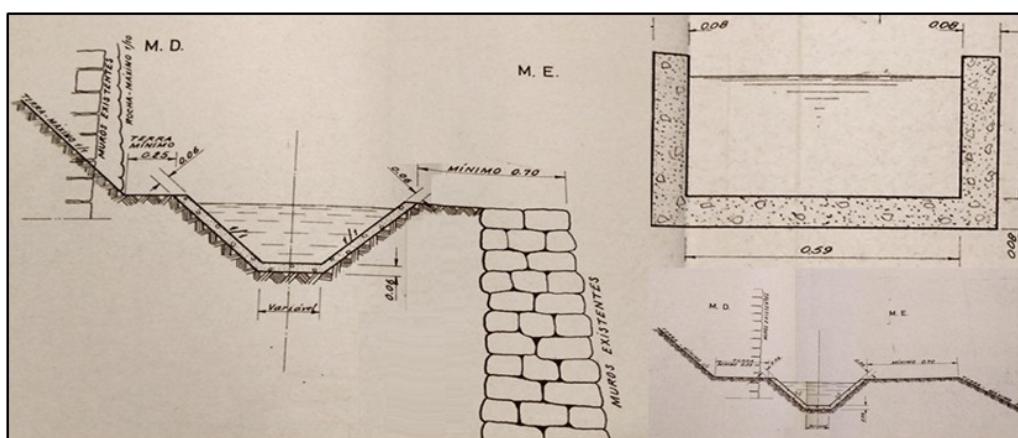


Figura 3. Projeto de intervenção na levada e nas vertentes adjacentes.

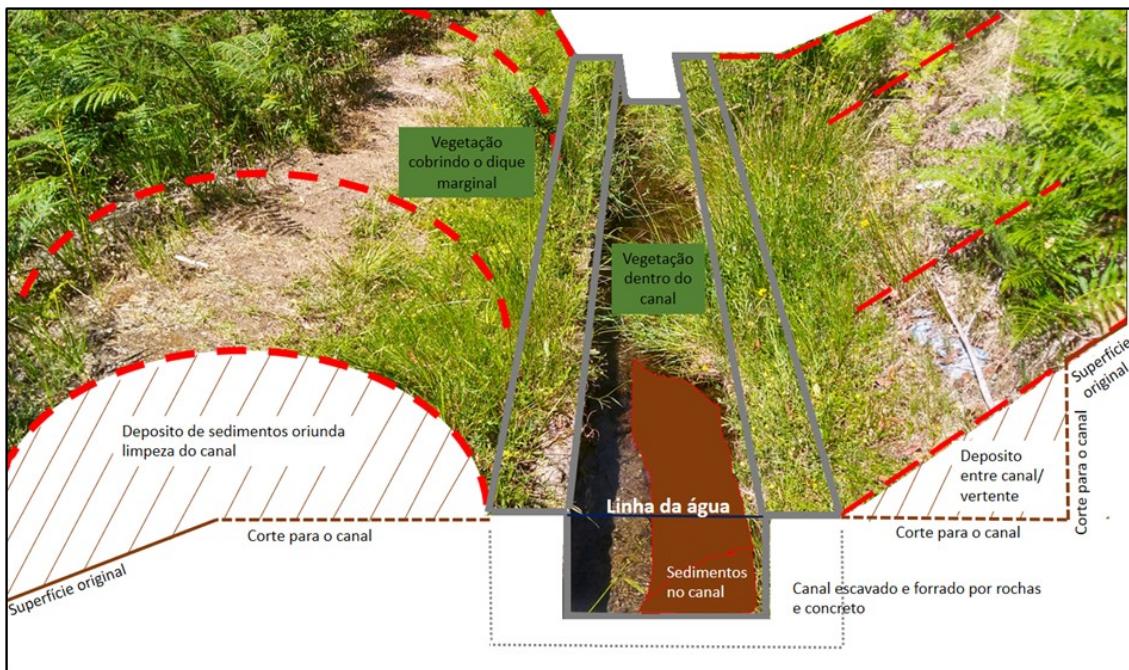


Figura 4. As mudanças na hidrogeomorfologia em uma área com canal de levada.

No percurso inicial, com cerca de 400 metros, foram identificados 3 sítios com nítida ação erosiva entre a levada e o fundo de vale, o que pode comprometer a estrutura do canal e mesmo a segurança para pessoas que circulem nestas áreas. Nestes casos a conectividade é parcial entre canal e vertente,

como sugere Croke e Mockler (2001), de modo que a levada inclui parte destes fluxos no seu trajeto, modificando a direção original de água e sedimentos, enquanto outra fração segue em direção ao fundo de vale (Figura 5).

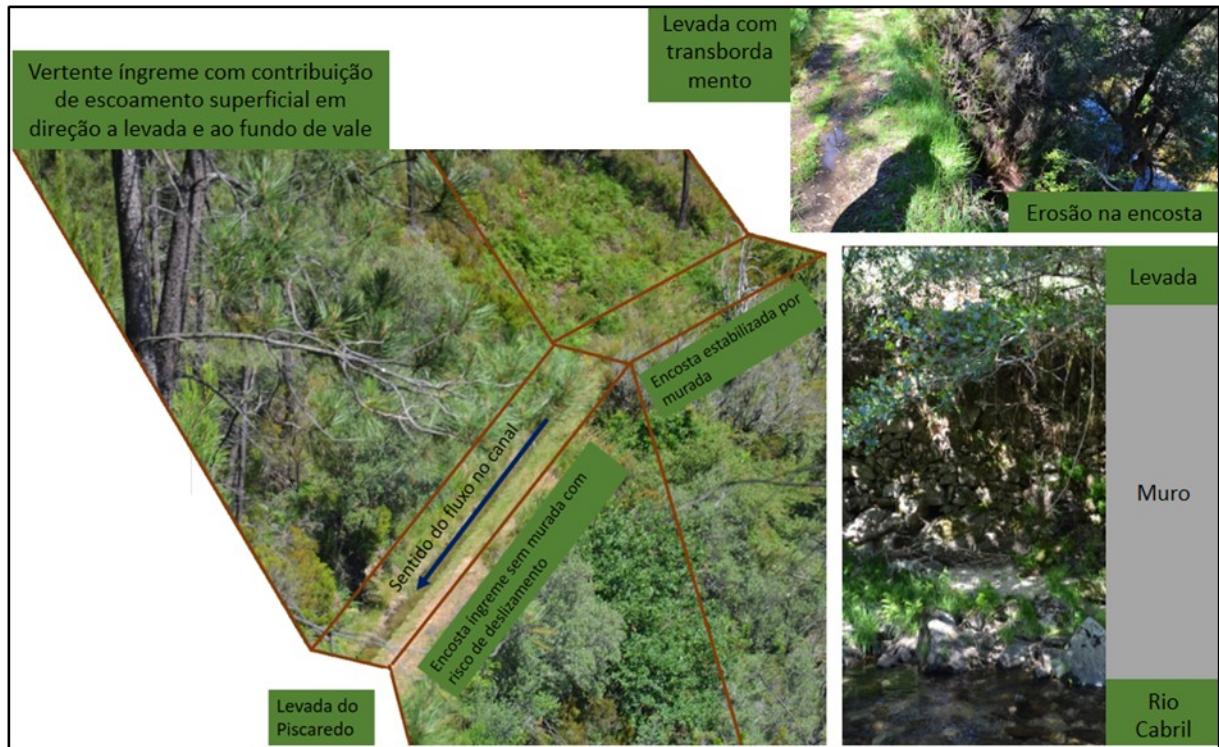


Figura 5. A levada na encosta com setores com e sem medidas de contenção para erosão

Esta investigação preliminar revela a ocorrência de mudanças bastante significativas nos canais fluviais e vertentes, nomeadamente no setor do início da derivação, das quais destacamos a formação de açudes, a mudança na velocidade de fluxo do canal natural, a diminuição no volume de água disponível no mesmo, a criação de muros de contenção das vertentes, as mudanças nas formas das vertentes, a abertura de sulcos para

formação da levada, e o desenvolvimento de diques marginais junto a estes canais.

Estas diferentes alterações promovidas por ação antrópica impactam tanto na evolução das formas das vertentes e ambientes fluviais, quanto no modo como se comportam os processos hidrológicos.

Entre estas modificações a evolução de formas erosivas

junto aos canais chamam a atenção, pela possibilidade de interrupção do serviço de rega a jusante e pelo risco que traz a pessoas que circulem na área, de maneira especial aqueles interessados no atrativo do percurso da levada de Piscaredo, presente nos atrativos cênicos deste passeio e, nem sempre alertadas para os riscos que alguns troços apresentam junto aos acentuados declives em direção ao fundo de vale.

Finalmente, torna-se evidente que os canais de levada, enquanto assinaturas topográficas, são nitidamente influentes sobre a dinâmica da conectividade hidrogeomorfológica, influenciando tanto na circulação de água quanto de sedimentos. Consequentemente, futuros estudos de monitoração e registros destes processos podem revelar ainda mais questões e contribuir para um melhor planeamento destes cenários, permitindo o prolongamento da vida útil destes canais e a diminuição de riscos relativos aos desabamentos nas vertentes.

BIBLIOGRAFIA

- Corenblit, D.; Steiger, J.; Gurnell, A.M.; Tabach, E.; Roques, L. 2009. Control of sediment dynamics by vegetation as a key function driving biogeomorphic succession within fluvial corridors. *Earth Surf. Process. Landforms*, 34: 1790–1810.
- Croke, J.; Mockler, S. 2001. Gully Initiation And Road-To-Stream Linkage In A Forested Catchment, Southeastern Australia. *Earth Surf. Process. Landforms*, 26: 205–217.
- Croke, J.; Mockler, S.; Fogarty, P.; Takken, I. 2016. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology*, 68: 257–268.
- Goerl, R. F.; Michel, G. P.; Kobiyama, M. 2016. Reconstrução da (des) conectividade hidrogeomorfológica associada a fluxos de detritos com modelo Dflowz. *XI Simpósio Nacional de Geomorfologia - Anais do Evento Maringá*, 1.
- Leibundgut, C.; Kohn, I. 2014. European traditional irrigation in transition part i: irrigation in times past—a historic land use practice across Europe. *Irrigation and Drainage*, 63: 273–293.
- Direção Geral de Serviços Hidráulicos. 1960. *Plano de Fomento: Melhoramento de Regadios Coletivos – Projeto de Beneficiação do Regadio de Mondim de Basto/Levada do Pisqueiredo*. Ministério de Obras Públicas. Direção geral de Serviços Hidráulicos. Direção dos Serviços Fluviais.
- Silva, R. E.; Rodrigues, S. C. 2015a. Levantamento de estradas rurais e canais fluviais artificiais, em pequena bacia hidrográfica, e sua relação com o escoamento superficial. In: *XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Brasília - DF. Trabalhos técnicos do XXI SBRH.
- Silva, R. E.; Rodrigues, S. C. 2015b. Identificação de impactos e obras hidráulicas na bacia do córrego Estiva - Patrocínio/MG. In: *I Simpósio Internacional de Águas, Solos e Geotecnologias*, Uberaba - MG. Anais I Simpósio Internacional de Águas, Solos e Geotecnologias.
- Silva, R. E.; Silva, G. A.; Rodrigues, S. C. 2016. Comportamento da vazão e turbidez em um canal aberto artificial para um período chuvoso. In: *II Simpósio Mineiro de Geografia*, Juiz de Fora. Anais do II Simpósio Mineiro de Geografia, 1: 1-100.
- Torolli, P.; Sofia, G. 2016. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology*, 255: 140-161.

O sistema de terraços da bacia baixa do rio Minho (margem galega)

The fluvial terraces system of the Lower Miño Basin (Galician side)

E. Méndez-Quintas^{1,2}, M. Santonja¹, A. Pérez-González¹, M. Demuro³, M. Duval⁴, L. Arnold³

¹Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Paseo de Atapuerca, 3. 09002 Burgos, Spain.

² Escuela Interuniversitaria de Posgrado en Evolución Humana, Universidad de Burgos, Juan de Austria 1, 09001 Burgos, Spain

³ School of Physical Sciences, Environment Institute, and Institute for Photonics and Advanced Sensing (IPAS), University of Adelaide, North Terrace Campus, Adelaide SA 5005, Australia

⁴Australian Research Centre for Human Evolution (ARCHE). Environmental Futures Research

Institute, Griffith University, 170 Kessel

Palavras-chave: Terraços fluviais; río Minho; Geomorfología; Ocupação humana; Paleolítico antigo

Palaeolithic antique
Key-words: Fluvial terraces, Miño river; Geomorphology; Human occupation; Lower Paleolithic

RESUMO

A bacia do rio Minho-Sil, com uns 17.027 km² e algo mais de 350 km de curso, é a mais importante entre as existentes em NW da Península Ibérica. A existência de um desenvolvido sistema de terraços fluviais em sua bacia baixa tinha sido assinalada desde o séc. XIX por autores como G. Schulz ou C. Ribeiro, conquanto não seria até mediados do séc. XX quando aparecem os primeiros estudos específicos sobre estes depósitos sedimentários (Lautensach, 1945; Teixeira, 1952).

Os trabalhos desenvolvidos nos últimos anos na beira galega da bacia baixa do Minho, centrados no estudo das pri-

meiras ocupações humanas durante o Pleistoceno Médio, têm permitido a identificação e o cartografiado dos principais aflo-ramentos sedimentários de terraços na região. Assim mesmo, procedeu-se a uma primeira caracterização sedimentária da cada um dos níveis de terraços reconhecidos e a obtenção de uma bateria de datações numéricas para as principais estações paleolíticos relacionados a depósitos de terraço fluvial.

A rede fluvial da zona tem carácter dendrítico com um índice de sinuosidad baixo (Schumm, 1977). A sua vez, o curso na zona analisada pode dividir-se em dois âmbitos diferenciados: um trecho alto de curso moderadamente sinuoso ($IS=1,21$) e profundamente encaixado no maciço granítico e outro baixo com menor índice de sinuosidad ($IS=1,15$) e vale bem mais amplo. A rede fluvial deste sector da bacia circula essencialmente sobre rochas graníticas, ainda que também erosiona afloramentos metamórficos e inclusive recheados arcósicos e arcillosos de cronologia finiterciaria.

A análise geomorfológico da zona tem permitido a identificação de 9 níveis de terraço escalonadas com cotas relativas de: de T1 (+4-7 m), T2 (+13-17 m), T3 (+21-29 m), T4 (+30-39 m), T5 (+45-51 m), T6 (+53-61 m), T7 (+65-77 m), T8 (+78-89 m) e T9 (+91-108 m). A distribuição altimétrica dos níveis de terraço, com a reconstrução dos níveis de base em relação ao perfil longitudinal do rio Miño e aos perfis geomorfológicos, mostram escassas variações. Isto permite observar uma afección tectónica muito menos importante da assinalada (Viveen et al., 2014), tanto durante a sua formação ou posteriormente seu definito emprazamento nas ladeiras do val.

Os terraços reconhecidos são essencialmente de acumulação e caracterizam-se por potentes níveis com associações de litofacies Gh, Gp e Gt características de recheados de estruturas canalizadas (Miall, 1996). Intercalados ou na cima destas facies e como resposta à fase final de colmatación destes canais ou a processos de acreción vertical, se identificam facies de areias e lodos de facies St, Sm, Sp ou Fsm (Miall, 1996).

A composição litológica destes depósitos está marcada pelo predomínio do quarçito ($>70\%$ do total), contribuída pelo Miño-Sil desde seu curso alto, com percentagens mais reduzidas de cuarzo, granitos e rochas metamórficas de origem regional.

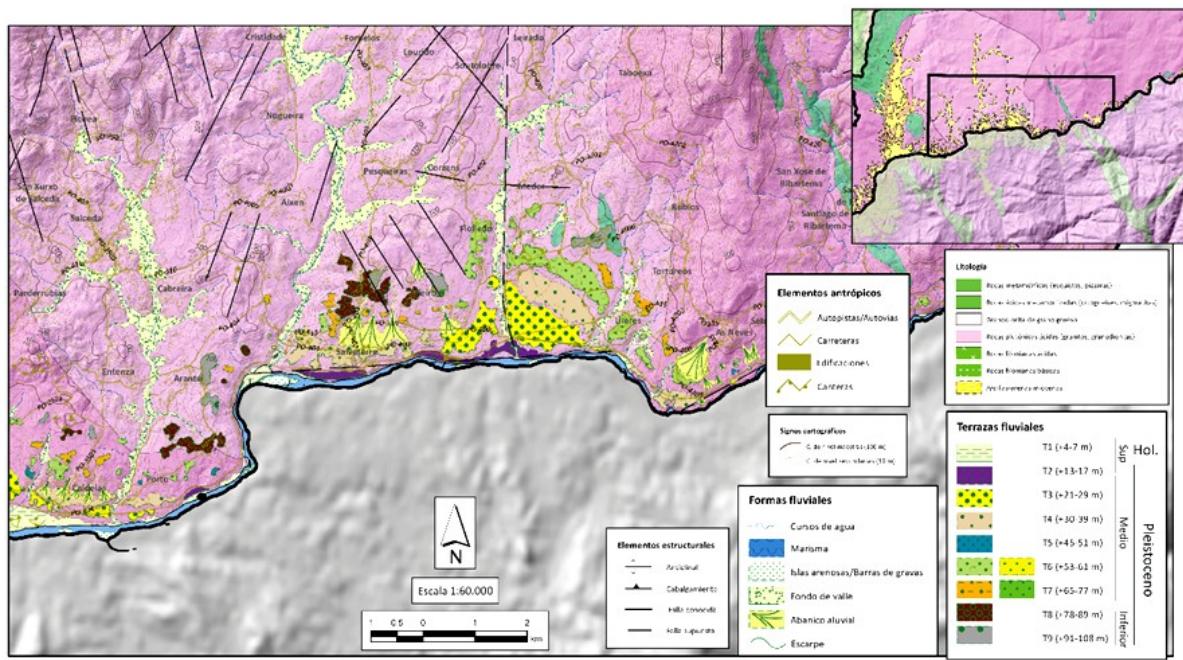


Figura 1. Mapa geomorfológico na confluencia do rio Tea e Minho e no meio do polígono industrial da PLISAN.

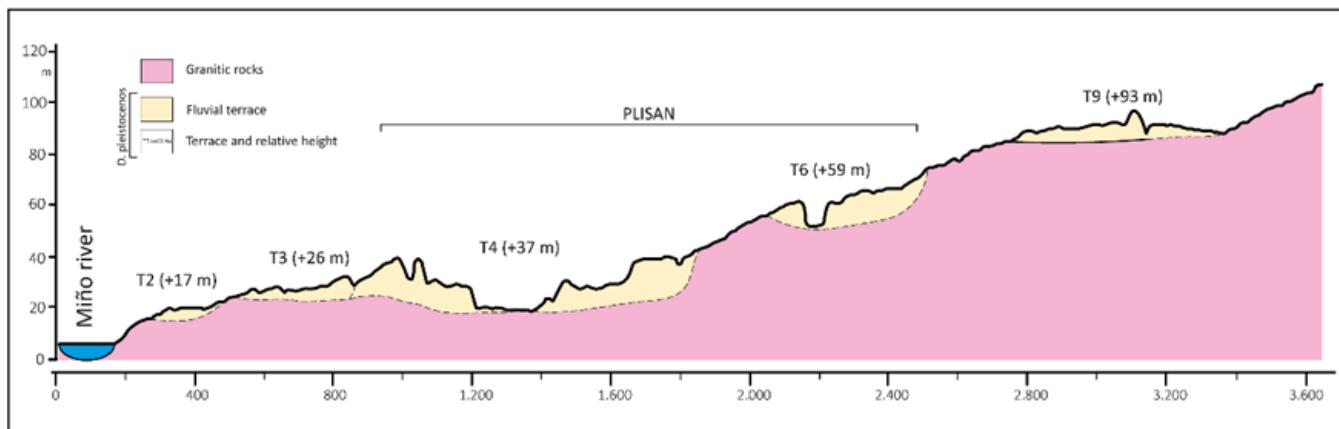


Figura 2. Perfil geomorfológico na zona da PLISAN, entre os concellos de Salvaterra e As Neves.

A disposición dos niveis de terraço, a própria morfología da bacia e as asociacións de litofacies identificadas son indicativas de que boa parte destes terraços se formaram baixo condicións de carga de fondo e baixa sinuosidad. Esta circunstancia parece sugerir que de maneira generalizada o río tem apresentado um estilo fluvial de tipo braided de gravas constante ao longo do tempo (Miall, 1996). Na actualidade conta-se con proximidades numéricas para algun dos niveis de terraço da rexión. Existem dataciones de OSL sobre cuarzo e feldespato, para o T2 e 10Be para os terraços T2, T4, T5 e T6 (Viveen et al., 2012). A estes dados publicados previamente há que aumentar os resultados de dataciones de ESR sobre cuarzo blanqueado opticamente e pIR-IR sobre feldespatos obtidas na sequencia de Porto Maior, Fillaboa (dentro do T4 +30-39 m) e en O Cabrón (vinculado con o T3 +21-29 m).

As dataciones numéricas e a proximidade da costa permiten afirmar que as oscilacións eustáticas de origem climática foron os principais agentes implicados nos procesos de agravación e incisión da rede fluvial regional (Blum e Törnquist, 2000; Bridgland e Westaway, 2008; Bridgland, 2000; Gibbard e Lewin, 2009). Uma proposta cronolóxica provisória para o conjunto dos terraços medios-baixos da rexión indicaría que o T1 teríase depositado durante o MIS 1, o T2 no MIS 4-3, o T3 ao longo do MIS 6-5, o T4 para o MIS 8-7, o T5 no MIS 10-9 e o T6 no MIS 12-13, sendo os terraços mais altos necesariamente mais antigas.

BIBLIOGRAFIA

- Blum, M.D.; Törnquist, T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (1): 2-48.
- Bridgland, D.; Westaway, R. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98 (3-4): 285-315.
- Bridgland, D.R. 2000. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19 (13): 1293-1303.
- Gibbard, P.L.; Lewin, J. 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics*, 474 (1): 41-55.
- Lautensach, H. 1945. *Formação dos terraços interglaciários do norte de Portugal e suas relações com os problemas da época glaciária*. Sociedade Geológica de Portugal: 44.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer: 582.
- Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. Wiley Interscience: 338.
- Teixeira, C. 1952. Os terraços da parte Portuguesa do río Miño. *Comunicações dos serviços geológicos de Portugal* XXXIII, 32: 221-245.
- Viveen, W.; Braucher, R.; Bourlès, D.; Schoorl, J.M.; Veldkamp, A.; Van Balen, R.T.; Wallinga, J.; Fernandez-Mosquera, D.; Vidal-Romani, J.R.; Sanjurjo-Sánchez, J. 2012. A 0.65Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95: 82-100.
- Viveen, W.; Schoorl, J.M.; Veldkamp, A.; Van Balen, R.T. 2014. Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. *Geomorphology*, 210: 119-135.

Coberturas superficiais em níveis de baixos terraços fluviais e suas relações com pulsações climáticas holocénicas no estado de São Paulo, Brazil

Surface coverings in levels of low fluvial terraces and their relationships with holocene climatic pulsations in the state of São Paulo, Brazil

A. Perez Filho^{1*}, F. G. Rubira²

¹Prof. Dr. Titular da Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências

²Doutoranda na Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências

*archi@ige.unicamp.br

Palavras-chave: Baixos terraços fluviais, coberturas superficiais, pulsações climáticas, holoceno.

Key-words: Low fluvial terraces, surface coverings, climatic pulsations, holocene.

RESUMO

Os resultados decorrentes das análises geocronológicas por LOE apontaram idades ligeiramente maiores das amostras coletadas em rios do Planalto Ocidental Paulista em relação às idades de formação de baixos terraços fluviais na Depressão Periférica Paulista. Simultaneamente indicaram, segundo interpretação, a ocorrência de pulsações/oscilações climáticas holocénicas responsáveis por ocasionar: período quente/úmido nos últimos 400 anos; período quente/seco de 400 a 800 anos A.P.; período quente/úmido de 800 a 1.200 anos A.P.; período quente/seco de 1.200 a 2.000 anos A.P.; período quente/úmido de 2.000 a 2.200 anos A.P. e período quente/seco de 2.200 a 4.000 anos A.P. Estes eventos climáticos apresentaram-se responsáveis por elaborar os níveis aplanados dos baixos terraços fluviais e escarpas escalonadas em direção ao canal fluvial.

INTRODUÇÃO

Pesquisas brasileiras que objetivam analisar as influências das pulsações climáticas holocénicas na elaboração de baixos terraços fluviais e espacialização das coberturas superficiais que os recobrem, pautadas em discussões sobre a evolução geomorfológica a partir de sistemas hidrológicos do sudeste brasileiro, foram e estão sendo desenvolvidas pelo grupo de pesquisa de Análise Ambiental e Dinâmica Territorial do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), coordenado pelo pesquisador Prof. Dr. Archimedes Perez Filho. A utilização do conceito de pulsações climáticas se deve ao entendimento de que se relacionam a eventos curtos, ocorridos em escala de tempo recente, referindo-se aos últimos 2.000 anos (Holoceno Tardio), já as oscilações climáticas referem-se a eventos que ocorreram no Holoceno Inferior (10.000 a 8000 anos A.P.) e Médio (8.000 a 2000 anos A.P), enquanto que o conceito de mudanças climáticas contempla eventos de maior duração, como por exemplo, as quatro glaciações Quaternárias observadas por Penck e Brückner (1909).

As discussões e dados relacionados às datações em níveis de baixos terraços são resultados de pesquisas referentes ao projeto: “Evolução da paisagem e geocronologia do relevo no Planalto Ocidental e na Depressão Periférica Paulista/SP”, processo 2012/00145-6.

Dias (2015), Dias e Perez Filho (2015), Storani (2015) e Storani e Perez Filho (2015) identificaram, por meio do método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), pulsações climáticas holocénicas responsáveis por elaborar, nos últimos 2000 anos A.P., diferentes níveis de baixos terraços fluviais nos compartimentos geomorfológicos do Planalto Ocidental e Depressão Periférica Paulista. Estas pesquisas conseguiram evidenciar a importância dos pequenos pulsos climáticos para a evolução geomorfológica dos sistemas morfohidrológicos do sudeste brasileiro.

A realização destes trabalhos trouxeram contribuições inéditas e fundamentais referentes ao conhecimento sobre a evolução da paisagem no Planalto Ocidental e da Depressão Periférica Paulista no contexto de oscilações/pulsações climáticas holocénicas, ao mesmo tempo em que, contribuíram para a ampliação do conhecimento relativo ao uso e aplicação da técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) nas coberturas superficiais. Assim, a produção e divulgação de dados empíricos referentes a datações absolutas dos níveis de baixos terraços fluviais, forneceram subsídios para a elaboração de modelos regionais, sobretudo em regiões tropicais úmidas, contrapondo-os com os modelos consagrados no hemisfério norte.

METODOLOGIA

O método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) foi desenvolvido no começo da década de 1980 por meio das contribuições de Huntley et al. (1985), que descobriram a possibilidade de medir o sinal de luminescência diretamente relacionado a carga de uma população de elétrons aprisionada em sólidos cristalinos (minerais), encontrados nos próprios depósitos mediante estímulo luminoso. Estes minerais constituem-se no quartzo e feldspato (Huntley et al., 1991).

A partir desta técnica tornou-se possível estabelecer potencialmente, de maneira empírica, a última exposição dos sedimentos à luz do sol. Assim, o método apresenta-se fundamental para a datação de eventos deposicionais ocorridos ao longo do quaternário, já que sua abrangência temporal, de acordo com Storani e Perez Filho (2015), vai de 100 anos A.P. até aproximadamente 1 milhão de anos A.P.

A idade (I) é obtida através da medição da dose armazenada nos grãos analisados (P), dividido pela taxa de radiação ionizante. Sallun et al. (2007) nos apresenta a equação:

$$I = \frac{P}{DA\gamma + DA\beta + DAr.c}$$

Onde: I = Idade; P = Paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal por meio da incidência de radiações ionizantes; DA γ + DA β + DAr.c = doses anuais (Gy/ano) relativas às doses de radiações gama, beta e cósmica, respectivamente. As doses anuais, taxa de radiação dos sedimentos, são obtidas a partir da determinação dos teores de U235/U238 (Urânio) e Th232 (ppm) (Tório), e K40 (%) (Potássio), por espectroscopia- γ da amostra natural, sem nenhum tratamento. Dessa maneira, estabelece-se o período de tempo que perdurou desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez (momento da deposição) e assim,

determina-se a idade da amostra, evidenciando quando a mesma foi exposta a última vez a luz solar, podendo estimar o período da deposição (Murray e Wintle, 1998).

As datações absolutas por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) são realizadas pelo Laboratório DATAÇÃO (Datação, Comércio & Prestação de Serviços LTDA – São Paulo/SP), utilizando-se o método SAR (Single Aliquot Regenerative-dose) em grãos de quartzo, proposto por Wintle e Murray (2000) e Murray e Wintle (2000), com 15 alíquotas (curvas de calibração).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Storani (2015) e Dias (2015), sob orientação do Prof. Dr. Archimedes Perez Filho, buscaram compreender e estabelecer cenários regionais das pulsações climáticas holocénicas, por

meio da aplicação da LOE, em diferentes níveis de baixos terraços fluviais de treze rios do Estado de São Paulo, localizados nos compartimentos geomorfológicos da Depressão Periférica Paulista e Planalto Ocidental Paulista (Figura 1).

Os pesquisadores aplicaram a LOE em 18 amostras de coberturas superficiais de baixos terraços fluviais (sendo seis rios e um córrego), localizados na Depressão Periférica Paulista: Atibaia, Capivari, Corumbataí, Itapetininga, Mogi Guaçu, Piracicaba e córrego Batalha (Figura 2).

Storani (2015) e Dias (2015) também selecionaram 24 amostras de coberturas superficiais de baixos terraços fluviais localizados no Planalto Ocidental Paulista, sendo oito rios e um córrego: Jacaré Guaçu, Jacaré Pepira, Pardo, Peixe, Santo Anastácio, São José dos Dourados, Turvo e Ribeirão dos Cedros (Figura 3).

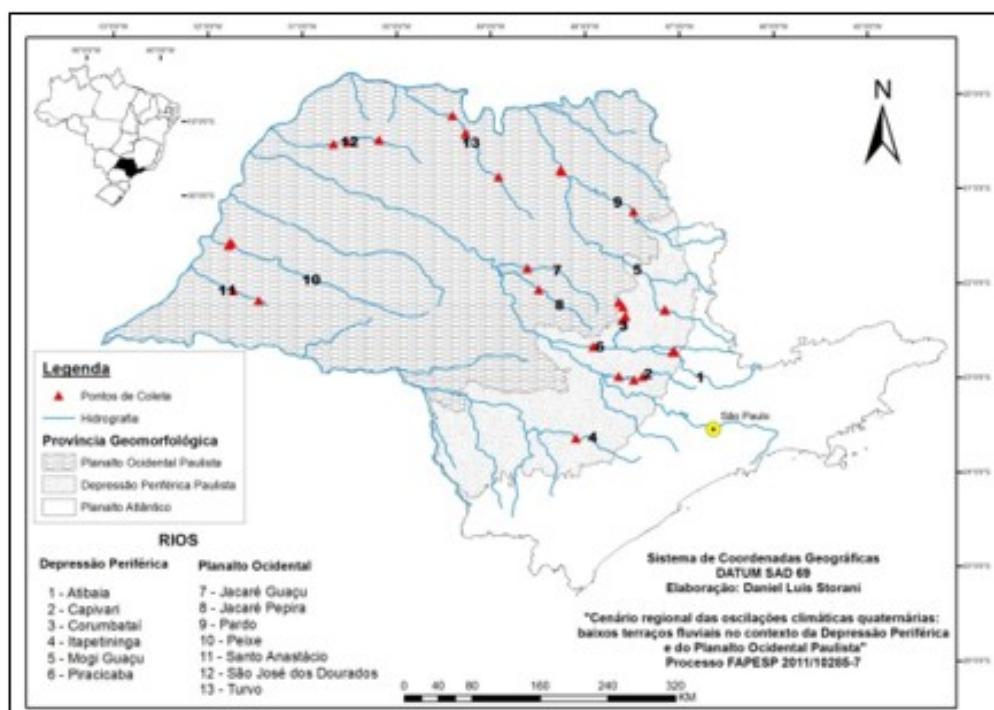


Figura 1. Estado de São Paulo, compartimentos geomorfológicos do Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica Paulista, rios analisados e pontos de coletas em coberturas superficiais de baixos terraços fluviais.

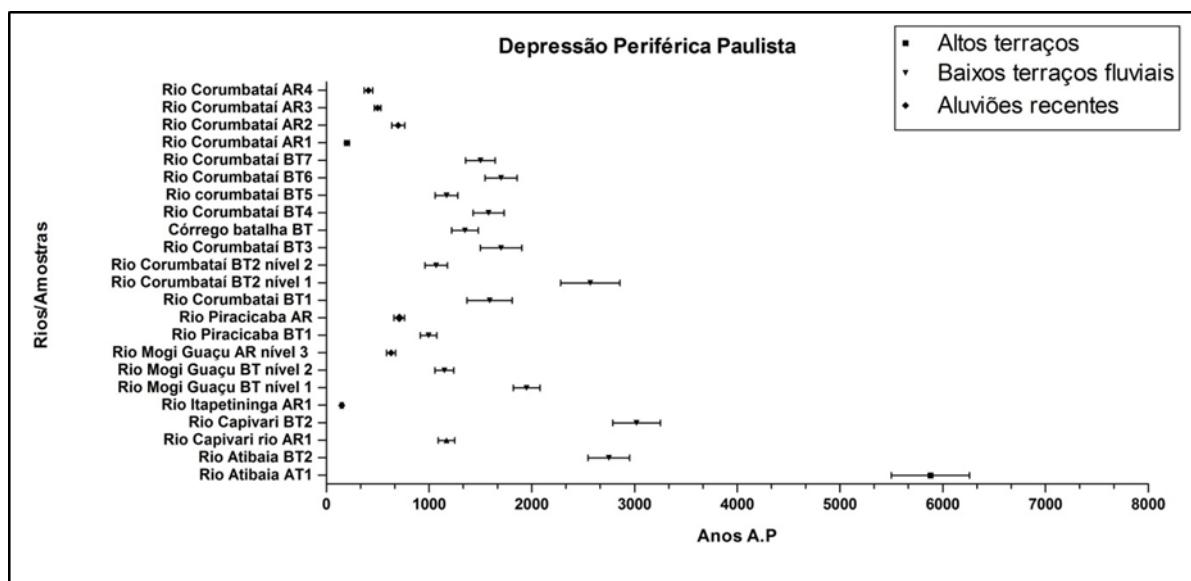


Figura 2. Resultados das idades absolutas das coberturas superficiais dos baixos terraços fluviais localizados na Depressão Periférica Paulista

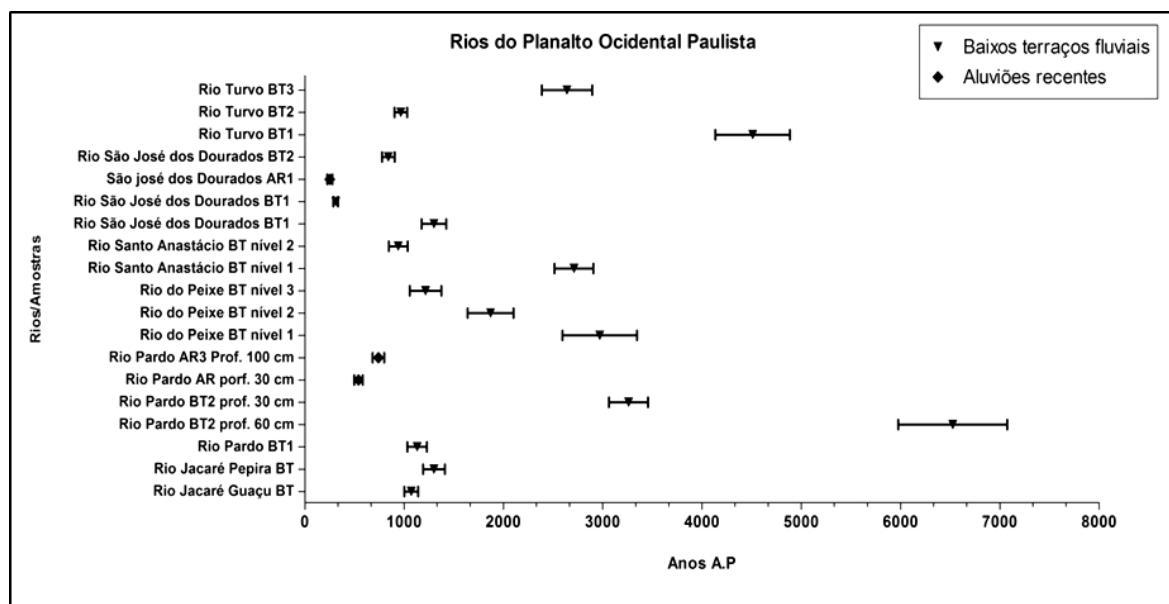


Figura 3. Resultados das idades absolutas das coberturas superficiais dos baixos terraços fluviais localizados na Depressão Periférica Paulista

Os resultados decorrentes das análises geocronológicas apontaram idades ligeiramente maiores das amostras coletadas em rios do Planalto Ocidental Paulista em relação às idades de formação de baixos terraços fluviais na Depressão Periférica Paulista. Simultaneamente indicaram, segundo interpretação, a ocorrência de pulsões/oscilações climáticas holocénicas res-

ponsáveis por ocasionar: período quente/úmido nos últimos 400 anos; período quente/seco de 400 a 800 anos A.P.; período quente/úmido de 800 a 1.200 anos A.P.; período quente/seco de 1.200 a 2.000 anos A.P.; período quente/úmido de 2.000 a 2.200 anos A.P.; período quente/seco de 2.200 a 4.000 anos A.P. (Figura 4).

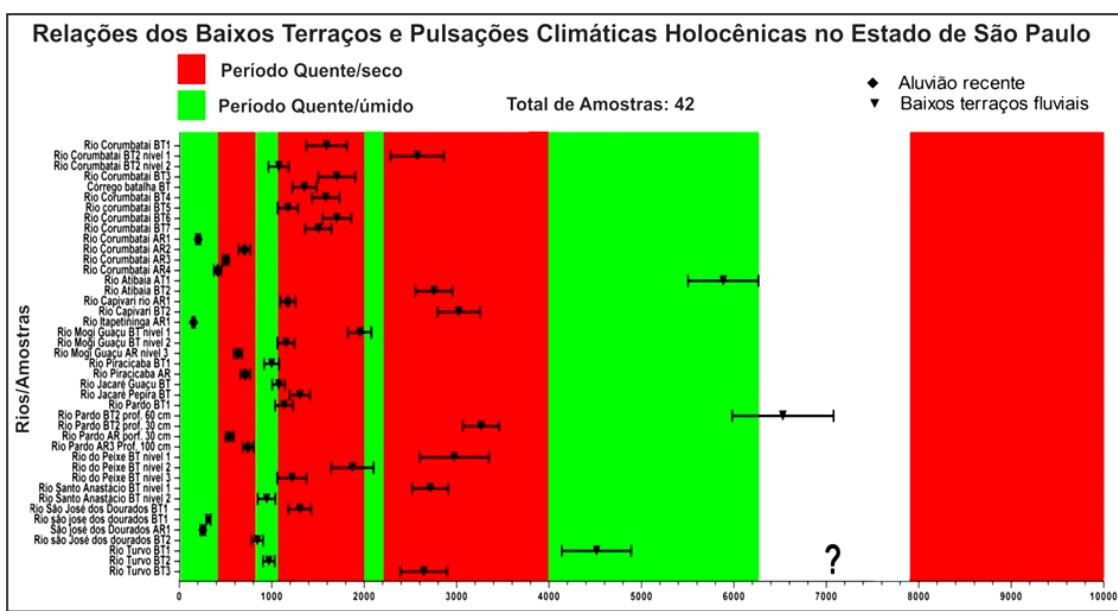


Figura 4. Relações dos baixos terraços e pulsões climáticas holocénicas.

Tais resultados corroboram com pesquisas realizadas por: Behling (1995), clima mais seco entre 2.780 a 970 A.P. no Estado de Minas Gerais, Brasil; Pessenda (1996), com fases secas entre 1.500 a 1.200 anos A.P. no Brasil Central e Stevaux (2000), com episódio de seca entre 3.500 a 1.500 anos AP no alto curso do Rio Paraná, Brasil. Estes eventos climáticos apresentaram-se responsáveis por elaborar os níveis aplanados dos baixos terraços fluviais e escarpas escalonadas em direção ao canal fluvial por meio do desenvolvimento lateral das planícies e depósito de materiais, com posterior incisão do talvegue e abandono da planície anterior em transição para nova fase úmida, responsável por desenvolver nova planície em nível altimétrico inferior.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos evidenciados neste trabalho retomaram discussões pouco difundidas, relacionadas à LOE, gênese das coberturas superficiais, terraços fluviais e marinhos, correspondentes à atuação de pulsos climáticos verificados em período recente da escala de tempo da natureza, os quais evidenciaram que o arranjo superficial das paisagens tropicais é mais recente do que se imaginava, corroborando com hipóteses morfoclimáticas em relação aos diferentes níveis de terraços.

A partir destas acepções surgem alguns questionamentos: Tais fenômenos podem também ser identificados em outras regiões do Brasil? Seria necessário, da mesma maneira, anali-

AGRADECIMENTOS

Externamos nossos agradecimentos à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo fomento financeiro da pesquisa por meio do Processo Processo: 2012/00145-6, 2016/05327-6 e Processo 2016/08944-6.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Behling, H. 1995. A high resolution Holocene pollen record from lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. *Jornal of Paleolimnology*, 14(3): 253-268.
- Dias, R. L. 2015. *Geocronologia da cobertura superficial em níveis geomorfológicos do setor centro-oeste na Depressão Periférica Paulista*. Tese de Doutorado em Geografia, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas.
- Dias R. L.; Perez Filho, A. 2015. Geocronologia de terraços fluviais na bacia hidrográfica do rio Corumbataí-SP a partir de luminescência opticamente estimulada (LOE). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(2): 341-349.
- Huntley, D. J.; Godfrey-Smith, D. I.; Haskell, E. H. 1991. Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18: 127-131.
- Huntley, D. J.; Godfrey-Smith, D. I.; Thewalt, M. L. W. 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998): 105-107.
- Murray, A. S.; Wintle, A. G. 1998. Factors controlling the shape of the OSL decay curve in quartz. *Radiation Measurements*, 29 (1): 65-79.
- Murray, A. S.; Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1): 57-73.
- Penck, A.; Brückner, E. 1909. *Die Alpen Eiszeitalter*. Tauchnitz: 1199.
- Pessenda, L. C. R.; Aravena, R.; Melfi, A. J.; Boulet, R. 1996. The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, 38(2): 191-201.
- Stevaux, J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, 72(1): 73-85.
- Storani, D. L. 2015. *Cenário regional das oscilações climáticas quaternárias: baixos terraços fluviais no contexto da Depressão Periférica e do Planalto Ocidental Paulista*. Tese de Doutorado em Geografia, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas.
- Storani, D. L.; Perez Filho, A. 2015. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 16(2):191-199.
- Wintle, A. G.; Murray, A. S. 2000. Quartz OSL: Effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures. *Radiation Measurements*, 32(5): 387-400.

Vulnerabilidade física das estradas a deslizamentos

Physical vulnerability of roads to slides

C. Alves¹, S. C. Oliveira^{1*}

¹ Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Edifício IGOT, Rua Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa, Portugal
* cruzdeoliveira@campus.ul.pt

Palavras-chave: deslizamentos, vulnerabilidade física, grau de perda, elementos expostos, estradas

Key-words: slides, physical vulnerability, degree of loss, exposed elements, roads

RESUMO

A avaliação do grau de perda de um elemento exposto a movimentos de vertente suportada por relações empíricas que estabelecem a relação entre nível de danos/grau de perda e a descrição qualitativa de diferentes tipologias de danos (abordagem GrauPerda 1) pode ser alvo de alguma subjetividade quando efetuada por técnicos com diferentes níveis de especialização. Como forma de acautelar esta possível fonte de incerteza, são estabelecidos um conjunto de critérios mensuráveis e marcadores únicos de deformação, que permitem uma maior objetividade na determinação do grau de perda (abordagem GrauPerda 2). Para comparar o ajuste da presente proposta à abordagem GrauPerda 1, foi utilizado um catálogo de 356 movimentos de vertente do tipo deslizamento que geraram danos em diferentes tipos de estradas na bacia do Rio Grande da Pipa, Arruda dos Vinhos. Comparativamente, a determinação do grau de perda com base na presente proposta (GrauPerda 2) evidencia um razoável ajuste aos critérios mais subjetivos, que têm sido utilizados para determinar qualitativamente a vulnerabilidade física das estradas.

INTRODUÇÃO

A dificuldade em determinar quantitativamente o grau de perda (vulnerabilidade física) de um elemento exposto em função do impacto exercido por um movimento de vertente, de determinada magnitude/intensidade, assenta essencialmente na complexidade em definir o grau de afetação estrutural sofrido ou o grau de perda de funcionalidade do elemento. Como forma de ultrapassar esta incerteza, tem sido adotadas abordagens mais quantitativas tendo por base a determinação do grau de perda, por exemplo, pela relação entre o custo de construção e de reconstrução do elemento afetado (e.g., Papathoma-Köhle *et al.*, 2012) ou abordagens mais qualitativas (neste trabalho designadas por GrauPerda 1), suportadas por relações empíricas que estabelecem a relação entre nível de danos/grau de perda de um elemento exposto e diferentes tipologias de danos (e.g., Guillard-Gonçalves *et al.*, 2016). Neste sentido, de forma a tornar menos ambígua a avaliação qualitativa da vulnerabilidade física, pela subjetividade que pode existir na determinação do grau de perda por técnicos com diferentes níveis de especialização, pretende-se: (i) definir um conjunto de critérios mensuráveis e marcadores únicos de deformação que permitam

a avaliar objetivamente o grau de perda em estradas, quando afetadas por movimentos de vertente (abordagem GrauPerda 2); e (ii) comparar a avaliação qualitativa da vulnerabilidade física das estradas a movimentos de vertente com base na abordagem mais subjetiva e mais utilizada na região norte de Lisboa (GrauPerda 1) e na abordagem mais objetiva, definida em (i) como abordagem GrauPerda 2.

A área de estudo corresponde à bacia do Rio Grande da Pipa (110 km²), região de Arruda dos Vinhos e apresenta uma elevada predisposição para a ocorrência de movimentos de vertente (Oliveira, 2012). A morfologia atual evidencia a grande dependência entre a litologia e morfologia sobretudo pela exploração que a erosão diferencial faz da alternância de materiais com diferente resistência à erosão, plasticidade e permeabilidade (e.g., Zêzere, 1991).

MOVIMENTOS DE VERTENTE E REGISTOS DE DANOS EM ESTRADAS

Na área de estudo existem 356 movimentos de vertente do tipo deslizamento que causaram danos em estradas. Os registos de danos foram extraídos do inventário histórico de movimentos de vertente existente para a bacia do Rio Grande da Pipa (Oliveira, 2012) e resultam maioritariamente de trabalho de campo realizado entre 2006 e 2015 e da interpretação de fotografias aéreas e de ortofotomaps de diferentes datas (e.g., 1983, 1989, 2007, 2012). Neste catálogo o registo descritivo e fotográfico relativo à tipologia e nível de danos apresenta diferentes graus de detalhe e fiabilidade. Nos casos em que os registos de deformação não permitiram determinar com rigor o grau de perda, como nos casos identificados através de fotointerpretar, foram efetuadas verificações e medições de campo adicionais. A magnitude, expressa pela área dos deslizamentos é utilizada neste trabalho como *proxy* da intensidade do movimento de vertente.

METODOLOGIA

A vulnerabilidade física é assumida como o grau de perda de um elemento ou conjunto de elementos em risco, resultante da ocorrência de um movimento de vertente de uma determinada magnitude/intensidade e é expressa numa escala que varia entre 0 (não há perda) e 1 (perda total) (Varnes *et al.*, 1984). Assume-se ainda, que o nível de danos sofrido por uma estrada é condicionado pela sua resistência e por diferentes graus de deformação que tipicamente se verificam nos diferentes setores internos dos deslizamentos (cicatriz, área de depleção, área de acumulação, corpo e frente do deslizamento, e.g., Oliveira *et al.*, 2016). A resistência das estradas assume-se intrinsecamente relacionada com a sua tipologia de construção, o que tem permitido individualizar genericamente quatro tipos distintos de estradas (e.g., Garcia, 2012, Guillard-Gonçalves *et al.*, 2016): (V1) estrada rural com camada base ou de regularização de outros materiais menos resistentes (e.g., macadame ou *tout-venant*); (V2) estrada municipal ou similar desde que asfaltada; (V3) estrada nacional; (V4) autoestrada. Não entrando em detalhes relativos à rigidez/flexibilidade do tipo de pavimentos/estrutura, assume-se à semelhança de trabalhos anteriores, que a resistência estrutural das estradas aumenta progressivamente de V1 para V4.

Na Tabela 1 é apresentada uma proposta sustentada em critérios mensuráveis ou marcadores únicos de deformação, que permitem uma avaliação objetiva do grau de perda do elemento quando afetado por um movimento de vertente

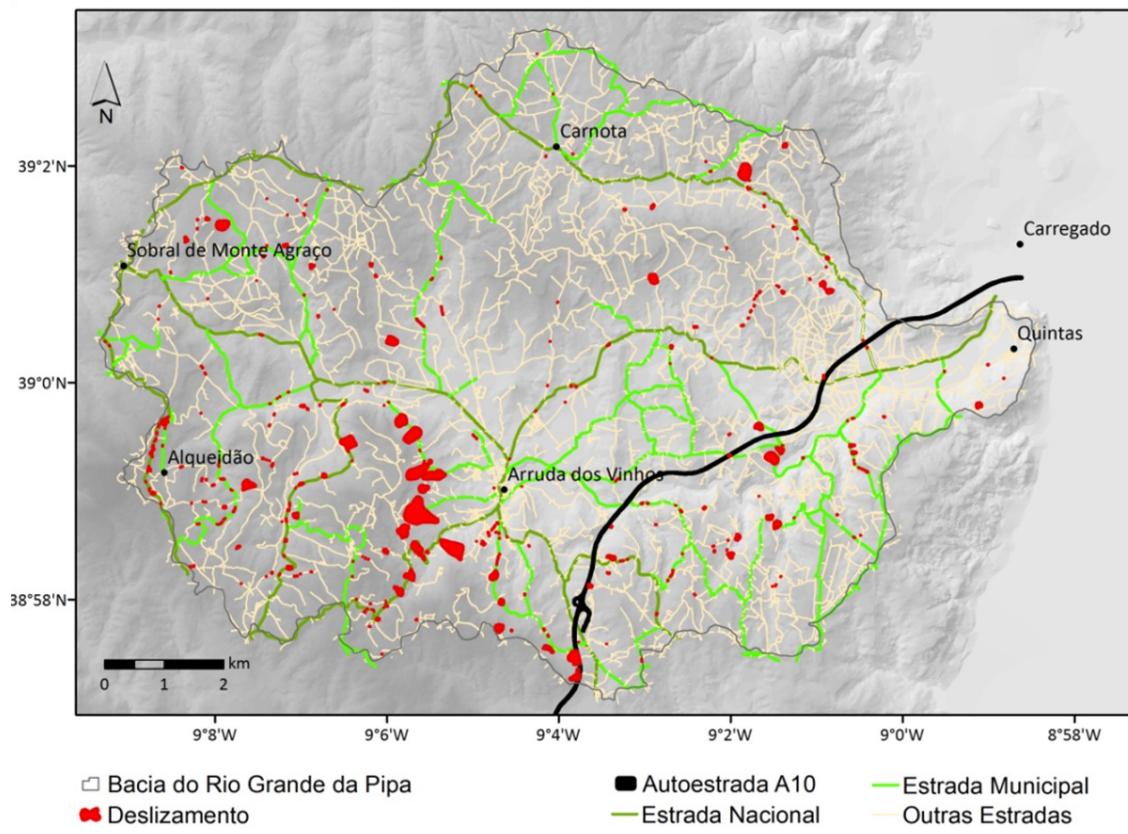


Figura 1. Deslizamentos que provocaram danos em estradas na bacia do Rio Grande da Pipa. As estradas asfaltadas não classificadas e estradas rurais ou similares são representadas por “outras estradas”.

(abordagem GrauPerda 2). A presente proposta não pretende uma rutura com as relações entre nível de danos e tipologia de danos em uso (e.g., Garcia, 2012; Guillard-Gonçalves, et al., 2016; Oliveira et al., 2016), mas sim um ajuste e uma maior descriminação do grau de perda relativamente às propostas pré-existentes (abordagem GrauPerda 1). Na presente proposta, os critérios que foram alvo de quantificação ou os elementos que passaram a corresponder a marcadores únicos de deformação/perda de funcionalidade foram: i) amplitude da ondulação do pavimento da via; ii) a abertura de fissuras/fendas de tração; iii) o desnível vertical de fraturas; e iv) o tempo de interrupção/condicionamento da circulação. Os critérios de deformação vertical e horizontal foram ajustados por exemplo à capacidade que um veículo automóvel ligeiro de passageiros tem em ultrapassar o obstáculo (abertura ou desnível vertical de uma fratura). No caso do desnível vertical adotou-se como valores de referência a altura padrão dos lancis localizados nas bermas das estradas (10-13 cm, e.g., Regulamento da Urbanização e Edificação do Município de Cascais n.º 78-2013, Artigo 41.º 1 a) e a altura dos separadores centrais das vias (>30cm, altura aproximada à dos lancis de segurança).

No caso dos deslizamentos que ocorrem nos taludes de aterro que confinem bermas de estradas, consideram-se valores de grau de perda: 0,2 – cicatriz com altura <25% da altura do talude; 0,3 - cicatriz com altura entre 25% - 50% da altura do talude; 0,4 - cicatriz com altura >50% da altura do talude. Se a deformação se propagar do talude à via de circulação acresce 0,1 ao valor de grau de perda. Salvaguarda-se nestes casos que não é determinado grau de perda por deformação da via inferior ao estabelecido pelas condições determinadas na Tabela 1. Considera-se nesta abordagem, que o talude/aterro constitui parte fundamental da estrutura da estrada e que a perda de estabilidade do talude/aterro pode, colocar em causa a manutenção da circulação ou o seu condicionamento. Admite-se ainda, que os critérios utilizados na abordagem GrauPerda 2 apenas tenta-

ram reproduzir/ajustar os níveis de danos máximos encontrados em cada classe de nível de danos da abordagem GrauPerda 1, e por essa via são dificilmente reportáveis a uma avaliação quantitativa da resistência estrutural do elemento afetado.

A avaliação regional da vulnerabilidade e a “validação” da presente proposta são efetuadas pela comparação do grau de perda *versus* magnitude do deslizamento definidos pelas abordagens GrauPerda 1 (mais subjetiva, e.g., Oliveira et al., 2016) e GrauPerda 2 (mais objetiva, critérios na Tabela 1).

RESULTADOS E PRINCIPAIS CONSIDERAÇÕES

Na Fig. 3 é apresentada a relação entre o grau de perda registado em diferentes tipologias de estradas e a magnitude dos movimentos de vertente do tipo deslizamento que geraram danos na área de estudo, com base nas abordagens GrauPerda 1 e GrauPerda2. Como se pode constatar, a relação entre o grau de perda e a magnitude dos deslizamentos não difere significativamente, apesar da ligeira “subavaliação” do grau de perda, por comparação, quando determinado através da proposta avançada na Tabela 1 (abordagem GrauPerda 2).

Estes resultados evidenciam um razoável ajuste da presente proposta aos critérios mais subjetivos, que têm sido utilizados para determinar qualitativamente a vulnerabilidade das estradas à ocorrência regional de movimentos de vertente. A ligeira sobrevalorização do grau de perda evidenciada pela abordagem mais tradicional e subjetiva (GrauPerda 1) deve-se ao facto das classes de nível de danos tipicamente definidas entre D1 a D5 apresentarem uma amplitude de 0,2 de intervalo de grau de perda, onde tipicamente numa perspetiva mais conservadora, leva a associar o grau de perda ao limite superior da classe. Desta forma somos levados a considerar que grande parte da “subavaliação” registada pela abordagem GrauPerda 2 corresponde apenas a um artifício gerado pela tentativa de aumento de resolução na determinação da vulnerabilidade.

Tabela 1 – Nível de danos, grau de perda e tipologia de danos em estradas - abordagem GrauPerda 2 (adaptado de Alexander, 1989; Garcia, 2012; Oliveira *et al.*, 2016).

Estradas			
Nível de danos	Grau de perda	Situação de rotura ou deformação	Situação de soterramento
D0	0	Não são observados danos.	Não aplicável.
D1 Negligenciável (danos estéticos) [0,1; 0,2]	0,1	Pequena deformação do pavimento (ondulação <5 cm). Ausência de fendas no pavimento.	Acumulação de material até 0,5 m de altura cobrindo até ao limite de 1 faixa de rodagem ou metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <1 dia. Sem danos visíveis.
	0,2	Pequena deformação do pavimento (ondulação <5 cm). Fraturas com desnível/abertura <1 cm.	Acumulação de material até 0,5 m de altura cobrindo mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <3 dias. Danos superficiais no pavimento: destruição vertical <1cm.
D2 Ligeiro (danos menores) [0,3; 0,4]	0,3	Fraturas com desnível/abertura entre 1 e 5 cm. Deformação do pavimento (ondulação/ basculamento <5 cm).	Acumulação de material entre 0,5 m e 2 m de altura cobrindo até ao limite de 1 faixa de rodagem ou metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <5 dias. Danos leigos no pavimento: destruição vertical <5cm.
	0,4	Fraturas com desnível/abertura entre 5 a 10 cm na via. Deformação do pavimento (ondulação/ basculamento 5-10 cm).	Acumulação de material entre 0,5m e 2m de altura cobrindo mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <10 dias. Danos moderados no pavimento: destruição vertical <10cm.
D3 Significativo (danos importantes/ estruturais) Reparação completa. [0,5; 0,6]	0,5	Fraturas com desnível/abertura entre 10 a 30 cm. Deformação do pavimento (ondulação/ basculamento <30 cm). Fraturas ou deformações danificam 1 faixa de rodagem ou metade da via.	Acumulação de material superior a 2m de altura cobrindo até ao limite de 1 faixa de rodagem ou metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <15 dias. Danos importantes no pavimento (destruição vertical <30cm).
	0,6	Fraturas com desnível/abertura entre 10 a 30 cm. Deformação do pavimento (ondulação/ basculamento <30 cm). Fraturas ou deformações que danificam mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via.	Acumulação de material superior a 2 m de altura cobrindo mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <30 dias. Danos importantes no pavimento: destruição vertical <30cm.
D4 Severo Danos estruturais [0,7; 0,8]	0,7	Fraturas com desnível/abertura superior a 30 cm mas inferior a metade da altura da estrutura da estrada. Fraturas ou deformações danificam até ao limite de 1 faixa de rodagem ou metade da via.	Acumulação de material superior a 2 m de altura cobrindo mais do que 1faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <90 dias. Danos severos que afetam a estrutura da estrada: destruição vertical >30cm e inferior a metade da altura da estrutura da estrada.
	0,8	Fraturas com desnível/abertura superior a 30 cm mas inferior a metade da altura da estrutura da estrada. Fraturas ou deformações que danificam mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via.	Acumulação de material superior a 2 m de altura cobrindo mais do que 1faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <6 meses. Danos severos que afetam a estrutura da estrada: destruição vertical >30cm e inferior a metade da altura da estrutura da estrada
D5 - [0,9; 1] Muito severo Danos estruturais que comprometem gravemente a integridade estrutural	0,9	Fraturas com desnível/abertura superior a 30 cm que danificam mais do que 1 faixa de rodagem ou mais de metade da via. Deformação vertical superior a metade da altura da estrutura da estrada. Poderá gerar o abandono da estrada.	Acumulação de material superior a 2 m de altura cobrindo mais do que 1faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação <12 meses. Danos muito severos que afetam a estrutura da estrada: destruição vertical >30cm e superior a metade da altura da estrutura da estrada.
	1	Destroi por completo toda a estrutura da estrada: camadas de desgaste, granular e fundações/aterro.	Acumulação de material superior a 2 m de altura cobrindo mais do que 1faixa de rodagem ou mais de metade da via. Interrupção/condicionamento da circulação >12 meses. Destroi por completo toda a estrutura da estrada: camadas de desgaste; granular; fundações/aterro; e estruturas de drenagem das águas pluviais.

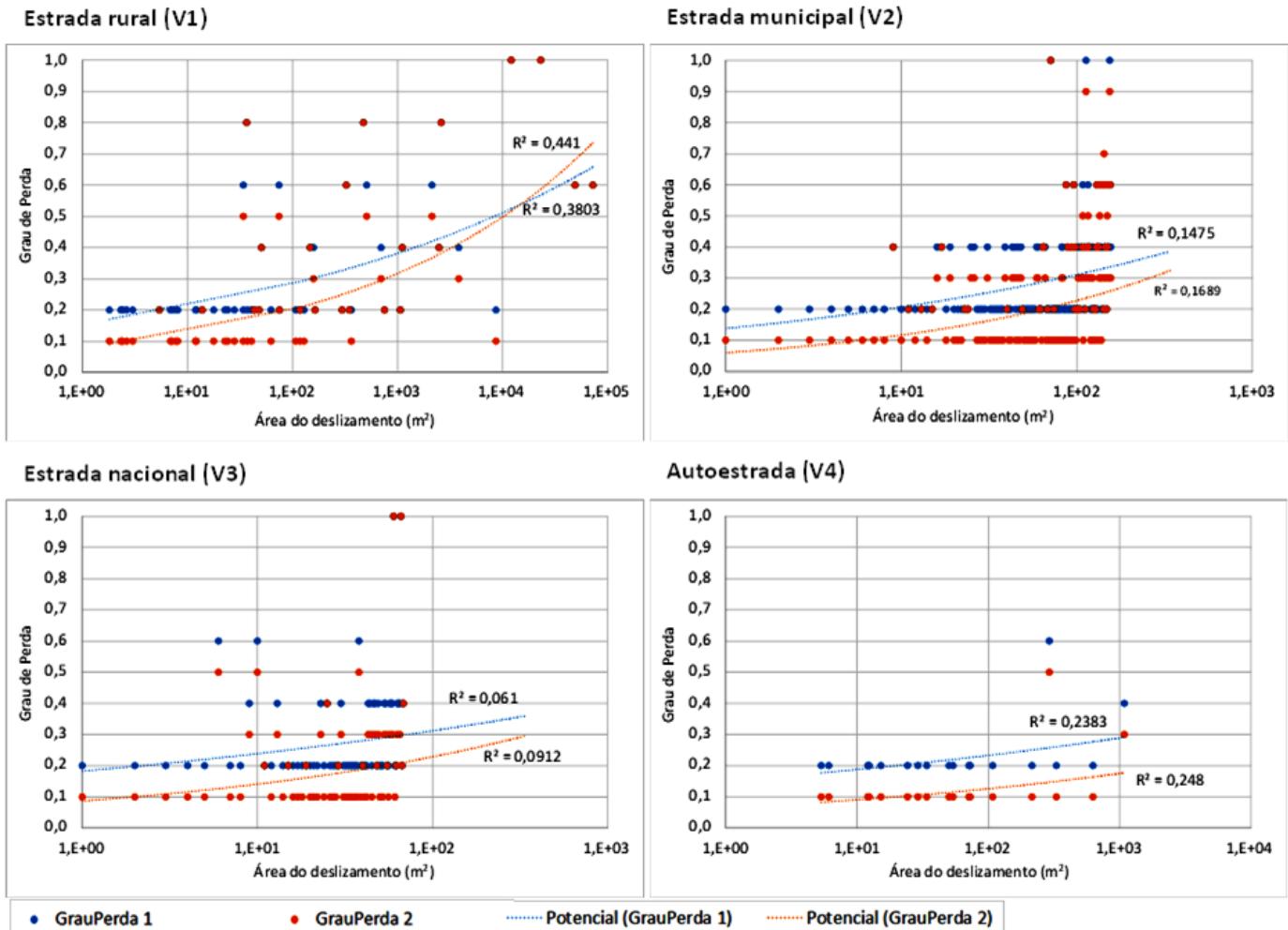


Figura 3. Grau de perda em estradas em função da magnitude dos deslizamentos tendo por base os critérios definidos pela abordagem GrauPerda 1 (a azul) e pela abordagem GrauPerda 2 (a laranja).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é financiado por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., no âmbito do projeto FORLAND—*Hydro-geomorphologic risk in Portugal: driving forces and application for land use planning* (PTDC/ATPGEO/1660/2014). S. C. Oliveira é financiado por uma bolsa Pós-Doutoramento [SFRH/BPD/85827/2012] pela FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P.

BIBLIOGRAFIA

- Garcia, R.A.C. (2012) Metodologias de avaliação de perigosidade e risco associado a movimentos de vertente. Aplicação na bacia da ribeira de Alenquer Tese de Doutoramento, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Portugal.
- Guillard-Gonçalves, C.; Zézere, J. L.; Pereira, S.; Garcia, R.A.C. (2016) Assessment of physical vulnerability of buildings and analysis of landslide risk at the municipal scale: application to the Loures municipality, Portugal. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 311–331.
- Oliveira, S. C. (2012) Incidência espacial e temporal da instabilidade geomorfológica na bacia do rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos), Tese de Doutoramento, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Portugal.
- Oliveira, S.C.; Zézere, J.L.; Gracia, R.A.C.; Pereira, S. (2016) Padrão de deformação de movimentos de vertente em áreas periurbanas.
- Papathoma-Köhle, M.; Keiler, M.; R. Totschnig, R.; Glade, T. (2012) Improvement of vulnerability curves using data from extreme events: debris flow event in South Tyrol. *Natural Hazards*, 64 (3): 2083–2105.
- Varnes, D.J.; International Association of Engineering Geology Commission on Landslides and Other Mass Movements on Slopes (1984) Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. UNESCO, Paris.
- Zézere, J.L. (1991) As costeiras a Norte de Lisboa: Evolução quaternária e dinâmica actual das vertentes. *Finisterra*, XXVI: 27–56.

TERRAÇOS AGRÍCOLAS E MODELAÇÃO DO FLUXO INTERNO

O conceito de vertente infinita está subjacente à modelação por com o SHALSTAB segundo a qual o processo de escoamento se faz de forma contínua e em paralelo à superfície topográfica, em “steady state”, sendo que a saturação do solo se faz de acordo com as características dos materiais e da topografia.

Com a construção de terraços agrícolas assiste-se a uma profunda alteração das características topográficas, com o respetivo aumento dos declives ao longo dos taludes e significativa diminuição ao longo das plataformas (fig.1). A alteração da topografia com a construção dos terraços agrícolas tem influência sobre os processos de escamento à superfície, mas sobretudo ao nível do escoamento interno. O processo de infiltração é potenciado nas plataformas e a instabilidade é alargada nos taludes. O processo de escoamento interno paralelo à superfície topográfica, tal como admite o conceito do talude infinito, poderá ser acrescido pela infiltração ao longo das plataformas que apresentam elevada capacidade de infiltração, resultado da mobilização dos materiais pela construção dos terraços agrícolas (Fernandes et al., 2017a). Se a infiltração é um elemento importante na hidrologia dos terraços agrícolas, ela afeta sobretudo as camadas superiores dos solos uma vez que a condutividade hidráulica é muito restrita conforme se constatou em trabalhos anteriores (Faria et al., 2015; Oliveira et al., 2015).

É, portanto, de admitir que uma parte importante dos processos de saturação ao longo das cicatrizes dos deslizamentos se faça por fluxo interno, ao longo de caminhos preferenciais e a profundidades superiores a 1m, à semelhança do que foi observado nas mesmas formações geológicas de Bateiras e de Ervedosa do Douro (Fernandes et al., 2017b).

Assim sendo, a componente hidrológica do SHALSTAB, com base no conceito de talude infinito, deverá ser modelada tendo em conta o processo de escoamento interno paralelo à superfície geral da vertente e não em função da topografia dos terraços construídos. O conceito de vertente infinita permanece como suporte teórico da modelação em áreas onde se construíram terraços agrícolas.

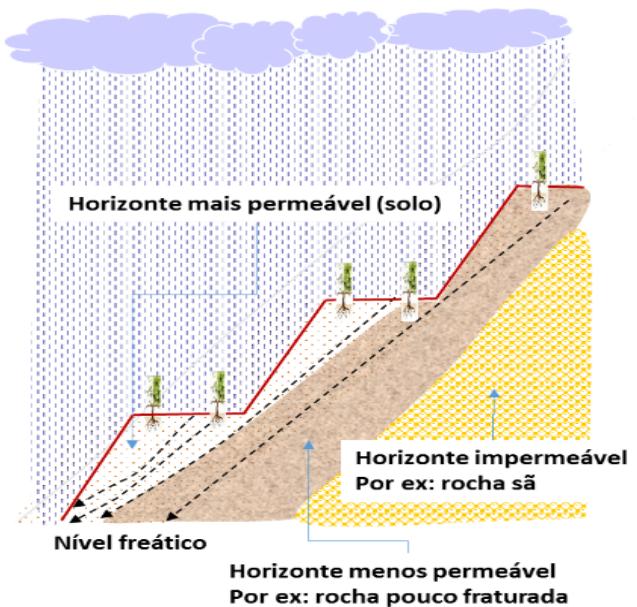


Fig. 1. Perfil de vertente, formações superficiais e variação do nível freático com armação de terreno em terraços de talude de terra.

Elevada resolução de Modelos Digitais de Elevação - modelação do fluxo interno e instabilidade de taludes em terraços agrícolas

Digital Elevation Models high resolution - Internal flow modelling and riser instability of agricultural terraces

C. Bateira^{1*}, A. Costa², M. Mendonça², J. Fernandes²

¹Riskam-CEG-IGOT-UL/FLUP-UP.

²Universidade do Porto, Departamento de Geografia.

*carlosbateira@gmail.com

Palavras-chave: Terraços, Instabilidade de Taludes, Modelação Hidrológica, DEMs de Resolução Elevada, SHALSTAB.

Key-words: Terraces, Riser Instability, Hydrologic Modelling, High Resolution DEMs, SHALSTAB.

INTRODUÇÃO

Em áreas de forte presença da atividade agrícola torna-se difícil a elaboração de inventários que suportem a análise estatística da instabilidade dos taludes dos terraços agrícolas. Nesse sentido tem vindo a ser testado o desempenho dos modelos matemáticos de base física que permitem a modelação autónoma relativamente aos inventários que, quando apresentam limitações decorrentes da atividade agrícola, se tornam pouco fáceis para a modelação da suscetibilidade a deslizamentos peliculares translacionais. A utilização dos modelos matemáticos de base física constituíram um ensaio que revelou bons resultados (Faria et al., 2015; Oliveira et al., 2015), sendo que o SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994) tem obtido a preferência, com a obtenção de melhores classificações nos processos de validação.

O SHALSTAB é um modelo que combina a componente hidrológica com a componente de estabilidade (Montgomery et al., 1994). A modelação dos declives e das áreas de contribuição, elementos essenciais do SHALSTAB, faz-se por intermédio de Modelos Digitais de Elevação (MDE) com elevada resolução espacial, construídos a partir de sobrevoos a baixa altitude de veículos aéreos não tripulados (VANT). No caso da modelação das áreas contributivas, o recurso aos MDEs pressupõe o paralelismo entre os processos de escoamento interno e os processos de escoamento superficial. Desta forma se justifica que os vários modelos sobre escoamento interno se apoiam em MDEs na construção das áreas contributivas, tal como o D8 (O'Callaghan & Mark, 1984), MFD (Quinn et al., 1991), D ∞ (Tarboton, 1997). Neste ponto, pressupõe-se que a morfologia do terreno, representada pelo respetivos MDEs, permite a modelação dos processos de escoamento interno. O SHALSTAB utiliza o MFD para a modelação dos processos de saturação ao longo da bacia hidrográfica. Esse é o motivo para a avaliação da influência da resolução dos MDEs na modelação dos processos hidrológicos relevantes para a instabilidade de taludes em terraços agrícolas, o que pretendemos fazer para a RDD.

MODELAÇÃO DO ESCOAMENTO INTERNO E RESOLUÇÃO DE MDE

A ausência de paralelismo entre os processos de escoamento interno e superfície topográfica após o terraceamento coloca um problema relativo à utilização dos MDEs na modelação da instabilidade desses taludes dos terraços. A componente de instabilidade necessita de MDE com elevada resolução, capaz de ser representativa da morfologia dos taludes dos terraços agrícolas, o mesmo já não acontece com a componente hidrológica. Inversamente, o modelo hidrológico MFD (Quinn, 1991) privilegia a definição dos caminhos preferenciais correspondentes do escoamento interno ao longo do conjunto das vertentes (e não só ao longo dos taludes dos terraços agrícolas). Os MDEs de muito elevada resolução modelam o escoamento ao longo das plataformas representando áreas contributivas muito restritas. Para ultrapassar esta questão é necessário produzir MDEs com resolução espacial mais generalizada, com capacidade de representação da configuração geral da vertente, previamente à construção dos terraços agrícolas. O trabalho que se apresenta testa a forma mais adequada de generalização de MDEs representativos do contexto geral da vertente, para a modelação do escoamento interno respetivo escoamento paralelo à superfície topográfica original.

DIFERENTES TIPOS DE GENERALIZAÇÃO:

a) *Sobrevoos a diferentes alturas*. Neste trabalho, para a elaboração do MDE de 20cm de resolução espacial foi utilizado um voo a aproximadamente 100m de altura que obteve fotogramas de 10cm de resolução espacial. Para a construção de um MDE de 1m de resolução espacial utilizaram-se fotogramas com resolução espacial de 50cm obtidos a partir de voo de 5000m de altura. Com esta informação de base a resolução de 1m é a maior resolução possível de obter.

b) *Processamento com recurso a Sistemas de Informação Geográfica*. No caso de não haver fotogramas resultantes de voos de mais elevada altura, o software SIG apresenta diferentes processos de generalização de cartografia matricial, sendo que eles diferem conforme os algoritmos que desenvolvem o processo de generalização. No presente trabalho utilizaram-se quatro processos de interpolação disponíveis no software SAGA GIS: Nearest Neighbour, Bilinear, B-Spline, Bicubic Spline. Os processos de generalização obtidos são diferentes e os MDE construídos terão influência na modelação dos processos de instabilidade. Foram construídos quatro MDEs com resolução espacial de 1m, a partir de um MDE de 20cm, para cada um dos processos de generalização referidos, modelou-se a instabilidade de taludes agrícolas e validou-se os resultados.

c) *Construção de curvas de nível com equidistância elevada (5m)*. Outro processo de generalização da informação a partir de MDE muito detalhados consiste na elaboração de curvas de nível com equidistâncias espaçadas de forma a generalizar as características de pormenor do relevo. No trabalho apresentado, a partir do MDE de 20cm elaborou-se uma carta hipsométrica de isolinhas com equidistância de 5m. Com base nessa hipsometria construiu-se um MDE com 1m de resolução espacial.

APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Para cada um dos MDEs de 1m de resolução foi elaborada uma carta das áreas contributivas para a bacia da Quinta das Carvalhas (fig. 3) e desenvolveu-se o processo de modelação

da suscetibilidade a deslizamentos nos taludes dos terraços agrícolas com recurso ao SHALSTAB (fig. 5). Considerando que a componente de instabilidade é construída com base em cartas de resolução de 40cm para todos os modelos, obtivemos 6 mapas de suscetibilidade a deslizamentos em taludes (fig.5) e procedeu-se à validação segundo o método da Matriz de Contingência (tab. 1).

a. *Componente hidrológica*. A utilização de MDEs de elevada resolução para a geração de MDEs de menor resolução, recorrendo à exportação por intermédio de processos de interpolação, produz cartografia que mantém o conjunto de aspetos morfológicos de detalhe, não se constituindo em verdadeiros processos de generalização dos aspetos gerais do relevo (modelos A,B,C e D). A exportação de resolução espacial de 0,04 cm² por pixel para 1m² corresponde a multiplicar por 5 a área do terreno representado. Contudo, a configuração geral dos terraços construídos permanece representada no MDE e a modelação dos processos de escoamento reflete essa morfologia. Como consequência de 85% a 86% da área da bacia hidrográfica nos modelos A,B,C e D correspondem a áreas contributiva inferior a 50m². Entre 8 e 9% da área da bacia corresponde a áreas contributivas entre 50m² e 100m². Cerca de 4% da área corresponde a valores entre 100m² e 200m² e só 2% é superior a 200m². Áreas superiores a 400m² são residuais nestes modelos (fig. 2).

Os modelos que resultam de informação de base de menor escala apresentam uma melhor distribuição das áreas contributivas. As áreas dominantes correspondem a valores inferiores a 50m², variando entre 27% (curvas de nível de 5m – modelo E) e 41% (fotogramas de 50cm – modelo F). Os valores mais baixos correspondem a áreas de 400 a 800m² e superiores a 800m². As maiores diferenças correspondem aos valores entre os 50m² e os 200m² com 47% e 31% para o E e o F, respectivamente.

Os modelos construídos por interpolação têm um decréscimo muito elevado de frequência de ocorrência na transição entre a classe inferior a 50m² e as classes superiores. Em contrapartida essa variação brusca não ocorre nos modelos E e F. Nestes verifica-se que há decréscimo mais progressivo que nos modelos A, B, C e D. Os modelos E e F apresentam uma frequência de ocorrência significativa para áreas superiores a 400m², variando entre 6% a 10%, em contraste evidente com os outros modelos.

Na configuração geral dos mapas das áreas contributivas é notória a influência dos terraços agrícolas e vias de comuni-

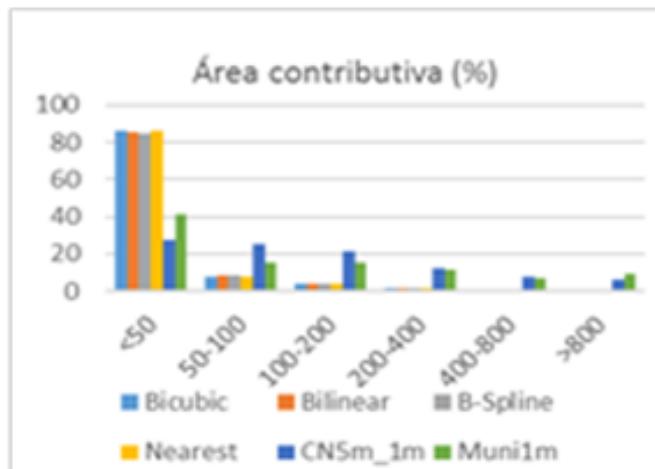


Fig. 2. Percentagem de área contributiva por classe, modelada a partir do Multiple Flow Direction (MFD).

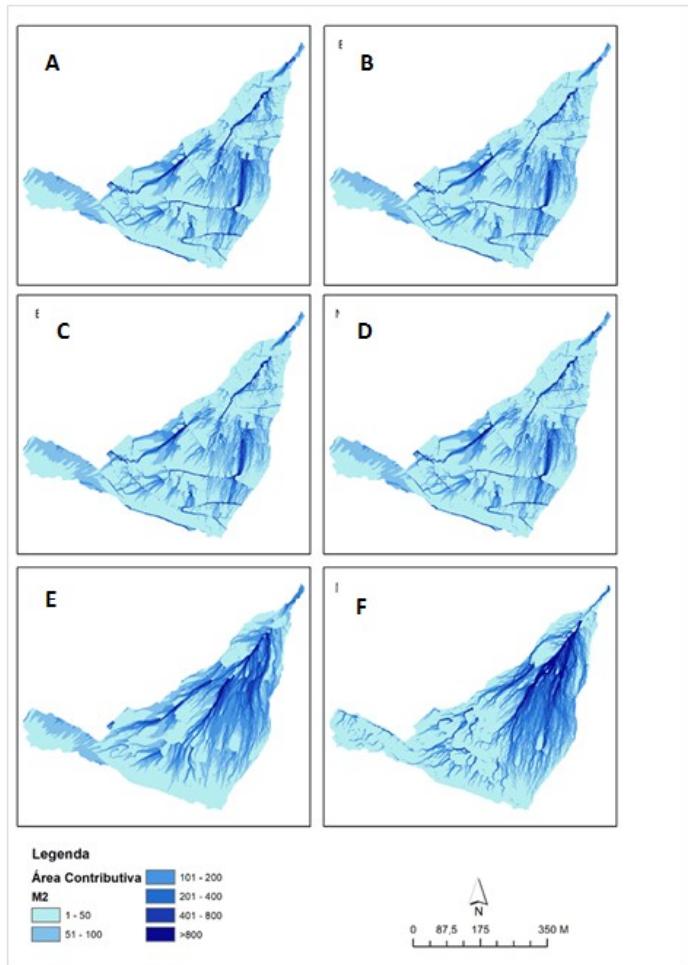


Fig. 3. Áreas contributivas com base em MDE construídos a partir da generalização de MDE de 20cm de resolução. A – Interpolação Bilinear, B – Interpolação Bicubic, C – Interpolação Bilinear, D – Interpolação Nearest Neighbor, E – Com curvas de nível de 5m de equidistância, F - a partir de fotogramas de 50cm, com voo a 5000m de altura.

cação na modelação dos processos hidrológicos pelo MFD nos modelos A,B,C e D. Uma observação mais detalhada permite observar essa influência, o que justifica a existência de uma elevada frequência de áreas contributivas da classe inferior a 50m². Cada plataforma de terraço funciona como um elemento de nível de base que, apesar da generalização em 5x feita com os interpoladores, continua a distorcer a modelação do escoamento interno. O mesmo se passa com a influência das estradas e caminhos rurais cuja dimensão ultrapassa, em geral, a dimensão dos terraços agrícolas. Para ultrapassar esta situação e manter o uso dos interpoladores teríamos de utilizar pixéis com 5m de lado. Contudo, a modelação da instabilidade com o SHALSTAB perderia a capacidade preditiva decorrente da perda de resolução dos modelos finais de suscetibilidade ao longo dos taludes.

Em contrapartida, a modulação com base nos modelos gerados a partir das curvas de nível ou com base nos fotogramas de 50cm de resolução geram áreas contributivas com frequências menores que as dos modelos baseados nos interpoladores nas classes mais baixas (fig. 4) e têm valores maiores nas classes mais elevadas. No modelo E os valores variam entre 22% a 27% para áreas contributivas inferiores a 200m². Para as restantes classes ocupam 26% da bacia hidrográfica. No caso da modelação a partir dos fotogramas as áreas contributivas inferiores a 50m² ocupam 41% da bacia hidrográfica sendo que entre os 50m² e os 200m² os valores variam entre 12% e 16%. Com 17% da área da bacia hidrográfica situam-se as áreas contributivas superiores a 400m².

b. *Componente de instabilidade.* A modelação da instabilidade com recurso ao SHALSTAB só é apresentada para a área de terraços agrícolas. Porém, não foi possível extrair os muros de pedra em seco da área apresentada que, apesar de pouco numerosos, têm influência na modelação da instabilidade. Por esse motivo em todos os modelos há cerca de 10% da área que está classificada como cronicamente instável, ainda não sendo possível excluí-la automaticamente do modelo. Além da área ocupada pelos muros, podemos concluir que nos taludes muito pouca área foi classificada como cronicamente instável. No extremo oposto há cerca de 45% da área classificada como sendo cronicamente estável. Corresponde ao conjunto das plataformas que são comuns a todos os modelos. Considerando que os valores são idênticos para todos os modelos, significa que, para além das plataformas, muito pouca área de taludes foi classificada como sendo cronicamente estável. Considerando que a modelação da instabilidade é baseada em parâmetros físicos e a cartografia dos declives é igual para todos os modelos, as diferenças que se registaram correspondem a variações nas áreas contributivas e são consequência da utilização das várias formas de construção do MFD. Essas diferenças verificam-se essencialmente nas classes intermédias da instabilidade. A instabilidade modulada com recurso a interpolações (A, B, C e D) apresenta baixa representação das classes de elevada instabilidade com valores entre os 22% e os 25% para a classe com menos de 50mm/dia. Em contrapartida, a modelação com base nas curvas de nível (modelo E) com equidistância de 5m têm valores que variam entre os 32% e os 38% para a mesma classe de instabilidade. De uma forma geral as classes de maior estabilidade são pouco representadas na modelação da instabilidade. Isso resulta do facto de estarmos a trabalhar a instabilidade em taludes de terraços agrícolas que, em geral, são pouco estáveis. Para as classes de precipitação diária superior a 50mm as áreas variam entre valores inferiores a 1% e os 10%. Ao contrário do que acontece para a classe de precipitação diária inferior a 50mm, nas classes superiores a 50mm/dia, os modelos de instabilidade A,B,C e D têm estas áreas mais extensas do que os modelos D e E.

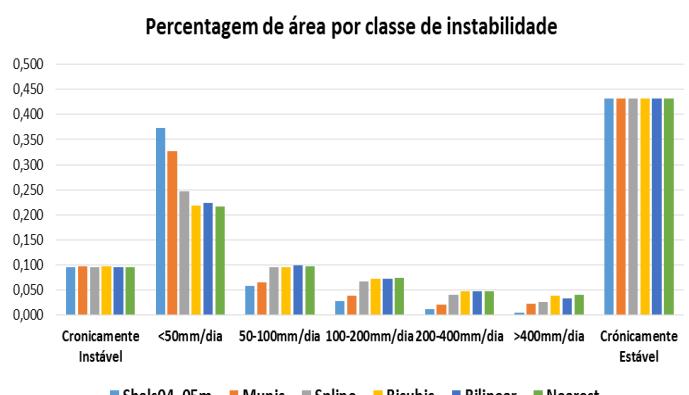


Fig. 4. Percentagem de área por classe de suscetibilidade.

VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS FINAIS DA MODELAÇÃO DA INSTABILIDADE

A modelação da instabilidade a partir dos modelos feitos por interpoladores (modelos A,B,C e D) apresenta elevado valor preditivo com o Índice de Verdadeiros Positivos (TPR) variando entre 0,81 e 0,87 (tabela 1). Contudo, para os modelos construídos a partir de informação mais generalizada a capacidade preditiva é melhor com valores de TPR de 0,96 e

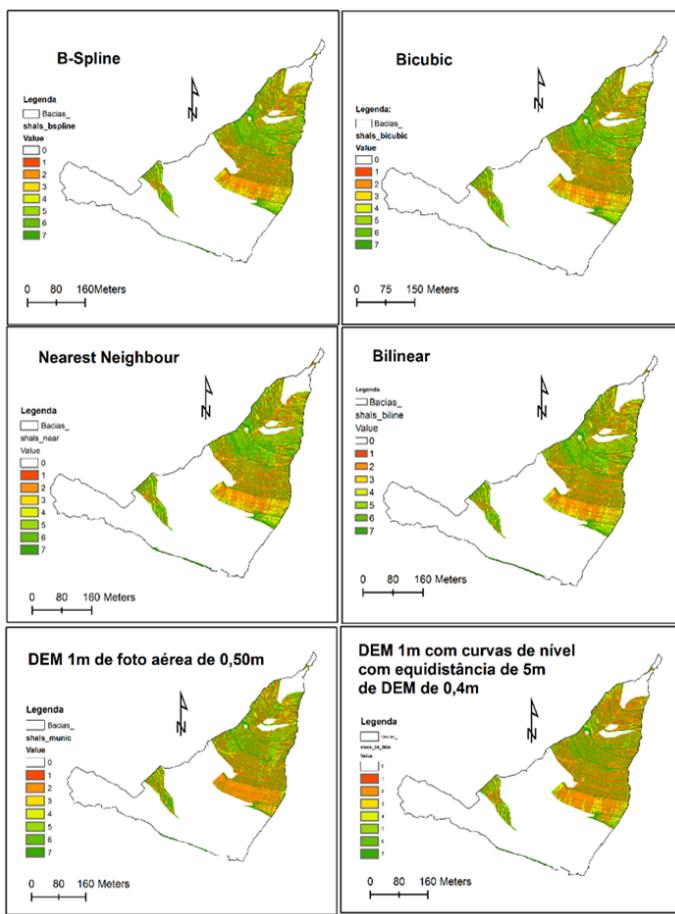


Fig. 5. Modelação da suscetibilidade a deslizamentos translacionais peliculares em taludes de terraços agrícolas, quinta das Carvalhas, Pinhão.

0,91 para E e F, respetivamente. Para todos os modelos há um equilíbrio entre as áreas definidas como instáveis no conjunto da área estudada, porém apresentam valores elevados para o Índice de Falsos Positivos (FPR). A melhor capacidade preditiva dos modelos E e F resulta desse facto o que lhe confere uma maior assertividade (ACC). A relação entre o TPR e o FPR é muito semelhante em todos os modelos, embora um pouco desfavorável para o modelo D. O melhor índice corresponde ao modelo B sendo que os outros são muito semelhantes. O modelo que melhor desempenho tem é o E pelo facto de ser o que mais instabilidade prevê, com 96% dos deslizamentos. De uma forma geral, os melhores modelos são os modelos E e F que são construídos com a informação de base mais generalizada.

CONCLUSÃO

A modelação da componente hidrológica do escoamento interno na análise da instabilidade de taludes agrícolas não pode ser feita com base em MDEs que representam a topografia dos terraços agrícolas. Deve ser modelada a partir de MDEs generalizados e que representam a disposição geral da vertente. Este procedimento é essencial para uma correta aplicação do MFD e do SHALSTAB. A generalização de MDEs de elevada resolução produzida neste trabalho avaliou comparativamente dois tipos de metodologia: a partir de interpoladores disponíveis em SIG aplicados a MDE com resolução espacial de 20cm (b-spline, bicubic, bilinear, nearest neighbour), MDE produzido com fotogramas de 50cm e MDE produzido com curvas de nível com equidistância de 5m. Dos modelos de instabilidade produzidos o que apresenta melhor desempenho corresponde

ao modelo E, elaborado pelo MDE de 40cm para a componente de instabilidade e pelo MDE que resulta da utilização de curvas de nível com equidistância de 5m construídas a partir de MDE de 20cm para a componente hidrológica (MFD). Os interpoladores disponíveis no SAGA GIS utilizados apresentam bons resultados, mas inferiores à modelação a partir de informação mais generalizada. Da informação mais generalizada destaca-se o modelo E (a partir de curvas de nível com equidistância de 5m) como tendo melhor desempenho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Faria, A., Bateira, C., Soares, L., Fernandes, J., Oliveira, A., Teixeira, M., Marques, F. (2015). *Instabilidade em terraços agrícolas no Vale do Douro, Pinhão : modelação matemática de base física*. Paper presented at the VII Congresso Nacional de Geomorfologia, Lisboa.
- Fernandes, J., Bateira, C., Soares, L., Faria, A., Oliveira, A., Hermenegildo, C., Gonçalves, J. (2017a). SIMWE model application on susceptibility analysis to bank gully erosion in Alto Douro Wine Region agricultural terraces. *CATENA*, 153, 39-49. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.034>
- Fernandes, J., Bateira, C., Costa, A., et al. (2017b). Electrical resistivity and spatial variation in agriculture terraces: statistical correlation between erod and flow direction algorithms. *Open Agriculture*, 2(1), pp. 329-340. doi:10.1515/opag-2017-0037
- Montgomery, D. R., & Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153-1171. doi:10.1029/93WR02979
- O'Callaghan, J. F., & Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28(3), 323-344. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0734-189X\(84\)80011-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0)
- Oliveira, A., Bateira, C., Soares, L., Faria, A., Fernandes, J., Hermenegildo, C., Gonçalves, J. (2015). *Estabilidade de taludes em terraços agrícolas na Região Demarcada do Douro : modelação de base estatística*. Paper presented at the VII Congresso Nacional de Geomorfologia, Lisboa.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., & Planchon, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5(1), 59-79. doi:10.1002/hyp.3360050106
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and++- upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319. doi:10.1029/96WR03137

Medidas de mitigação da erosão dos solos em áreas afetadas por incêndios florestais: experiências no NW de Portugal

Soil erosion mitigation measures in fire affected areas: experiments in Northwestern Portugal

A. Vieira^{1*}, A. Bento-Gonçalves²

¹ Universidade do Minho, Departamento de Geografia, CEGOT, Campus de Azurém, 4800-058 Guimarães

² Universidade do Minho, Departamento de Geografia, CEGOT, Campus de Azurém, 4800-058 Guimarães

* vieira@geografia.uminho.pt

Palavras-chave: Incêndios florestais, erosão do solo, medidas de emergência, vertentes, canais.

Key-words: Forest fires, soil erosion, emergency measures, slopes, channels.

RESUMO

A intervenção na recuperação da floresta após incêndios florestais tem vindo a ser implementada há muito tempo, especialmente no “mundo mediterrâneo”, onde o fogo tem sido um fator natural e fundamental para a evolução da paisagem ao longo do tempo, mesmo antes da humanidade (Naveh, 1975; Pyne, 1982; Pausas *et al.*, 2008; Mataix-Solera e Cerdà, 2009; Pausas e Keeley, 2009; Shakesby, 2011).

Nos Estados Unidos da América atividades de intervenção pós-fogo têm sido implementadas há já algumas décadas (desde a década de 1930, de acordo com Robichaud *et al.*, 2005), com equipas especializadas multidisciplinares que avaliam a necessidade e o tipo de medidas de tratamento para cada área queimada (Robichaud, 2009), aplicando programas espe-

cíficos de avaliação para a intervenção em áreas de risco (BAER = Respostas de Emergência em Áreas Queimadas) (Napper, 2006). Também outros países afetados por incêndios florestais, tais como Austrália e Canadá, estão a promover amplas estratégias e planos de reabilitação pós-incêndios (Pike e Ussery, 2006; Robichaud, 2009).

Nos países europeus do Mediterrâneo os esforços das autoridades têm sido direcionados, principalmente, para as estratégias de restauração das áreas afetadas e apenas nas últimas duas décadas os tratamentos de estabilização de emergência foram implementados, embora em menor escala. Algumas iniciativas têm sido desenvolvidas, por exemplo, em Espanha (Bautista *et al.*, 1996; Pinaya *et al.*, 2000; Carballas *et al.*, 2009; Vega, 2011) ou na Grécia (Raftovannis e Spanos, 2005).

A maioria das medidas de proteção do solo após incêndios são relativamente dispendiosas e de difícil aplicabilidade, razão pela qual a maioria dos proprietários florestais não se mostra muitas vezes receptiva ao investimento nessas medidas, especialmente num contexto de baixo rendimento e de alto risco que o investimento na floresta implica.

Assim, no âmbito do projeto Soil Protec (Medidas de emergência para proteção de solos após incêndios florestais) testámos medidas de emergência de baixo custo, em vertentes e em canais, a aplicar na proteção de solos, imediatamente após incêndios florestais de baixa/média severidade, com base em medições efetuadas em povoamentos de *Pinus pinaster* na serra do Gerês (nordeste de Portugal) (Bento-Gonçalves *et al.*, 2013a, 2013b; Vieira *et al.*, 2012, 2014).

Relativamente às técnicas a aplicar em vertentes, estabeleceram-se seis parcelas de erosão (idênticas ao modelos utilizado pelo Centro de Investigación Forestal de Lourizán, Xunta de Galicia) onde foram aplicados os diferentes tratamentos propostos selecionados para avaliação, correspondentes a palha (2, 4 e 8 kg) e caruma (2 e 4 Kg), distribuídos pelas 5 parcelas, tendo uma sido deixada sem tratamento para controlo (Figura 1).

No que diz respeito às técnicas a aplicar em canais, selecionaram pontos críticos, sensíveis aos processos de erosão linear, onde estabelecemos medidas estruturais (Figura 2).

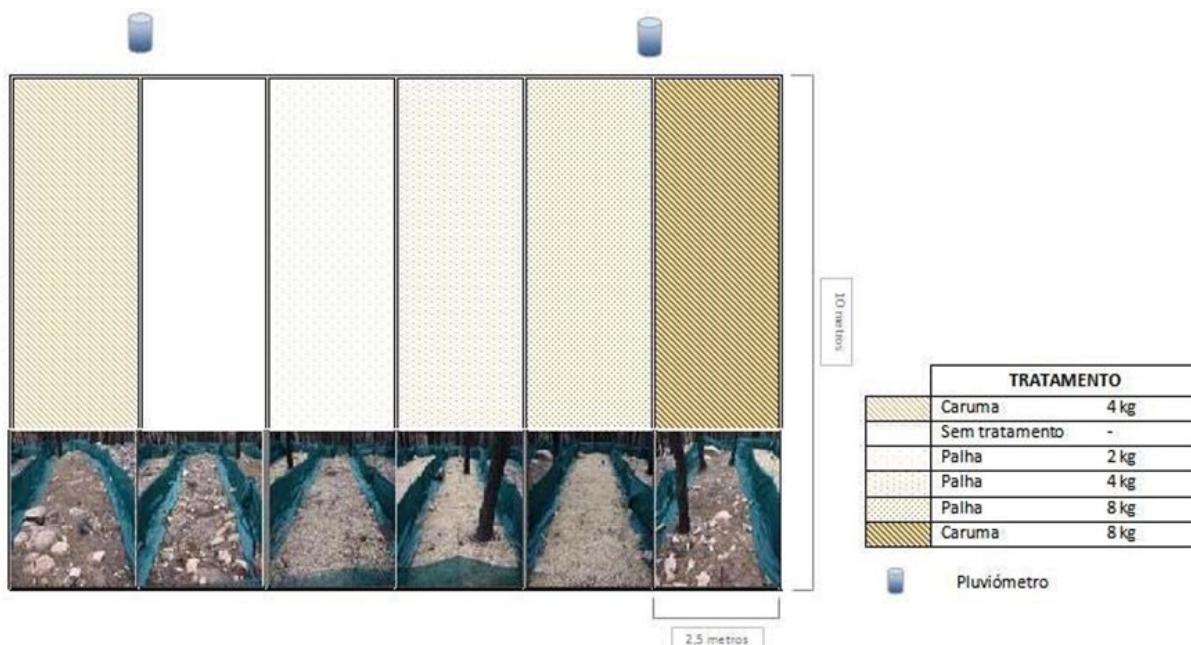


Figura 1. Desenho experimental para testar medidas de emergência de proteção do solo pós-fogo



Figura 2. Área selecionada para implementação das medidas de mitigação da erosão em canais.

Uma conclusão que se pode extraír da análise dos resultados das medidas implementadas em vertentes aponta claramente no sentido de uma grande eficácia da proteção concedida por qualquer um dos tipos de cobertura usados (palha ou caruma),

durante cerca de um ano, período após o qual, com a progressiva redução da cobertura (da palha e da caruma), essa eficácia parece diminuir (Figura 3).

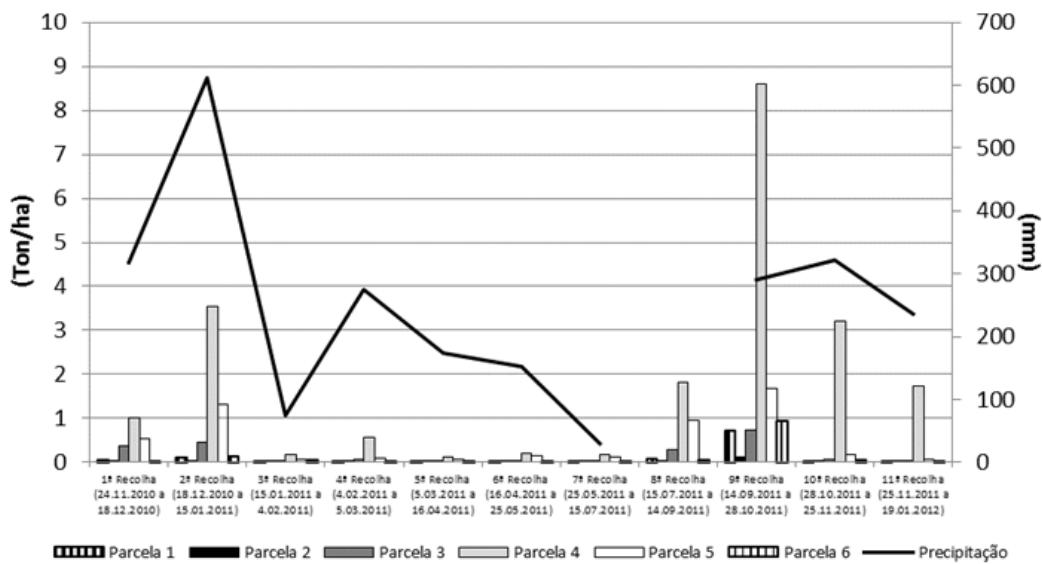


Figura 3. Evolução das taxas de erosão (Ton/ha) em cada parcela e da precipitação (mm), entre dezembro de 2010 e Janeiro de 2012.

Ainda assim, analisando de forma pormenorizada os resultados constatamos que, para além de revelarem uma maior durabilidade da proteção conferida pela caruma relativamente à palha, apontam para uma maior eficácia, no primeiro ano, da palha para densidades de cobertura de 5 Ton/ha e de maior eficácia da caruma para densidades de cobertura de 2,5 Ton/ha.

Todavia, se tivermos em consideração que a palha é um elemento exógeno ao ecossistema florestal e que ela transporta sementes que podem alterar a sua composição florística, a caruma talvez seja a opção preferível, até porque pode existir no local, evitando-se, assim, o transporte de longas distâncias. A acrescer a esta realidade, a palha apresenta maior custo, tendo em conta que tem de ser comprada a valores que rodam os 4€/fardo de 20Kg, implicando ainda, tal como a caruma, o seu transporte até ao local e posterior aplicação no terreno. Aten-

dendo a estes valores, para um tratamento com 0,25kg/m² (2,5 Ton/ha), um fardo de palha (20Kg) permitiria cobrir uma área de 80 m², o que corresponde a um custo de aproximadamente 5 céntimos por metro quadrado, ou seja 500€ por hectare. (mais o transporte e a mão-de-obra). Assim, embora a caruma nos pareça ser a melhor opção, a sua utilização terá que se revestir de alguns cuidados, pois não nos podemos esquecer de que se deslocarmos grandes quantidades de caruma de uma área não afetada por um incêndio para outra que foi percorrida pelo fogo, corremos o risco de alterar e desproteger a área fornecedora. Assim, ao retirarmos a caruma deste espaço, vamos reduzir a camada protetora e a matéria orgânica destes solos, podendo ainda a técnica de recolha implicar alguma mobilização superficial do solo, correndo-se assim o risco de o empobrecer e de o expor aos agentes erosivos. Consequentemente,

caso se opte por esta solução, terá sempre que se ter o cuidado de não tirar a totalidade da caruma, removendo apenas a parte superior, não desprotegendo e tentando não mobilizar a camada superficial do solo, evitando ainda recolher a caruma em áreas declivosas

No que diz respeito às técnicas empregues para a mitigação da erosão em canais, que incluíram barreiras de troncos, barreiras de palha e as barreiras de restos do corte dos pinheiros ardidos e caruma, verifica-se que todas as técnicas tiveram capacidade de retenção de sedimentos. Das duas barreiras de troncos instaladas, uma funcionou efetivamente como amortecedor do fluxo e permitiu a acumulação de sedimentos para montante (Figura 4).

No que diz respeito à barreira de fardos de palha, o seu papel na retenção de sedimentos foi também muito positivo

(Figura 5). A sua eficácia neste parâmetro parece-nos bastante significativa, com a vantagem de permitir um escoamento adequado da água, não conduzindo

facilmente a situações de rotura da estrutura pela retenção de grandes volumes de água. No entanto, este tipo de estrutura é menos sólido que as barreiras de troncos e terá um período de vida útil reduzido, provavelmente não superior a um ano. As barreiras de restos do corte dos pinheiros ardidos e caruma foram as que obtiveram resultados mais significativos. Com efeito, apesar da simplicidade e reduzido grau de elaboração desta técnica, a sua eficácia na retenção dos sedimentos é elevada. Em todas as barreiras deste tipo implementadas se verificou a retenção de sedimentos, algumas em grande quantidade, tendo em conta o tipo de estrutura (Figura 6).



Figura 4. Material acumulado na barreira de troncos.



Figuras 5 e 6. Material acumulado nas barreiras de palha e de restos de pinheiros e caruma.

Em síntese, as observações permitem-nos concluir que as técnicas aplicadas têm um significativo grau de eficácia na retenção de sedimentos transportados pelos canais de evacuação das águas de escorrência, contribuindo para a criação de “piscinas” de sedimentos que poderão funcionar como locais privilegiados para a recuperação da vegetação. Com efeito, é imperativo criar condições nestas áreas de montanha para que o pouco solo que ainda subsiste se mantenha, evitando, ao mesmo tempo, o seu transporte e deposição em áreas indesejáveis, a jusante, onde se encontram as povoações, uma barragem e outras infraestruturas humanas.

Por outro lado, estes resultados preliminares apontam já para alguma diferenciação das técnicas no que diz respeito à relação custo/benefício, sendo que as barreiras de restos do corte dos pinheiros ardidos e caruma se apresentam como uma medida de baixo custo e que apresenta resultados bastante satisfatórios no que à mitigação da erosão diz respeito.

BIBLIOGRAFIA

- Bento-Gonçalves, A., Vieira, A., Ferreira-Leite, F., (2013^a). Erosão dos solos após incêndios florestais: aplicação de medidas de mitigação aplicadas em vertentes e em canais, no NW de Portugal. In A. Bento-Gonçalves & A. Vieira (Eds), Grandes incêndios florestais, erosão, degradação e medidas de recuperação dos solos. NIGP, Universidade do Minho, Guimarães, 298 p.
- Bento-Gonçalves, António; Vieira, António; Salgado, José; Castro, Américo; Araújo, Bruno; Lourenço, Luciano; Nunes, Adélia N. (2013b). Medidas de emergência para proteção do solo após incêndios florestais. Resultados preliminares de algumas experiências na serra do Gerês. *Cadernos de Geografia*, 32: 145 - 155.
- Bautista, S., Bellot, J., Vallejo, V.R. (1996). Mulching treatment for post-fire soil conservation in a semiarid ecosystem. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, n. 10, 235-242.
- Mataix-Solera, J., Cerdà, A. (2009). Incendios forestales en España. Ecosistemas terrestres y suelos. In Cerdà, A., Mataix-Solera, J. (Eds.), Efectos de los incendios forestales sobre los suelos en España. El estado de la cuestión visto por los científicos españoles. FUEGORED, Cátedra Divulgación de la Ciencia, Universitat de Valencia, Spain, pp. 27-53.
- Carballas, T., Martín, A., González-Prieto, S.J., Díaz-Ravíña, M. (2009). Restauración de ecosistemas quemados de Galicia (N.O. España): Aplicación de residuos orgánicos e impacto de los retardantes de llama. In Gallardo, J.F. (ed.), Emisiones de gases con efecto invernadero en ecosistemas iberoamericanos. Red Iberoamericana de Física y Química Ambiental, Salamanca, p. 49-72.
- Napper, C. (2006). Burned Area Emergency Response treatments catalog. USDA Forest Service.
- Naveh, Z. (1975). The evolutionary sequence of fire in the Mediterranean region. *Vegetatio*, n. 29, p. 199–208.
- Pausas, J. G.; Keeley, J. E. (2009). A Burning Story: The Role of Fire in the History of Life, *BioScience* 59:593–601.
- Pausas, J. G., Llovet, J., Rodrigo, A., Vallejo, V. R. (2008). Are wildfires a disaster in the Mediterranean basin? A review. *International Journal of Wildland Fire*, n. 17, p. 713-723.
- Pike, R. G., Ussery, J. G. (2006). Key points to consider when pre-planning for post-wildfire rehabilitation. *FORREX Forest Res. Extension Partnership*, FORREX Series 19, Kamloops, Canada.
- Pinaya, I., Soto, B., Arias, M., Díaz-Fierros, F. (2000). Revegetation of burnt areas: Relative effectiveness of native and commercial seed mixtures. *Land Degradation and Development*, n. 11, p. 93-98.
- Pyne, S. J. (1982). *Fire in America: a cultural history of wildland and rural fire*. University of Washington Press, Seattle, Washington.
- Raftoyannis, Y., Spanos, I. (2005). Evaluation of log and branch barriers as post-fire rehabilitation treatments in a Mediterranean pine forest in Greece. *Int. Journal of Wildland Fire*, n. 14, p. 183-188.
- Robichaud, P., (2009). Post-fire stabilization and rehabilitation, in: Cerdá, A., Robichaud, P. (Eds.), *Fire effects on soils and restoration strategies*. Science Publishers, Enfield, New Hampshire, 299-320.
- Robichaud, P. R., Beyers, J. L., Neary, D. G. (2005). Watershed Rehabilitation. In *Wildland fire in ecosystems. Effects of fire on soil and water*. USDA Forest Serv., Gen. Tech. Rep. RMRS- GTR, p. 42-44.
- Shakesby, R.A., (2011). Post-wildfire soil erosion in the Mediterranean: Review and future research directions. *Earth-Science Reviews* 105, 71–100.
- Vega, J. A. (2011). Criteria to develop protocols for post-wildfire soil rehabilitation: current experience in Galicia (NW Spain). In Bento-Gonçalves, A., Vieira, A. (Eds.), *Proceedings of the 3rd International Meeting of Fire Effects on Soil Properties*. University of Minho, Guimarães, Portugal, p. 99-103.
- Vieira, A.; Bento-Gonçalves, A.; Lourenço, L.; Nunes, A.; Castro, A.; Salgado, J. (2012). Medidas de mitigação da erosão pós-incêndios aplicadas em canais (NW de Portugal). In *Respuestas de la Geografía Ibérica a la crisis actual*, 1194 - 1204. Santiago de Compostela.
- Vieira, A., Bento-Gonçalves, A., Lourenço, L., Nunes, A., Meira-Castro, A., Ferreira-Leite, F. (2014). Soil erosion after forest fires: evaluation of mitigation measures applied to drainage channels in the northwest of Portugal. *Flamma* 5: 3. 127-129.

RESUMO

Perfis longitudinais regularizados de afluentes do rio Tejo foram utilizados para determinar a incisão fluvial após o estabelecimento do mais antigo perfil graduado (N1) e que já se insere na etapa de encaixe da rede de drenagem. Foi possível correlacionar este perfil graduado com o terraço mais antigo do Tejo (T1 – Terraço de Monte do Pinhal, em Vila Velha de Ródão, situado a ca. de 120 m acima do leito actual do rio), com cerca de 1 Ma. Obtiveram-se valores para a taxa de incisão fluvial pós N1 compreendidos entre 0,38 e 0,12 m/mil anos, similares às taxas de levantamento crustal regional determinadas com base em outras referências geomorfológicas.

INTRODUÇÃO

Nas áreas interiores do centro de Portugal, o Rio Tejo corre num soco arrasado do Maciço Hespérico (MH), com o leito rochoso aos 50 a 80 m de altitude, no troço entre Gavião e a fronteira com Espanha (Fig. 1). O arrasamento do MH originou uma vasta superfície de erosão (Meseta Ibérica) que corta rochas metassedimentares e granítoides de idades Neoproterozóica e Paleozóica, mas com continuidade morfológica nas Bacias Cenozóicas de Madrid e do Baixo Tejo. O Tejo cruza a Meseta Ibérica num vale encaixado em cerca de 200 m, recebendo tributários desta superfície, mas também da Cordilheira Central Portuguesa (CCP), ex. Rio Zêzere e Ribeira da Sertã.

Alguns tributários do Tejo apresentam um troço a montante regularizado (*graded profile*), pouco encaixado, em con-

Análise de perfis longitudinais em leitos rochosos - evolução de tributários do rio Tejo em Portugal, desde o Pliocénico

Stream profile analysis in bedrock rivers – evolution of Tejo River tributaries in Portugal, since the Pliocene

António A. Martins¹

¹Universidade de Évora, Departamento de Geociências Instituto de Ciências da Terra

Palavras-chave: terraços fluviais; perfis longitudinais, quebras de declive, soerguimento tectónico, afluentes do Tejo

Key-words: fluvial terraces; longitudinal profiles, knickpoints, crustal uplift, Tejo River tributaries

ABSTRACT

Graded longitudinal profiles of Tejo River tributaries were used to estimate the fluvial incision since the first inset of the drainage (N1) and formation of the oldest terrace of Tejo River (T1). The projected graded profiles were correlated with the T1 terrace of Monte do Pinhal, in Vila Velha de Ródão (ca. 120 m above river bed), with about 1 Ma. The obtained incision rates post-N1, are comprised between 0.38 and 0.12 m/ka and are similar to the regional uplift rates determined by other geomorphic references.

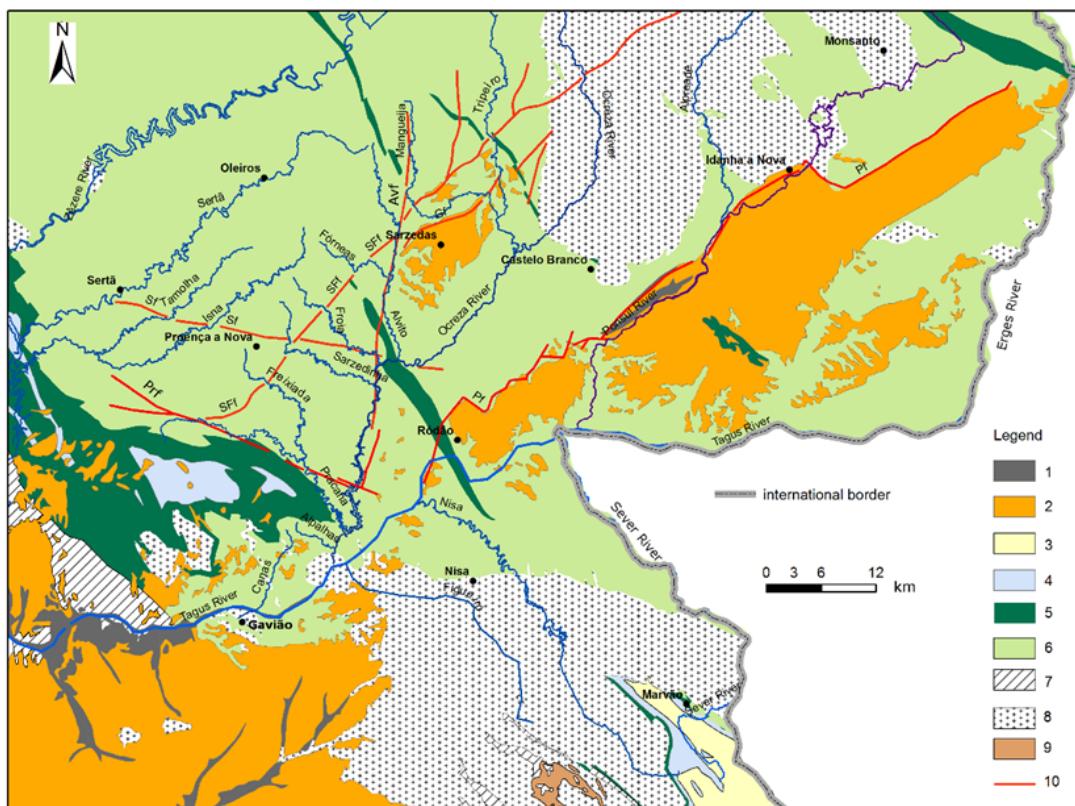


Fig. 1. Mapa geológico da área de estudo. Adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1/500000, S.G.P., 1992). 1 – Terraços fluviais (Plistocénico); 2- cobertura sedimentar (Paleogénico e Neogénico); 3- xistos e arenitos (Devónico); 4-xistos e quartzitos (Silúrico); 5-quartzitos (Ordovícico); 6-xistos e metagrauváques (Neoproterozoico a Câmbriico); 7-xistos, metagrauváques e calcários (Neoproterozoico); 8-granitos e ortognais- ses; 9-dioritos e gabros; 10-falha. SFF- falha de Sobreira Formosa; Sf- falha da Sertã; Pf- falha do Ponsul; Gf- falha de Grade. A falha de Sobreira Formosa separa a Cordilheira Central Portuguesa (a NW) da superfície de aplanaamento do sul de Portugal (a SE).

Fig. 1. Geological map of the study area. Modified from the “Mapa Geológico de Portugal na escala 1/500000, S.G.P., 1992”. 1-Fluvial terraces (Pleistocene); 2-sedimentary cover (Paleogene and Neogene); 3-slates and metasandstones (Devonian); 4-slates and quartzites (Silurian); 5-quartzites (Ordovician); 6-slates and meta-greywackes (Neoproterozoic to Cambrian); 7- slates, metagreywackes, and limestones (Neoproterozoic); 8-granites and ortogneisses; 9-diorites and gabbros; 10-fault. SFF-Sobreira Formosa fault; Sf-Sertã fault; Pf-Ponsul fault; Gf-Grade fault. The SFF separates the PCR (at NW) from the south Portuguese planation surface (at SE).

traste com o troço a jusante, rejuvenescido, em fase de ajustamento ao nível de base actual. O primeiro troço possui concavidade elevada e gradiente suave; trata-se de forma herdada (“relicquia”), resultante do ajustamento da drenagem a um nível de base mais alto do que o actual (Martins et al., 2017). Nestes afluentes, o perfil longitudinal regularizado, de leito rochoso é, muitas vezes, a única informação geomorfológica disponível para conhecer a evolução de longo prazo da drenagem, pois os registos dos terraços encontram-se espacial e temporalmente fragmentados e, quando preservados, estão quase sempre associados ao sistema fluvial principal.

As superfícies de erosão e superfícies sedimentares têm sido utilizadas para o cálculo do soerguimento regional no interior do território português (Cabral, 2012). Os perfis longitudinais dos rios constituem uma metodologia adicional com a mesma finalidade, pois em áreas sujeitas a contínuo soergui-

mento, a incisão fluvial pode ser considerada como equivalente do levantamento crustal (Bridgland, 2000). A reconstituição de antigos perfis longitudinais (anteriores ao encaixe) constitui o primeiro passo, na determinação do valor da incisão (Fig. 2). Além disso, a projeção de antigos perfis regularizados permite a sua correlação com terraços fluviais, cuja idade é fundamental na determinação das taxas de incisão e do levantamento crustal. Na reconstituição dos perfis longitudinais, utilizou-se a equação do perfil de equilíbrio (Goldrick and Bishop, 2007), derivada da relação entre gradiente do rio e o seu comprimento. A incisão foi calculada subtraindo à altitude do perfil projetado a cota do leito actual. A correlação do perfil reliquia, em análise (N1), com o mais antigo terraço fluvial do Baixo Tejo (T1) foi efectuada através da sua projecção para jusante, aferida com a altitude acima do leito de cada uma das referências geomorfológicas (terraço T1 e perfil projectado).

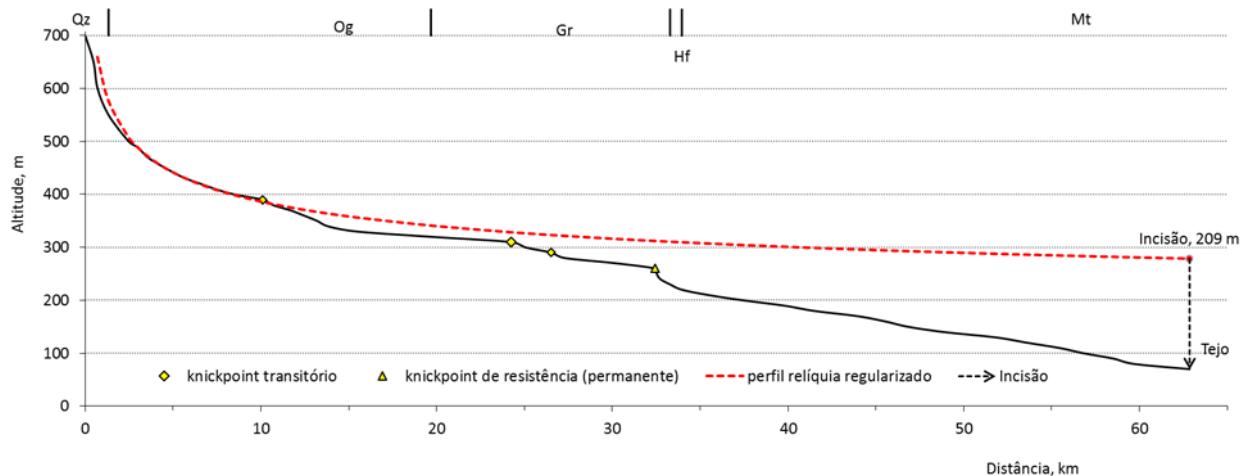


Fig. 2. Perfil longitudinal da ribeira de Nisa. A linha a tracejado representa o antigo perfil regularizado, anterior ao mais recente encaixe da ribeira. Ao longo do perfil ocorrem quebras de gradiente transitórias (*transient knickpoints*) e de resistência (*permanent knickpoint*). Litologia: rochas metassedimentares (Mt); corneanas (Hf); granitos (Gr); ortognaisses (Og); quartzitos (Qz).

Fig. 2. Longitudinal profile of the Nisa stream. Dashed line represents the old relict graded profile, before of the incision of the stream, driven by a lower base level, situated in the Tejo river bed. Transient and permanent knickpoints occur on the present channel. Lithology: metamorphic rocks (Mt); hornfels (Hf); granites (Gr); Orthogneisses (Og); quartzites (QZ).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (e.g. Pais et al., 2012), o rio Tejo desenvolveu seis níveis de terraços fluviais (T1 a T6) desde a superfície culminante do enchimento sedimentar até ao leito actual (e.g. Cunha et al., 2012). A unidade sedimentar culminante, com idade de ca. 3,7 Ma (base) a 1,8 Ma (topo) (Cunha et al., 2016) e situada a ca. +142 a 262 m acima do leito do Tejo, representa o ancestral Tejo antes do início da etapa de incisão fluvial.

O terraço mais antigo (T1), aos +84 a 180 m; com idade ca. 1 Ma a 0,9 Ma), parece representar um longo período de estabilidade da rede fluvial (*steady state*), anterior ao Plistocénico Médio, período caracterizado por oscilações eustáticas de fraca amplitude (Shackleton, 1995). Correlações geométricas, indicam que formação do terraço mais antigo do Tejo (T1) e a correspondente lateral superfície de erosão N1, deverá ter equivalência com o troço regularizado (*graded profile*) situado nas cabeceiras de alguns tributários do Tejo.

O terraço T2 (+57 a 150 m), com idade estimada em ca. 600 ka (Cunha et al., 2016), deverá corresponder à fase final da “Revolução do Plistocénico Médio”. Este terraço está mal representado, provavelmente por ser relativamente antigo e porque o tempo desenvolvimento foi menor que o do terraço T1.

Os terraços mais baixos - T3, T4, T5 e T6 - testemunham o progressivo estreitamento do vale e formaram-se durante o Plistocénico Médio e Final, períodos caracterizados por oscilações climáticas de grande amplitude e intensificação do soerguimento regional.

O valor da incisão fluvial, ulterior ao ancestral perfil regularizado, calculado na desembocadura de cada tributário, é similar às taxas de levantamento crustal determinadas por outros critérios geomorfológicos (Cabral, 2012).

Na área de estudo, para o último milhão de anos, a taxa de incisão fluvial poderá variar entre 0,38 e 0,12 m/mil anos, dependendo do soerguimento diferencial entre compartimentos limitados por falhas ativas.

CONCLUSÕES

Em leitos rochosos, a utilização dos perfis longitudinais regularizados constitui uma abordagem adicional para explorar os valores da incisão fluvial e do soerguimento regional em situações onde o levantamento crustal constitui, no longo prazo, o mecanismo forçador do progressivo encaixe dos sistemas fluviais e do escalonamento dos terraços.

Na área de estudo, uma fase relativamente longa (cerca de 1 Ma) com menor soerguimento e variações cíclicas do nível de base de fraca amplitude, terá favorecido o desenvolvimento

de um ancestral perfil regularizado, situado a montante (troço relíquia). Em cada tributário, o troço mais a jusante, com maior declive e em fase de ajustamento a um nível de base mais baixo, desenvolveu-se durante as variações cíclicas de maior amplitude do nível de base, mas provavelmente traduz também algum incremento da taxa de soerguimento regional.

REFERÊNCIAS

- Bridgland, D.R., (2000). River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews* 19, 1293–1303.
- Cabral, J. (2012) - Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology* 38, 71-84.
- Cunha, P. P.; Almeida, N. A.C.; Aubry, T.; Martins, A. A.; Murray, A. S.; Buylaert, J.-P.; Sohbati, R.; Raposo, L. & Rocha, L. (2012) - Records of human occupation from Pleistocene river terrace and aeolian sediments in the Arneiro depression (Lower Tejo River, central eastern Portugal). *Geomorphology*, vol. 165-166, pp. 78-90. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.02.017.
- Cunha, P. P., Martins, A. A., & Gouveia, M. P. (2016). As escadarias de terracos do Ródão à Chamusca (Baixo Tejo) – caracterização e interpretação de dados sedimentares, tectónicos, climáticos e do Paleolítico. *Estudos do Quaternário*, (14), 1-24.
- Goldrick, G., Bishop, P., (2007). Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 649–671.
- Martins, A. A.; Cabral, J.; Cunha, P. P.; Stokes, M.; Borges, J.; Caldeira, B. & Martins, A. C. (2017) - Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: insights from long profile tributary stream analyses. *Geomorphology*, 276, 144-163.
- Pais, J.; Cunha, P. P.; Pereira, D.; Legoinha, P.; Dias, R.; Moura, D.; Brum da Silveira, A.; Kullberg, J. C.; González-Delgado, J. A. (2012) - The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). A Cenozoic record in the European Atlantic domain. SpringerBriefs in Earth Sciences, Springer, Series ID: 8897, 1st Edition, 1 vol., 158 p.
- Shackleton, N. J., (1995). New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C., Burkle, L.H. (Eds.), *Palaeoclimate and evolution with emphasis on Human origins*. Yale University Press, New Haven, pp. 242–248.

Página intencionalmente deixada em branco

Alluvial fans and their contribution for understanding landscape development: classic and new approaches

Martin Stokes

School of Geography, Earth and Environmental Sciences, Plymouth University, UK
mstokes@plymouth.ac.uk

Alluvial fans are cone-shaped depositional landforms that form at mountain fronts or tributary junctions, reflecting different confinement settings (Harvey et al., 2005). Upstream catchment areas supply sediment and water to the fan whilst downstream areas provide a space for sedimentation and fan building. The interplay between the feeder catchment and the accommodation space is commonly attributed to geological (catchment lithology, stratigraphy and structure), tectonic (base-level) and climatic (weathering, vegetation, precipitation, discharge and base level) controls. Thus, alluvial fans act as important sedimentological and geomorphological archives of environmental change providing significant insights into fluvial landscape development, especially concerning the coupling and connectivity between upland and lowland regions and hillslopes and valleys.

Alluvial fans are well researched topics, with seminal papers published by US scientists in the 1960s addressing questions of fan sedimentology (e.g. Bull, 1962a; Hooke 1968), morphology (e.g. Bull, 1964; 1968) and their role in landscape development (Melton, 1965). Much of this work was undertaken in the SW USA and notably Death Valley (Denny, 1965) but with unfortunate future research and teaching consequences that all alluvial fans irrespective of location, climate and tectonic setting, were like those in Death Valley. This was compounded in the 1970s and 1980s primarily by geologists undertaking rift basin related hydrocarbon research (e.g. Miall, 1977; Leeder and Gawthorpe, 1987), culminating in a series of widely debated articles on alluvial fan processes, sedimentology and geomorphology by Blair and McPherson (1994a,b) and the first dedicated international conference on alluvial fans (Death Valley, 1995).

Much of this 20th century work used classical integrated remote sensing and field based approaches. The remote sensing used aerial photos and topographic maps to undertake morphometric analyses (Bull, 1962b), with extensive applications to fans in glacial (Kostaschuk et al., 1986) and arid settings (Harvey, 2011). Such approaches involved the quantitative measurement of catchment and fan morphology, including catchment area, fan area, fan slope amongst others. Statistical analysis using regression typically reveals positive or negative relationships between various combinations of catchment and fan components (e.g. large catchment areas produce large, lower gradient fans). Field approaches included mapping, surveying, sedimentology and soil analysis (e.g. Bull, 1977) were routinely employed to construct a morphostratigraphic framework of alluvial fan development which could then be interpreted in terms of controls that were external (tectonics, climate) or internal to the fan system (geomorphology) (e.g. Harvey, 1984; Silva et al., 1992).

With the advent of the 21st century, alluvial fan research has continued abounding including a series of follow-on dedicated alluvial conferences held in different climatic and tectonic settings from around the world to help allay the Death Valley bias (e.g. Harvey et al., 2005). Notable developments in alluvial fan research have included 1) numerical and analogue modelling of fans (e.g. Nicholas et al., 2009; Clarke, 2014, 2015), 2) applying new approaches for dating fan sediments and surfaces using techniques such as luminescence (e.g. Sobhati et al., 2012) and cosmogenic exposure dating (e.g. Matmon et al., 2006); 3) high resolution remote sensing of fan environments using satellite (e.g. Frankel and Dolan, 2007) and UAV platforms (e.g. Micheletti et al., 2015); 4) the distributive fluvial system concept (DFS) of mega-scale fan-shaped bodies operating in large modern continental sedimentary basin settings (Weissmann et al., 2015). There have also been attempts to highlight the importance of alluvial fans to other communities (e.g. river terrace / fluvial archives) where alluvial fans are common, but often ignored occurrences without realising the added value potential that fans offer for a fuller understanding of fluvial landscape development (Mather et al., 2017).

To illustrate some classic and new approaches to alluvial fan research and their importance for understanding landscape development three case studies from the USA, Morocco and Cape Verde are presented.

Firstly, research from the Great Basin region of the southwestern USA (García and Stokes, 2006) is used to demonstrate some classic field based mapping, surveying and dating approaches of mountain front alluvial fans within a high altitude internally drained pluvial basin (Fig. 1). These data illustrate the interaction of basin margin fans with an adjacent pluvial lake system and how this informs on the temporal pattern of Late-Pleistocene-Holocene climatic amelioration linked to northwards shifting of the polar jet stream. The Jakes Valley fan-lake system recessional interactions at 13.9ka, 13ka and 12.5ka are in-keeping with the large Lake Bonneville system to the west. Despite the tectonic quiescence of the region, the more complicated western basin margin fan surface stratigraphy is attributed to localised post Qf0 fault activity.

Secondly, a study of modern tributary junction alluvial fans in the High Atlas Mountains of Morocco (Stokes and Mather, 2015, Mather and Stokes, 2017) illustrates a novel application of morphometric analysis. Data collected on 186 tributary drainages show only ~20% build an alluvial fan at their tributary junction. The fan generating tributaries are characterised by larger catchment areas, higher catchment relief, longer catchment lengths and less steep catchment gradients. When fan generating tributaries are explored using regression of morphometric variables (fan area and gradient vs catchment area, relief, gradient and length) very weak, but statistically significant relationships exist. Exploration of the weak relationships by residual analysis (deviation from best fit line) highlights 1) the importance of catchment rock type, stratigraphy and structure for supplying or suppressing sediment supply to tributary junctions and 2) the influence of flood size and frequency along the high order trunk valley drainage (River Dades) causing tributary fans to build and reset (Fig. 2), i.e. the fans are trying to achieve morphological equilibrium with respect to their catchment area but are unable to because the fans keep getting eroded.

Finally, unpublished and ongoing research into alluvial fans in the Cape Verde islands (Stokes et al., 2016; Stokes and Gomes, 2017) illustrates how climate influences the long term

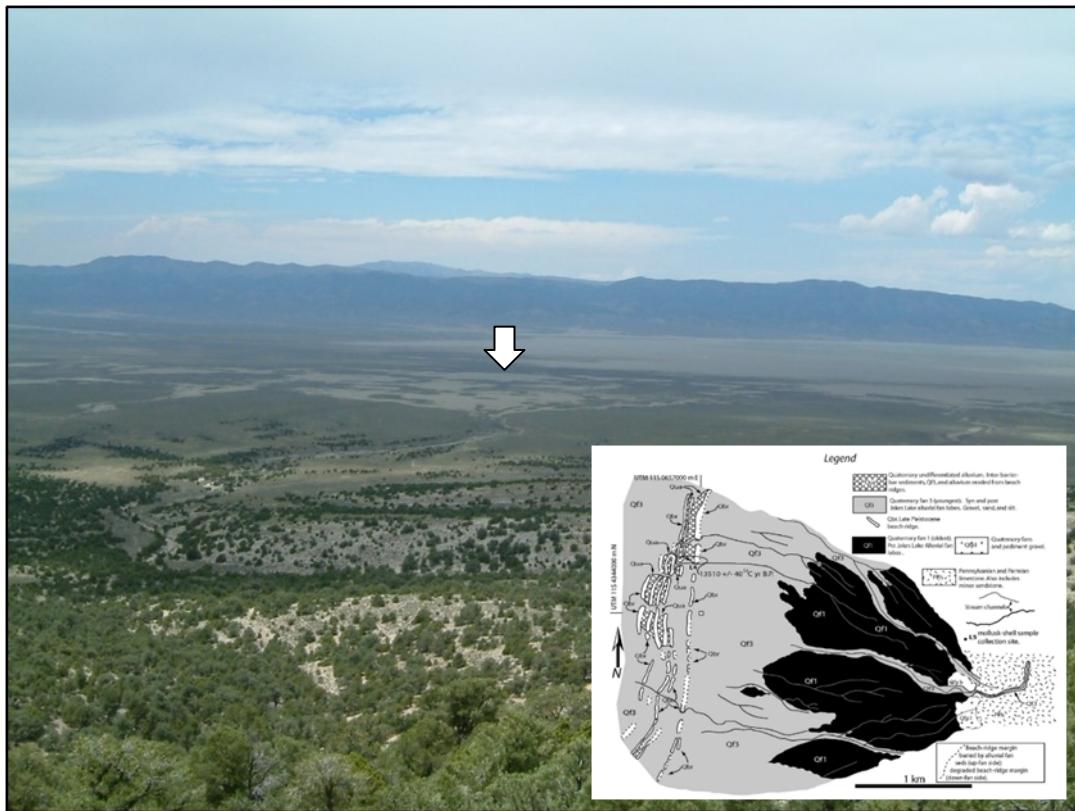


Figure 1. View westwards across Jakes Valley and the Yammaha Fan (arrowed). Inset: morphostratigraphic mapping results, showing fan relationships to pluvial lake beach ridges (García and Stokes, 2006).

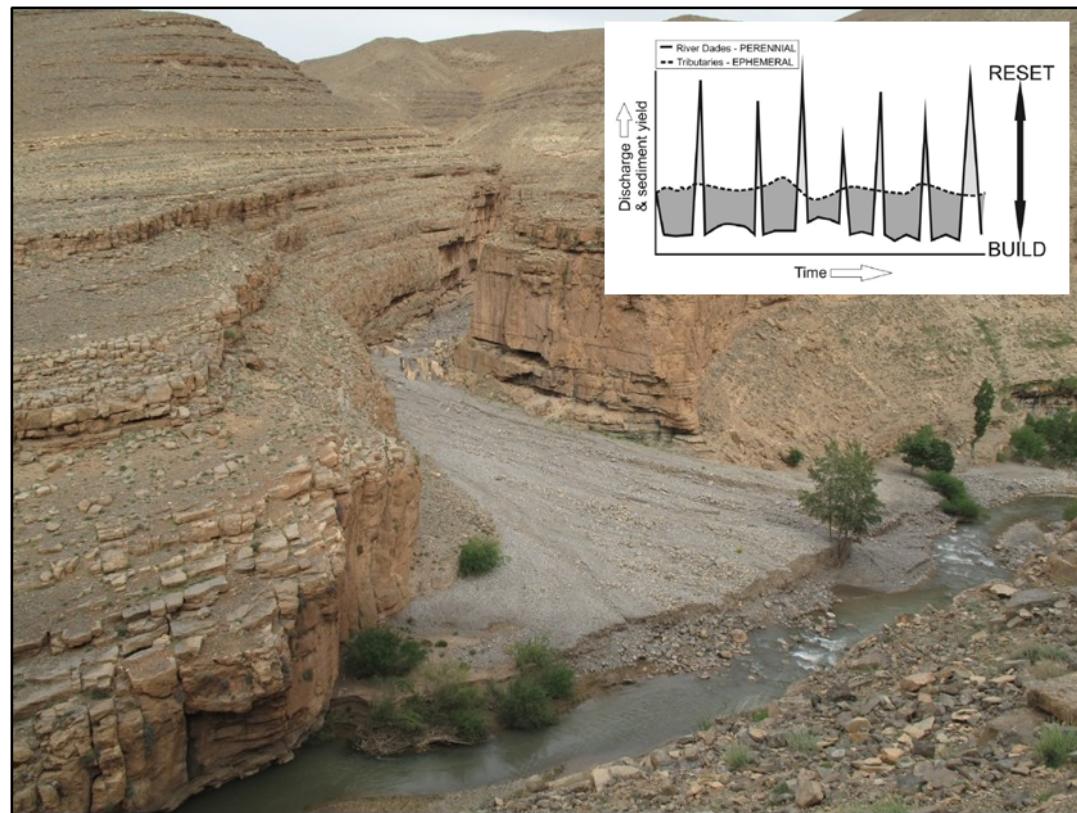


Figure 2. Tributary junction fan along the River Dades, High Atlas Mountains, Morocco. The fan blocked the valley but has since been breached. Inset: build and reset model link to spatially and temporally climate-related flood discharge variability (Stokes and Mather, 2015).

erosion of tectonically quiescent volcanic landscapes. This research has combined 1) traditional field based mapping, surveying and logging with 2) remote sensing using the latest TanDEM-X digital elevation data and field acquired drone imagery (Fig. 3) and 3) ³He cosmogenic exposure dating of fan surfaces. Preliminary results suggest that alluvial fans are composite long-lived features persisting for at least 150ka with the current fan form becoming incised and abandoned since 10-20ka. Fan surface age distributions show an older central distal fan region (>50ka) and a younger central-eastern mid-proximal fan region (<20ka); a configuration that suggests the fan surface has been built by avulsion-related fan lobe switching. These avulsions appear to be related to abrupt and short

(~5ka) duration African Humid Period hydrological events occurring every 20ka in low latitude Africa and that the longer term fan surface abandonment is base-level driven, related to global eustatic changes over a 100ka glacial-interglacial climate cycle. Ongoing work has focussed on two areas: 1) improving the fan surface chronology by sampling for ³He dating across the fan surface in distal, mid and proximal fan locations in order to strengthen the fan-AHP climate relationship and 2) improving the fan surface morphological characterisation by high resolution field survey and drone mapping of distal, mid and proximal across fan regions in order to enhance the avulsion related fan building model.

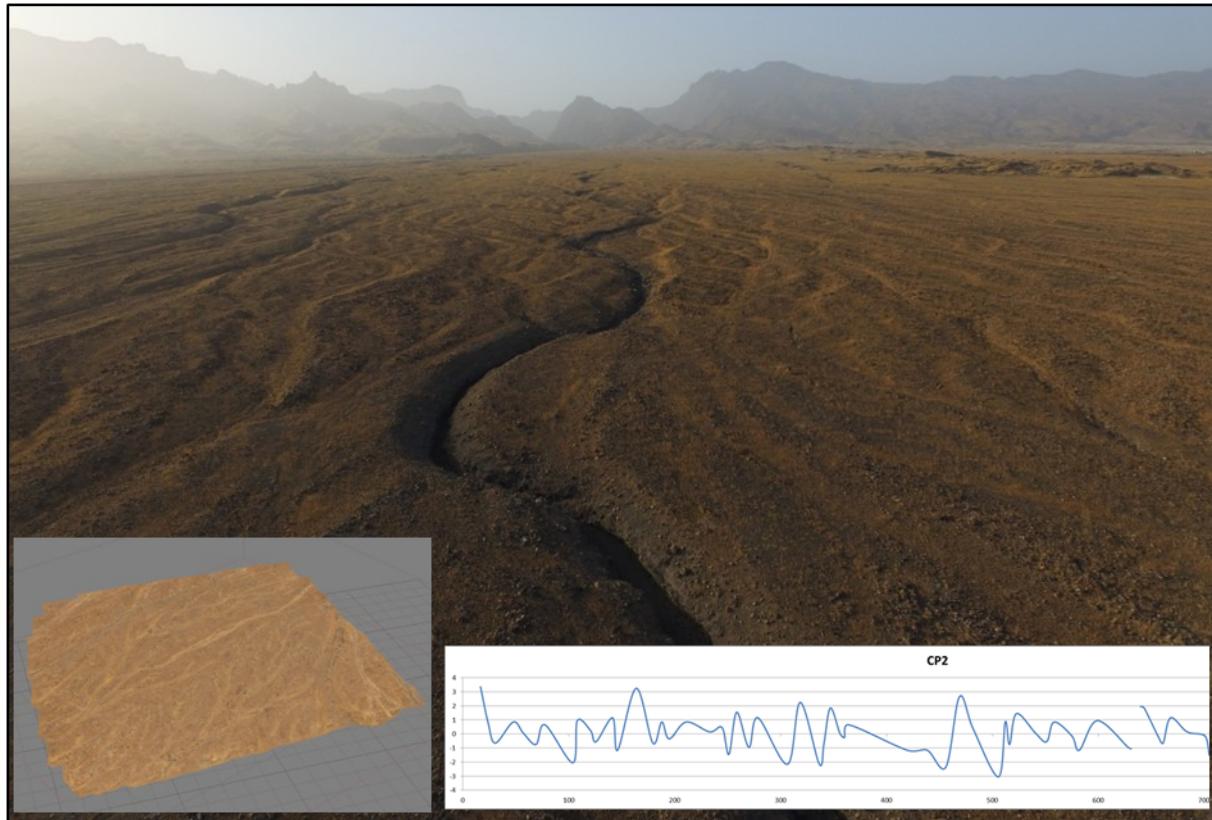


Figure 3. Oblique drone image of incised distal fan surface, Santo Antao, Cape Verde. Inset = 3D model generated from structure from motion photogrammetry.

REFERENCES

- Bull, W. B., 1962a. Relation of Textural (CM) Patterns to Depositional Environment of Alluvial-fan Deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 32 (2): 211-216.
- Bull, W.B., 1962b. Relations of alluvial-fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California. *US Geological Survey Professional Paper* 430B: 51-53.
- Bull, W. B., 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 352E: 79-129.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment. *Prog. Phys. Geogr.* 1: 222-270.
- Clarke, L.E., 2015. Experimental alluvial fans: Advances in understanding of fan dynamics and processes. *Geomorphology* 244: 135-145.
- Denny, C. S., 1965. Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 466, 62 p.
- Frankel, K.L., Dolan, J.F., 2007. Characterizing arid-region alluvial fan surface roughness with airborne laser swath mapping digital topographic data. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface* 112, F02025.
- García, A.F., Stokes, M., 2006. Late Pleistocene highstand and recession of a small, highaltitude pluvial lake, Jakes Valley, central Great Basin, USA. *Quaternary Research* 65: 179-186
- Gray, H.J., Owen, L.A., Dietsch, C., Beck, R.A., Caffee, M.A., Finkel, R.C., Mahan, S.A., 2014. Quaternary landscape development, alluvial fan chronology and erosion of the Mecca Hills at the southern end of the San Andreas Fault zone. *Quaternary Science Reviews* 105: 66-85.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics - introduction. A review of alluvial-fan research. In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (Eds.), *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*, vol. 251. Geological Society of London, Special Publications, pp. 1-7.
- Hooke, R. LeB., 1968. Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *Am. Jour. Sci.*, 266: 609-629.
- Kostaschuk, R.A., MacDonald, G.M., Putnam, P.E., 1986. Depositional processes and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surf. Process. Landf.* 11: 471-484.
- Mather, A.E., Stokes, M., 2017. Bedrock structural control on catchment-scale connectivity and alluvial fan processes, High Atlas Mountains, Morocco. In: Ventra, D., Clarke, L.E. (Eds.), *Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives*. Geological Society, London, Special Publications, p. 440 (in press).
- Mather, A.E., Stokes, M., Whitfield, E., 2017. River terraces and alluvial fans: the case for an integrated Quaternary fluvial archive. *Quat. Sci. Rev.* 166: 74e90.

- Micheletti N, Chandler JH and Lane SN (2015) Section 2.2. Structure from Motion (SfM) photogrammetry. In: Cook SJ, Clarke LE and Nield JM (eds) *Geomorphological Techniques* (Online Edition). London, UK: British Society for Geomorphology. ISSN: 2047-0371
- Nicholas, A.P., Clarke, L.E., Quine, T.A. 2009. A numerical modelling and experimental study flow of width dynamics on alluvial fans. *Earth Surf. Process. Landf.*, 34: 1985-1993.
- Sohbati, R., Murray, A. S., Buylaert, J.-P., Ortúñ, M., Cunha, P. P. & Masaña, E. 2012 (April): Luminescence dating of Pleistocene alluvial sediments affected by the Alhama de Murcia fault (eastern Betic, Spain) – a comparison between OSL, IRSL and post-IR IRSL ages. *Boreas*, 41: 250–262.
- Stokes, M., Mather, A.E., 2015. Controls on modern tributary-junction alluvial fan occurrence and morphology: high Atlas Mountains, Morocco. *Geomorphology* 248: 344-362.
- Stokes, M., Gomes, A.A., Plumé, A.C., Stuart, F., Rocha, R. 2016. *Alluvial fans and river terraces as recorders of volcanic island denudation*. British Society for Geomorphology: Annual Meeting Conference Handbook, p 50.
- Stokes, M., Gomes, A.A. Mapping climate-related alluvial fan sedimentation and erosion patterns on volcanic islands using TanDEM-X data. German Aerospace Center (DLR) data award.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Scuderi, L.A., Nichols, G.J., Owen, A., Wright, S., Felicia, A.L., Holland, F., Anaya, F.M.L., 2015. Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: a review. *Geomorphology*, 250: 187-219.

Grutas do Maciço de Sicó (Portugal Central): geologia, geomorfologia e espeleogênese

Caves of Sicó Massif (Central Portugal): geology, geomorphology and speleogenesis

Luca A. Dimuccio^{1*}, Lúcio Cunha², Thierry Aubry³

¹ Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Colégio de S. Jerónimo, Universidade de Coimbra, 3004-530 Coimbra, Portugal.

² Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Departamento de Geografia e Turismo, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Colégio de S. Jerónimo, 3004-530 Coimbra, Portugal.

³ Fundação Côa Parque, Rua do Museu, 5150-610 Vila Nova de Foz Côa, Portugal.

* luca@ci.uc.pt

Palavras-chave: Maciço de Sicó, geomorfologia tectónica, geoarqueologia, sedimentos de gruta, formas parietais de gruta, espeleogênese.

Key-words: Sicó Massif, tectonic geomorphology, geoarchaeology, cave sediments, cave rocky-relief features, speleogenesis

RESUMO

Na região Centro de Portugal, o Maciço de Sicó representa um dos mais expressivos e sugestivos relevos carsificados da Orla Meso-Cenozoica ocidental, estruturado na dependência de uma espessa série sedimentar carbonatada com litologias variáveis (calco-dolomíticas, calco-margosas e calcárias) e idade compreendida entre o Jurássico Inferior e o Jurássico Superior.

Tendo em conta a natureza das unidades líticas evidenciadas, assim como o seu comportamento em termos de erosão diferencial, juntamente com a tectónica de fracturação e, mesmo, alguns dobramentos, o Maciço de Sicó resulta de uma evolução longa e complexa - poligénica e polifásica - sob o controlo da tectónica e do clima. As deformações tectónicas pós-jurássicas são as responsáveis pelo progressivo levantamento do maciço e pela sua fragmentação e desarticulação internas, assim como pela localização das mais importantes formas cárssicas e fluviocárssicas que o caracterizam, levando, no conjunto, à sua atual configuração.

Na totalidade do Maciço de Sicó são inventariadas cerca de trezentas cavidades cárssicas (grutas) de diferentes tipos, tamanhos e características espeleogenéticas, quase todas nas serras e planaltos calcários da porção setentrional. No entanto, algumas cavidades de reduzidas dimensões, com secção subcircular/elíptica que integram uma aparente rede de tipo anastomosado (cavidades de inter/intraestrato), caracterizam as unidades calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior que, por sua vez, estruturaram as Colinas dolomíticas a sul da cidade de Coimbra. Grutas de maiores dimensões e caracterizadas por amplas condutas horizontais (lapas), que aproveitam superfícies de estratificação (e.g., Gruta dos Alqueves e Gruta dos Mouros), a que se juntam outras que se desenvolvem na vertical (algares), ao longo de falhas e/ou diaclases importantes (e.g., Café Gruta, Algar das Choupanas e Algar da Janeia), também caracterizam as ditas Colinas dolomíticas.

Entre os algares que se desenvolvem nas unidades predominantemente calcárias do Jurássico Médio das serras e planaltos, destaca-se o "Abismo de Sicó", com uma profundidade de 107 m, onde, geralmente, se verifica uma relação direta entre a

localização/morfologia e as características tectónicas locais, principalmente as fraturas com orientações meridiana a submeridiana. Outras cavidades, com prevalente desenvolvimento horizontal, localizam-se ao longo das vertentes dos vales fluviocárssicos que intersectam o Maciço de Sicó no seu rebordo ocidental, assim como nas escarpas de motivação estrutural que aqui o delimitam, todas elas totalmente/parcialmente preenchidas por sedimentos siliciclásticos autóctone e/ou alóctone que, por vezes, conservam os testemunhos de ocupação humana pré-histórica (e.g., Buraca Escura, Buraca Grande, Buraca da N.S. Estrela).

Em termos gerais, e tendo em conta as direções de fraturas preferenciais no desenvolvimento da maioria das cavidades cárssicas analisadas, admite-se um início da espeleogênese a partir, pelo menos, do Cretáceo Superior-Miocénico, segundo descontinuidades mecânicas na rocha compatíveis com o regime transpressivo pirenaico NE-SW, progressivamente abertas pelo *stress* compressivo bético onde se reconhece uma tensão horizontal compressiva máxima essencialmente NW-SSE durante o Miocénico Superior. A abertura das fendas proporciona a possibilidade destas serem atravessadas pelos fluidos agressivos (ascendentes e/ou descendentes) que, desta forma, podem carsificar a rocha carbonatada encaixante, sobretudo na interseção entre fraturas e planos de estratificação.

A cerca de 5 km a sul da vila de Penela desenvolve-se o maior e mais interessante sistema cárssico subterrâneo ativo até agora conhecido no maciço - o chamado "Sistema Espeleológico do Dueça". Com cerca de 6 km de desenvolvimento planimétrico já reconhecidos pelos grupos espeleológicos locais, o sistema conta com um sumidouro (Algar da Várzea), duas exsurgências temporárias (Gruta do Algarinho e Olhos de Água do Dueça) e duas cavidades de ligação com desenvolvimento essencialmente horizontal (Soprador do Carvalho e Brutiais). Deste conjunto de cavidades, a mais extensa e interessante do ponto de vista espeleogenético é a Gruta do Soprador do Carvalho (= Gruta Talismã = Gruta das Taliscas), com um desenvolvimento total estimado em ~4000 m, mas cartografada de forma mais detalhada só nos primeiros ~2000 m. Funcionando hoje em regime vadoso, conta com um rio subterrâneo no seu nível mais baixo que, além de proporcionar rara espetacularidade, lhe confere uma importância geomorfológica e sedimentológica particular. A observação atenta desta cavidade permite seguir alguns passos da sua evolução, nomeadamente da passagem de regime freático para vadoso e, dentro deste último, de algumas fases de estabilidade, marcadas por verdadeiros terraços fluviais subterrâneos que podem ser considerados como testemunhos de diferentes fases espeleogenéticas. Por outro lado, a observação preliminar dos sedimentos fluviais endocárssicos permite ter uma ideia da bacia de alimentação do escoamento que, além das áreas carbonatadas sobre as quais a cavidade se desenvolve inclui, claramente, as vertentes xistosas e quartzíticas da Serra do Espinhal (Maciço Hespérico) situadas a este do sistema.

Página intencionalmente deixada em branco

O Maciço de Sicó (Portugal Central): estrutura geológica, geomorfologia e carsificação superficial

The Sicó Massif (Central Portugal): geological structure, geomorphology and superficial karstification

Lúcio Cunha ^{1*}, Luca A. Dimuccio ²

¹Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Departamento de Geografia e Turismo, Faculdade de Letras, Universidade de Coimbra, Portugal

²Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Universidades de Coimbra, Porto e Minho, Portugal

* luciogeo@ci.uc.pt

Palavras-chave: Maciço de Sicó, exocarso, geomorfologia cársica, paleoambientes.
Key-words: Sicó Massif, exokarst, karstic geomorphology, palaeoenvironments.

RESUMO

O Maciço de Sicó representa um dos mais importantes relevos carsificados da Orla Meso-Cenozoica Ocidental de Portugal. A sua geomorfologia apresenta uma forte dependência estrutural, tendo em consideração a sua litologia carbonatada (calco-dolomítica, calco-margosa e calcária) bem como a tectónica, nomeadamente a que se apresenta com direção submeridiana. Uma longa evolução, que se estende dos tempos jurássicos até aos nossos dias, estabelecida de acordo com as vicissitudes tectónicas, que soergueram e diferenciaram o Maciço, e com a evolução das condições paleoambientais, que ditaram diferentes fases e modalidades de carsificação, é responsável por um carso superficial polifásico e poligénico com forte complexidade. A presença e constante remobilização de coberturas silicicísticas (essencialmente areno-conglomeráticas), pelo menos desde tempos cretácicos, são responsáveis por um exocarso de carácter marcadamente fluvial.

Em termos gerais a compartimentação litológica e tectónica do maciço permite distinguir as Colinas dolomíticas (a este), as Depressões calco-margosas (na porção central) e as Serras e planaltos calcários (a oeste). Este bloco, subdividido em dois sub-blocos pelo grande sistema de falhas da Lousã-Pastor-Torre Vale de Todos (NE-SW a ENE-WSW), é o mais importante do ponto de vista da evolução cársica, já que aí se encontram, não só a grande maioria das formas cársicas de superfície e de profundidade, mas também as formas cársicas e fluviocársicas mais representativas.

No maciço encontramos praticamente toda a gama de formas cársicas de superfície, desde os campos de lapiás às dolinas e às grandes depressões, ainda que não tenham sido reconhecidos polja no interior do maciço, estando estas formas e os seus modos particulares de evolução confinados à sua bordadura oriental, onde constituem depressões de erosão diferencial marginais ao carso, mas em que este e os seus processos de funcionamento têm particular importância genética.

Dadas as condições e características genéticas do carso de Sicó e nomeadamente a sua cobertura parcial por formações superficiais silicicísticas, menos permeáveis, assumem particular destaque os vales fluviocársicos e, dentro destes,

os canhões fluviocársicos do Rio dos Mouros, das Buracas, dos Poios (Velho e Novo) e do Vale da Mata. O soerguimento recente (e rápido?) das serras permitiu um encaixe epigénico da rede hidrográfica estabelecida nas áreas mais cobertas por sedimentos que, ajudado localmente por fenómenos de evolução cripto-cársica, permitiu o desenvolvimento destas formas.

A par dos canhões fluviocársicos também as fórnias (ou *reculées*) marcam presença na paisagem cársica do Maciço de Sicó. Aproveitando a passagem das formações mais margosas do Jurássico Inferior para as mais calcárias (mais impermeáveis e mais resistentes do ponto de vista mecânico) do Jurássico Médio, encontramos estas formas bem desenvolvidas no compartimento meridional (Fórnias de Casal Soeiro e da Ucha) ou no compartimento setentrional, na Serra do Rabaçal, onde as típicas “barcas”, mais não representam que uma evolução fluviocársica que conduz à elaboração de fórnias.

As vertentes abruptas destas formas fluviocársicas, bem como das escarpas de falha, que marginam o maciço, terão sido afeiçoadas pelos processos de meteorização em diferentes paleoambientes, com particular destaque para os paleoambientes crionivais que foram responsáveis pelas características “buracas”, porventura a melhor imagem de marca do Maciço de Sicó.

Formas cársicas e fluviocársicas a diferentes escalas, de superfície ou subterrâneas, formações geológicas com diferentes composições e significados genéticos, proporcionam diversos eco e geossistemas, assim como distintos modos de uso da Terra e de extração de recursos, passados e atuais, num mosaico paisagístico complexo, diversificado e muito interessante do ponto de vista estético. Por isso, são muitos os elementos geopatrimoniais do Maciço de Sicó a merecer melhores políticas e práticas ao nível da geoconservação e, num plano mais amplo, da Conservação da Natureza, que a classificação parcial como sítio da Rede Natura 2000 não consegue proporcionar.

Página intencionalmente deixada em branco

Determinação da probabilidade de excedência da magnitude de movimentos de vertente: um caso de estudo no concelho da Povoação (ilha de São Miguel, Açores)

Landslide magnitude exceedance probability assessment: a case study from Povoação Municipality (São Miguel Island, Azores)

R. Marques^{1,2 *}, J.L. Zêzere³, J.L. Gaspar^{1,2}

¹ Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores, Universidade dos Açores; Rua Mãe de Deus, Edifício do Complexo Científico - Ala Sul, 3º piso, 9500-321 Ponta Delgada, Portugal

² Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Universidade dos Açores; Rua Mãe de Deus, Edifício do Complexo Científico - Ala Sul, 3º piso, 9500-321 Ponta Delgada, Portugal

³ Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal
rui.tf.marques@azores.gov.pt

Palavras-chave: movimentos de vertente, magnitude, probabilidade de excedência, Povoação, Açores

Key-words: landslides, magnitude, exceedance probability, Povoação, Azores

RESUMO

De acordo com o modelo conceptual do risco, para a análise da perigosidade torna-se indispensável o cálculo da probabilidade de excedência da magnitude dos movimentos de vertente, de forma análoga ao efetuado para outros perigos (e.g. sismos).

O presente trabalho foi desenvolvido no concelho da Povoação (ilha de São Miguel, Açores) e tem como objetivos principais: (i) analisar a adequabilidade de uma distribuição de probabilidade tida como “universal”, parametrizada por Malamud *et al.* (2004); (ii) propor e parametrizar funções de densidade de probabilidade específicas para a área de estudo e (iii) demonstrar a importância de discriminar os inventários de movimentos de vertente por subáreas para o estudo da magnitude.

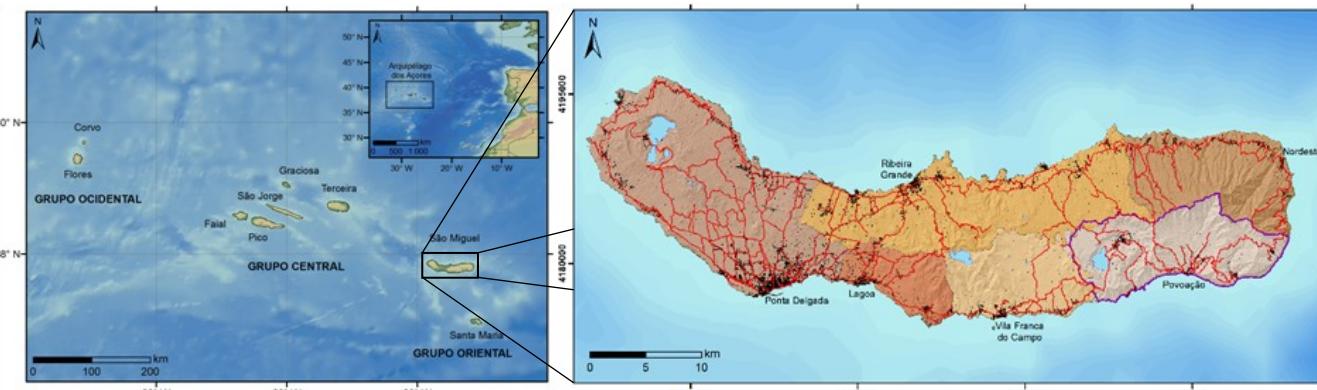


Figura 1. Localização da área de estudo.

INVENTÁRIO DE MOVIMENTOS DE VERTENTE

No presente trabalho foi utilizado o inventário de movimentos de vertente produzido por Marques (2013) para o concelho da Povoação. O trabalho envolveu a interpretação de fotografia aérea e um extenso trabalho de campo para valida-

ção e atualização do inventário. O inventário abrange 11.606 movimentos de vertente, cartografados sob a forma de polígonos, cujo conjunto foi designado por MV-TOT (Fig. 2). Tipicamente, os movimentos de vertente cartografados correspondem a deslizamentos translacionais superficiais, tendo alguns evoluído para escoadas detriticas no seu percurso descendente.

Conclui-se a inadequabilidade da distribuição proposta por Malamud *et al.* (2004) e demonstra-se que a Distribuição Log-normal de 3 parâmetros é a que melhor se adequa aos casos em análise. Demonstra-se o benefício de discriminar o inventário de movimentos de vertente por subáreas, definindo funções de distribuição de probabilidade especificamente parametrizadas para as particularidades de cada partição, que mimetizam com maior pormenor os condicionalismos geomorfológicos, geológicos e hidrológicos do território que condicionam a magnitude e que, de outra forma, seriam desvirtuados.

INTRODUÇÃO

De acordo com o modelo conceptual do risco, para a análise da perigosidade torna-se indispensável o cálculo da probabilidade de excedência da magnitude dos movimentos de vertente, de forma análoga ao efetuado para outros perigos (e.g. sismos).

A magnitude deve traduzir o potencial de destruição dos movimentos de vertente e, como tal, deve ter em conta uma característica mensurável que seja proporcional a tal potencial (e.g. área, volume). A simples análise de frequência do número movimentos de vertente, sem ter em conta a sua magnitude, pode enviesar a percepção do potencial de destruição e introduzir erros graves na análise da perigosidade/risco. Não obstante, verifica-se a parca existência de trabalhos em Portugal que abordam esta temática, restringindo-se a menos de uma dezena (e.g. Garcia, 2012; Marques, 2013; Oliveira, 2015; Pereira *et al.*, 2016).

O presente trabalho foi desenvolvido no concelho da Povoação (ilha de São Miguel, Açores) (Fig. 1) e tem como objetivos principais: (i) analisar a adequabilidade de uma função de densidade de probabilidade tida como “universal”, parametrizada por Malamud *et al.* (2004); (ii) propor e parametrizar funções de densidade de probabilidade específicas para a área de estudo e (iii) demonstrar a importância de discriminar os inventários de movimentos de vertente por subáreas para o estudo da magnitude.

ção e atualização do inventário. O inventário abrange 11.606 movimentos de vertente, cartografados sob a forma de polígonos, cujo conjunto foi designado por MV-TOT (Fig. 2). Tipicamente, os movimentos de vertente cartografados correspondem a deslizamentos translacionais superficiais, tendo alguns evoluído para escoadas detriticas no seu percurso descendente.

Para a explorar as características do inventário foram consideradas 3 subáreas: a subárea oeste (SAW), corresponde à envolvente das bacias hidrográficas e áreas de escoamento difuso existentes no Vulcão das Furnas; a subárea central (SAC) corresponde à envolvente das bacias hidrográficas e

áreas de escoamento difuso existentes no Vulcão da Povoação; e a subárea este (SAE) corresponde às restantes bacias hidrográficas e áreas de escoamento difuso, inseridas no Sistema Vulcânico do Nordeste.

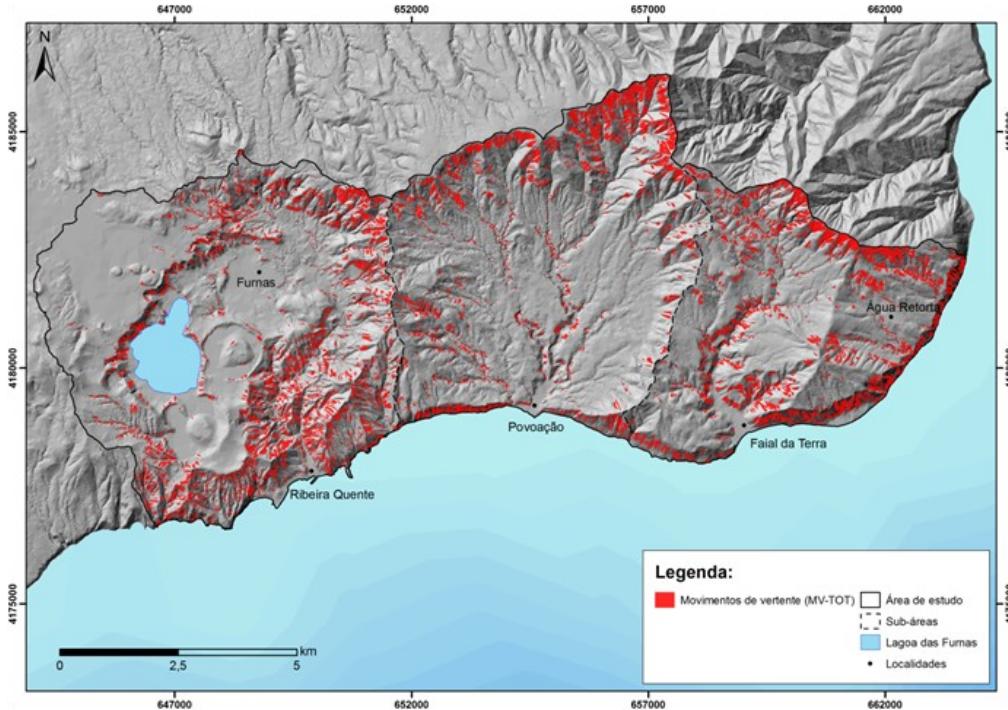


Figura 2. Localização movimentos de vertente.

MAGNITUDE DOS MOVIMENTOS DE VERTENTE

A simples análise de frequência do número movimentos de vertente, sem ter em conta a sua magnitude, pode enviesar a percepção do potencial de destruição. A existência de muitos movimentos de vertente numa área de estudo não implica que a probabilidade de ocorrência de um com grande magnitude seja superior à de uma área com menor densidade de movimentos de vertente (Marques, 2013). Neste contexto, fez-se estudo da magnitude utilizando como grandeza a área superficial dos movimentos de vertente (AREA_3D), em detrimento da escolha mais habitual da área planimétrica (AREA_2D) que promove erros grosseiros neste tipo de análise, essencialmente em áreas muito declivosas (Marques, 2013).

Determinação das funções de densidade de probabilidade

Malamud *et al.* (2004) propõem a Distribuição Gaussiana Inversa de 3 parâmetros (DGI-3P, Eq. 1) como a distribuição de probabilidade que melhor se adequa à distribuição das áreas dos movimentos de vertente, considerando-a como “universal”. Propõem como parâmetros $\alpha = 1,4$, $t = 1.280$ e $s = -132$.

Eq. 1

$$f(x; \alpha, t, s) = \frac{\exp(-t/(x-s))}{t\Gamma(\alpha)((x-s)/t)^{\alpha+1}} = \frac{1}{t\Gamma(\alpha)} \left[\frac{t}{x-s} \right]^{\alpha+1} \exp\left[-\frac{t}{x-s} \right]$$

Para avaliar o ajuste da DGI-3P parametrizada por Malamud *et al.* (2004) e da DGI-3P parametrizada especificamente para a distribuição das áreas de MV-TOT e das partições MV-SAW, MV-SAC e MV-SAE, recorrendo ao método da máxima

verosimilhança, foram utilizados 3 testes de ajuste distintos (K-S, X^2 e Anderson-Darling). Concluiu-se em todos os casos que a DGI-3P não deve ser aceite para um nível de significância (p -value) de 0,05.

Com o objetivo de selecionar e parametrizar a distribuição de probabilidade teórica mais adequada, foram estudadas 65 distribuições recorrendo ao método da máxima verosimilhança. A distribuição que apresentou os melhores resultados de ajuste foi a Distribuição Log-normal de 3 parâmetros (DLN-3P, Eq. 2), parametrizada de acordo com a tabela 2.

Eq. 2

$$f(x; \mu, \sigma, \gamma) = \frac{1}{(x-\gamma)\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln(x-\gamma)-\mu}{\sigma} \right)^2 \right)$$

Tabela 2 – Resumo dos parâmetros da DLN-3P, calculados pelo método da máxima verosimilhança, paraMV-TOT e respetivas partições MV_SAW, MV_SAC e MV_SAE.

Inventário	σ	μ	γ
MV-TOT	1,118	5,815	8,560
MV-SAW	0,973	5,643	4,137
MV-SAC	1,377	5,924	18,756
MV-SAE	1,127	6,019	8,910

Constatou-se o ajuste estatisticamente significativo da DLN-3P especificamente parametrizada para cada um dos inventários (nível de significância p -value de 0,05 e em alguns casos de 0,01). Na figura 3 apresenta-se a distribuição

observada para as magnitudes dos movimentos de vertente para MV-TOT e respectivas partições MV_SAW, MV_SAC e MV_SAE e pode-se verificar graficamente a coerência do ajuste da função de densidade de probabilidade (FDP; $f(x)$) baseada na DLN-3P, bem como o claro desajustamento da DGI-3P parametrizada por Malamud *et al.* (2004). Constatase ainda, pelos parâmetros determinados para a DLN-3P (tabela 2) para MV-TOT e para as partições MV-SAW, MV-SAC e MV-SAE, bem como pelas respectivas representações gráficas (Fig. 3), a existência de diferenças entre as populações estudadas.

Determinação da probabilidade de excedência

Para a análise da perigosidade e do risco importa determinar a probabilidade de excedência da magnitude. Para tal, para a DGI-3P e para DLN-3P determinaram-se as funções de distribuição acumulada (FDA, $F(x)$) pela integração das respectivas FDP (Eqs. 3 e 4, respectivamente).

Na tabela 3 apresentam-se as probabilidades de excedência ($1 - F(x)$) para diferentes cenários de magnitude de um movimento de vertente tendo por base a DLN-3P e a respetiva parametrização para MV-TOT, MV-SAE, MV-SAC e MV-SAE, e com base na DGI-3P parametrizada por Malamud *et al.* (2004).

$$F(x; \alpha, t, s) = 1 - \frac{\Gamma_{f(x-s)}(\alpha)}{\Gamma(\alpha)} \quad \text{Eq. 3}$$

$$F(x; \mu, \sigma, \gamma) = \Phi\left(\frac{\ln(x - \gamma) - \mu}{\sigma}\right) \quad \text{Eq. 4}$$

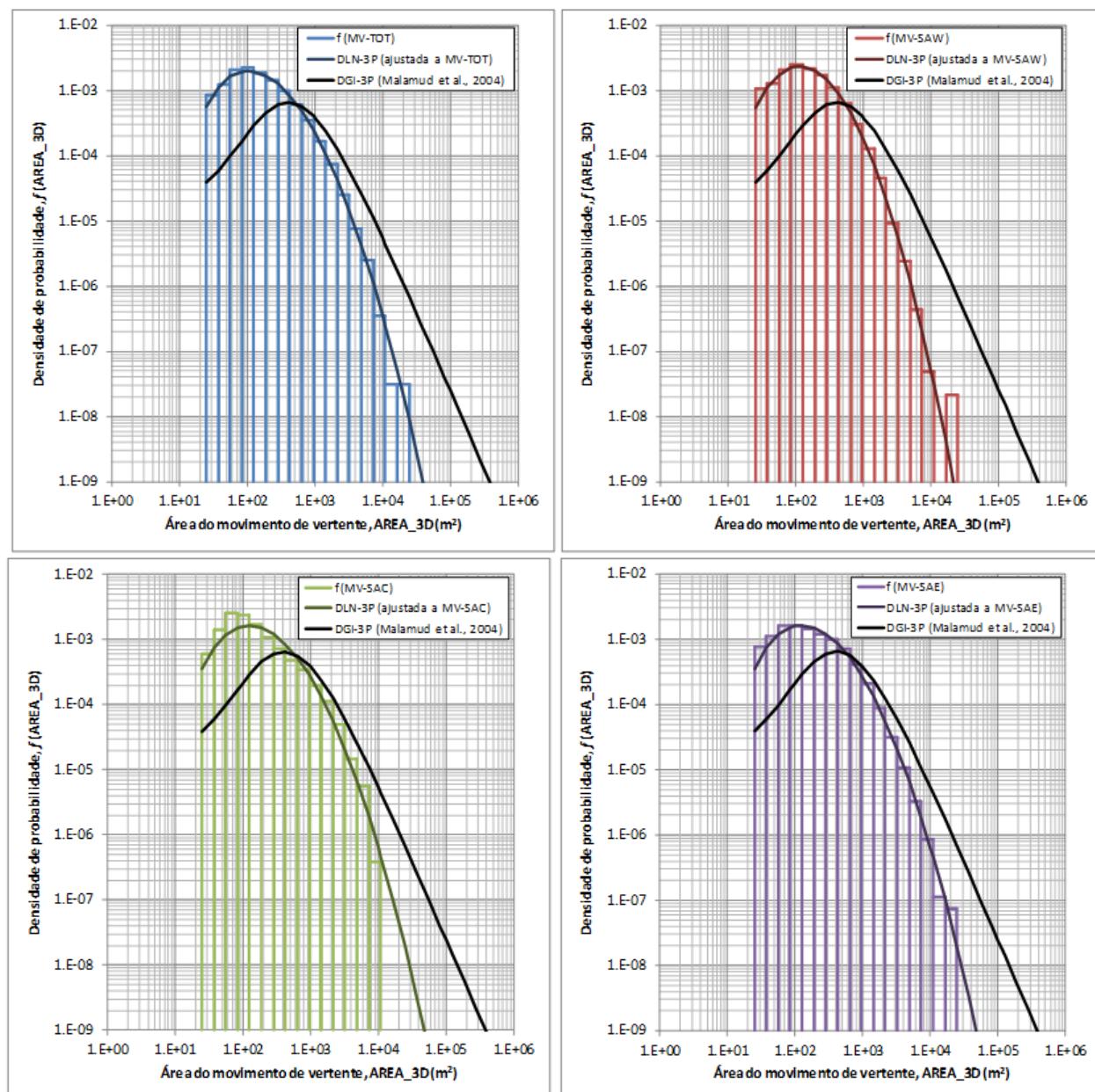


Figura 3 – Representação gráfica das FDP's da DLN-3P para as áreas (AREA_3D) de MV_TOT, MV-SAW, MV-SAC e MV-SAE e da FDP da DGI-3P parametrizada por Malamud *et al.* (2004).

Tabela 3 - Probabilidade de excedência para diferentes cenários de magnitude de um movimento de vertente tendo por base a DLN-3P e a respetiva parametrização para MV-TOT, MV-SAE, MV-SAC e MV-SAE, e com base na proposta de Malamud *et al.* (2004).

Probabilidade de excedência (1 - $F(AREA_3D)$)	AREA_3D (m ²)	Inventário				Malamud <i>et al.</i> (2004)
		MV-SAW	MV-SAC	MV-SAE	MV-TOT	
1x10 ¹	1x10 ¹	1,00x10 ⁰	1,00x10 ⁰	1,00x10 ⁰	1,00x10 ⁰	1,00x10 ⁰
	1x10 ²	8,66x10 ⁻¹	8,66x10 ⁻¹	9,09x10 ⁻¹	8,78x10 ⁻¹	9,90x10 ⁻¹
	1x10 ³	9,75x10 ⁻²	2,42x10 ⁻¹	2,18x10 ⁻¹	1,66x10 ⁻¹	5,18x10 ⁻¹
	1x10 ⁴	1,23x10 ⁻⁴	8,53x10 ⁻³	2,32x10 ⁻³	1,19x10 ⁻³	4,13x10 ⁻²
	1x10 ⁵	8,01x10 ⁻¹⁰	2,47x10 ⁻⁵	5,45x10 ⁻⁷	1,71x10 ⁻⁷	1,79x10 ⁻³

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da magnitude baseada na área superficial dos movimentos de vertente de todas as populações estudadas, permitiu constatar que a sua distribuição não se ajusta à DGI-3P, sendo como tal desajustada a utilização da proposta de Malamud *et al.* (2004) para a área de estudo. Na verdade, a avaliação do ajuste de 65 distribuições de probabilidade teóricas, demonstrou que a DLN-3P é a que melhor se adequa aos casos em análise.

Em termos globais, destaca-se a existência de diferenças entre a parametrização determinada para a totalidade da área de estudo e as obtidas para cada uma das subáreas. A utilização de MV-TOT obriga a maiores generalizações da distribuição utilizada, levando à sobreestimação da probabilidade de excedência da magnitude dos movimentos de vertente no Vulcão das Furnas, o que, considerando a análise da perigosidade ou do risco se torna demasiado conservador. Em oposição, para o Vulcão da Povoação e para o sector este da área de estudo, a utilização de tal função faz com que se subestime a probabilidade de excedência, subvalorizando-se a perigosidade e o risco existente.

Tendo como objetivo a análise da perigosidade/risco verifica-se o benefício de discriminar o inventário de movimentos de vertente por subáreas, definindo funções de distribuição de probabilidade especificamente parametrizadas para as particularidades de cada partição do inventário, que mimetizam com maior pormenor os condicionalismos geomorfológicos, geológicos e hidrológicos do território que condicionam a magnitude e que, de outra forma, seriam desvirtuados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Garcia, R.A.C. (2012) – *Metodologias de Avaliação da Perigosidade e Risco associado a movimentos de vertente. Aplicação na bacia do rio ALENQUER*. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. 437 p.
- Oliveira, S.C. (2012) – *Incidência especial e temporal da instabilidade geomorfológica na bacia do Rio Grande da Pipa (Arruda dos Vinhos)*. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa. 452 p.
- Pereira, S.; Garcia, R.A.C; Zêzere, J.L. e Silva, M. (2016) - Landslide quantitative risk analysis of buildings at the municipal scale based on a rainfall triggering scenario. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, DOI: 10.1080/19475705.2016.1250116, 1 – 25.
- Marques, R. (2013) – *Estudo de movimentos de vertente no concelho da Povoação (ilha de São Miguel): inventariação, caracterização e análise da suscetibilidade*. Tese de Doutoramento em Geologia, Universidade dos Açores. 456 p.
- Malamud, B.D.; Turcotte, D.L.; Guzzetti, F. e Reichenbach, P. (2004) – Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface processes and Landforms*. 29: 687 – 711.

Avaliação da importância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia para o desenvolvimento de modelos de suscetibilidade: um caso de estudo na freguesia do Lajedo (ilha das Flores, Açores)

Evaluation of the importance of landslides typology discrimination for susceptibility models development: a case study in the parish of Lajedo (Flores Island, Azores)

R. F. Silva^{1,2*}; R. Marques^{1,2} e J. L. Gaspar^{1,2}

¹ Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores, Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-501 Ponta Delgada, Portugal.

² Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-501 Ponta Delgada, Portugal.

* Rui.FF.Silva@azores.gov.pt

Palavras-chave: Desabamentos, Deslizamentos, Análise da Suscetibilidade, Análise Sensitiva, Açores.

Key-words: Falls, Slides, Susceptibility Analysis, Sensitivity Analysis, Azores.

O trabalho foi realizado no âmbito do projeto DECISIONLARM (ACORES - 01 - 0145 - FEDER - 000055), suportado pelo Programa Operacional dos Açores 2020.

RESUMO

Tendo como área de estudo a freguesia do Lajedo (ilha das Flores, Açores), foi efetuado um inventário com 474 movimentos de vertente. Com base no método do Valor Informativo, estudou-se a importância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia na avaliação da suscetibilidade. Os resultados obtidos permitiram concluir que: (i) a modelação efetuada com base em partições do inventário por tipologia promove um aumento na qualidade do ajuste dos modelos aos dados de entrada, e (ii) a presença de uma tipologia espacialmente dominante condiciona significativamente um modelo em que se considera o inventário total, enviesando os resultados no sentido de este se ajustar melhor às relações existentes entre as variáveis independentes e a tipologia dominante.

A análise sensitiva efetuada para 12 fatores de predisposição permitiu verificar que a importância relativa e a hierarquização dos fatores podem ser bastante diferentes em função do tipo de movimento de vertente considerado. Com base na hierarquização efetuada foram testadas diferentes combinações de fatores, tendo-se verificado que a partir de um certo número de fatores de predisposição, a inclusão de novos fatores não se traduz numa melhoria significativa da qualidade do ajuste dos modelos aos dados de entrada.

INTRODUÇÃO

A avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente é efetuada com recurso a vários métodos e técnicas de análise, destacando-se os métodos de análise estatística/probabilística em trabalhos efetuados à escala regional (e.g. Marques, 2013). Os principais objetivos deste trabalho são: (i) estudar a impor-

tância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia na avaliação da suscetibilidade e (ii) analisar a sensibilidade dos modelos desenvolvidos relativamente aos fatores de predisposição considerados.

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange 7,73 km² e corresponde, grosso modo, à freguesia do Lajedo (concelho das Lajes das Flores), localizada no extremo SW da ilha das Flores, no arquipélago dos Açores (Fig. 1).

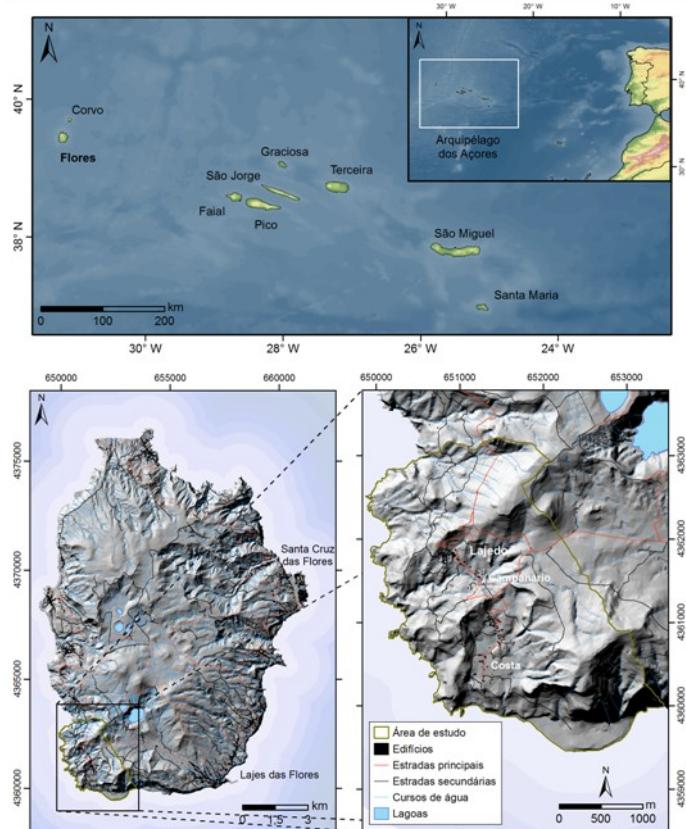


Figura 1. Localização da área de estudo.

Na área de estudo, segundo Azevedo (1999), as rochas mais antigas apresentam uma idade entre 2,2 Ma e 0,80 Ma e resultam da atividade vulcânica submarina e emergente, correspondendo a basaltos, havaíticos, depósitos vulcanoclásticos, brechas e tufos com elevado grau de alteração que exibem, por vezes, níveis muito argilificados. As formações e estruturas vulcânicas mais recentes, com idades compreendidas entre os 0,67 Ma e 0,002 Ma, resultantes do vulcanismo subáreo, correspondem a lavas basálticas, havaíticas, mugearíticas e benmoreíticas, bem como a depósitos freatomagnéticos.

A área apresenta uma altitude variável entre 0 e 680 m. Acima dos 500 m observa-se uma zona aplanada, e ao longo da linha de costa as arribas são extremamente declivosas. Neste domínio, destaca-se a presença de uma arriba fóssil que na base apresenta uma plataforma de abrasão marinha onde se localiza o lugar da Costa. Os principais cursos de água têm vales muito encaixados, como é o caso das ribeiras do Campa- nário e da Lapa.

MODELAÇÃO DA SUSCETIBILIDADE

Inventário de movimentos de vertente

A inventariação dos movimentos de vertente foi realizada através de trabalho de campo e de gabinete, utilizando car-

tografia de base vetorial 1:25.000, o ortofoto da ilha das Flores de 2004 e uma imagem de satélite do *Google Earth* de 2013 (Fig. 2). Na área de estudo foram cartografados 474 movimentos de vertente: 171 desabamentos e 303 deslizamentos (Tabela 1).

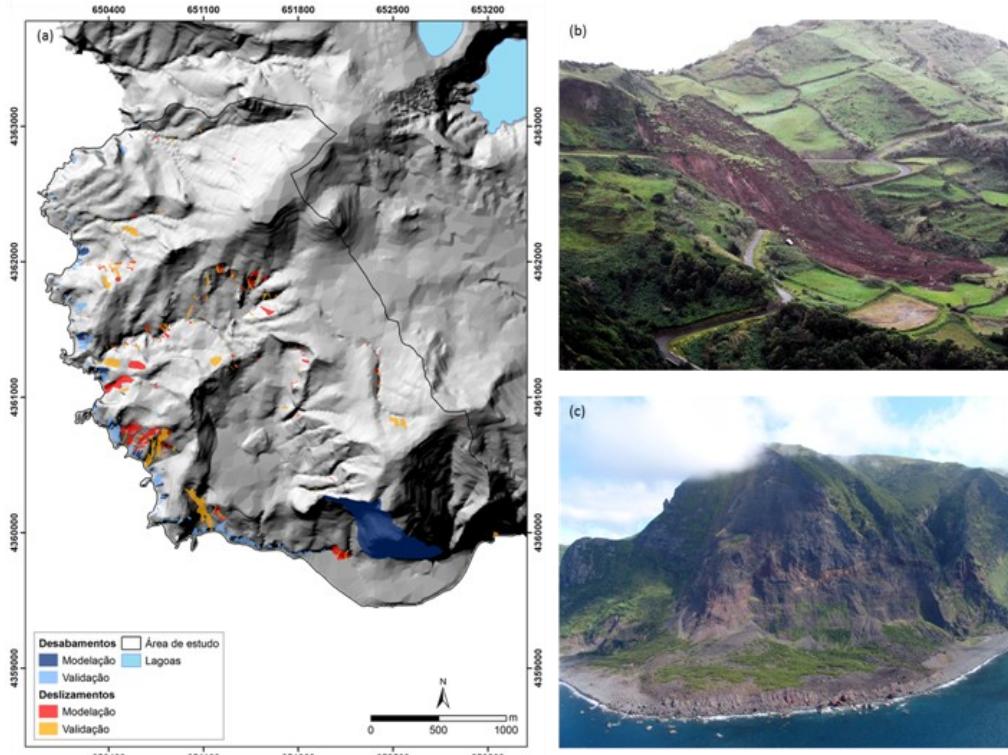


Figura 2. (a) Localização dos movimentos de vertente; (b) Exemplo de deslizamento; (c) Exemplo de desabamento.

Tabela 1 | Principais características do inventário de movimentos de vertente na área de estudo.

Tipologia	Nº de movimentos de vertente	Área instabilizada (m ²)	Densidade	
			Nº de movimentos/área de estudo	Área instabilizada/área de estudo
Desabamentos (DSB-TOT)	171	248.560,9	22,1	32.155,4
Deslizamentos (DSL-TOT)	303	160.698,4	39,2	20.788,9
Inventário Total (MV-TOT)	474	409.259,3	61,3	52.944,3

Fatores de predisposição

Para a modelação da suscetibilidade foram considerados 12 fatores de predisposição: Altitude (ALT), Declive (DEC), Exposição (EXP), Perfil Transversal (PTR) e Longitudinal (PLG) das Vertentes, Insolação (INS), Distância aos Cursos de Água (DCA), Densidade de Drenagem (DDR), Área de Contribuição (ACM), Inverso do *Wetness Index* (IWI), Geologia (GEO) (adaptada de Azevedo, 1999) e Uso do Solo (USO) (SRAM, 2007). Todos os fatores foram utilizados para efeitos de modelação em formato *raster* (5x5 m).

Desenvolvimento dos modelos de suscetibilidade e análise sensitiva

Os modelos de suscetibilidade foram desenvolvidos com o método estatístico bivariado do Valor Informativo (Yin e Yan, 1988).

A validação dos modelos foi efetuada pela determinação das Curvas de Sucesso (CS's) e respetivas Áreas Abaixo da

Curva (AAC's). Para avaliar a importância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia na análise da suscetibilidade, o modelo definido com o inventário total (grupo MV-TOT) foi validado com esse grupo e com os grupos dos desabamentos (DSB-TOT) e dos deslizamentos (DSL-TOT), individualmente. Foram ainda produzidos modelos específicos para os grupos DSB-TOT e DSL-TOT, validados com os grupos que lhes deram origem.

Foi efetuada a análise sensitiva dos fatores de predisposição considerando DSB-TOT e DSL-TOT e o estudo da influência da inclusão dos fatores nos modelos, o que implicou a sua hierarquização, baseada no cálculo das AAC's das CS's de cada fator *per si*. A capacidade preditiva dos modelos desenvolvidos para cada tipologia foi avaliada pela determinação das Curvas de Predição (CP's) e respetivas AAC's.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O modelo obtido para o grupo MV-TOT tem uma capacidade de ajuste melhor aos desabamentos (AAC da CS = 0,938) do que aos deslizamentos (AAC da CS = 0,721) (Fig. 3). Tal deve-se à maior abundância espacial de desabamentos, que promove o enviesamento do modelo no sentido de se ajustar melhor às relações estatísticas existentes entre as variáveis independentes e os desabamentos.

Os modelos desenvolvidos especificamente para DSL-TOT e DSB-TOT e validados com esses grupos, respetivamente, apresentam uma melhoria muito significativa para os deslizamentos (AAC = 0,832) e menos significativa para os desabamentos (AAC = 0,945) (Fig. 3). Tais constatações reiteram que o modelo desenvolvido com MV-TOT fica muito constrangido pelas relações estatísticas existentes entre os desabamentos e os fatores de predisposição, e como tal o ajuste do modelo especificamente desenvolvido para desabamentos não apresenta uma melhoria significativa. Por outro lado, o modelo desenvolvido para os deslizamentos apresenta uma melhoria do ajuste aos dados de entrada muito significativa, pelo facto de as relações entre as variáveis independentes e os deslizamentos conseguirem desta forma ter expressão estatística. Com base nas partições DSB-TOT e DSL-TOT foi feita a análise sensitiva dos fatores de predisposição. Verificam-se diferenças consideráveis na sua hierarquização e nas AAC's determinadas, o que demonstra a importância de discriminar os movimentos de vertente por tipologia.

Tabela 2. Áreas Abaixo das Curvas de Sucesso dos modelos de suscetibilidade, considerando diferentes combinações de fatores de predisposição, para desabamentos e deslizamentos.

Nº de Fatores	Desabamentos		Deslizamentos	
	Combinação	AAC	Combinação	AAC
1	DEC	0,875	GEO	0,772
2	DEC+USO	0,945	GEO+ALT	0,776
3	DEC+USO+GEO	0,947	GEO+ALT+DEC	0,816
4	DEC+USO+GEO+DCA	0,943	GEO+ALT+DEC+USO	0,816
5	DEC+USO+GEO+DCA+PLG	0,943	GEO+ALT+DEC+USO+ACM	0,827
6	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP	0,946	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR	0,828
7	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT	0,944	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP	0,831
8	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT+IWI	0,943	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP+PLG	0,829
9	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT+IWI+INS	0,944	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP+PLG+INS	0,831
10	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT+IWI+INS+DDR	0,944	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP+PLG+INS+DCA	0,831
11	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT+IWI+INS+DDR+ACM	0,945	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP+PLG+INS+DCA+DDR	0,832
12	DEC+USO+GEO+DCA+PLG+EXP+ALT+IWI+INS+DDR+ACM+PTR	0,945	GEO+ALT+DEC+USO+ACM+PTR+EXP+PLG+INS+DCA+DDR+IWI	0,832

Os modelos finais de suscetibilidade foram elaborados utilizando todos os fatores de predisposição, por se considerar que estes podem condicionar a ocorrência de movimentos de vertente e por se verificar que a sua inclusão não produz uma deterioração significativa na qualidade dos modelos.

Pela análise das CS's (Fig. 4) verifica-se, para os desabamentos, que 25% da área de estudo classificada como mais

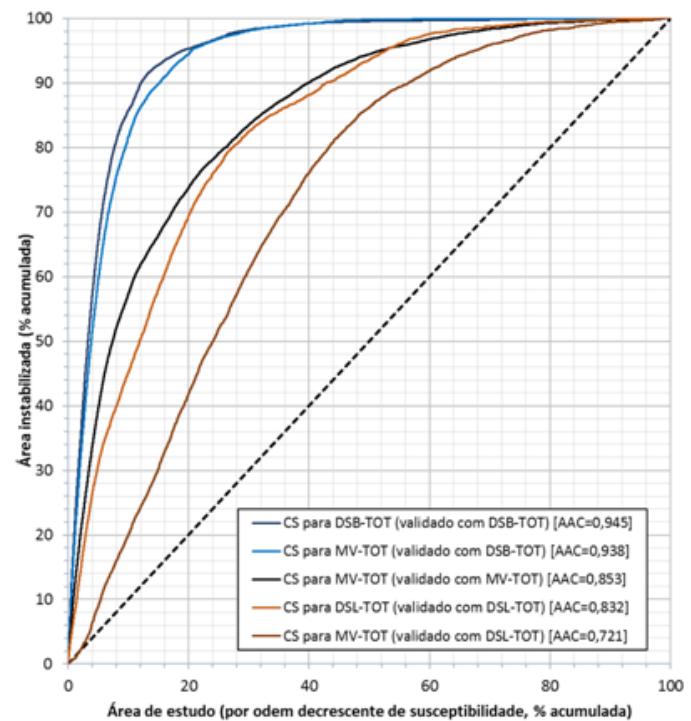


Figura 3. Curvas de Sucesso e respectivas Áreas Abaixo da Curva para os diferentes modelos.

suscetível identifica 97% da área instabilizada. Por sua vez, para os deslizamentos, 25% da área de estudo classificada como mais suscetível identifica 80% da área instabilizada. Tal demonstra que na área de estudo as condições de terreno para a ocorrência de desabamentos são mais restritas e aquelas que potenciam a ocorrência de deslizamentos são mais predominantes. Os modelos apresentam bons resultados preditivos,

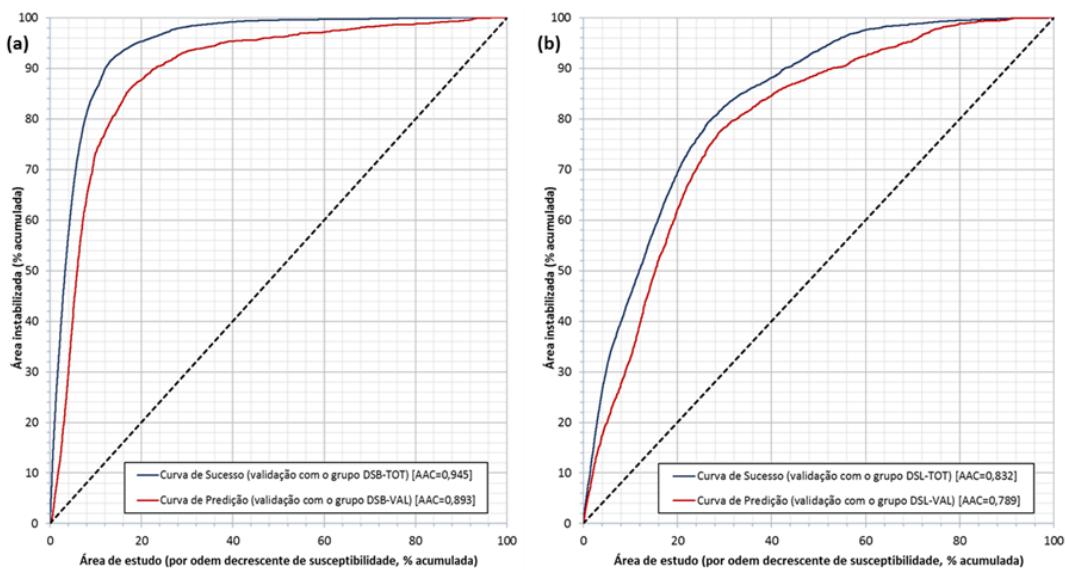


Figura 4. Curvas de sucesso e de previsão para os modelos desenvolvidos com 12 fatores de predisposição para: (a) desabamentos e (b) deslizamentos.

com AAC's das CP's de 0,893 e 0,789 para desabamentos e deslizamentos, respetivamente (Fig. 4).

O mapa de suscetibilidade produzido para desabamentos apresenta semelhanças evidentes com o mapa obtido para o

inventário total e o mapa desenvolvido para deslizamentos apresenta diferenças consideráveis para os outros dois (Fig. 5), pelas razões já referidas.

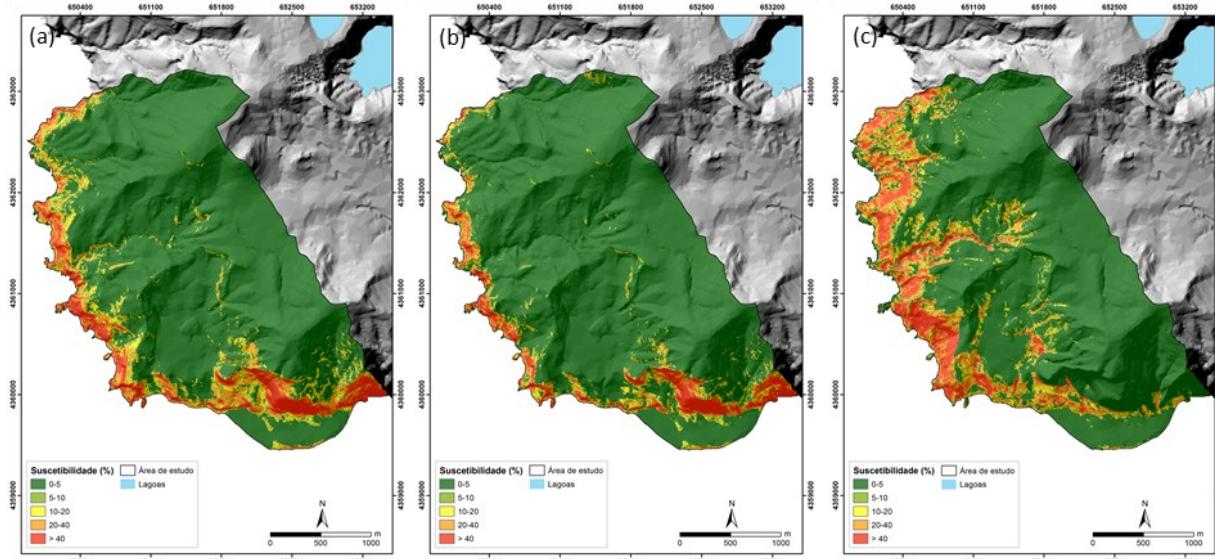


Figura 5. Mapas de suscetibilidade para: (a) inventário total (MV-TOT), (b) desabamentos (DSB-TOT) e (c) deslizamentos (DSL-TOT).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Verifica-se que as relações estatísticas existentes entre as variáveis independentes e as diferentes tipologias de movimentos de vertente são diferentes e que a maior abundância espacial de uma tipologia condiciona significativamente modelos desenvolvidos com inventários em que a tipologia não é considerada. Assim sendo, a discriminação dos inventários por tipologia é a única forma de assegurar que as relações estatísticas entre as variáveis independentes são preservadas, melhorando significativamente a qualidade dos modelos desenvolvidos.

Considera-se que a abordagem adotada neste trabalho poderá ser utilizada para a implementação e/ou atualização de políticas públicas de ordenamento do território e para o planeamento de emergência, tendo como objetivo fundamental a mitigação do risco de movimentos de vertente. Não obstante, impor-

ta futuramente identificar as áreas de propagação dos movimentos de vertente recorrendo a modelos numéricos específicos.

BIBLIOGRAFIA

- AZEVEDO, J.M. 1999. *Geologia e hidrogeologia da ilha das Flores, Açores*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra.
- MARQUES, R. 2013. *Estudo de Movimentos de Vertente no Concelho da Povoação (Ilha de São Miguel Açores): Inventariação, Caracterização e Análise da Suscetibilidade*. Tese de Doutoramento, Universidade dos Açores.
- SRAM. 2007. *Carta de Ocupação do Solo da Região Autónoma dos Açores n.º 8 – Ilha das Flores*. Escala 1:50.000. Secretaria Regional do Ambiente e do Mar.
- YIN, K. e YAN, T. 1988. Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. In: Bonnard, C. (ed.) *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*. Balkema, Rotterdam, 1269–1272.

Efeitos da delimitação da área de estudo nos resultados da avaliação da suscetibilidade à rotura de movimentos de vertente com recurso a métodos estatísticos

Effects of study area delineation on landslide susceptibility assessment results using statistical methods

C. Gordo^{1*}, J.L. Zêzere¹, R. Marques^{2,3}

¹ Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Rua Branca Edmée Marques 1600-276 Lisboa.

² Universidade dos Açores, Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Edifício do Complexo Científico, 3º Piso – Ala Sul, Rua Mãe de Deus 9500 -321 Ponta Delgada.

³ Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores, Edifício do Complexo Científico da Universidade dos Açores, 3º Piso – Ala Sul, Rua Mãe de Deus, 9500 -321 Ponta Delgada.

* cristinagordo@campus.ul.pt

Palavras-chave: Deslizamentos, Modelação, Suscetibilidade, Valor Informativo, Validação

Key-words: Slides, Modelling, Susceptibility, Informative Value, Validation

RESUMO

Com este estudo pretende-se avaliar os efeitos da delimitação da área de estudo nos resultados de avaliação da suscetibilidade a fenómenos de instabilidade geomorfológica. A avaliação da suscetibilidade foi efetuada através do método estatístico do Valor Informativo. Para tal foi utilizado um inventário de 442 deslizamentos translacionais superficiais, desencadeados por episódios de precipitação, e 9 fatores de predisposição. Numa primeira fase foi elaborado um modelo de suscetibilidade para a totalidade de uma bacia hidrográfica da Ribeira Grande (ilha de São Miguel, Açores) (Modelo A). Numa segunda fase, o mesmo método estatístico foi aplicado a uma área mais restrita, correspondente ao sector montante da bacia hidrográfica, onde se concentra a maioria dos movimentos de vertente (Modelo B). Os resultados obtidos indicam que o Modelo B, apesar de registar taxas de sucesso e de predição mais baixas, é mais realista e reflete melhor a real capacidade estatística para antecipar a localização espacial de futuros deslizamentos.

INTRODUÇÃO

A avaliação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente na escala regional (1:10.000 a 1:25.000) é efetuada dominante com recursos a métodos estatísticos. Em trabalhos anteriores, têm sido exploradas incertezas epistemáticas associadas aos modelos de suscetibilidade de base estatística, que incluem erros nos inventários dos movimentos de vertente, dificuldades na identificação dos fatores de predisposição mais relevantes para a instabilidade das vertentes e os que decorrem do tipo de algoritmo estatístico utilizado na modelação (e.g. Ardizzone *et al.*, 2002; Felicíssimo *et al.*, 2013; Steger *et al.*, 2016). Recentemente, Zêzere *et al.* (2017) exploraram a incerteza que decorre da seleção do tipo de unidade cartográfica e da escolha do elemento para representação dos

movimentos de vertente na estrutura vetorial (polígonos vs pontos). Adicionalmente, Steger e Glade (2017) realizaram um exercício de avaliação de suscetibilidade com métodos estatísticos onde demonstram a variação dos resultados com o alargamento da área de estudo a setores pouco suscetíveis à instabilidade das vertentes.

Este trabalho surge na sequência dos estudos atrás referidos e tem como objetivo principal estudar a importância de se desenvolverem modelos de suscetibilidade mais restritos espacialmente, considerando apenas áreas com maior suscetibilidade a movimentos de vertente, por forma a preservarem as relações estatísticas entre os fatores de predisposição e as áreas onde ocorrem os movimentos de vertente. Inicialmente é feita uma avaliação de suscetibilidade à rotura a deslizamentos translacionais superficiais desencadeados pela precipitação, com recurso ao método do Valor Informativo, para a Bacia Hidrográfica da Ribeira Grande (ilha de São Miguel, Açores). No entanto, a bacia em estudo caracteriza-se por uma heterogeneidade espacial muito marcada ao nível da distribuição dos deslizamentos, marcada por uma concentração maior no setor montante da bacia. Deste modo, numa segunda fase, o mesmo método estatístico é aplicado apenas ao sector montante da bacia hidrográfica, considerando o mesmo inventário de deslizamentos translacionais e o mesmo conjunto de fatores de predisposição. No final, compararam-se os resultados obtidos e avalia-se o efeito da delimitação da área de estudo nos resultados da avaliação da suscetibilidade a movimentos de vertente.

ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo corresponde à bacia hidrográfica (BH) da Ribeira Grande (16,52 km²), que se situa no flanco sul do Vulcão do Fogo, na parte central da ilha de São Miguel (Figura 1). Nesta área foram identificados e cartografados 442 deslizamentos translacionais superficiais desencadeados pela precipitação, com recurso a interpretação de ortofotomapas digitais e trabalho de campo sistemático.

Considerando o objetivo principal do trabalho foi ainda considerada uma segunda área mais restrita, contida na BH da Ribeira Grande, abrangendo o setor montante da bacia. Esta área concentra a maioria dos movimentos de vertente (415; 94% do total) e abrange uma superfície de 9,53 km² (Figura 1).

METODOLOGIA

A avaliação da suscetibilidade à rotura de movimentos de vertente foi efetuada com recurso ao método estatístico bivariado do Valor Informativo (VI) (Yin e Yan, 1988). Para efeitos de modelação, como a idade absoluta dos deslizamentos translacionais superficiais que constituem o inventário é desconhecida na maior parte dos casos, procedeu-se à sua partição aleatória para a definição de dois grupos de movimentos de vertente: grupo de modelação e grupo de validação. A partição foi efetuada tendo por base o número de movimentos de vertente e a manutenção de 50% dos deslizamentos em cada grupo (221 no grupo de modelação e 221 no grupo de validação).

Para a modelação da suscetibilidade, para além dos deslizamentos (variável dependente) foram utilizados 9 fatores de predisposição (variáveis independentes): Altitude, Declive, Exposição das Vertentes, Perfil Transversal das Vertentes, Índice de Posição Topográfica, Insolação, Inverso do Índice Topográfico, Geologia e Uso do Solo). Todo o processo de modelação foi baseado em unidades de terreno matriciais, com 5X5m.

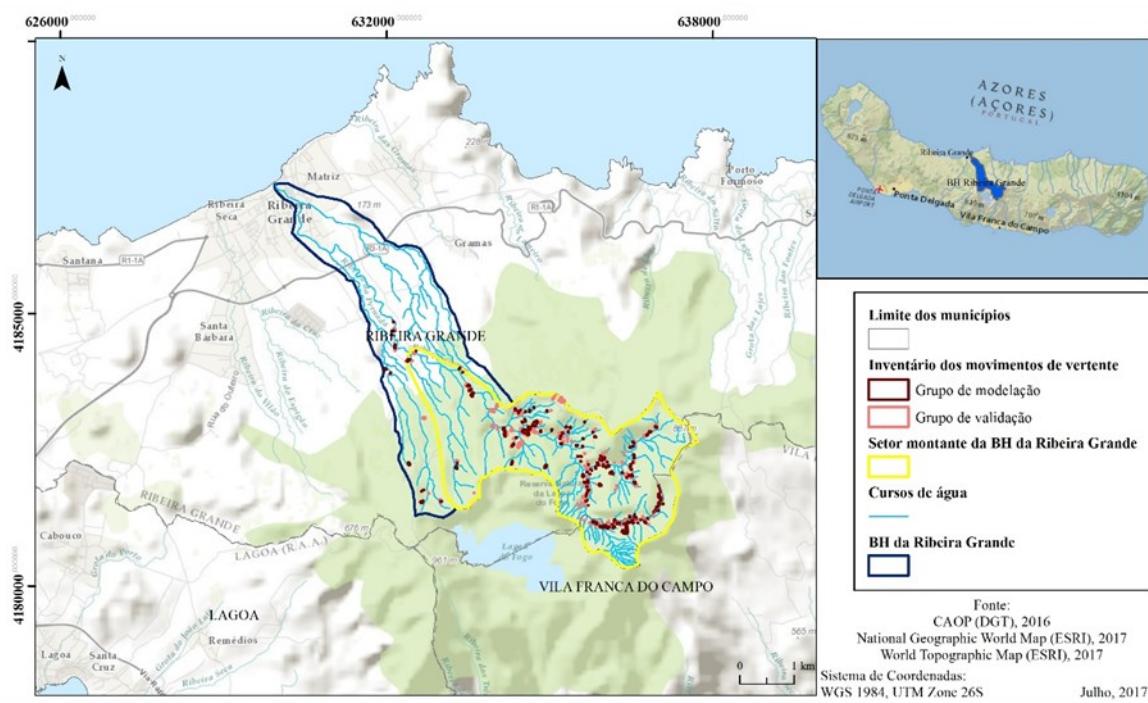


Figura 1. Localização da área de estudo.

No decurso do processo de modelação foram desenvolvidos dois modelos de suscetibilidade: Modelo A - para a totalidade da BH, e Modelo B – para o sector montante da BH. Os dois mapas de suscetibilidade produzidos foram classificados em seis classes de base quantílica, preservando um número de unidades de terreno equivalente em cada classe, o que facilita a comparação dos mapas. A validação dos modelos de suscetibilidade foi realizada com recurso a curvas de sucesso e de predição e ao cálculo das áreas abaixo da curva (AAC).

RESULTADOS

O modelo de suscetibilidade A (Figura 2) mostra um contraste muito acentuado entre o sector jusante, onde predominam classes de suscetibilidade baixa, e o setor montante da BH, onde se concentram as classes de suscetibilidade elevada e muito elevada. Por sua vez, o modelo B (Figura 3) refina os resultados da suscetibilidade no setor montante da bacia e mostra uma maior variabilidade espacial suscetibilidade, por comparação com os resultados obtidos para a mesma área no modelo A.

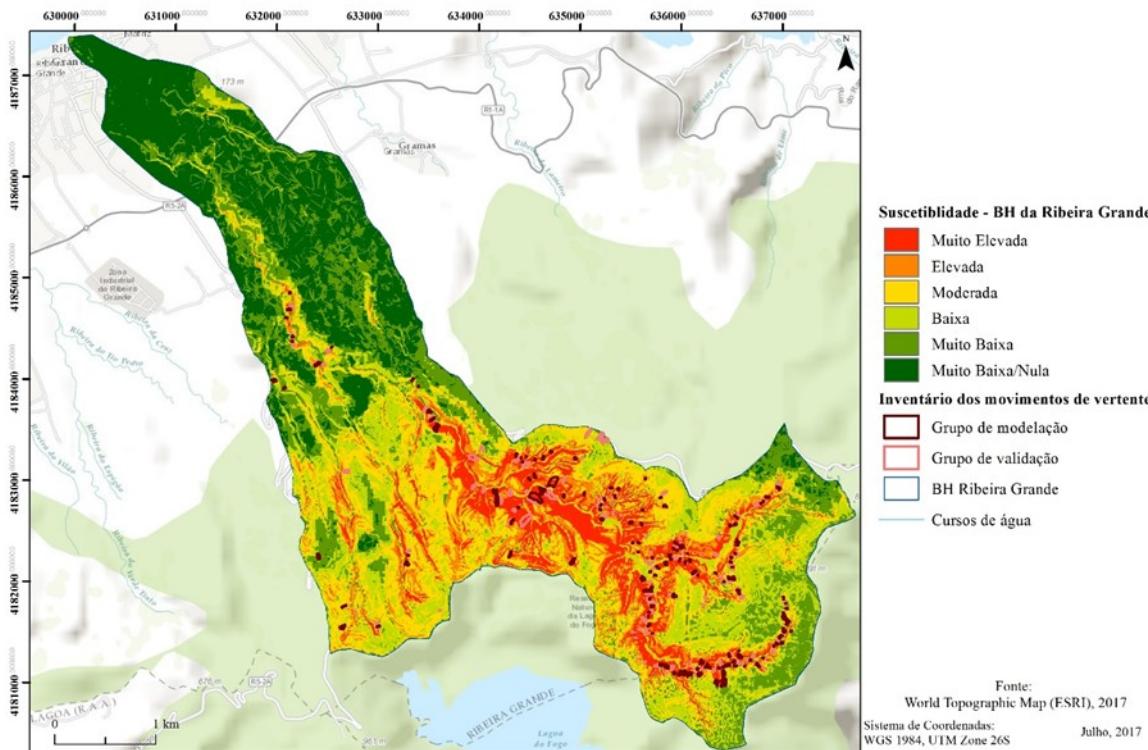


Figura 2. Mapa de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente para a totalidade da bacia hidrográfica da Ribeira Grande (Modelo A).

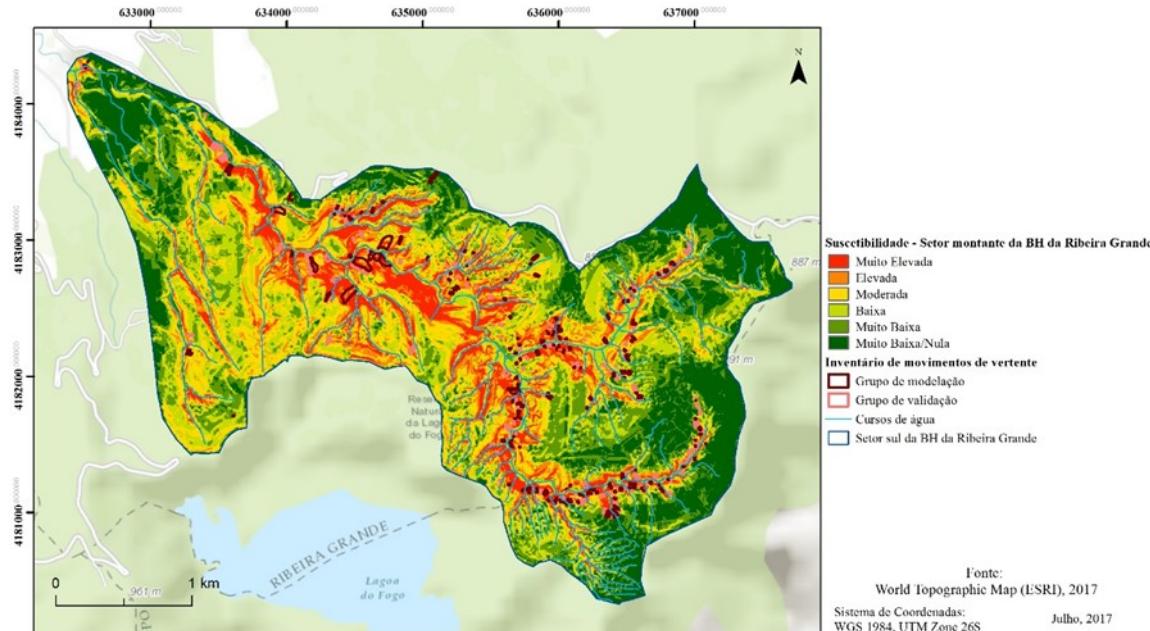


Figura 3. Mapa de suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente para o sector montante da bacia hidrográfica da Ribeira Grande (Modelo B).

A figura 4 sintetiza as curvas de sucesso e de predição dos dois modelos de suscetibilidade, sendo evidente que, em ambos os casos, as taxas de predição são ligeiramente superiores às taxas de sucesso, o que atesta a boa capacidade preditiva dos modelos. Adicionalmente, verifica-se que o modelo B,

apesar de refinar os resultados na área mais suscetível da bacia hidrográfica, apresenta taxas de sucesso e de predição razoavelmente mais baixas do que as do modelo A (0,825 contra 0,867; e 0,833 contra 0,879, respectivamente).

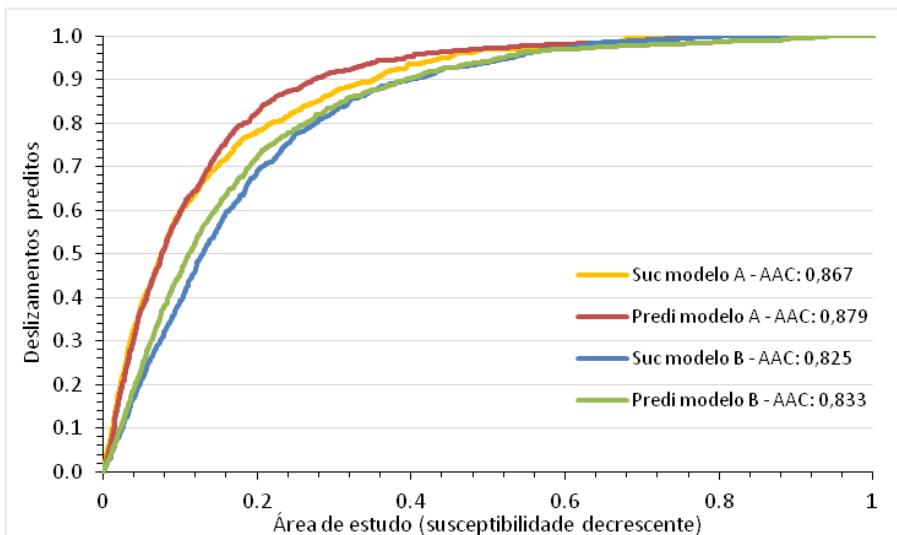


Figura 4. Curvas de sucesso (Suc) e de predição (Predi) e respectivas AAC dos modelos de suscetibilidade elaborados para a bacia hidrográfica da Ribeira Grande (modelo A) e para o setor montante da bacia (modelo B).

CONCLUSÃO

Os modelos de avaliação da suscetibilidade de base estatística exploram as relações entre os movimentos de vertente e os fatores de predisposição com base no contraste existente entre as condições associadas às áreas instabilizadas e às áreas não instabilizadas. A existência de contrastes muito acentuados dentro de uma área de estudo, provocada, por exemplo, pela presença de áreas extensas com declive reduzido ou nulo que, por isso, são pouco suscetíveis à ocorrência de movimentos de vertente, tende a acentuar o contraste com as áreas onde se concentra a instabilidade e a originar resultados preditivos demasiado otimistas.

Neste trabalho demonstrou-se que, com a limitação da área de estudo apenas ao setor montante da bacia hidrográfica, onde se concentra a maioria dos movimentos de vertente, o modelo (Modelo B) apresenta uma menor capacidade preditiva quando comparado com um modelo equivalente que considerou a totalidade da bacia hidrográfica (Modelo A), que integra uma área substancial onde não se ocorrem fenómenos de instabilidade.

O modelo de suscetibilidade B, desenvolvido especificamente para o setor montante da bacia hidrográfica, embora apresente resultados preditivos mais modestos, reflete de forma mais realista as relações entre os movimentos de vertente e os fatores de predisposição e a capacidade real para antecipar a

localização espacial dos futuros deslizamentos. Deste modo, conclui-se que o modelo com melhor AAC nas taxas de sucesso e de predição pode não constituir o melhor modelo de suscetibilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ardizzone, F; Cardinali, M; Carrara, A.; Guzzetti, F, Reichenbach, P. (2002) – Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2: 3 - 14.
- Felicíssimo, A.; Cuartero, A.; Remondo, J.; Quirós, E. (2013) – Mapping landslide susceptibility with MLR, MARS, CART and MAXENT methods: a comparative study. *Landslides* 10: 175 - 189.
- Steger, S., Brenning, A., Bell, R., Glade, T., 2016. The impact of systematically incomplete and positionally inaccurate landslide inventories on statistical landslide susceptibility models. *Natural Hazards and Earth System Science*. 16: 2729 -2745.
- Steger, S.; Glade, T. (2017) – The Challenge of “Trivial Areas” in Statistical Landslide Susceptibility Modelling. In: Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (Ed.) *Advancing Culture of Living with Landslides*, pp. 803- 808. Workshop on World Landslide Forum. Springer, Cham.
- Yin, K., Yan, T. Z. (1988). Statistical Prediction Model for Slope Instability of Metamorphosed Rocks. In Bonnard, C. (Ed.) *Landslides. Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*. Vol.2, pp. 1269–1272. Balkema, Rotterdam.
- Zêzere, J.I.; Pereira, S.; Melo, R.; Oliveira, S.C.; Garcia, R.A.C. (2017) - Mapping landslide susceptibility using data-driven methods. *Science of The Total Environment*, Vol. 589, pp. 250-267,

Controlos paleogeomorfológicos em Depósitos de Transporte de Massa, Offshore da Bacia do Espírito Santo, (SE Brasil)

(*Palaeogeomorphological controls on Mass-Transport Deposits Offshore Espírito Santo Basin (SE Brazil)*)

Aldina Piedade^{1,3*}, Tiago Alves², José Luís Zêzere³

¹ Universidade de Coimbra, Centro de Geociências, Rua Sílvio Lima, Pólo II. 3030 – 790 Coimbra, Portugal

² Cardiff University, School of Earth and Ocean Sciences, Main Building, Park Place, CF10 3AT Cardiff, UK

³ Universidade de Lisboa, CEG-IGOT, Rua Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa, Portugal

* apiedade@uc.pt

Palavras-chave: Depósitos de Transporte de Massa, Atributos morfométricos, SE Brasil, Sísmica de reflexão tridimensional.

Key-words: Mass-Transport deposits, Morphometric attributes, SE Brazil, 3D seismic dataset

RESUMO

Os Depósitos de Transporte de Massa (DTM) são parte constituinte e muito importante na constituição estratigráfica em bacias profundas. A observação e estudo destes processos geomorfológicos tem vindo a beneficiar do grande avanço tecnológico relativamente às formas de aquisição e processamento de dados, tal como a sísmica de reflexão tridimensional (3D).

A base de dados sísmica de reflexão 3D que é usada neste trabalho, permitiu-nos analisar duas tipologias de DTMs, *offshore* da bacia do Espírito Santo, SE Brasil (Figura 1). Ambas as tipologias estudadas localizam-se na unidade estratigráfica essencialmente composta por materiais arenosos da formação do Rio Doce, calco arenitos, areias turbidíticas e margas da formação de Urucutura. A elevada resolução das imagens de sísmica 3D permitiu uma análise detalhada e pormenorizada da estrutura interna dos DTM e além disso, permitiu que estes dados fossem exportados e analisados detalladamente com recurso a ferramentas e técnicas já testadas noutras bases de dados (e.g. Estudo de movimentos de terra, *onshore*) (Micallef, Berndt et al. 2007, Micallef 2011). Posto isto, os dados adquiridos da base de dados sísmica foram exportados para ambiente de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e processados atributos morfométricos simples relacionados com a morfologia dos DTMs identificados.

Este estudo classifica os DTMs em duas tipologias de acordo com a sua própria morfologia e a topografia da área onde se encontram. Assim sendo, DTMs localmente confinados, que se encontram lateralmente confinados pelo substrato não deformado onde estes estão depositados. E os DTMs não confinados, que são consideravelmente maiores que os anteriormente mencionados, onde a topografia local não apresenta controlo na sua geometria apresentada (Piedade 2016).

A análise apresentada e testada neste trabalho, indica que a geometria e topografia local da superfície onde estes estão depositados é um fator chave que controla a sua distribuição espacial e dimensões das duas tipologias de DTMs. No entanto, os dois tipos diferem em tamanho, expressão geomorfológica, controles estruturais locais e área de *run-out*.

Este trabalho é importante porque relaciona as variações no caráter da superfície topográfica com a morfologia dos DTM.

A importância deste trabalho prende-se com as variações no caráter da superfície topográfica com a morfologia dos DTM e a distância de *run-out*. Como resultado da metodologia utilizada, são identificados dois estilos diferentes de acumulação do transporte de massa e abordados os fatores locais que controlam sua morfologia, como a rugosidade e a morfologia local da superfície topográfica.

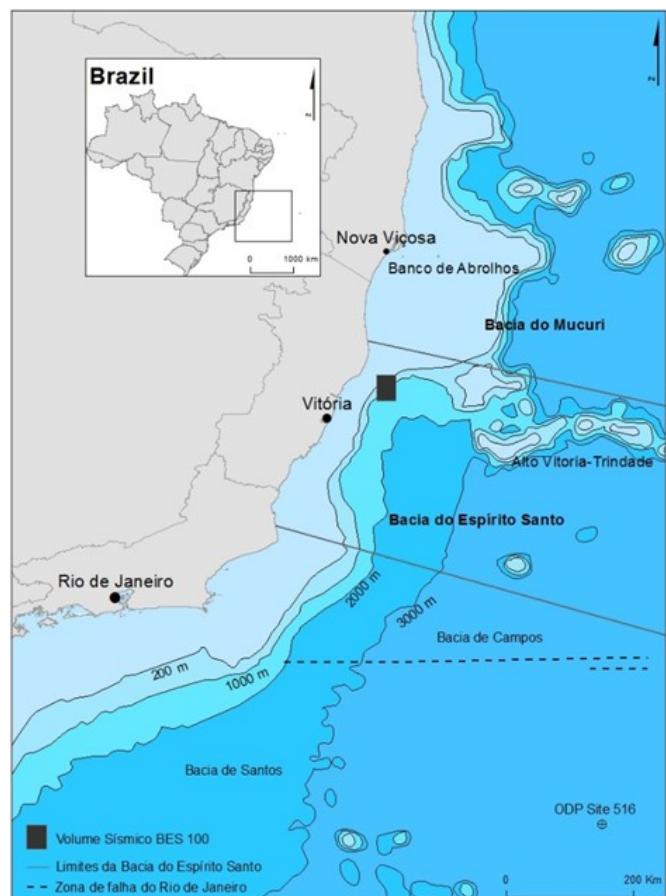


Figura 1. Mapa de batimétrico SE Brasil com localização da área-amostra, cubo sísmico BES-100.

REFERÊNCIAS

- Micallef, A. (2011). "Marine Geomorphology: Geomorphological Mapping and the Study of Submarine Landslides." *Geomorphological Mapping: Methods and Applications* **15**: 377.
- Micallef, A., C. Berndt, D. G. Masson and D. A. V. Stow (2007). "A technique for the morphological characterization of submarine landscapes as exemplified by debris flows of the Storegga Slide." *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **112**(F2): F02001.
- Piedade, A. (2016). An integrated approach to assess slope instability offshore Espírito Santo, SE Brazil. PhD Thesis, Cardiff University.

Página intencionalmente deixada em branco

como: camadas de linhas de pedra, colúvios, descontinuidade erosiva, horizontes soterrados ou decapitados.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Pela descrição dos materiais em oito feições de relevo previamente identificados por Fumiya et al, (2016), constatou-se que há dois tipos de perfis com ferricrete: ferricretes remobilizados – alóctone e sem remobilização - autóctone (Figura 1 – B). Próximo ao rio Paraná, ocorre uma feição, colina F04 (FIGURA 2 - A), que se desenvolveu sobre arenitos sem silicificação ou carbonatos. Nessa feição, constata-se presença de matações de ferricretes remobilizados, de tamanho métrico, (FIGURA 2 – A1, A2) que acompanham a morfologia da colina, na forma de linhas de pedra de até 100 cm de espessura (Figura 2 – A3). A presença desses materiais ferruginosos constitui fator determinante para manutenção dessa feição na paisagem.

No divisor entre as bacias dos rios Ivaí e Piquiri, ocorrem seis feições de relevo, sendo cinco morros e uma colina (Figura 1 – A), essas feições desenvolveram sobre arenitos sem silicificação ou carbonato. Sobre essas feições, é recorrente a presença de ferricrete. Os materiais ferruginosos presentes observados nos morros e nas colinas F09-F13 (Figura 1 – A) apresentam-se na forma de linhas de pedra (Figura 2 – B3), acompanhando a morfologia das feições, variando de 40 cm a 85 cm de espessura. As linhas de pedra são compostas por matação e cascalho de ferricrete de forma angular a subangular, com fragmentos com tamanhos de até 70 cm.

A organização é desordenada (Figura 2 – B3), sem agentes cimentantes entre os matações e cascalhos de ferricrete. Os colúvios ferruginosos descritos apresentam orientação desordenada e discordância erosiva com horizonte Bwb ou saprólico de textura areia franca muito cascalhenta.

A presença de discordância erosiva nos perfis indica que horizontes soterrados por linhas de pedra podem ser parte de paleohorizontes B e/ou saprólico decapitados, em eventos de erosão/deposição dos colúvios. A colina F14 (Figura 1 – A) apresenta algumas características diferenciadas em relação às demais feições que ocorrem no divisor entre as bacias do Ivaí-Piquiri. Os ferricretes dessa colina estão dispostos em horizontes ferruginosos contínuos (Figura 2 – C1, C2), não apresentando mobilização do material ou descontinuidade erosiva. Abaixo desse horizonte ferruginoso há presença de horizonte mosqueado (Figura 2 – C3), o que indica mudanças graduais das características morfológicas entre horizontes.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos morfológicos dos materiais presentes nos perfis encouraçados sugerem indícios de processos pretéritos de erosão de solo e recobrimento por materiais ferruginosos com posterior remobilização/deposição de colúvios sobre as linhas de pedra. Assim é possível sugerir que entre as camadas coluviais, materiais ferruginosos e horizontes subjacentes ocorre discordâncias erosivas. Essas discordâncias podem ter sido originadas por eventos de grandes magnitudes (aplaínamento do relevo) e os materiais resultantes desses processos permaneceram como vestígios na paisagem atual.

Ao registrar possíveis ocorrência dos processos degradacionais/agradacionais pretéritos, os perfis encouraçados em feições de relevo no Noroeste do Paraná, podem ser elementos chave para o entendimento da relação dos processos de morfogênese e pedogênese e da vigência de condições paleoclimáticas contrastadas ao atual, da qual contribui em parte para esculturação do presente relevo.

Caracterização morfológica de perfis com ferricretes em topo de feições de relevo no Noroeste do Paraná

Santos, L.J. C¹*, Fumiya, M.H²

¹Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geografia, Setor de Ciências da Terra, Curitiba, Paraná, Brasil

²Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geografia, Setor de Ciências da Terra, Curitiba, Paraná, Brasil

*santos.ufpr@gmail.com

Palavras-chave: Noroeste do Paraná, ferricrete, relevo.
Key-words: Piracy, drainage system, reorganization

RESUMO

Na região Noroeste do Paraná há ocorrência de ferricrete em topo de morros e colinas, porém não existem estudos detalhados sobre sua gênese. Esse trabalho visa identificar e descrever morfologicamente perfis com ferricrete, buscando compreender sua possível evolução. As feições de relevo foram identificadas e mapeadas previamente pelo índice de rugosidade. Pela descrição morfológica dos perfis foi possível verificar que todos apresentam truncamento, indicando que provavelmente muitos dos ferricretes sofreram desmantelamento e hoje estão dispostos na forma de linha de pedra que recobrem os morros e colinas. Assim os horizontes ferruginosos são paleopavimentos rudáceos remobilizados e depositados nas encontas das feições de relevo e recobertos por colúvios, sendo esses testemunhos de fases distintas de transformação do relevo.

INTRODUÇÃO

Esse trabalho objetiva a caracterização morfológica de perfis com ferricretes em topes de feições de relevo, associando-os aos processos de esculturação do relevo no Noroeste do Paraná (Figura 1 – A). Pois os ferricretes podem auxiliar na compreensão dos eventos modeladores do relevo que ocorreram na região. A área de estudo abrange a extensão de ocorrência dos arenitos do Grupo Caiuá que corresponde a aproximadamente 13% do estado do Paraná. Fumiya et al, (2016) empregou o Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) e identificou 14 feições de relevo sendo 8 sustentado por ferricrete e os demais por arenito silicificado e carbonato (Figura 1 – A).

Apesar da alusão à presença de fragmentos de ferricretes em topes de feições de relevo no Noroeste do Paraná nenhum estudo detalhado foi realizado, na tentativa de compreender como desenvolveram tais ferricretes. Assim o presente trabalho visa caracterizar morfologicamente perfis com ferricrete, para auxiliar no entendimento da formação dessas feições.

MATERIAIS E MÉTODOS

A seleção de feições morfológicas sustentada por ferricrete baseou-se no trabalho de Fumiya et al, (2016). O estudo dos perfis consistiu na sua descrição morfológica, buscando reconhecer elementos que indiquem a preservação de materiais resultante dos processos de esculturação do modelado da área

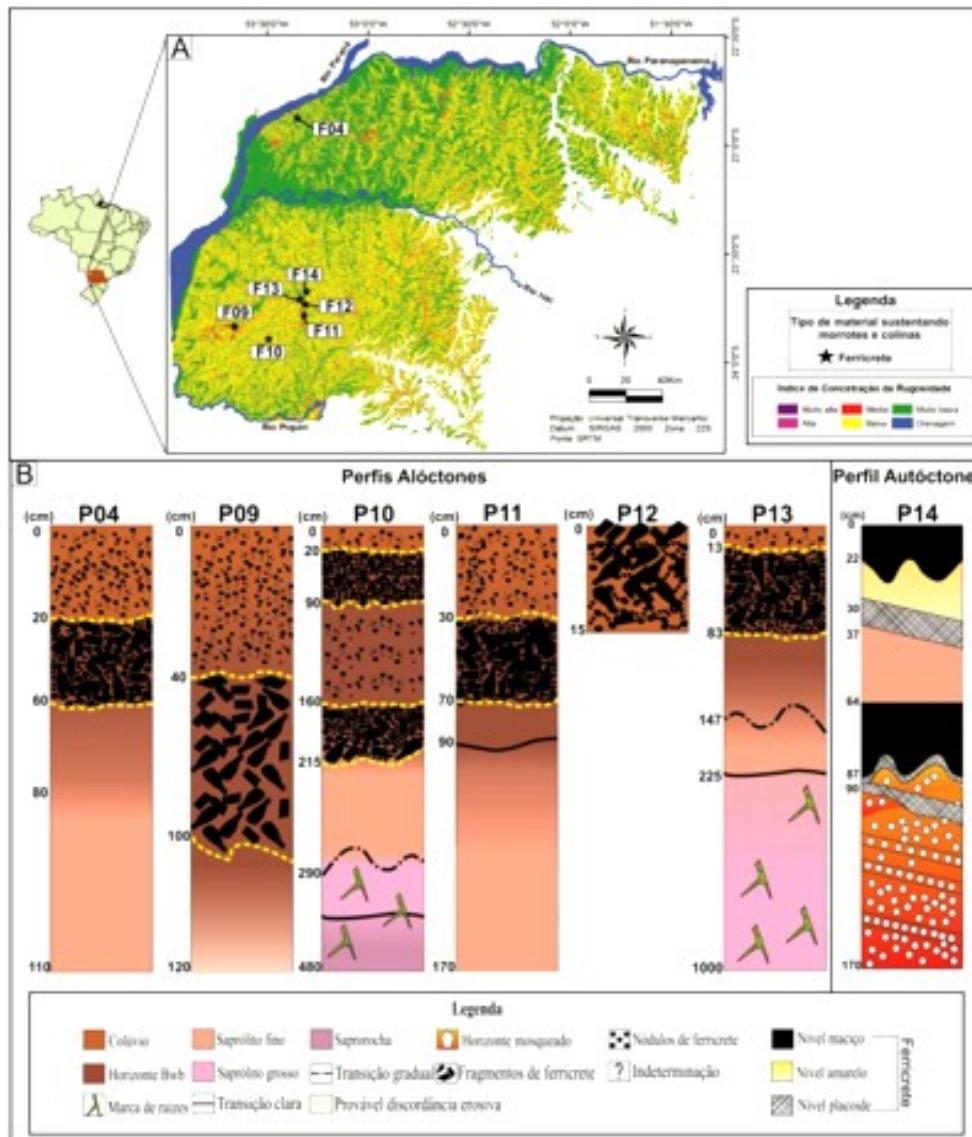


Figura 1. Mapa de Rugosidade com localização das feições de relevo sustentadas por ferricretes (A). Ilustrações de perfis com ferricretes que sustentam feições de relevo (B). Fonte: Fumiya *et al.* (2016).

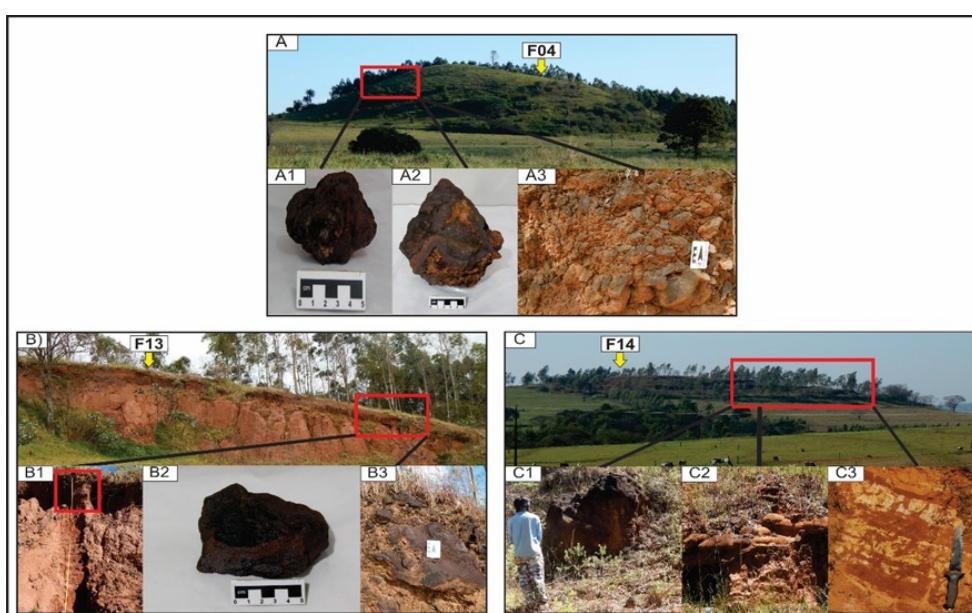


Figura 2. Feições de relevo e presença de ferricretes na forma de matacão, cascalho ou horizonte contínuo. A) Colina F04 mantida por matacões e cascalhos de ferricretes angulares e subangulares (A1, A2, A3). B) Morro F13 mantido por matacões e cascalhos de ferricretes (B1, B2, B3). C) Colina F mantida por ferricrete contínuo (C1, C2) e horizonte mosquedo subjacente ao ferricrete (C3).

BIBLIOGRAFIA

- Fumiya, M. H.; Santos, L. J. C.; Mangueira, C. G.; Couto, E. V. 2016. Emprego do Índice de Concentração da Rugosidade para a identificação de feições morfológicas associadas as crostas ferruginosas no Noroeste do Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 17(3): 465-480.

Registros geomorfológicos e sedimentares do Plio-Plistocénico de Peniche - Atouguia da Baleia

Geomorfological and sedimentary records of the Plio-Pleistocene of Peniche - Atouguia da Baleia

Pedro P. Cunha¹, A. A. Martins², M. P. Gouveia¹, A. Alberto Gomes³, S. Figueiredo⁴, J. Duarte⁵, Telmo Pereira⁶, Ana B. Costa¹

¹Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, MARE – Centro de Ciências do Mar e do Ambiente;

²Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Instituto de Ciências da Terra

³Univ. Porto; Dep. Geografia; CEGOT- Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território

⁴Instituto Politécnico de Tomar, Unidade Dep. Arqueologia, Conservação e Restauro e Património; Centro Português de Geo-História e Pré-História; Centro de Geociências da Universidade de Coimbra

⁵IQGeo – Serviços, Lda. e Centro de Geociências da Universidade de Coimbra

⁶Universidade do Algarve, ICArEHB - Interdisciplinary Center for Archaeology and Evolution of Human Behaviour Faculdade de Ciências Humanas e Sociais; telmorpereira@gmail.com

⁷Bolsa de doutoramento da Fundação para a Ciéncia e a Tecnologia

Palavras-chave: geomorfologia costeira; superfície de abrasão marinha; terraço marinho; Pliocénico; Plistocénico; Peniche.

Key-words: coastal geomorphology; wave-cut surface; marine terrace; Pliocene; Pleistocene; Peniche.

RESUMO

Caracterizam-se e interpretam-se os registos geomorfológicos e sedimentares do Pliocénico e do Plistocénico do litoral de Peniche - Atouguia da Baleia (Portugal central). Foram identificadas e cartografadas superfícies de abrasão marinha aos: 33-36 m, vasta plataforma culminante, mas só preservada localmente e sobreposta por areias amarelas finas a muito grosseiras cascalhentas, bem como por areias grosseiras esbranquiçadas; 24-27 m, plataforma muito extensa e sobreposta por areias grosseiras cascalhentas, por vezes cimentadas; 20-21 m, somente representada localmente, com escassos arenitos esbranquiçados muito grosseiros; 15-17 m, coberta por areias finas a muito grosseiras cascalhentas de cor amarelada e com brecha travertínea a topo; 10-12 m, pouco extensa, apresentando arenitos amarelos muito grosseiros e com brecha travertínea a topo; e aos 5-6 m, com coevo depósito marinho conglomerático e arenoso, bem como brecha travertínea a topo.

A plataforma e unidade sedimentar marinha culminante são atribuídas à incursão marinha datada de 3,7 Ma e os cinco níveis de terraços marinhos posicionados acima da actual plataforma de abrasão marinha são correlacionados com os períodos de mais alto nível do mar nos Estádios Isotópicos Marinhos (MIS) do Plistocénico. A sucessão de areias finas eólicas, com intercalações contendo ossos e indústrias do Paleolítico Médio e Superior identificados na Gruta da Furninha, corresponderá ao intervalo 80-12ka (MIS4, MIS3 e MIS2), com baixo nível do mar e clima frio. As areias eólicas consolidadas do Plistocénico Superior estão cobertas por areias finas soltas, de cor branca.

ABSTRACT

A characterization and interpretation of the Pliocene and Pleistocene geomorphological and sedimentary records of Pen-

iche - Atouguia da Baleia littoral are here presented. Several wave-cut platforms were characterized and mapped, respectively, at: 33-36 m, a vast culminant surface only locally preserved, associated with yellowish fine to very coarse pebbly sands, and also by very coarse whitish sands; 24-27 m, a very wide wave-cut platform covered by whitish bioclastic pebbly sands sometimes cemented; 20-21 m, only locally represented, with some very coarse whitish very coarse sandstones; 15-17 m, covered by fine to very coarse pebbly yellowish sands, with a fossiliferous travertine breccia at top; 10-12 m, with yellowish very coarse sandstones, with a travertine breccia at top; and 6-8 m, with a marine conglomerate and an upper coarse sandstone. The culminant marine platform and associated marine deposits are correlated with the important marine incursion dated as 3.7 Ma and the five marine terraces that are located above the modern wave-cut platform are correlated to the periods of highest sea-level during the Pleistocene MIS's. In Furninha cave, the succession of aeolian fine sands intercalated with levels rich in fossils containing industries of Middle to Upper Palaeolithic should bracket the interval 80-12ka (MIS4, MIS3 and MIS2), coeval with the lowering of sea-level and cold climate conditions. The consolidated late Pleistocene aeolian pink fine sands are covered by whitish loose fine sands (MIS1).

INTRODUÇÃO

As penínsulas de Peniche e do Baleal localizam-se na costa ocidental de Portugal central. Já foram ilhas, mas o assoreamento litoral levaram à sua completa ligação terrestre desde finais do séc. XVI como se apresenta na gravura de 1634 de Pedro Teixeira Albernaz. A península de Peniche, com 5 km², tem o seu extremo ocidental no Cabo Carvoeiro, sendo a sua costa formada, essencialmente, por arribas e, localmente, praias encastradas.

Segundo França et al. (1960), a constituição geológica da península de Peniche é formada por: a) rochas calcárias do Jurássico Inferior (calcários, calcários argilosos e margas), com pendor para SW no sector NE e com pendor para SE a ESE no sector SE, afetadas por falhas com direções WNW-ESSE, NW-SE e NE-SW; b) brecha vulcânica da Papoa, provavelmente do Cretáceo Final; c) cascalheiras geralmente pouco consolidadas e areias muito grosseiras sobre diversas superfícies de abrasão marinha, bem como areias eólicas e de praia holocénicas. O tómbolo do Baleal apresenta calcários do Jurássico Médio (calcários margosos e calcários compactos). Os dois istmos são constituídos por areias silicicísticas grosseiras a muito grosseiras, de praia, que fazem a ligação a terrenos areníticos fluviais do Jurássico Superior.

Na costa SW da península de Peniche, a ca. 850 m a SE do Cabo Carvoeiro, localiza-se a Gruta da Furninha (Fig. 1), uma cavidade cárstica em calcários do Jurássico Inferior. Neste sector costeiro (Cova da Dominique; Gruta da Furninha) foram identificadas duas plataformas de abrasão marinha (Delgado, 1884): a) a que está representada pelo patamar da entrada, aos 15 m de altitude e com ca. 6 m de comprimento, encontra-se a meio da arriba e formou-se durante um período interglaciário que também originou a abertura da gruta; b) na base da arriba estava identificado um conglomerado e arenito de antiga praia marinha, com base aos 6 m de altitude.

Delgado (1884) distinguiu no enchimento sedimentar da Gruta, totalmente escavado, duas unidades estratigráficas principais:

- A que designou de “depósito superior”, consistindo de

terra argilo-arenosa, friável, com húmus e cor negra, com 1-3 m de espessura e possuindo materiais arqueológicos que atribuiu ao Neolítico (cerâmicas funerárias e indústrias líticas), bem como numerosos ossos humanos e de animais (*Vespertilio*, *Ursus*, *Meles*, *Mus*, *Lepus*, *Sus*, *Cervus*, *Capra*, *Ovis*, *Bos*, e *Phoca*), peixes e aves, e ainda conchas de moluscos marinhos (*Haliotis*, *Patella*, *Pectunculus*, *Mytilus*, *Pecten* e *Ostrea*).

- A que designou por “areias quaternárias”, com 9,3 m de espessura, onde foram distinguidos 13 níveis estratigráficos. A base desta unidade situava-se a ca. 5-8 m de altitude e consistia num conglomerado conquífero (com *Patella* e *Littorina*) marinho (ca. 1 m de espessura). Esta camada estava sobreposta por níveis de areias friáveis, geralmente finas, amarelas, com calhaus e seixos de quartzo e quartzo, alternantes com 7 níveis ricos de ossos de mamíferos (*Homo sp.*, *Dicerorhinus hemitoechus*, *Equus cavallus*, *Bos primigenus*, *Cervus elaphus*, *Sus scrofa*, *Ursus arctos*, *Hyaena prisca*, *Panthera pardus*, *Lynx pardina*, *Felis silvestres*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Meles meles*, *Martes sp.*, segundo revisão da fauna feita por Brugal et al., 2011), bem como de aves, entre elas *Pinguinus impennis* (Pimenta et al., 2008; Figueiredo e Rosa, 2014), tartaruga, peixes e moluscos marinhos (*Helix*, *Patella* e *Littorina*) e artefactos do Paleolítico Médio e do Superior (este na camada do topo).

Harlé (1910-1911) descreveu o rico conjunto de vertebrados (mamíferos, aves, répteis e peixes) do Plistocénico Final recolhido por Nery Delgado, que se encontra no Museu Geológico do LNEG (Lisboa). Considerou que se trata, genericamente, de uma fauna de clima temperado quente, mas ocorrem também algumas espécies indicadoras de clima frio.

Breuil et al. (1942) sintetizam o estudo feito durante oito meses sobre as antigas praias localizadas entre o Cabo Espichel e Peniche (fig. 1). Neste sector, os locais onde identificaram jazidas paleolíticas, para além da Furninha, foram: Farol do Cabo Carvoeiro, cuja área de dispersão de artefactos se prolonga até norte de N^a S^a dos Remédios, Prainha, Porto da Areia e Papoa; Porto de Lobos, cuja área de dispersão se estende até à

Qta das Barradas e Atouguia da Baleia; Consolação, com artefactos dispersos para leste até Geraldes e Estrada e para Sul até à praia de São Bernardino; litoral entre o Baleal, Pedras Moitas, Ferrel e Vale de Janelas. Também interpretaram a evolução geológica e a ocupação humana da Gruta da Furninha, distinguindo indústrias do Paleolítico Médio (Mustierense, Languedocense) e Superior, e Neolítico. Identificaram o terraço marinho aos 20-30 m do Cabo Carvoeiro, apresentando à superfície uma indústria considerada mustierense arcaica e talhada, principalmente, em quartzo.

Breuil & Zbyszewski (1945) publicam o estudo das jazidas paleolíticas das praias pliocénicas da Estremadura, nomeadamente as da região de Peniche (península de Peniche, Consolação, Porto de Lobos, Baleal e Pedras Moitas) e Furninha. Na Gruta da Furninha, consideram que a camada conglomerática basal (aos ca. 6 m) é uma praia do Interglaciário Riss-Würm e que o “patamar aos 15 m” e a “plataforma aos 20-30 m” (com “artefactos acheulenses antigos”) são também antigos níveis de praia, mas sem idade segura.

A Gruta da Furninha foi também abordada por Raposo (1995), apresentando uma datação por U/Th realizada em osso do Nível Ossífero III, de 81 (+42/-31) ka. Zilhão (1997) identificou artefactos do Paleolítico Superior. Resultados de outros trabalhos sobre as indústrias líticas e a fauna da área encontram-se noutras publicações (Bicho & Cardoso, 2010; Cardoso, 1993, 2006; Pimenta et al., 2008; Figueiredo, 2012; Brugal et al., 2012; Figueiredo & Rosa, 2014). Note-se que o nível de areia fina branca e micácea, de aspecto loéssico e com 1,5 m de esp. do topo da sucessão estratigráfica foi considerado por Cardoso (2008) como sendo provavelmente a origem primária dos artefactos do Paleolítico Superior.

Breuil & Zbyszewski (1945), entre o Cabo Carvoeiro e a Furninha, assinalaram a ocorrência de artefactos paleolíticos num nível de praia (com areias cascalhentas avermelhadas) que nos parece ser o dos 15-19 m, caracterizado neste trabalho (Fig. 1). A norte de N^a Sra. Remédios, observaram sobre a pla-

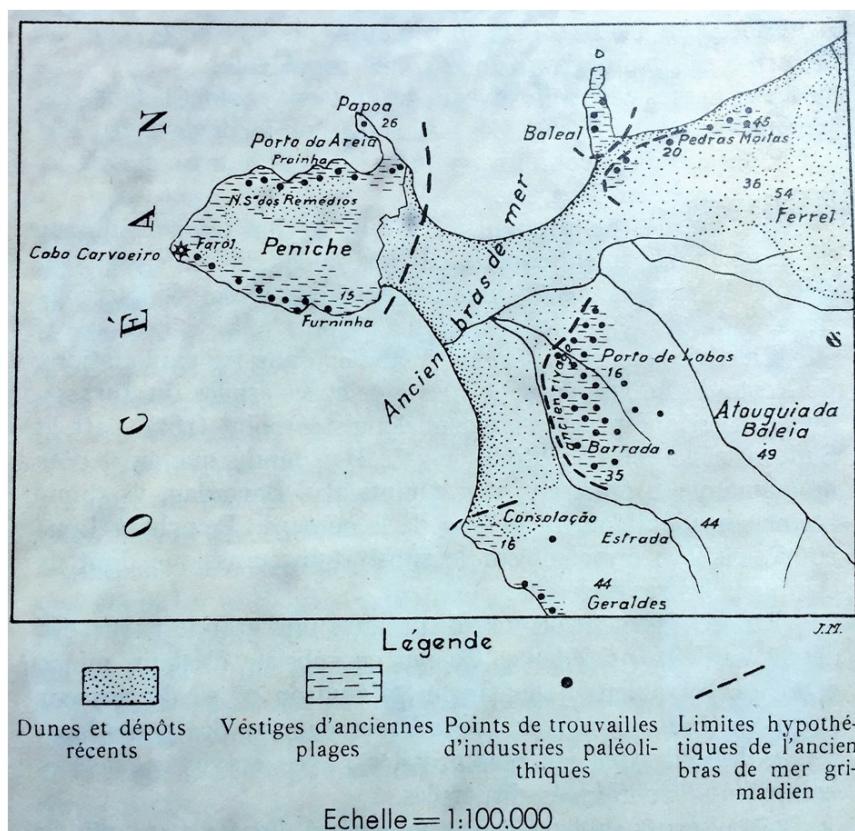


Fig. 1. Cartografia segundo Breuil & Zbyszewski (1945), das antigas praias, dunas e depósitos sedimentares recentes, bem como dos sítios onde se encontraram indústrias paleolíticas na zona costeira de Peniche - Atouguia da Baleia.

taforma marinha dos 24-27 m uma sucessão com, da base para o topo: depósito arenoso amarelado sobreposto por níveis arenosos avermelhados com indústria acheulense, depois com indústria mustierense; nível acinzentado com indústria de sílex do Paleolítico Superior; unidade arenosa eólica de cobertura.

Os artefactos encontrados em Porto de Lobos foram identificados como acheulenses (Breuil & Zbyszewski, 1945) e parecem estar relacionados com o terraço aos 15-19 m. Na Praia da Consolação encontraram artefactos acheulenses relacionados com os terraços marinhos dos 15-19 m, 20-21 m e 24-27m, bem como um nível arenoso cinzento com Paleolítico Superior e uma unidade de areias eólicas brancas de cobertura.

Zbyszewski (1953) reafirma a existência de três níveis de praia pliocénicos, aos: 25-30 m, constituído por areias argilosas amarelas com seixos e calhaus rolados de quartzo, quartzito e mesmo de calcário perfurado por litófagos, bem como bioclastos rolados (*Glycymeris*, *Mytilus*, *Cardium*, *Patella*, etc) e, superiormente, com areias avermelhadas com indústrias consideradas acheulenses e mustierenses – que atribuiu ao Tirreniano I; aos ca. 15 m e sem relevantes depósitos coevos – que atribuiu ao Tirreniano II; 6-8 m e formado por um conglomerado marinho – que atribuiu ao Tirreniano III. Zbyszewski (1970) descreve as estações paleolíticas da região, mas não indica as respectivas posições altimétricas.

Henriques & Neto (2002) caracterizam os sistemas dunares da Estremadura, apresentando um mapa geomorfológico do litoral de Peniche sem os níveis antigos de praia.

MÉTODOS E RESULTADOS

A caracterização e interpretação dos registos geomorfológicos e sedimentares do Pliocénico e Plistocénico de Peniche - Atouguia da Baleia baseou-se em: a) pesquisa bibliográfica, bem como na análise da carta geológica 1/50000 e de cartas topográficas 1/25000 e 1/10.000; b) levantamento topográfico GPS-RTK; c) a levantamentos aéreos, utilizando um sistema drone (ou UAS – Unmannned Aerial System) de baixo custo, aliado com o desenvolvimento e facilidade de uso de Programa

Fotogramétrico baseado em algoritmos SfM (Structure from Motion) e correlação densa, na monitorização da orla costeira; d) na elaboração de Modelos Digitais de Terreno; e) na execução de cartografia geomorfológica, com verificação no terreno; f) estudo litostratigráfico e sedimentológico; g) reconhecimento da área na tentativa de identificar as manchas de materiais arqueológicos ao ar livre indicados na bibliografia; h) Recolha de amostras para estudo sedimentológico laboratorial; i) recolha de amostras para datação por OSL e ESR, com medição *in situ* por espectrómetro gama de baixa resolução.

Na Península de Peniche (Fig. 2), identificaram-se e cartografaram-se seis superfícies de abrasão marinha (Fig. 1), aos: 33-36 m, vasta plataforma culminante, mas só preservada localmente e sobreposta por areias amarelas finas a muito grosseiras cascalhentas, bem como por areias grosseiras esbranquiçadas (4,0 m de espessura máxima preservada); 24-27 m, plataforma muito extensa e sobreposta por areias grosseiras cascalhentas (3,0 m de espessura máxima), por vezes cimentadas; 20-21 m, somente representada localmente, com escassos arenitos esbranquiçados muito grosseiros (1,0 m de espessura máxima); 15-17 m, coberta por conglomerado de blocos rolados, areias amarelas muito grosseiras e cascalhentas (3,0 m de espessura máxima), consolidadas e com brecha travertínica a topo; 10-12 m, pouco extensa, apresentando arenitos amarelos muito grosseiros (2,5 m de espessura máxima) e com brecha travertínica a topo; e aos 6-8 m, com coevo depósito marinho conglomerático e arenoso (2,0 m de espessura máxima), com conchas roladas e fragmentos de ossos fósseis, bem como brecha travertínica a topo.

A área da Atouguia da Baleia tem coberturas sedimentares (“Q”) aos 8 m, 12-14 m e aos 33-72 m; mas a leste (na depressão de Bolhos), uma similar unidade culminante tem a superfície aos 70 m, representada na carta geológica 26C com simbologia “PQ”.

Nos diferentes terraços não se identificaram as concentrações de materiais arqueológicos indicadas na bibliografia, mas apenas alguns artefactos isolados em quartzo, quartzito e sílex, cujas características sugerem uma cronologia mais recente.

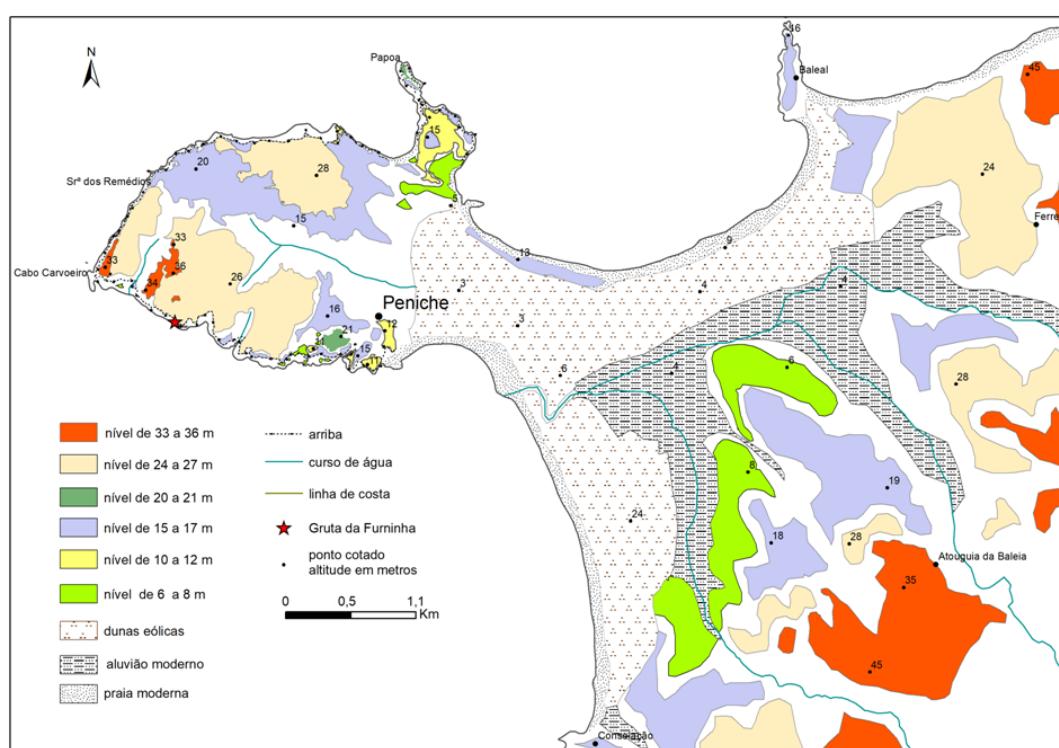


Fig. 2. Carta geomorfológica da zona costeira da península de Peniche à Atouguia da Baleia.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Atendendo à extensão da superfície de abrasão marinha que culmina os relevos costeiros da área de estudo interpretamos que ela foi gerada pela incursão marinha pliocénica documentada nas plataformas litorais ocidental e meridional de Portugal (e.g. Cunha *et al.*, 1993), coberta com depósitos marinhos siliciclásticos datados na sua base em ca. 3,7 Ma (Cachão, 1990). Dado que é geralmente considerado que o alto nível do mar coevo desta incursão marinha foi aos ca. 40 m acima do nível médio do mar actual (e.g. Dowsett *et al.* 2012; Pais *et al.*, 2012) e atendendo que nesta área a superfície de abrasão marinha está aos 33-36 m de altitude, interpreta-se que na evolução de longo-termo a península de Peniche não sofreu significativo soerguimento ou subsidência nos últimos 3,7 Ma. Contudo, a poucos quilómetros para NE localiza-se a falha activa de Ferrel e outras falhas (Cabral, 1995).

As cinco plataformas de abrasão marinha poderão correlacionar-se com os seguintes máximos de nível do mar: 24-27 m – MIS25 (ca. 950 ka)?; 20-21 m – MIS11 (ca. 400 ka); 15-17 m – MIS9 (ca. 300 ka); 10-12 m – MIS7 (ca. 230-180 ka); 6-8 m – MIS5 (alto nível do mar aos ca. 126-90 ka e clima temperado).

A sucessão de areias eólicas finas e consolidadas da Gruta da Furninha, com intercalações contendo ossos e artefactos, deve compreender o MIS4, o MIS3 e o MIS2 (intervalo 80-12ka, com baixo nível do mar e clima frio), o que é compatível com a datação U/Th de ca. 80 ka de um osso do 3.º nível ossífero, com a extensa indústria do Paleolítico Médio (Mustierense) e com a indústria do Paleolítico Superior na fina camada de areia do topo.

AGRADECIMENTOS

Este estudo teve suporte financeiro pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia e pela União Europeia no âmbito do COMPETE 2020 (Programa Operacional da Competitividade e Internacionais), através dos projetos UID/MAR/04292/2013 – MARE, UID/GEO/04683/2013 – ICT e UID/Multi/00073/2013 - Centro de Geociências da UC. Agradece-se a colaboração dada por Archimedes Perez, André Salgado, Felipe Rovira, Rui Mota e Danielle Smith.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bicho, N., Cardoso, J.L. 2010. Paleolithic occupations and lithic assemblages from Furninha cave, Peniche (Portugal). *Zephyrus*, 66, pp. 17-38.
- Breuil, H., Zbyszewsky, G. 1945. Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et leur rapports avec la géologie du Quaternaire. Les principaux gisements des plages quaternaires du littoral d'Estremadura et des terrasses fluviales de la basse vallée du Tage. *Comun. Serviços Geol. de Portugal*, t. XXVI, v. II, 662 p.
- Breuil, H., Vaultier, M., Zbyszewski, G. 1942. Les plages anciennes portugaises entre le cap d'Espichel et la presqu'île de Peniche et leurs industries paléolithiques. In: *Comptes rendus des séances de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, 86^o année, N. 2-3, pp. 102-109.
- Brugal, J.-P., Argant, J., Crispim, J.A., Figueiredo, S., Serra, A.M., Palmqvist, P. 2012. The Complex Carnivore-rich Assemblages from Furninha (Peniche, Portugal): a multidisciplinary approach. *Journal of Taphonomy*, vol. 10 (3-4), pp. 417-138.
- Cabral, J. 1995. Neotectónica de Portugal continental. *Mem. Instituto Geol. Min. Portugal*, 31, 265 p.
- Cachão, M.A. 1990. Posicionamento bioestratigráfico da jazida pliocénica de Carnide. *GAIA* 2, p. 11-16.
- Cardoso, J.L. 1993. Contribuição para o conhecimento dos grandes mamíferos do Plistocénico superior de Portugal. Câmara Municipal de Oeiras, 567 p.
- Cardoso, J.L. 2006. The Mousterian complex in Portugal. *Zephyrus*, 59, pp. 21-50.
- Cardoso, J.L. 2009. Joaquim Filipe Nery Delgado, arqueólogo. In: Nery Delgado (1835-1908), Geólogo do Reino. Edição: Museu Geológico / Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, I.P./ Centro de História e Filosofia da Ciência – FCTUNL, pp. 65-81.
- Cunha, P.P., Barbosa, B.P., Pena dos Reis, R. 1993. Synthesis of the Piacenzian onshore record between the Aveiro and Setúbal parallels (Western Portuguese margin). *Ciências da Terra*, Univ. Nova de Lisboa, 12, pp. 35-43.
- Delgado, J.N. 1884. La Grotte de Furninha à Peniche. *IX Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie Préhistoriques*, 1880. *Compte rendu*. Ed. Academia Real das Ciências de Lisboa, pp. 207-278.
- Dowsett, H.J., Robinson, M.M., Haywood, A.M., Hill, D.J., Dolan, A.M., Stoll, D.K., Chan, W.L., Abe-Ouchi, A., Chandler, M.A., Rosenbloom, N.A., Otto-Bliesner, B.L., Bragg, F.J., Lunt, D.J., Foley, K.M., Rieselman, C.R. 2012. Assessing confidence in Pliocene sea surface temperatures to evaluate predictive models. *Nat. Clim. Chang.* 2, pp. 365-371.
- Figueiredo, S. 2012. The Pleistocene elephants of Portugal. *Atas del Coloquio Internacional Marfim e Elefantes en la Península Iberica y el Mediterráneo Occidental*, pp. 37-43. Alicante, 26 e 27 Novembro de 2008.
- Figueiredo, S., Rosa, M. A. 2014. Indicadores Paleoecológicos Resultantes do Estudo da Avifauna do Plistocénico Médio e Superior Português: evolução paleoclimática e comparação com os ambientes atuais. *Arqueofauna e Paisagem*, pp. 37-41.
- França, J.C., Zbyszewski, G., Almeida, F.M. 1960. Carta geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia Explicativa da Folha 26-C Peniche. Serviços Geológicos de Portugal, 33 p.
- Harlé, E. 1910-1911. Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. VIII, pp. 22-86, 5 est., Lisboa.
- Henriques, V., Neto, C. 2002. Caracterização geo-ecológica dos sistemas de cordões dunares da Estremadura (Nazaré, S. Martinho do Porto e Peniche-Baleal). *Finisterra*, XXXVII, 74, pp. 5-31.
- Pais, J., Cunha, P.P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J.C., González-Delgado, J.A. 2012. The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal). A Cenozoic record in the European Atlantic domain. Springer, 158 p.
- Pimenta, C., Figueiredo, S., Moreno-Garcia, M. 2008. Novo registo de Pinguim (*Pinguinus impennis*) no Plistocénico de Portugal. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, Vol. 11, nº 2, pp. 361-370.
- Raposo, L. 1995. Ambientes, Territorios y Subsistência en el Paleolítico Medio de Portugal. *Complutum* 6, pp. 57-77.
- Zbyszewski, G. 1953. Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Geol. Portugal*, 13, 1-2, 227 p.
- Zbyszewski, G. 1970. Indústrias paleolíticas da região de Peniche. In O Arqueólogo português, série 3, 4, pp. 19-39.
- Zilhão, J. 1997. O Paleolítico Superior da Estremadura Portuguesa. Ed. Colibri, Lisboa, vol. 2, 312 p.

Variações do nível do mar no continente europeu: dados dos marégrafos e dados de GPS

Sea level changes at Europe: tide gauge and GPS data

Maria da Assunção Araújo^{1*}

¹ Universidade do Porto, Departamento de Geografia, CEGOT, Via Panorâmica s/n, 4150-564 Porto, Portugal

* asaraubo@lettras.up.pt

Palavras-chave: Europa, nível do mar, isostasia pós glaciar, marégrafos, GPS.

Key-words: Europe, sea level changes, post glacial isostasy, tide gauges, GPS.

RESUMO

A preocupação com as variações do nível do mar está na ordem do dia. Na verdade a aprovação dos acordos de Paris, no final de 2015, veio reforçar a atualidade ao tema. Esta atualidade viu-se ainda acentuada com a recente decisão do presidente dos Estados Unidos a respeito dos ditos acordos.

Numa época de grande difusão da informação, parece-nos que corremos o risco, como sociedade, de sermos afastados da discussão de temas candentes devido ao seu carácter muito especializado que o torna aparentemente inacessível. Da falta de compreensão da ciência subjacente, ou de uma compreensão demasiado simplista, resulta uma verdadeira ditadura das ideias do *mainstream*, geralmente mal assimiladas e quase nunca discutidas pelo público, que as aceita como verdades infalsificáveis.

Parece-nos, por isso, que é útil fazer uma leitura dos dados existentes e publicados, de forma a torná-los compreensíveis por franjas mais largas do público.

A Terra está sempre a evoluir. Não só pela movimentação das placas litosféricas, mas também por profundas variações climáticas que existiram desde sempre. Por isso, para um geólogo ou geomorfólogo é necessário colocar a questão das variações climáticas com o recuo suficiente para se perceber como as variações atuais se enquadram numa história de constante mudança.

Há diversos especialistas habilitados para falar dos diversos tópicos englobados na noção de mudanças globais.

Longe de querermos meter a foice em seara alheia, pretendemos apenas dar uma modesta contribuição para a discussão, falando de um tema que temos explorado nos últimos tempos: as variações do nível do mar.

Quando se discutem as mudanças ditas globais, há sempre um argumento particularmente alarmista que afirma que haverá regiões que podem ser riscadas do mapa devido à subida do nível do mar.

Sabemos que se todos os glaciares da terra fundissem, o nível do mar poderia subir cerca de 80 m. Porém os glaciares em questão, nomeadamente o *inlandsis* da Gronelândia e da Antártida existem há cerca de 35 milhões de anos, desde meados do Cenozóico (Siegert, 2009).

Na verdade, ao contrário da ideia corrente de que estamos num período de aquecimento, a parte final do Cenozóico e o

Quaternário em particular, correspondem a fases de arrefecimento que vão conduzir à criação de extensos mantos de gelo. Estes caracterizam o Quaternário com as suas alternâncias glaciações/ períodos interglaciares, particularmente intensas nos últimos 900.000 anos.

Cada um dos períodos glaciares vai corresponder ao aumento da área dos *inlandsis* da Gronelândia e da Antártida e à criação de *inlandsis* nos continentes, nas áreas mais próximas dos polos, bem como de extensos glaciares nas áreas montanhosas.

A formação de *inlandsis* corresponde a um forte aumento da pressão sobre os continentes em que eles se situam: estamos a falar de espessuras que, na atualidade, atingem 3000 m na Gronelândia. É de supor que as de espessuras dos *inlandsis* da Escandinávia ou da América do Norte durante a última glaciação (Würm) não fossem inferiores. Esse fenómeno vai produzir uma subsidência dos continentes afetados, que será máxima nos locais onde a espessura do gelo era maior. A matéria infracrastal, deslocada por esse processo de Isostasia glaciária, seria deslocada para a periferia do *inlandsis* constituindo um reborde levantado: o *forebulge*.

Na fase de deglaciação criava-se um movimento contrário: as antigas áreas glaciadas passam a subir e o *forebulge* sofre subsidência.

Se analisarmos as tendências da variação do nível do mar dadas pelo *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL) para toda a Europa, facilmente compreendemos que essa movimentação do lado dos continentes (isostasia pós-glacial) tem uma grande relevância na determinação das tendências das variações relativas ao nível do mar (fig. 1).

A compensação isostática pós-glacial produz a aparente descida do nível do mar nos marégrafos das latitudes mais altas (acima de 57°N). A latitudes inferiores a 57°N desenvolve-se o *forebulge*, que tem o seu máximo desenvolvimento a cerca de 50°N, com subidas **relativas** do nível do mar que podem ultrapassar os 2mm/ano. Abaixo dos 45°N existe uma área de com uma certa irregularidade nas variações do nível do mar, já que entramos no domínio das cadeias alpinas, onde atuam movimentos tectónicos recentes, deslocando a posição dos marégrafos e, assim, interferindo com as variações **relativas** do nível do mar neles registadas.

Para tentar compreender melhor e quantificar o papel dos movimentos existentes do lado do continente, consultamos o site SONEL (Système de Observation du Niveau des Eaux Littorales) com dados de GPS para as estações europeias. A figura 2 representa as velocidades verticais para 88 estações europeias. A figura confirma não só a movimentação isostática pós-glacial (subida na vertical=barras laranja) como o facto de que, no *forebulge* a tendência é, geralmente, para uma descida do continente (barras turquesa). Como é evidente, esta movimentação por parte do continente, vai acentuar a tendência para a subida do nível do mar posterior à pequena idade do gelo e contribuir assim para que muitos dos marégrafos das latitudes médias apresentem valores de subida **relativa** do nível do mar relativamente elevados.

Nas altitudes mais baixas nota-se uma série de irregularidades que só podem ser explicadas a partir de movimentos essencialmente tectónicos, isto é de uma tectónica diferencial. Todavia, aquilo que parece mais evidente é que há um claro predomínio, nas costas europeias abaixo dos 57°N, para uma subsidência das estações litorais, que ultrapassa em muito o que seria de esperar pensando apenas no *forebulge*. Esse facto tenderá a acentuar a subida do nível do mar que acontece devido ao fim da pequena idade do gelo (Mörner, 1973).

Relative Sea Level: estações europeias com séries ≥ 60 anos, latitudes decrescentes (PSMSL)

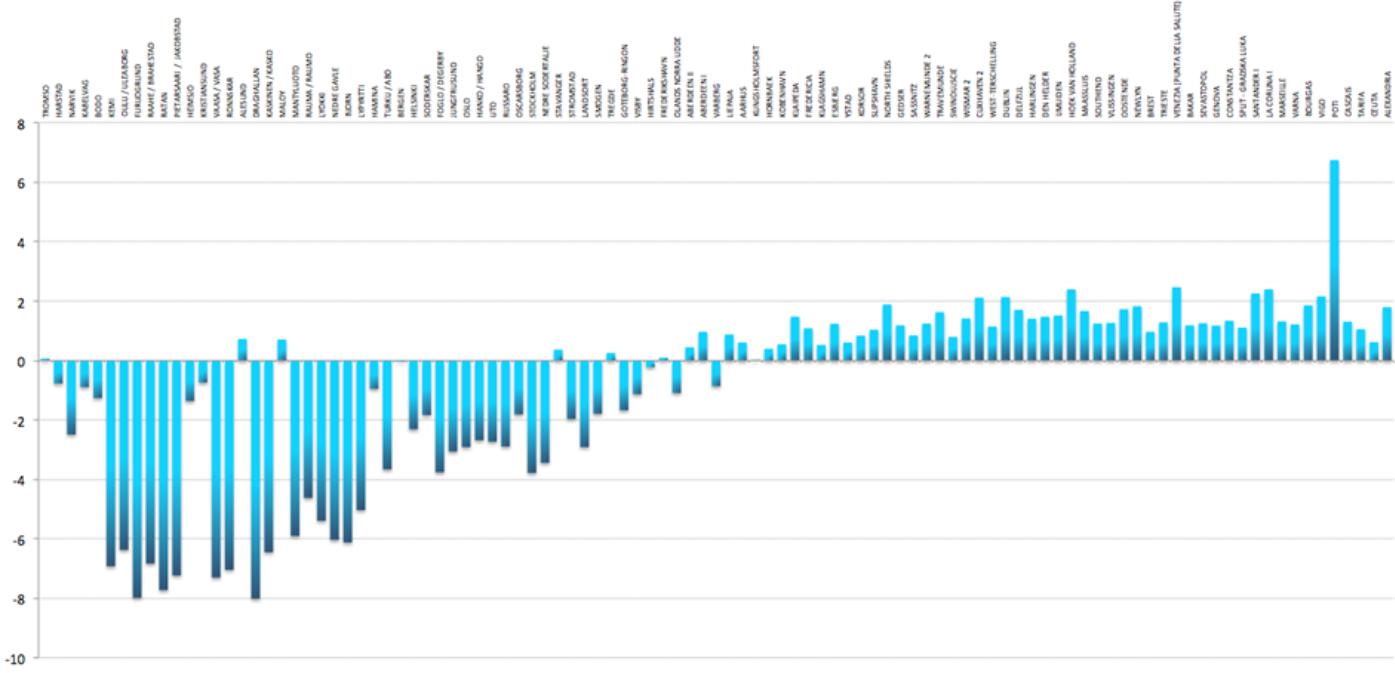


Figura 1. Variações relativas do nível do mar (mm/ano): Europa, latitudes decrescentes (75°N a 35° N).

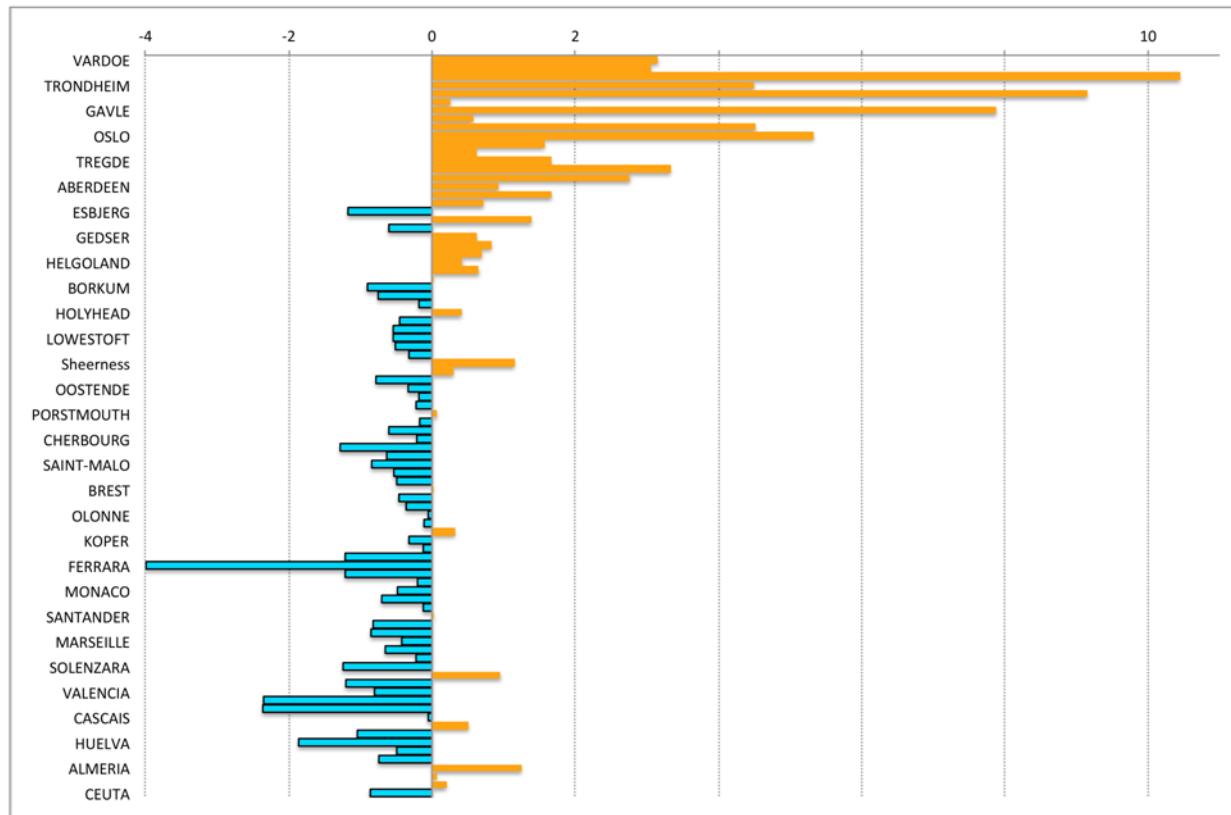


Figura 2. Velocidades verticais de GPS: Europa, latitudes decrescentes. Movimentos de subidas a laranja, descidas marcadas a turquesa. Fonte: Site SONEL

Pode concluir-se, assim, que uma parte significativa das variações relativas do nível do mar nas latitudes inferiores a 45°N resultam de movimentos de subsidência dos locais onde se encontram os marégrafos. Como estes movimentos são impossíveis de controlar por parte do Homem, a “batalha contra a subida do nível do mar”, que se pretende fazer através da redução do uso dos combustíveis fósseis, parece ser inglória e de resultados muito discutíveis.

A exploração dos dados existentes no site SONEL permi-

te analisar a combinação das variações relativas do nível do mar com as movimentações verticais de GPS. O resultado é visível na figura 3. Verifica-se que há diversos locais no norte da Europa onde as variações do nível do mar são negativas, devido à já referida recuperação isostática pós-glacial.

No resto da Europa, as variações absolutas do nível do mar são tendencialmente positivas. Mas são muito raros os locais onde são superiores a 2mm/ano. O caso de Klaipedia (Lituânia), onde os dados de GPS estão longe de ser fiáveis

(fig. 5) e o da Cádiz, onde a distância entre o GPS e o marégrafo ultrapassa os 10km (fig. 7) deveriam ter merecido uma análise mais cuidada antes da sua publicação no mapa da figura 4. Mesmo assim, este mapa que representa a variação **absoluta** do nível do mar não parece ser particularmente preocupante:

com a exceção de Klaipedia e Cádiz, cujos resultados são muito discutíveis, a variação **absoluta** do nível do mar é **quase sempre inferior a 2mm** e apresenta um valor médio de **1,015mm/ano**.

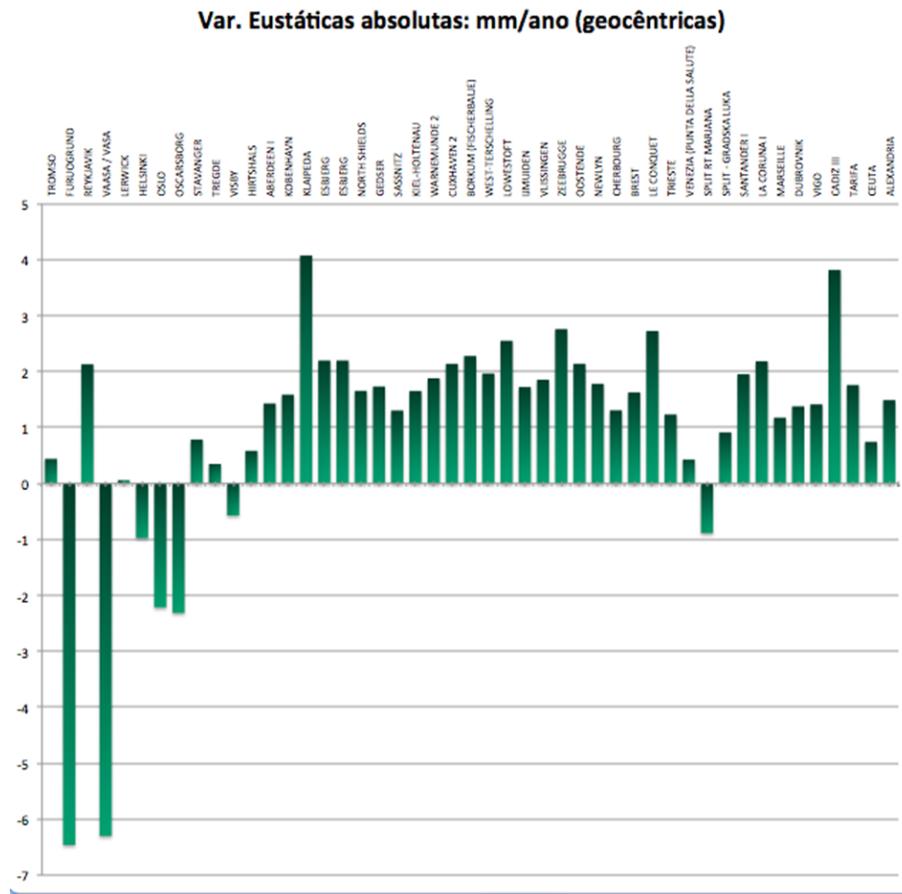


Figura 3. Variações absolutas (geocêntricas) do nível do mar. Notar o caso de Klaipedia e Cádiz.

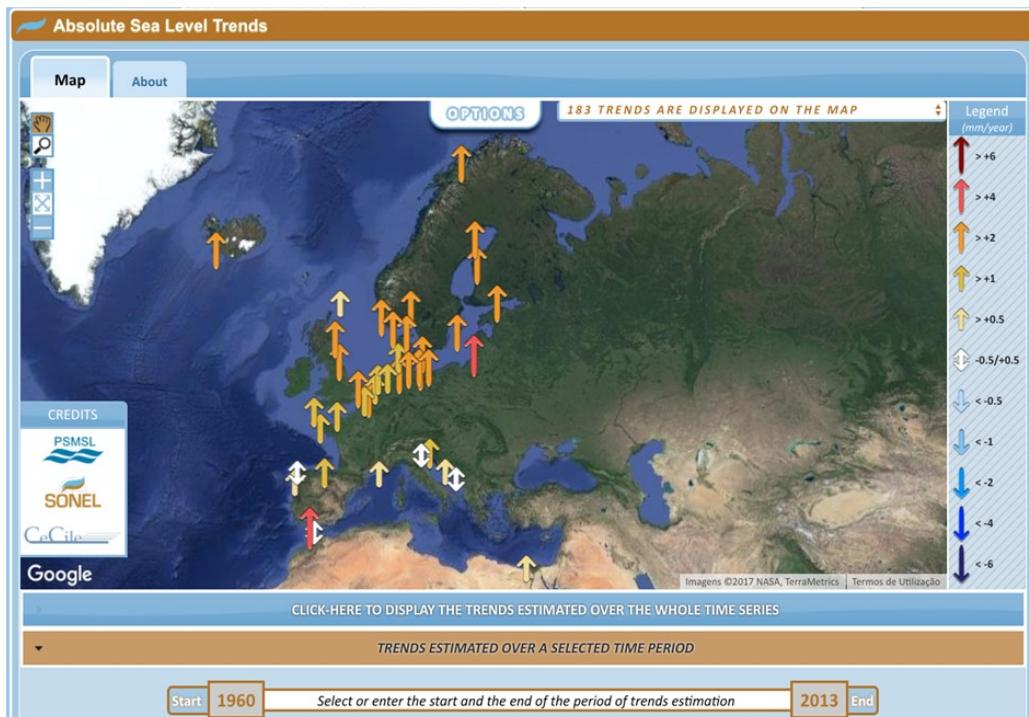


Figura 4. Variação absoluta do nível do mar, de 1960 a 2013. As setas vermelhas representam Klaipedia e Cádiz. Site SONEL.

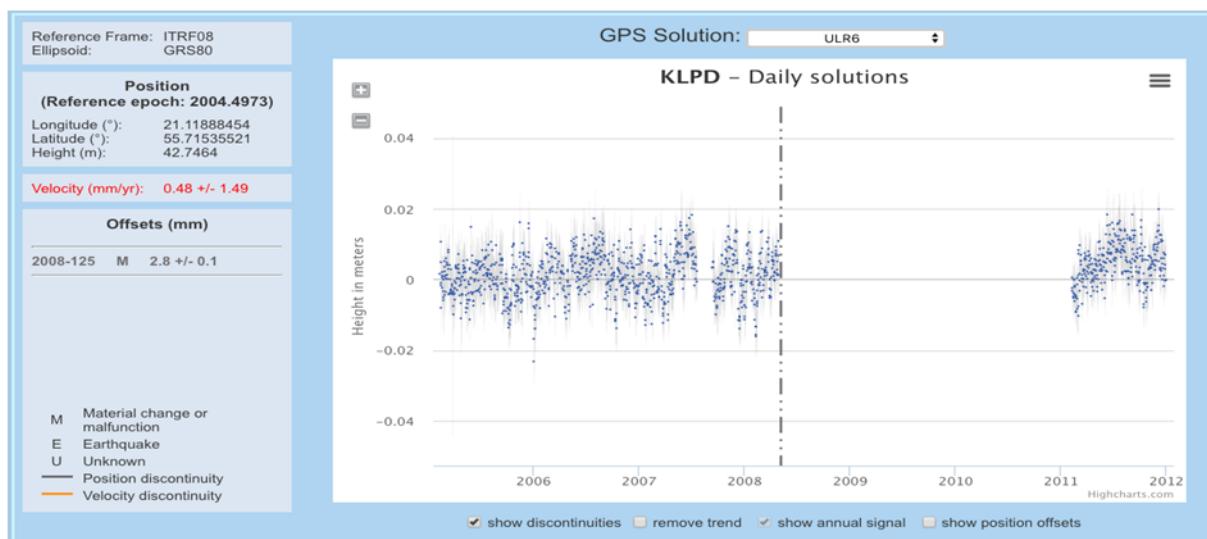


Figura 5. dados de GPS para Klaipeda: site SONEL. Notar a grande incerteza dos resultados (0,48+/-1,49 mm/ano).

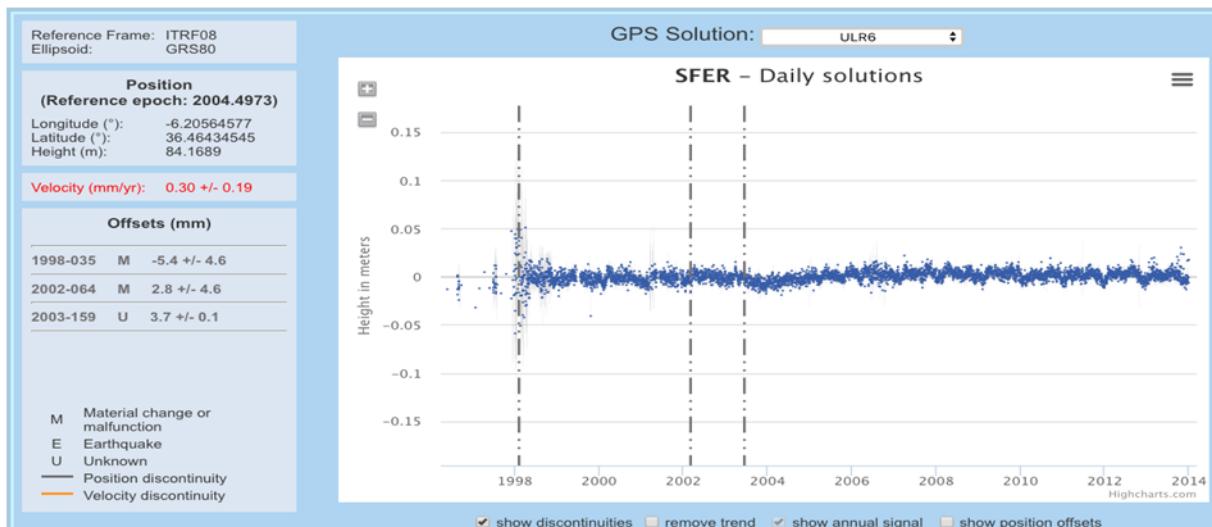


Figura 6. dados de GPS para Cádiz: site SONEL. O GPS denota uma evidente estabilidade.



Figura 7. Localização do marégrafo (círculo azul) e da estação de GPS de Cádiz (quadrado verde). Distância=10311m.

BIBLIOGRAFIA

Araújo, M. A. (2016) - Sea level data for the Iberian Peninsula, London: *Climate Change Conference. London.* <https://www.researchgate.net/publication/306013278>, p. 65-68

Burton, D. (2017) - Average Rate of Sea Level Rise, <http://www.sealevel.info/avslr.html#conclusion>

Gómez, Santamaría, Gravelle, M., Collilieux, X., Guichard, M., B. Martín Míguez, P. Tiphaneau, P., Wöppelmann, G., (2012) - Mitigating the effects of vertical land motion in tide gauge records using a state-of-the-art GPS velocity field, *Global and Planetary*

Coastal karst landforms: a morphometric approach for coastal management purposes (Algarve)

Paisagens cársicas costeiras: análise morfométrica como ferramenta para a gestão costeira (Algarve)

Sónia Oliveira*^{1,2}, João Horta¹, Ana Nascimento¹, Ana Gomes³, Delminda Moura¹, and Tomasz Boski¹

¹ Centre for Marine and Environmental Research (CIMA), University of Algarve, Faro, Portugal

² International Campus of Excellence of the Sea, CEIMAR, University of Cádiz, Spain

³ Interdisciplinary Center for Archaeology and Evolution of Human Behaviour, University of Algarve, Faro, Portugal

*saoliveira@ualg.pt

Key-words: Karstic landscapes, AUV, Morphometry, GIS.

Palavras-chave: Morfologia cársica, AUV, Morfometria, SIG

ABSTRACT

Karstic landscapes display remarkable morphological diversity and raise challenging management questions, in particular the cryptokarst. Sinkholes are among the most frequent forms of karstic landscapes and, if located at the coast, they may be successively fossilised and exhumed at the pace of the mean seal level changes. When not managed correctly, they may contribute to the property loss and affect negatively the human activities. Sinkholes at the southern Algarve coast are a first order factor on the cliffs' retreat rate and pattern. Accessing the sinkholes density, form and alignments (when related to local tectonics), is a formidable task due to their varying morphology. This work aims to determine the sinkholes characteristics and distribution in the area embraced by the territorial management plans. To achieve this goal, we surveyed several pre-defined typologies of coastal karst using an unmanned aerial vehicle (UAV) and several geographical information (GIS) tools to post-process the UAV data. The bedrock type at

each study is the important factor determining the evolution of these landforms affected by erosion and the potential threats to human activities.

INTRODUCTION AND BACKGROUND

Karst landscapes enclose the most complex under-surface system of water circulation, pose serious problems to land use and management (e.g., Cooper et al., 2011). The collapse and gradual ground subsidence phenomenon imposed by the presence of sinkholes may cause severe damage to human properties, affect water quality in underlying carbonate aquifers and the structure of the coast (Galve et al., 2015).

To understand hydrological processes and mitigate geological hazards in karst areas, it is critical to rely on representative, accurate and complete sinkhole inventories, from which sinkhole susceptibility and hazard maps derive (Al-Kouri et al., 2013).

STUDY AREA AND METHODOLOGY

The southern Algarve central rocky coast is characterized by strong karstification of Miocene carbonate rocks, leading to a very indented coastline. The paleo-relief of the carbonate substrate is filled by Plio-Pleistocene sediments, except close to the shore where it was exhumed by the wave action and cliff erosion. The Algarve area is known for the heavy anthropogenic impacts littoral zone caused by intensive construction close to the coastline. Houses are frequently built on the detrital fill of sinkholes thus being highly vulnerable to geomorphological and seismic hazards.

Four areas were chosen to study the karstic landforms (Figure 1): (i) Ponta da Piedade (Lagos); (ii) Caniço (Alvor); (iii) Albandeira (Lagoa) and (iv) Castelo (Albufeira).

The field data were acquired by means of an UAV, which enabled us to observe areas that could not be seen in situ and to create an accurate digital terrain model for a morphometric characterisation of the study sites instead of using outdated cartography and low-resolution topographic maps.

The data were then processed by GIS tools to analyse the area affected by sinkholes and the influence on anthropic activities. The automation via filling methods and contour analyses could not be used in these study areas due to the amount of depressions associated to water flow and the eroded state of the sinkhole walls. These two methods would

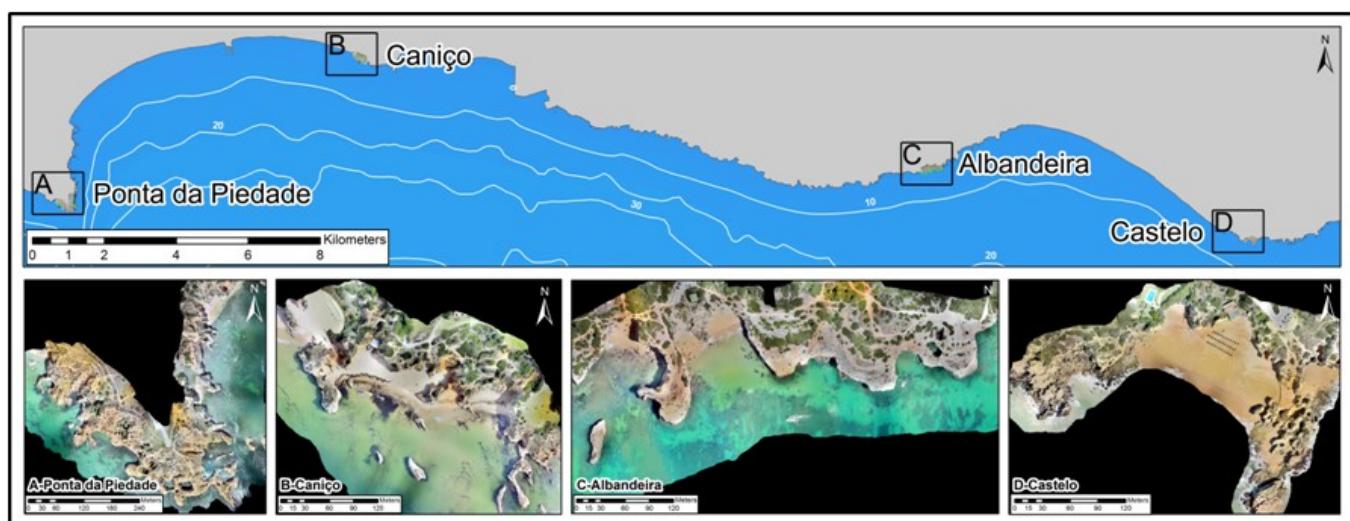


Figure 1. Location of the study sites at the Algarve central rock Coast and the orthophoto acquired via UAV.

imply a time-consuming analysis of all depressions and an overestimation of sinkholes. Therefore, we initially interpreted simultaneously the 3D model, the orthophoto and the digital elevation model (DEM) to determine the boundaries of the sinkholes. After this phase, the perimeter (ellipses or circles), the area, maximum and minimum axis, and depth of each sinkhole were measured. These values were used to determine the circularity index (maximum axis/minimum axis), the irregularity index (the 2D length of the polyline feature/3D length of the polyline feature when draped along the input surface), sinkholes volume and their distribution pattern.

RESULTS AND DISCUSSION

The Ponta da Piedade site is the one with the largest sinkholes (largest one with 666m²) followed by Albandeira (largest with 321 m²) with Castelo and Caniço having the smallest, with half the size of the Ponta da Piedade (219 m² and 215 m², respectively). The total area with sinkholes is also higher in Ponta da Piedade (5354.54 m²; 7% of studied area) followed by Caniço and Castelo with 947.74 m² (4%) and 958.52 m² (4%), respectively. The Albandeira site, although with the second individual largest sinkhole, only has 573.57 m² (1%) affected by sinkholes (Table 1).

Table 1. Average sinkhole parameter data per study site.

Study Site	Ponta da Piedade	Caniço	Albandeira	Castelo
Total Study Area (m²)	75467.6	24732.4	40940.5	22098.69
Sinkhole Area (m²)	5354.54	947.74	573.57	958.52
Area Total/Sinkhole %	7	4	1	4
# Sinkholes	86	15	8	24
Average Perimeter (m)	24.37	27.60	24.66	21.91
Nearest Neighbor Ratio	0.54	1.16	0.75	0.56
Distribution Pattern	Clustered	Random	Random	Clustered
Average Maximum Axis (m)	8.33	9.42	8.88	7.66
Average Minimum Axis (m)	6.27	7.64	6.25	5.47
Circularity Index	1.35	1.29	1.32	1.40
Irregularity Index	0.60	0.59	0.92	0.79
Average Maximum Depth (m)	11.76	12.97	5.61	5.33
Average Maximum axis Orientation (°)	93.07 NW-SE	112.05 NW-SE	58.61 NE-SW	56.22 NE-SW
Total Sinkholes Volume (m³)	78750.8	7311.2	3966.9	4578.4

It should be noted that the values for the nearest neighbour index calculated for the study area show great variations, varying from 0.5 (Ponta da Piedade) to 1.2 (Caniço), indicates a wide range of spatial distribution patterns of depressions in the study area ranging from clustered to random (Table 1). These significant variations in spatial distribution parameters along with the morphology of depressions in a single morphoclimatic zone implicate different local factors such as vegetation, lithology and synoptic conditions (Denizman, 2003). In Ponta da Piedade and Caniço sectors, the occurrence of sinkholes seems to be related with the interception of two fracture systems.

The irregularity index, aid us in accessing the downwearing erosion of each sector. The Caniço sector is the most irregular with an index of 0.59, followed by Ponta da Piedade with an average of 0.60, Castelo with 0.79 and Albandeira the most regular with 0.92 (Table 1). The Castelo site, was subjected to controlled falls and placement of artificial barriers by governmental entities that aimed to reduce the hazard exposure of the area, therefore influencing the irregularity and shape of

the remaining sinkholes. Nevertheless, this fact traduces the geomorphological hazardness of karstic landscapes to people and goods and reinforces the need to include the knowledge about these landforms together with sea level rise in integrated coastal management plans.

FINAL REMARKS

The use of an UAV improved the characterization of the area with an accurate measurement, time efficiency survey and accurate state of the study sites. The use of the UAV could be improved by the acquisition of oblique photography where cliffs meet the beach or sea.

The study sites show a great diverse quantity and morphology of landforms due to erosion imposed by the different exposure to synoptic conditions (directly influencing the dissolution of carbonates). In spite this, the main differentiation characteristic of the study sites is the local tectonic environment that imposes density, form and alignment diversity to sinkholes per study site.

The formation and evolution of karst landforms appear to be the main factors governing the present shape of the coastline at the centre Algarve rocky coast, together and in conjunction with gravity-related processes (rock falls and topple failures) induced by the sea wave action.

ACKNOLEDGEMENTS

The first author was financially supported by the ERASMUS MUNDUS programme MACOMA SGA ERASMUS MUNDUS 2015-1626/001-001-EMJD and UNESCO UNITWIN Wicop as part of their research activities at CEIMAR-Campus of International Excellence of the Sea – University of Cadiz. João Horta was supported by the Portuguese Foundation for Science and Technology (grant number SFRH/BD/104337/2014). The authors thank Centre for Marine and Environmental Research (CIMA) were the study is carried out.

REFERENCES

- Al-Kouri, O., Al-Rawashdeh, S., Sadoun, B., Sadoun, B., Pradhan, B., 2013. Geospatial modeling for sinkholes hazard map based on GIS & RS data. *J. Geogr. Inf. Syst.* 5 (06), 584.
- Cooper, A.H., Farrant, A.R., Price, S.J., 2011. The use of karst geomorphology for planning, hazard avoidance and development in Great Britain. *Geomorphology*, 134, 118-131.
- Denizman, C., 2003. Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*, v. 65, n. 1, p. 29-35.
- Galve, J.P., Castañeda, C., Gutiérrez, F., Herrera, G., 2015. Assessing sinkhole activity in the Ebro Valley mantled evaporite karst using advanced DInSAR. *Geomorphology* 229 (0), 30-44.

Página intencionalmente deixada em branco

Processos hidro-sedimentares morfologicamente controlados no litoral rochoso da Galé (Algarve)

Hydro-sedimentary processes morphologically controlled on the rocky coast of Galé (Algarve)

Ana Nascimento¹, Sónia Oliveira^{1,2*}, João Horta¹, Ana Gomes³ e Delminda Moura¹

¹Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Faro, Portugal

²Campus de Excelência Internacional do Mar, CEIMAR, Universidade de Cádis, Espanha

³Centro Interdisciplinar de Arqueologia e Evolução do Comportamento Humano

saoliveira@ualg.pt

Palavras-chave: Litoral rochoso; Transporte longilitoral; Traçador sedimentar.
Key-words: Rocky coast; Alongshore transport; Sediment tracer.

INTRODUÇÃO

Atualmente, as arribas litorais da costa meridional do Algarve sofrem um forte recuo e as fontes sedimentares externas ao sistema costeiro (rios e ribeiras) estão em muitos dos casos comprometidas. Deste modo, o transporte sedimentar longilitoral poderá ser a fonte com maior contributo sedimentar para as praias encastradas inseridas neste sistema litoral rocho-

so. No entanto, as pontas rochosas e as plataformas litorais no sopé das arribas funcionam como barreiras a este transporte, rompendo o equilíbrio daquelas praias.

Conhecer os processos morfo-hidro-sedimentares é essencial para perceber a transferência de sedimento entre células litorais adjacentes. O padrão de rebentação das ondas determina o estado morfodinâmico da praia e este é por sua vez uma variável a considerar no transporte sedimentar longilitoral que ocorre na zona de surf. A largura da zona surf depende da inclinação da praia, do tipo de rebentação e da maré. O objetivo deste trabalho é avaliar a eficácia da transferência lateral de sedimento entre células litorais em dois estados morfológicos distintos: (i) com plataforma litoral topograficamente elevada em relação à superfície da praia; (ii) com continuidade topográfica entre as superfícies da praia e da plataforma litoral.

ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na costa sul do Algarve, no sector costeiro da Galé (Figura 1) e engloba as praias Baía Grande (BG), Pedras Amarelas (PA) e Vila Jóia (VJ). O sector costeiro da Galé é caracterizado pela presença de arribas rochosas que expõem a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão atribuída ao Miocénico. O litoral do Algarve é caracterizado por ter um regime mesomareal semidiurno (Instituto Hidrográfico, IH, 1990). A altura significativa das ondas é em média de 1 m, o período médio é de 4.7 s e a direção distribui-se por dois sectores principais: WSW e SSE em 71% e 23% das observações anuais respetivamente (Costa et al., 2001).

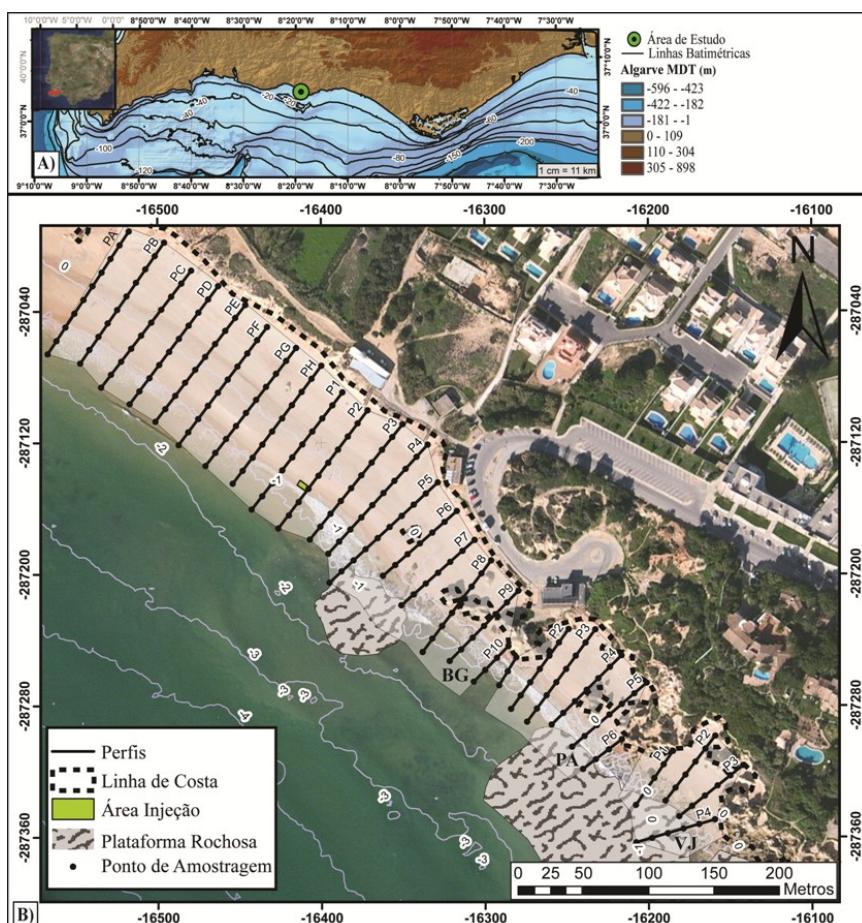


Figura 1. A) localização da área de estudo; B) sectores costeiros da Baía Grande- BG, Pedras Amarelas-PA e Vila Jóia- VJ.

METODOLOGIA

Para a concretização deste estudo, realizaram-se duas campanhas (Março e Novembro de 2014) onde se utilizou areia colorida com tinta fluorescente como traçador sedimentar. Este foi colocado na Baía Grande (BG- Figura.1) na face da praia (Área de Injeção), durante a maré viva baixa e nas marés baixas seguintes foram recolhidas amostras de sedimento em BG, PA e VJ (Figura.1) de acordo com uma malha georreferenciada previamente definida. A altura (H) e o período (T) das ondas foram medidos *in situ* com transdutores de pressão. Simultaneamente, fizeram-se levantamentos topográficos utilizando um dGPS. No laboratório, foram contados os grãos coloridos nas amostras recolhidas utilizando uma câmara escura com luz UV. Na produção dos

mapas de transporte sedimentar foi utilizado o *software* ArcGis.

RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

A agitação marítima foi mais energética durante a campanha de Março do que durante a de Novembro embora a direção das ondas se tenha mantido no mesmo sector (WSW) com uma variação de 10°. Na campanha de Março, a altura significativa das ondas (Hs) atingiu 1.8 m e o período médio (Tm) 10.7 s, enquanto na campanha de Novembro, Hs atingiu 1.02 m e Tm foi de 8 s. Na campanha de Março os grãos marcados foram transportados por deriva longilitoral até à praia PA durante o primeiro ciclo de maré e desapareceram desta praia no segundo ciclo de maré, permanecendo apenas na praia BG (Figura 2).

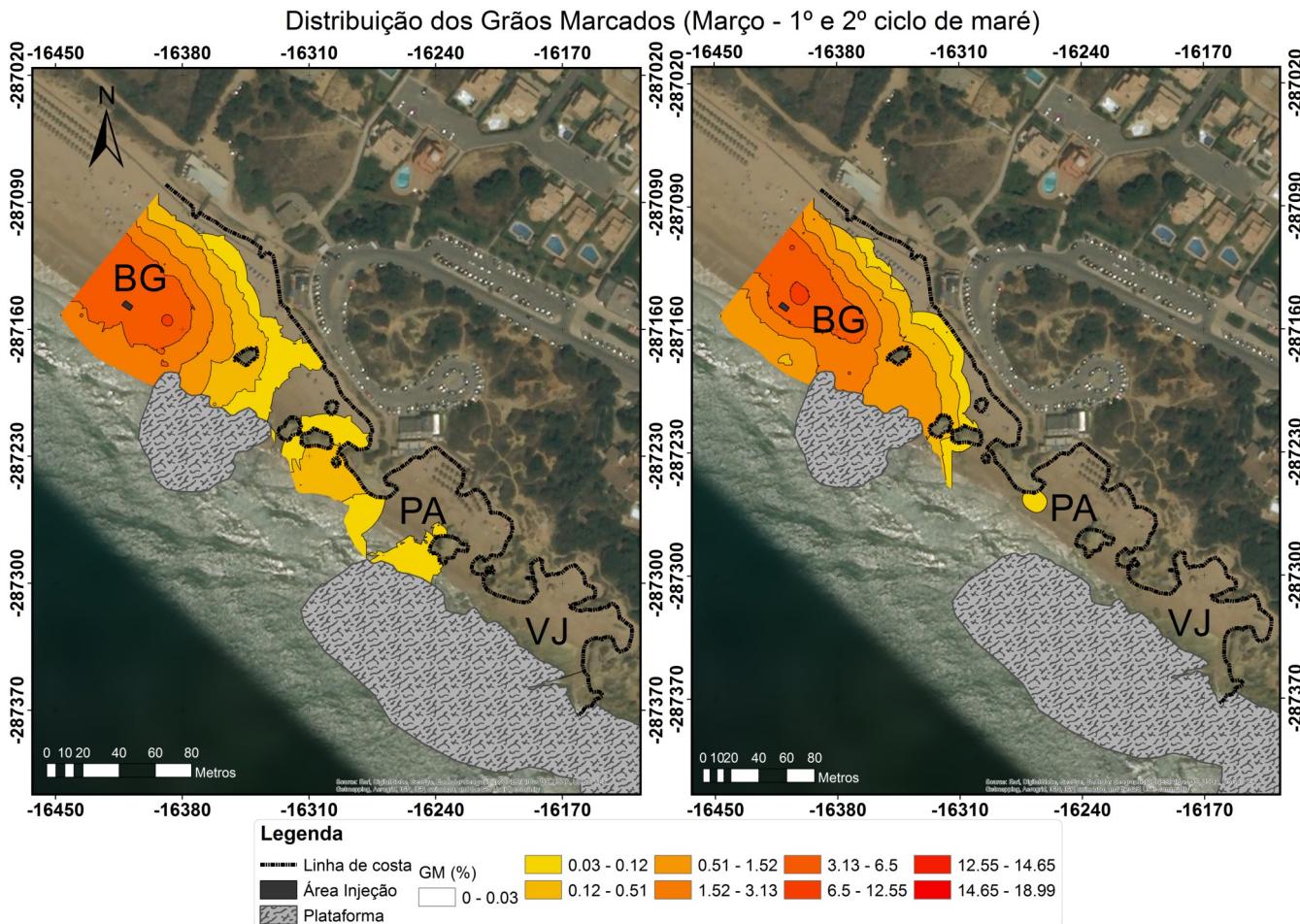


Figura 2. Representação da distribuição dos grãos marcados no primeiro e segundo ciclo de maré, na campanha de Março.

Esta observação pode ser interpretada de dois modos: ou o sedimento foi enterrado, não estando nos primeiros 2 cm de profundidade (profundidade de amostragem), ou foi transportando para o mar por correntes perpendiculares à linha de costa. Na campanha de Novembro, os grãos marcados foram transportados até à praia VJ (Figura 3) logo no primeiro ciclo de maré. Quer dizer que, o transporte longilitoral foi mais eficiente quando, na campanha de Novembro, Hs foi menor (1.02 m) por comparação com a campanha de Março (Hs = 1.8 m). Este facto pode ser justificado pelas diferenças morfodinâmicas observadas. Em Março, devido às condições mais energéticas, a erosão na face da praia rebaixou a superfície desta relativamente à plataforma litoral. Na campanha de Novembro, a superfície plataforma litoral estava à mesma cota da face de

praia, garantindo a continuidade topográfica e sedimentar. Quanto às alterações morfológicas em cada uma das praias, elas foram quase imperceptíveis ao longo da campanha de Março e muito significativas na de Novembro, com a presença de íngremes bermas de praia no primeiro ciclo de maré que se mantiveram ao longo da campanha.

A taxa de transporte sedimentar foi maior na campanha de Novembro, com $0.0071 \text{ m}^3/\text{s}$ em comparação com a campanha de Março, cuja taxa foi de $0.0053 \text{ m}^3/\text{s}$. Esta relação determinada experimentalmente utilizando um traçador sedimentar, está de acordo com as taxas obtidas utilizando formulações matemáticas. Nestas, embora com uma ordem de grandeza maior relativamente aos da experiência de campo, os valores são também inferiores na campanha de Março, entre 0.026 e

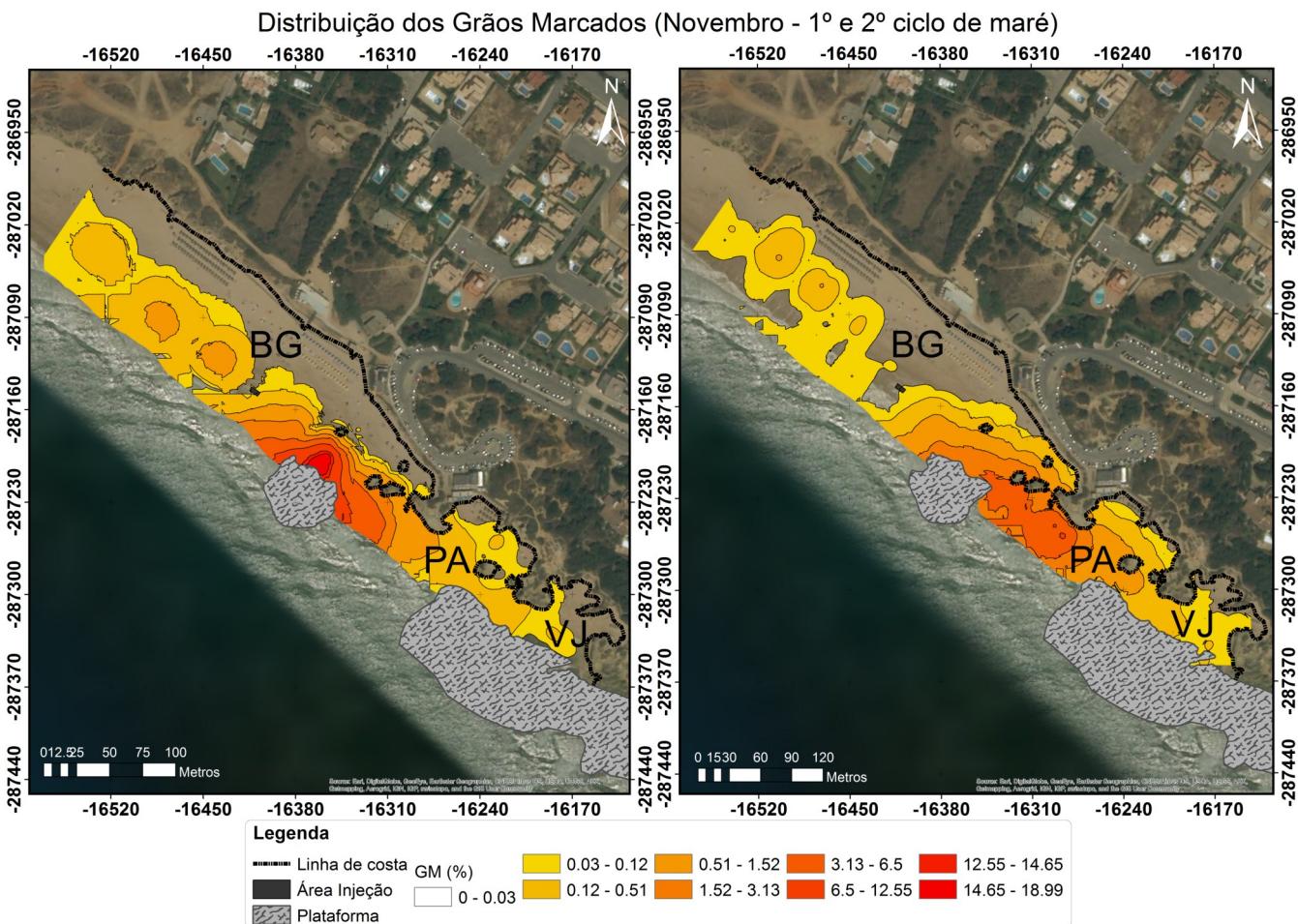


Figura 3. Representação da distribuição dos grãos marcados no primeiro e segundo ciclo de maré, na campanha de Novembro.

0.028 m³/s, comparativamente à de Novembro, entre 0.021 e 0.074 m³/s. Significa que as taxas obtidas pelas formulações empíricas são sobrevalorizadas quando comparadas às taxas obtidas experimentalmente, o que pode indicar que as fórmulas utilizadas não se adaptam a todos os ambientes, mas apenas aos que têm condições morfodinâmicas semelhantes às que alimentaram essas formulações.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos evidenciam o forte controlo morfológico exercido pela plataforma litoral e a importância do estado morfodinâmico das praias na deriva longilitoral. A utilização de traçadores sedimentares revelou ser adequada para o estudo do transporte sedimentar longilitoral. Espera-se com este trabalho, aumentar o conhecimento do controle morfológico dos processos hidro-sedimentares neste tipo de litorais e assim contribuir para a gestão deste tipo de sistemas, designadamente retirar ensinamento para as obras de engenharia costeira.

AGRADECIMENTOS

Sónia Oliveira foi suportada financeiramente pelo programa ERASMUS MUNDUS MACOMA SGA ERASMUS MUNDUS 2015-1626/001-001-EMJD e pela UNESCO UNITWIN Wicop como parte das suas atividades de investigação no CEIMAR - Campus de Excelência do Mar – Universidade de Cádis. A Fundação para a Ciência e Tecnologia que suporta financeiramente João Horta (Bolsa número SFRH/BD/104337/2014), o projeto de investigação PTDC/GEO-GEO/3981/2012-MOSES e através da bolsa UID/MAR/00350/2013 o Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA) da Universidade do Algarve que suportou a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS

Costa, M.; Silva, R.; Vitorino, J. 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. *2as Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária. Associação Internacional de Navegação (Publ.)*, Sines, Portugal. Disponível em: ftp://ftp.mohid.com/Fortaleza_CD/Bibliografia/Waves/clima_agmar.pdf

Instituto Hidrográfico, 1990. *Roteiro da Costa de Portugal*. Lisboa, 41pp.

Página intencionalmente deixada em branco

Evolução morfológica de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil

Morphological evolution of bars and fluvial islands in the low course of Jaguaribe river, Ceará-Brazil

Pedro Henrique Balduíno de Queiroz¹, Lidriana de Souza Pinheiro², Jorge Manuel do Rosário Trindade³

¹Universidade Estadual do Ceará, Doutorando pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia, Avenida Dr. Silas Munguba, 1700, Campus do Itaperi, Fortaleza-Ceará.

²Universidade Estadual do Ceará, Prfº Drº do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Avenida Dr. Silas Munguba, 1700, Campus do Itaperi, Fortaleza-Ceará.

³Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal.

*pedrobalduino@hotmail.com

Palavras-chave: Barras e Ilhas Fluviais, Semiáridos, Morfologia

RESUMO

Barras e ilhas fluviais configuram-se como elementos morfológicos marcantes nos variados padrões de canais e refletem o ajuste nas condições de fluxo e no transporte de sedimentos. Assim, são resultantes de sucessivos eventos erosivos e sedimentares na planície e no canal, diferenciando-se quanto aos processos formativos e evolutivos, sobretudo no que se refere à instabilidade morfológica e ao comportamento frente ao nível de margens plenas, ou seja, as ilhas são feições que estão acima desse referido nível e caracterizam-se pela relativa estabilidade devido à presença de vegetação, enquanto que as barras são depósitos topograficamente inferiores ao referido nível, e caracterizam-se pela relativa instabilidade morfológica (BRIDGE, 2002). O estudo intitulado “Evolução Morfológica de Barras e Ilhas Fluviais no baixo curso do Rio Jaguaribe,” visa contribuir para o avanço das pesquisas em Geomorfologia fluvial, particularmente no semiárido, onde o regime de escoamento e o transporte de sedimentos nos canais fluviais é fortemente condicionado pelo regime pluviométrico, e pela dinâmica de barramentos, em razão da construção de açudes e barragens. Embora bastante estudada, a planície fluvial do rio Jaguaribe ainda suscita pesquisas relacionados à sua dinâmica morfológica, particularmente acerca dos processos evolutivos em barras e ilhas fluviais. O baixo Jaguaribe ocupa uma área de aproximadamente 8.893km², drenando a área de 13 municípios. O recorte de estudo desta pesquisa abrange o canal fluvial do rio Jaguaribe em seu baixo curso, contemplando uma extensão de aproximadamente 130 km, drenando de modo mais expressivo os municípios de Tabuleiro do Norte, Russas, Limoeiro do Norte, Fortim, Jaguaruana, Itaicaba e Aracati (Ver Figura 01).

De modo geral, este estudo tem por objetivo a análise da evolução morfológica de barras e ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, tomando ponto de partida a alternâncias de anos secos e chuvosos. Do ponto de vista metodológico foram selecionados anos-padrão secos e chuvosos, tomando como base o método de Tavares (1976), denominado Desvio Percentual das Precipitações Sazonais (DPPS), que propõe por meio de dados mensais, sazonais e anuais uma análise temporal a

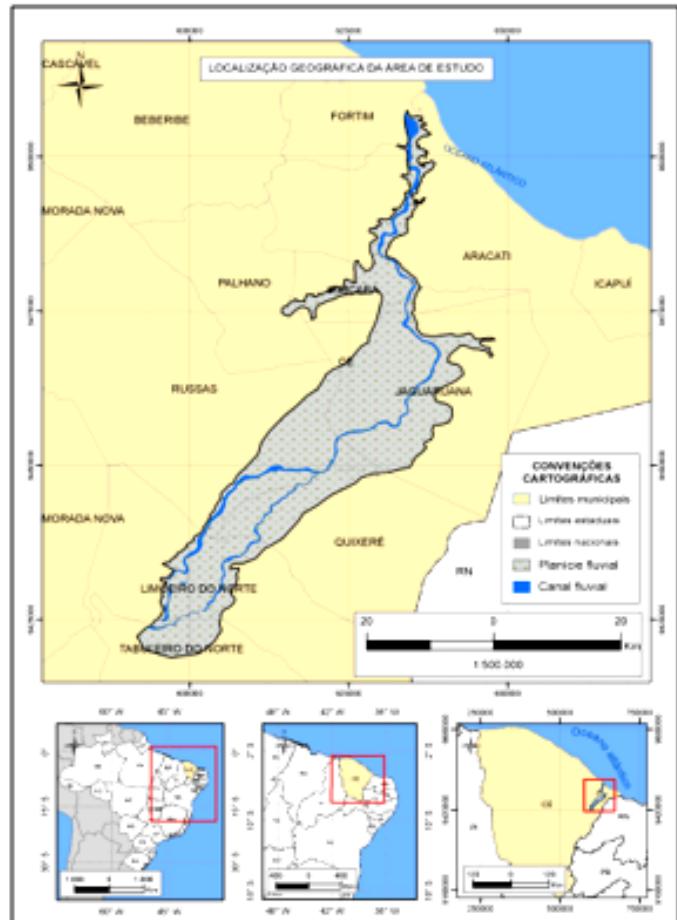


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo

cerca da realidade de distribuição pluviométrica durante uma série histórica. O método propõe uma classificação de três tipos de anos-padrão, o ano seco, o habitual e o chuvoso. Estabelecidos os anos-padrão e considerando a disponibilidade de imagens de satélite para a área optou-se por estudar os anos de 1958, 1984, 2001, 2009, 2014. A escolha dos anos citados permitiu avaliar a evolução morfológica de barras e ilhas numa perspectiva temporal (56 anos) com ênfase nas variações do regime pluviométrico, (anos secos e chuvosos), comitadamente. Em adição, recorreu-se a utilização das ferramentas de sensoriamento remoto, através do uso de fotografias aéreas do ano de 1958 cedidas pelo Instituto do Desenvolvimento Agrário do Ceará-IDACE, imagens de satélite para os anos de 1984, 2001, 2009 e 2014, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais- INPE e ao Serviço Geológico Americano- USG e softwares de geoprocessamento para o mapeamento das diferentes tipologias de barras e ilhas fluviais. Os resultados indicaram que embora haja especificidades nos dados morfológicos de quantidade e área para as diferentes tipologias de barras fluviais e ilhas, verificou-se que, em geral, a formação destas feições reflete as variações de vazão e precipitação no baixo curso do rio Jaguaribe, como comprovaram os dados do coeficiente de correlação linear de Pearson e do coeficiente de determinação obtidos para o total de barras fluviais (próximos a 1, em boa parte dos casos analisados), ou seja, nos anos considerados secos observou-se uma redução de 25% na quantidade de feições devido à ausência de fluxos significativos para promover o transporte de sedimentos, ao passo que, em anos chuvosos verificou-se um incremento de 30% na quanridade total de barras fluviais, como resultado da ação cíclica dos processos erosivos e sedimentares que promovem a distribuição e redistribuição dos sedimen-

tos no canal. Em adição, verificou-se que, a correlação é mais expressiva quando se considera a posição da barra no canal (lateral ou central), em detrimento da forma/geometria (pontal), cuja formação está diretamente associada a outros fatores geomorfológicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record**. USA: Blackwell Publishing, 491p, 2002.
- TAVARES, A. C. Critérios para a escolha de anos padrões para análise rítmica. **Revista Geografia**, São Paulo, 1 (1): 79-87, abril 1976.

Aspectos das Ondas de Tempestade e Erosão Costeira no Litoral do Espírito Santo, Brasil

Aspects of Storm Waves in Coastal Erosion Areas on the Espírito Santo, Brazilian Easter Coast

Luana Aparecida Castro Firmino¹, Eduardo Manuel Rosa Bulhões²

¹ Departamento de Geografia, Laboratório de Geografia Física, Universidade Federal Fluminense, luanaacastro@id.uff.br

² Departamento de Geografia, Laboratório de Geografia Física, Prof Dr do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal Fluminense, eduardobulhões@id.uff.br

Palavras-chave: Atlântico Sudoeste, Litoral Oriental, Clima de Ondas
Key-words: Southwest Atlantic, Brazilian Eastern Coast, Wave Climate

INTRODUÇÃO

O estudo no campo de ondas vem cada vez mais despertando interesse entre vários pesquisadores brasileiros devido a sua importância na determinação de processos dinâmicos na zona costeira. Portanto, o conhecimento do clima de ondas e o estado de agitação marítima de uma região são essenciais para se compreender os processos morfológicos e erosivos que ocorrem na zona costeira frente à eventos de tempestade. Os impactos nesses ambientes são ditados pela magnitude das forçantes oceanográficas e meteorológicas, sendo responsáveis pelo padrão ondulatório e a energia dissipada pelas ondas em direção a linha de costa. O objetivo central deste artigo é caracterizar o padrão das ondulações incidentes e o comportamento das ondas de maior energia que atingem o litoral capixaba. Informações e dados medidos por bóia oceânica foram utilizadas para identificar o padrão das ondulações incidentes, e a partir disto foram feitas simulações a partir de um modelo de propagação de ondas para águas rasas com a finalidade de identificar as áreas mais vulneráveis e protegidas ao ataque de ondas de tempestade.

ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange a costa do Estado do Espírito Santo, que está situado na Região Sudeste do Brasil, entre os estados do Rio de Janeiro (21° 30' S e 40° 96' O) e da Bahia (18° 20' S e 22° 56' W). Apresenta um litoral pouco recortado com orientação preferencial de nordeste-sudoeste, compreendendo em sua faixa litorânea os municípios de Conceição da Barra à Presidente Kennedy (Figura 01) (Paterlini, 2009). Os ventos de maior frequência e intensidade provém dos quadrantes NE-ENE e SE, respectivamente (Albino, 1999). O padrão do vento dominante gera ondas provenientes dos setores NE-E e SE-E, com predominância do primeiro (Albino et al. 2001), atingindo alturas significativas menores que 1,5 m e períodos de 7s (Branco, 2005). As características geomorfológicas desse litoral são representados por três unidades morfológicas distintas, são elas: os tabuleiros terciários da Formação Barreiras, os afloramentos cristalinos pré-cambrianos e as planícies quater-

nárias flúviomarinhas, que apresentam diferentes graus de desenvolvimento (Martin et al. 1996). De modo geral, a costa capixaba apresenta tendência a retrogradação.

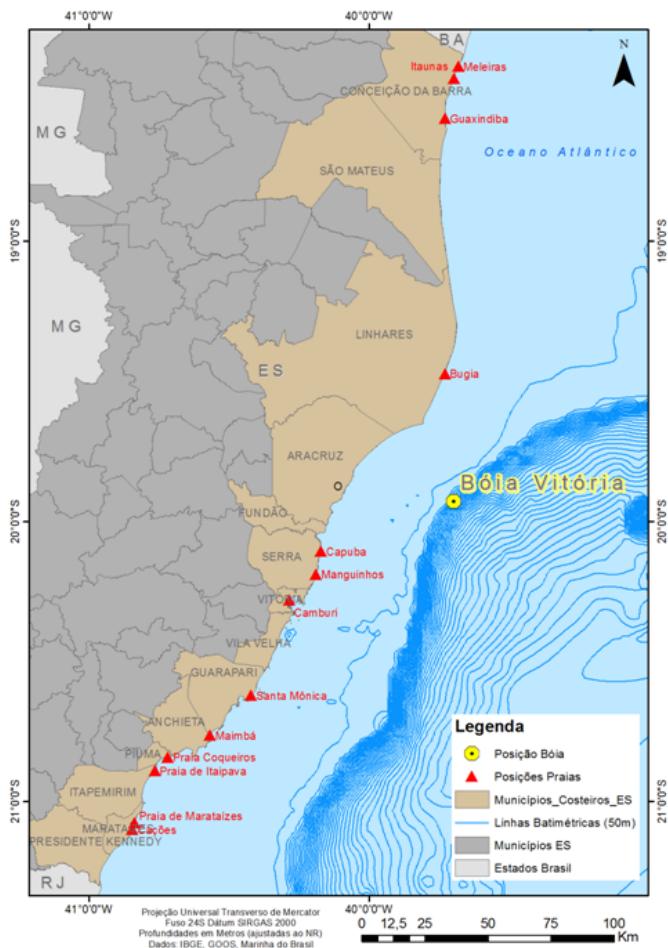


Figura 01. Área de estudo, posição da bóia oceânica e distribuição dos pontos de interesse.

MATERIAIS E MÉTODOS

Informações sobre a linha de costa, ilhas e batimetria do litoral do Espírito Santo foram extraídas a partir das cartas náuticas CN 1.400, CN 22.700 e CN 22.800 cedidas pela Marinha do Brasil, para compor a base de modelagem para as simulações. Os dados de ondas foram obtidos através do Programa Nacional de Bóias (PNBOIA) disponível e o intervalo dos dados obtidos cobriu todo o ano de 2016 para a posição Vitória (Figura 01). O processamento dos dados foi feito com o MsExcel de onde foram selecionadas condições de ventos e ondas que representassem a maior energia por espectro direcional, a saber: leste-nordeste (ENE), nordeste (NE), leste (E), sudeste (SSE), sul (S) e su-sudeste (SSW). As simulações de ondas em águas rasas foram elaboradas através do módulo SW (Spectral Waves) do pacote de modelagem Mike21 do DHI (Danish Hydraulic Institut). Os dados de saída do modelo foram estabelecidos para as posições específicas ao longo da costa capixaba, tendo como base a classificação por setores que Albino et al. (2006) determinaram através da tendência erosiva deste litoral, a saber: a) Setor 1: Itaúnas, Bugia e Guaxindiba; b) Setor 2: Meleiras; c) Setor 3: Nova Almeida, Capuba e Manguinhos; d) Setor 4: Camburi, Santa Mônica, Maimbá, Coqueiros e Itaipava; e) Setor 5: Marataízes e Cações. A distribuição das 14 posições pode ser observada na Figura 01.

RESULTADOS

Os resultados mostram que as ondulações de maior energia (altura máxima das ondas na arrebentação) são provenientes de ENE, NE, E e SSE, onde há nítida exposição da maioria das praias em retrogadação neste litoral, enquanto as ondas de menor energia são predominantes do setor SW. A partir da simulação das seis maiores ondas representativas de diferentes direções e eventos de tempestades (Figura 2), foi identificada a altura máxima das ondas na arrebentação para os 14 pontos que apresentam tendência erosiva na área de estudo (Figura 3). As alturas médias das ondas de tempestade encontradas foram de 2,65m e máxima de 4,14m, estando este litoral sob influência de vagas geradas em condições de ventos fortes por ocasião de ciclones extratropicais ou à presença do anticiclone subtropical. Logo, cada simulação apresentou características distintas para a costa do Espírito Santo, assinalando uma maior ou menor exposição das áreas frente às ondulações mais energéticas.

A bimodalidade do clima de ondas desta região é constada a partir do padrão de ventos dominantes, que geram ondas provenientes de dois setores principais (NE-E e SE-E), onde os 14 pontos selecionados para análise estão mais expostos às ondulações de NE-E. Neste caso, os ventos fortes de NE e as vagas geradas de NNE explicam a maior energia que chega nestas posições, estando estas associadas à períodos de Tempo Bom e a atuação do ASAS. Já as praias entre Camburi até Itaiapava encontram-se mais empastadas às tempestades de Su-Sudeste, que são mais severas e provocam uma maior perda de sedimentos no período de atuação. E por fim, para as ondas de su-sudoeste a praia de Capuba e Manguinhos recebem maior energia, mesmo que está direção não expõe o litoral do ES à alta energia de ondas. No entanto, quando estas mesmas ondas começam a se inflexionar para Sul à imediatamente um aumento das alturas significativas para praticamente todas as posições selecionadas neste litoral.

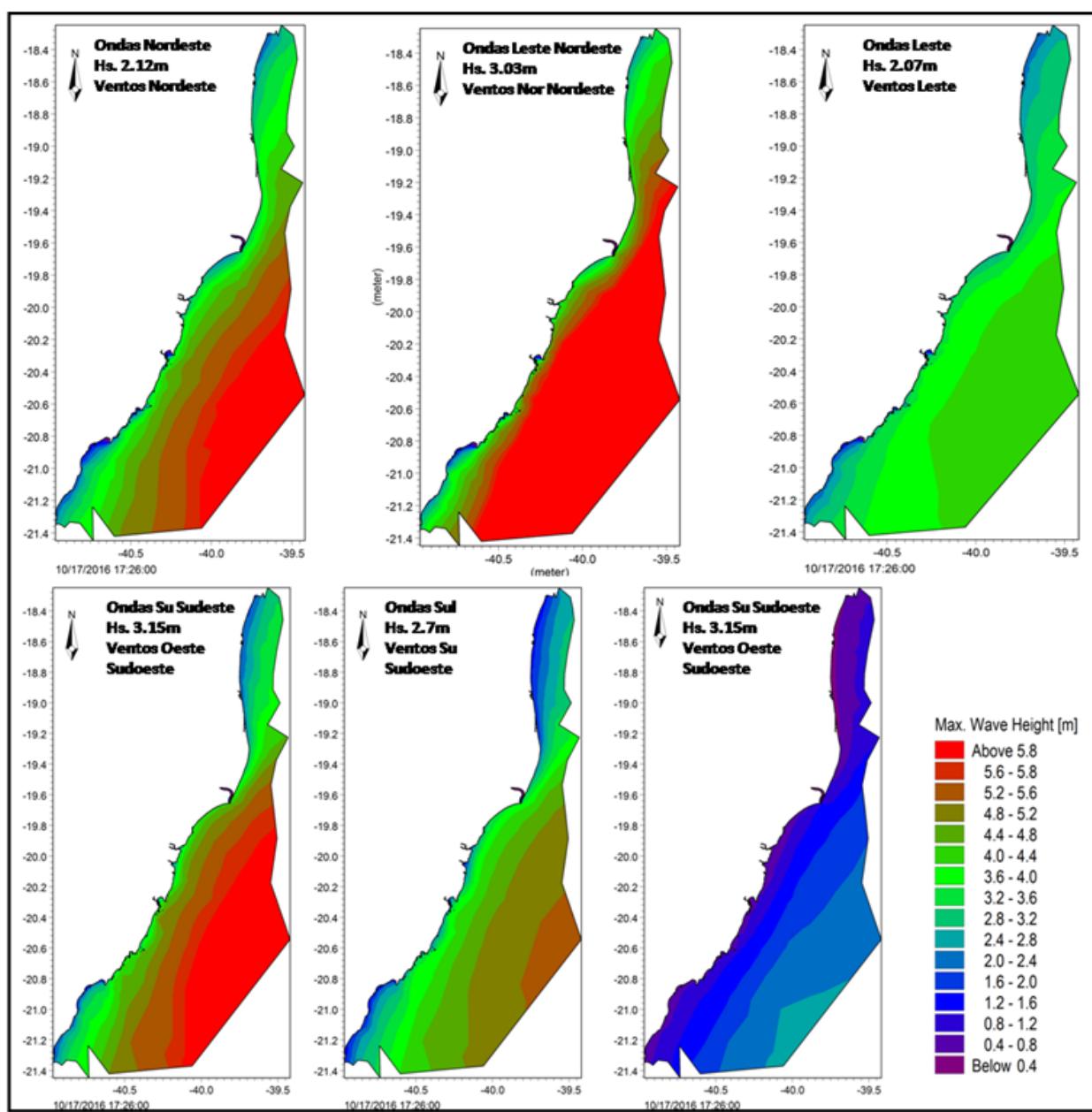


Figura 02. Altura máxima das ondas para as seis simulações feitas para a área de estudo.

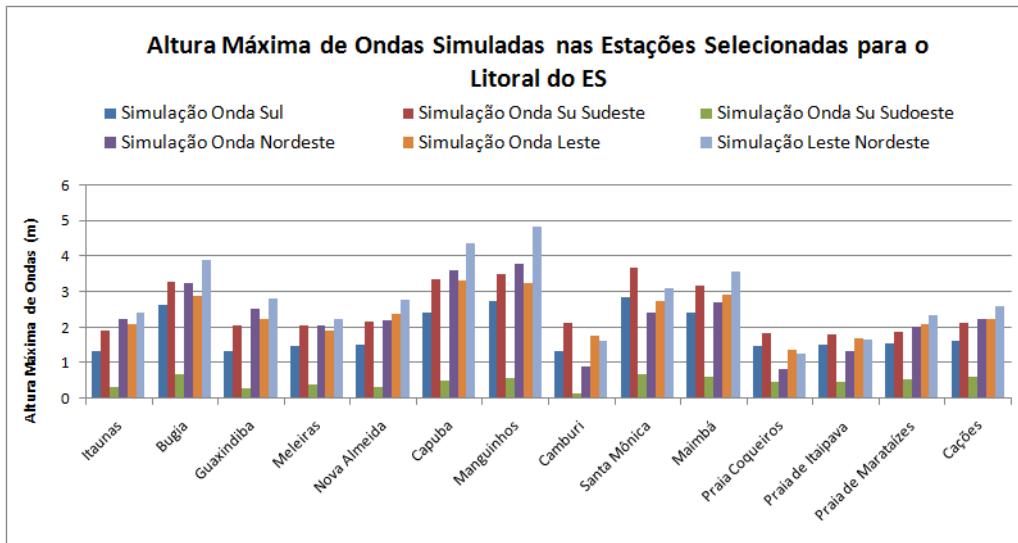


Figura 03. Altura máxima de ondas simuladas nas estações selecionadas para o litoral do ES.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir de destes resultados pôde-se ter uma ideia inicial sobre a distribuição das alturas de ondas ao longo do litoral do Espírito Santo durante a ocorrência de tempestades, onde foi possível observar em curto prazo a influência das ondas de tempestade nas praias identificadas como em erosão pela literatura específica. Quando consideram-se as maiores alturas significativas que chegam às 14 posições selecionadas neste litoral, as mesmas estão associadas à condições identificadas como "Bom Tempo" desde que hajam ventos fortes do quadrante nordeste (NE) gerando vagas de nor-nordeste (NNE) ou ainda sob condições de ondas de sudeste (SE), ou Mau Tempo de SE e (SW).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBINO, J. Processos de Sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES. 1999. Tese de doutoramento em Ciências – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- ALBINO, Jacqueline et al. Geomorfologia, Tipologia, Vulnerabilidade Erosiva e Ocupação Urbana das Praias do Litoral do Espírito Santo, Brasil. Vitória: Geografáres, 2001 n° 2.
- ALBINO, J; GIRARDI, G; NASCIMENTO, K. A. Erosão e Progradação do Litoral do Espírito Santo. In: Muehe D. (org.) Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro. MMA, Brasília, 2006.
- BRANCO, F. V. Contribuições de swell gerado em tempestades distantes para o clima de ondas na costa brasileira. Dissertação de mestrado. Inst. de Astronomia, Geofísica e C. Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de São Paulo. São Paulo, 2005.
- BULHÕES, Eduardo Manuel Rosa et al. Impactos Costeiros Induzidos por Ondas de Tempestade entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios, Rio de Janeiro, Brasil. Quaternary and Environmental Geosciences, 2014, 05 (02):155-165.
- MARTIN, Louis et al. Coastal Quaternary Formations of the Southern Part of the State of Espírito Santo (Brazil). São Paulo: An. Academia Brasileira de Ciências, v. 68, n 3, 1996.
- MUEHE, D. Geomorfologia Costeira. In: CUNHA, D. S.; GUERRA, T. J. A. (org.) Geomorfologia: Técnicas e Aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.
- PATERLINI, André Zardo. Reconstituição da Agitação Marítima no Litoral do Espírito Santo: Caso de Junho de 2006. Monografia. Departamento de Oceanografia e Ecologia, Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2009.
- PIUMBINI, Prussia Pestana. Clima de Ondas de Gravidade e Estado de Agitação Marítima em Ambientes Marinhos no Espírito Santo. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Espírito Santo. Vitória, 2009.

Página intencionalmente deixada em branco

A evolução temporal dos tipos de inundações com danos humanos no concelho de Lisboa (1865-2010)

The temporal evolution of types of flooding with human damages in the Lisbon municipality (1865-2010)

M. Leal¹*, C. Ramos¹, S. Pereira¹

¹ Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos. Edifício IGOT Rua Branca Edmée Marques 1600-276 Lisboa
*mleal@campus.ul.pt

Palavras-chave: neotectônica; morfotectônica; métodos geomorfométricos; Ambientes cratônicos.

Key-words: neotectonic; morphotectonic; geomorphometric methods; cratonic environments.

RESUMO

Este trabalho pretende compreender a evolução temporal das cheias e inundações que causaram danos humanos (mortos, evacuados e desalojados) no concelho de Lisboa entre 1865 e 2010. Os danos humanos foram associados a dois tipos de inundações: cheias rápidas e inundações relacionadas com a antiga rede de drenagem natural (FREN, *flooding related to ancient natural drainage network*). Inicialmente foi realizada a georreferenciação precisa das ocorrências de cheias e inundações presentes na base de dados DISASTER e a reconstrução da rede hidrográfica de Lisboa, utilizando mapas topográficos dos séculos XIX e XX (escalas 1:10 000 e 1:25 000). Em termos temporais foram identificados três períodos no que concerne ao número total de ocorrências e ao predomínio do tipo de inundaçāo (antes, durante e depois da canalização subterrânea da maioria dos cursos de água).

No concelho de Lisboa foram registadas 134 ocorrências DISASTER de cheias e inundações em 146 anos, das quais 31% foram causadas por cheias rápidas e 43% por FREN. Os danos humanos diferem em função do tipo de inundaçāo. Na mortalidade, 70% dos casos estão associados a cheias rápidas e 10% a FREN, enquanto em relação aos evacuados e desalojados as FREN abrangem mais de 60% destes danos humanos. Neste trabalho concluiu-se que as cheias rápidas que causaram danos humanos deixaram de existir em Lisboa na década de 1960, mas o seu potencial destruidor é superior ao das FREN.

INTRODUÇÃO

As inundações são consideradas um dos processos naturais mais perigosos e destrutivos na região do Mediterrâneo (Llasat et al. 2009; Llasat et al. 2010; Camarasa-Belmonte and Soriano-García 2012; Ruiz-Bellet et al. 2015; Pereira et al. 2017), capazes de produzir inúmeros danos humanos. No entanto, estes tendem a diminuir à medida que as sociedades se tornam mais desenvolvidas, (Jha et al. 2012; Hoepppe 2016).

Em áreas urbanizadas é frequente não existirem linhas de água à superfície (excepto no caso dos grandes rios), sendo canalizadas subterraneamente ou enterradas ao longo do tempo. Por este motivo, as cidades são predominantemente afectadas por inundações urbanas, que são mais recorrentes do que as cheias rápidas,

embora menos destrutivas (Rudari et al. 2014). Também no concelho de Lisboa o contexto hidrológico foi sendo alterado com o crescimento da sua área edificada e com as opções de ordenamento do território tomadas sobretudo durante o século XX.

Os principais objectivos deste trabalho são os seguintes: 1) análise da evolução temporal das cheias e inundações que geraram danos humanos no concelho de Lisboa (1865-2010); 2) definição da importância das cheias rápidas e das FREN ao longo do tempo; e 3) determinação dos danos humanos (mortos, evacuados e desalojados) causados por ambas.

ÁREA DE ESTUDO

O concelho de Lisboa possui uma área de 85 km², ocupando cerca de 3% da Área Metropolitana de Lisboa (AML). Mais de 70% da sua superfície está ocupada por áreas edificadas, sendo o município mais urbanizado da AML. Entre 1878 e 2015, o número de habitantes na capital portuguesa aumentou de 190 311 para 506 892, atingindo o seu pico em 1980 (802 230 habitantes).

Em Lisboa, a altitude varia entre 0 metros (junto ao rio Tejo) e 227 metros (na serra de Monsanto). O concelho é drenado por um conjunto de pequenas bacias hidrográficas (algumas das quais iniciam-se nos concelhos vizinhos), cujas áreas variam entre 42 km² (bacia da ribeira de Alcântara) e menos de 1 km². Com excepção de alguns sectores de montante, todos os cursos de água foram progressivamente canalizados subterraneamente ou enterrados, principalmente durante as décadas de 40, 50 e 60 do século XX.

DADOS E METODOLOGIA

A base de dados DISASTER (Zêzere et al. 2014) forneceu a informação sobre as ocorrências de cheias e inundações que provocaram danos humanos (mortos, evacuados e desalojados) no concelho de Lisboa. Esta base de dados foi elaborada para Portugal Continental, tendo por base a pesquisa em jornais diários e semanários entre 1865 e 2010. No caso de Lisboa, as notícias de jornais provêm não só do Diário de Notícias, mas também do jornal O Século, Jornal de Notícias e o Primeiro de Janeiro.

Considerando que não há registo de cheias no rio Tejo na base de dados DISASTER que tenham provocado danos humanos em Lisboa, neste estudo são analisados apenas dois tipos de inundações que causaram ocorrências DISASTER: cheias rápidas e FREN (acrônimo do inglês *flooding related to the ancient natural drainage network*). Todas as inundações que ocorrem em locais onde existem cursos de água (canalizados subterraneamente) ou existiram cursos de água são assim consideradas FREN.

Tendo em conta a escala de análise deste trabalho e a necessidade de garantir uma localização precisa das ocorrências DISASTER, a sua georreferenciação foi revista e actualizada. Esta tarefa e a identificação do tipo de inundaçāo associada a cada ocorrência DISASTER foram efectuadas com recurso a uma análise detalhada das descrições dos jornais (exemplos: nomes de ruas ou de cursos de água e pontos de referência); análise do contexto hidro-geomorfológico (leitos de cheia, fundos de vale e depressões topográficas) e geológico (aluviações); e na reconstrução da rede hidrográfica de Lisboa através da consulta de mapas topográficos dos séculos XIX e XX (escalas 1:10 000 e 1:25 000). A utilização destas cartas permitiu determinar igualmente as datas/ períodos em que os cursos de água foram canalizados subterraneamente.

RESULTADOS

Entre 1865 e 2010 foram registadas 134 ocorrências DISASTER relacionadas com cheias/inundações em Lisboa, correspondendo a 34% das ocorrências da AML.

É possível identificar três períodos em função das datas da canalização subterrânea da maioria dos cursos de água na capital: 1) 1865-1940 (antes); 2) 1941-1970 (durante); e 3) 1971-2010 (depois). Em termos temporais, não existe qualquer tendência relativamente ao número anual de ocorrências DISASTER em Lisboa. No entanto, nos três períodos identificados existem realidades distintas.

No período de 1865 a 1940 registaram-se ocorrências DISASTER em 1/3 dos anos (0,9 ocorrências por ano). Grande parte deste período foi marcada pela instabilidade política vivida em Portugal nas últimas décadas da monarquia e no início da república até ao golpe de estado de 1926. Isto levou a que fosse dada menos atenção pelos jornais aos fenómenos naturais. Também a menor população residente (e exposta a cheias/inundações) comparativamente à actual pode explicar os números apresentados.

O período de 1941 a 1970 registou ocorrências DISASTER em 63% dos anos e o dobro das ocorrências por ano (1,8) em relação ao período anterior. O aumento do volume e da velocidade do escoamento superficial, fruto do crescimento das áreas edificadas, assim como o incremento da exposição, devido ao progressivo crescimento da população, justificam o aumento das ocorrências DISASTER. Este período abrange a cheia rápida de Novembro de 1967, considerada a mais mortífera em Portugal nos últimos 150 anos.

O terceiro período (1971-2010) registou apenas ocorrências em 20% dos anos e uma diminuição do número ocorrências anuais (0,4), que pode ser justificado por intervenções na rede de drenagem das principais ribeiras da cidade e por melhorias na construção das habitações.

No concelho de Lisboa, 31% das ocorrências foram causadas por cheias rápidas e 43% por FREN (as restantes referem-se a inundações não relacionadas com a antiga rede hidrográ-

fica). A importância destes dois tipos de inundações varia ao longo do tempo (figura 1). As cheias rápidas tiveram uma maior relevância durante o primeiro período, representando quase metade do total das ocorrências. As FREN surgiram ainda nesse período, muito localizadas na baixa e nas áreas mais antigas da cidade, onde os cursos de água já tinham sido previamente canalizados ou enterrados. Com o início de intervenções estruturais semelhantes nas restantes linhas de água a partir dos anos 40 do século XX, este tipo de inundações assumiu um predomínio cada vez mais significativo nos dois períodos seguintes (55% e 80% do total, respectivamente).

O segundo período marcou de forma clara a alteração da predominância das cheias rápidas para as FREN. Enquanto as cheias rápidas praticamente estabilizaram, as FREN acentuaram o seu crescimento (Figura 1). Em 1967, devido ao evento extremo de precipitação que afectou a AML, provocando enormes danos humanos, verificou-se a inversão entre os dois tipos de inundações (figura 1a). Na verdade, a última ocorrência DISASTER causada por cheias rápidas em Lisboa ocorreu em 1966. Isto significa que nem mesmo um evento extremo de precipitação foi capaz de provocar cheias rápidas com danos humanos, apesar de, nessa altura, ainda existirem sectores não canalizados subterraneamente. Nas décadas seguintes houve um notório abrandamento no número de ocorrências DISASTER, continuando a registar-se, no entanto, situações causadas por FREN.

É importante relembrar que, apesar de ambas afectarem, genericamente, as mesmas áreas (em décadas diferentes), as cheias rápidas e as FREN têm características e consequências distintas. Entre 1865 e 2010 registaram-se dez mortes associadas a cheias/inundações em Lisboa, sendo que sete foram causadas por cheias rápidas e apenas uma por FREN. Registaram-se igualmente 490 evacuados (24% devidos a cheias rápidas e 63% a FREN) e 663 desalojados (38% devidos a cheias rápidas e 62% a FREN). No total, as cheias e inundações afectaram 1163 pessoas no concelho de Lisboa (33% devidos a cheias rápidas e 62% a FREN).

O padrão de evolução temporal do número de afectados é semelhante ao das ocorrências DISASTER (figuras 1a e 1b).

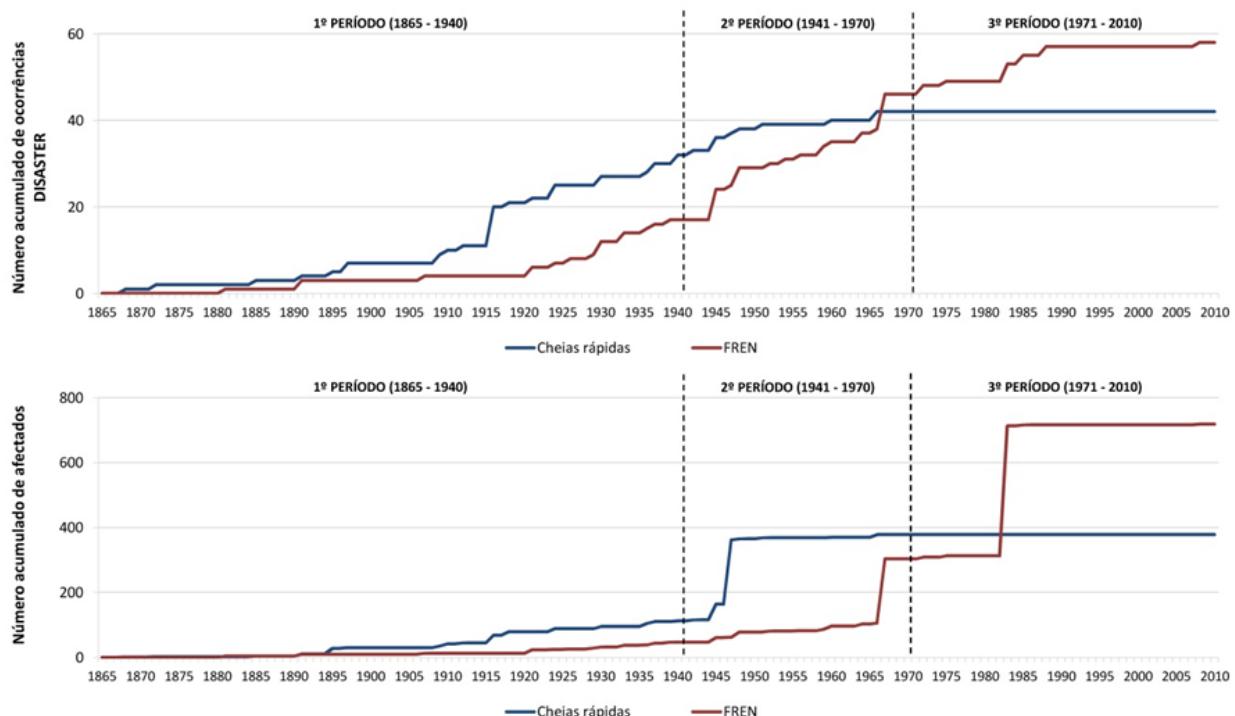


Figura 1. Número acumulado de ocorrências Disaster (a) e número acumulado de afetados (b) por tipo de inundações (1865-2010)

No entanto, o efeito de dois eventos extremos de precipitação (1967 e 1983) é significativamente mais visível neste âmbito (figura 1b). No caso das FREN, o número de afectados causados pelos dois eventos (597) representa 83% do total dos afectados por FREN. Isto significa que, este tipo de inundaçāo dificilmente causa mortes, mas, durante o período de tempo analisado, foi capaz de provocar outro tipo de danos humanos, especialmente quando ocorrem eventos extremos de precipitação. Contudo, há que referir que não houve registo de danos humanos em Lisboa durante um evento de precipitação com características semelhantes, ocorrido em 2008. Percebe-se assim que actualmente é pouco provável a existência de danos humanos causados por inundações no concelho de Lisboa.

CONCLUSÕES

A canalização subterrânea da maioria dos cursos de água de Lisboa, ocorrida nas décadas de 1940, 1950 e 1960, alterou significativamente as características das inundações e, consequentemente, os danos humanos que estas são capazes de desencadear. Com o progressivo desaparecimento das linhas de água à superfície, as cheias rápidas tornaram-se inexistentes, sendo substituídas por FREN. Este é um tipo de inundaçāo com um menor potencial destruidor quando comparado com as cheias rápidas, tal como mostra o menor número de mortes associado.

Durante o primeiro período (1865-1940) registou-se um número relativamente baixo de ocorrências DISASTER, sendo a maioria causada por cheias rápidas. O segundo período (1941-1970) é claramente distinto, pois foi registado um número de ocorrências DISASTER significativamente superior, verificando-se uma progressiva substituição das cheias rápidas por FREN. Em 1967, o número acumulado de ocorrências DISASTER causadas por FREN ultrapassou o das cheias rápidas, marcando a inversão no padrão de domínio em Lisboa. Nas últimas quatro décadas, o número de ocorrências DISASTER diminuiu, no entanto, continuaram a registar-se ocorrências causadas por FREN.

AGRADECIMENTOS

Miguel Leal foi financiado pela Fundação para a Ciéncia e Tecnologia (FCT) através da bolsa SFRH/BD/96632/2013. Susana Pereira foi financiada por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciéncia e a Tecnologia, I.P., no quadro do projecto FORLAND – Riscos hidro-geomorfológicos em Portugal: forçadores e aplicações ao ordenamento do território (PTDC/ATP-GEO/1660/2014).

REFERÊNCIAS

- Camarasa-Belmonte A.M. e Soriano-García J. 2012. Flood risk assessment and mapping in peri-urban Mediterranean environments using hydrogeomorphology. Application to ephemeral streams in the Valencia region (eastern Spain). *Landsc Urban Plan*, 104:189–200. doi: 10.1016/j.landurbplan.2011.10.009
- Hoeppe P. 2016. Trends in weather related disasters - Consequences for insurers and society. *Weather Clim Extrem*, 11:70–79. doi: 10.1016/j.wace.2015.10.002
- Jha A.K.; Bloch R. e Lamond J. 2012. *Cities and Flooding: A Guide to Integrated Urban Flood Risk Management for the 21st Century*. World Bank. ISBN: 978-0-8213-8866-2
- Llasat M.C.; Llasat-Botija M.; Barnolas M.; López, L. e Altava-Ortiz, V. 2009. An analysis of the evolution of hydrometeorological extremes in newspapers: the case of Catalonia, 1982-2006. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 9:1201–1212. doi: 10.5194/nhess-9-1201-2009
- Llasat M.C.; Llasat-Botija M.; Prat M. A.; Porcú, F.; Price C.; Mugnai A.; Lagouvardos, K.; Kotroni, V.; Katsanos, D.; Michaelides, S.; Yair, Y.; Savvidou, K. e Nicolaides, K. 2010. High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Adv Geosci* 23:47–55. doi: 10.5194/adgeo-23-47-2010
- Oliveira P.E. e Ramos C. 2002. Inundações na cidade de Lisboa durante o século XX e seus factores agravantes. *Finisterra* 74: 33–54. doi:10.18055/Finis1589
- Pereira S.; Diakakis M.; Deligiannakis G. e Zézere J.L. 2017. Comparing flood mortality in Portugal and Greece (Western and Eastern Mediterranean). *Int J Disaster Risk Reduct* 22: 147–157. doi: 10.1016/j.ijdrr.2017.03.007
- Rudari R.; Gabellani S. e Delogu F. 2014. A simple model to map areas prone to surface water flooding. *Int J Disaster Risk Reduct* 10:428–441. doi: 10.1016/j.ijdrr.2014.04.006
- Ruiz-Bellet J.L.; Balasch J.C.; Tuset J.; Barriendos, M.; Mazon, J. e Pino D. 2015. Historical, hydraulic, hydrological and meteorological reconstruction of 1874 Santa Tecla flash floods in Catalonia (NE Iberian Peninsula). *J Hydrol* 524: 279–295. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.02.023
- Zézere J.L.; Pereira S.; Tavares A.O.; Bateira, C.; Trigo, R. M.; Quaresma, I.; Santos, P.P., Santos, M. e Verde, J. 2014. DISASTER: A GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal. *Nat Hazards* 72:503–532. doi: 10.1007/s11069-013-1018-y

Página intencionalmente deixada em branco

Suscetibilidade das linhas de água à ocorrência de cheias: calibração de um modelo de avaliação com recurso ao registo histórico de perdas

Stream flood susceptibility: assessment model calibration through a historical damage database

Pedro Santos^{1,2*}, Eusébio Reis²

¹ Universidade de Coimbra, Centro de Estudos Sociais, Colégio S. Jerónimo, Largo D. Dinis, 3000-995 Coimbra, Portugal

² Universidade de Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal

pedrosantos@ces.uc.pt

Palavras-chave: cheias, suscetibilidade, avaliação, perdas, registo histórico
Key-words: floods, susceptibility, assessment, damages, historical record

RESUMO

As cheias são processos inevitáveis que representam, à escala mundial, uma proporção muito elevada de todas as perdas associadas à ocorrência de desastres de origem natural – segundo o *Global Assessment Report* de 2015 (UNISDR, 2015), cerca de 33% do total de perdas anuais médias ocorridas no período 1990-2013 (cerca de 104 mil milhões de dólares) se deveram a processos de cheia e inundaçao. Segundo o mesmo relatório, este é igualmente o processo de perigo natural que maior número de pessoas afeta em todo o mundo.

O trabalho que se apresenta descreve um modelo de avaliação de suscetibilidade a cheias, calibrado com recurso a uma base de dados de perdas. O modelo de avaliação conside-

ra três fatores condicionantes da suscetibilidade ao processo de cheia: declive médio, escoamento acumulado e permeabilidade relativa média (Reis, 2011).

Como área geográfica de aplicação da metodologia selecionou-se a bacia hidrográfica do rio Águeda, localizada na Região Centro de Portugal, com uma área de 979,3 km², constituindo um dos principais afluentes do rio Vouga.

A ponderação a atribuir a cada um dos fatores foi definida e calibrada com o apoio de uma base de dados de perdas devidas a cheias. As ocorrências registradas naquela base de dados foram classificadas de acordo com o tipo de consequência: ocorrências com consequências humanas e ocorrências com consequências materiais. O primeiro tipo corresponde às perdas em que se verificaram uma ou mais vítimas mortais, pessoas feridas, desaparecidas, evacuadas ou desalojadas, tal como reportado pelos jornais. O segundo tipo refere-se unicamente a perdas materiais sobre os edifícios, infraestruturas, campos agrícolas ou equipamentos. A base de dados foi construída no âmbito do projeto DISASTER (Zêzere et al., 2014) e abrange o período temporal entre 1930 e 2010. As ocorrências com consequências humanas correspondem às aquelas que cumprem os critérios de inclusão na base de dados DISASTER. As restantes, com consequências apenas materiais foram recolhidas recorrendo às mesmas fontes hemerográficas, traduzindo as ocorrências com menor gravidade.

O resultado final de cada combinação de fatores de ponderação foi obtido por aplicação da seguinte equação (Eq. 1):

$$SLHC = EA * EA_fp + D * D_fp + PR * PR_fp \quad (\text{Eq. 1})$$

Em que SLHC é a suscetibilidade das linhas de água à cheia, EA é o escoamento acumulado, EA_fp o respetivo fator de ponderação; D é o declive médio e D_fp o respetivo fator de ponderação; PR é a permeabilidade relativa e PR_fp o respetivo fator de ponderação (a soma dos fatores de ponderação é igual a 1). Os scores mais baixos de cada uma das 11 combinações testadas foram triados de modo a excluir dos resultados as áreas de topo e de vertente (cf. última coluna da Tabela 1).

Os resultados obtidos com a combinação dos vários fatores de ponderação testados foram posteriormente comparados

Tabela 1. Combinações de fatores de ponderação de cada fator condicionante da suscetibilidade.

Combinações testadas	Fatores de ponderação			Scores de suscetibilidade excluídos
	Escoamento Acumulado (EA)	Declive médio (D)	Permeabilidade relativa média (PR)	
EA60D20PR20	0.60	0.20	0.20	<3.10
EA65D15PR20	0.65	0.15	0.20	<2.68
EA65D20PR15	0.65	0.20	0.15	<2.80
EA70D15PR15	0.70	0.15	0.15	<2.30
EA75D10PR15	0.75	0.10	0.15	<1.90
EA75D15PR10	0.75	0.15	0.10	<2.00
EA80D10PR10	0.80	0.10	0.10	<1.60
EA80D05PR15	0.80	0.05	0.15	<1.65
EA80D15PR05	0.80	0.15	0.05	<1.74
EA85D05PR10	0.85	0.05	0.10	<1.20
EA85D10PR05	0.85	0.10	0.05	<1.25

com o registo histórico de ocorrências de perdas por cheia (Tabela 2).

A tabela mostra igualmente o coeficiente de correlação de Pearson entre as classes de SLHC (valores de 1 a 6) e o respetivo número total de ocorrências de perdas.

Para um total de 322 ocorrências patentes na base de dados, verifica-se que a combinação de fatores de ponderação escoamento acumulado (60%), declive (20%) e permeabilidade relativa (20%) é a que apresenta maior número de ocorrências (66 em 322) não explicadas pelo modelo aplicado (Tabela 2),

Tabela 2. Ocorrências de perdas por cheia, por classe de suscetibilidade resultante de cada combinação de fatores condicionantes.

Combinações testadas*	Classe de SLHC						N.º ocorrências de perdas			Coef. Correl. Pearson
	1	2	3	4	5	6	Abrangidas pelo modelo SLHC	Fora do modelo SLHC	N.º	
EA60D20PR20	7	10	1	9	200	29	256	66	20.50	0.474
EA65D15PR20	0	4	7	10	210	29	260	62	19.26	0.498
EA65D20PR15	3	10	5	33	179	29	259	63	19.57	0.525
EA70D15PR15	0	0	4	17	193	46	260	62	19.26	0.583
EA75D10PR15	7	0	4	17	213	26	267	55	17.08	0.481
EA75D15PR10	0	1	3	17	193	46	260	62	19.26	0.582
EA80D10PR10	6	1	4	17	192	47	267	55	17.08	0.570
EA80D05PR15	6	1	4	17	192	47	267	55	17.08	0.570
EA80D15PR05	0	1	3	17	192	47	260	62	19.26	0.586
EA85D05PR10	9	4	4	17	199	40	273	49	15.22	0.527
EA85D10PR05	6	1	4	17	192	47	267	55	17.08	0.570

* EA – Escoamento acumulado; D – Declive médio; PR – Permeabilidade relativa média.

Quando comparadas, as duas principais sub-bacias, Cértima e Águeda, apresentam suscetibilidade das linhas de água à ocorrência de cheia distinta (Figura 1). Naturalmente, a suscetibilidade é maior no setor vestibular da bacia do rio Águeda, após a confluência dos seus dois principais cursos de água (rios Águeda e Cértima). Contudo, na sub-bacia do rio Águeda observa-se a ausência da classe 4 de SLHC: o troço que banha a cidade de Águeda apresenta uma extensa classe 5, e os dois troços que confluem a montante apresentam a classe 3. Este facto significa um aumento repentino da suscetibilidade explicado pela junção de duas sub-bacias que atravessam setores do Maciço Antigo, caracterizados globalmente por reduzida permeabilidade e elevado declive. Adicionalmente, a confluência daqueles cursos de água e respetiva rede hidrográfica implica, a jusante, um aumento súbito do escoamento acumulado. Na sub-bacia do rio Cértima, pelo contrário, a acumulação do escoamento de montante para jusante é mais gradual, feito pelo contributo de um maior de sub-bacias de menor área. Talvez por estes motivos – e pelo facto de o padrão de exposição (principalmente, o edificado, os campos agrícolas e a rede viária) ser mais ubíquo na sub-bacia do rio Cértima e mais concentrado ao longo das linhas de água na sub-bacia do rio Águeda – cerca de 24 das ocorrências de perdas não abrangidas pelas linhas de água classificadas se situarem na sub-bacia do rio Cértima e apenas 12 na segunda sub-bacia (cf. Figura 2).

Para além dos resultados obtidos por aplicação da metodologia apresentada, torna-se igualmente pertinente analisar os troços da rede hidrográfica onde coexiste uma ausente ou baixa suscetibilidade e um registo histórico de perdas por cheia (cf. Figura 2). Dever-se-á empreender a procura das causas para a

ou seja, 20,5% das ocorrências localizam-se em troços a que não foi atribuído nenhuma das classes de suscetibilidade entre 1 e 6. A combinação de fatores condicionantes adotada para a classificação final da suscetibilidade é de 85% para o escoamento acumulado, 5% para o declive e 10% para a permeabilidade relativa, cuja cartografia se apresenta na Figura 1. Apesar de esta combinação de fatores não ser a que apresenta maior fator de correlação de Pearson, é aquela que abrange o maior número de ocorrências registadas na base de dados.

ocorrência de perdas e desastres nestes troços, no sentido de encontrar os fatores que predispõem para o desastre para além daqueles considerados no modelo. Após esta compreensão, deverão ser estudadas, para aqueles troços, as medidas estruturais ou não-estruturais que possam reduzir ou mitigar futuramente os impactos registados no passado.

A metodologia de avaliação da suscetibilidade apresentada é útil em diferentes tipos de contextos geográficos. Por exemplo, em áreas de estudo com dados abundantes e de elevada resolução, é possível equacionar a introdução de novos fatores condicionantes da ocorrência de cheia ou, utilizando-se os mesmos, estes podem ser definidos com maior resolução espacial. Na componente da metodologia relativa à calibração do modelo, a existência de registos históricos longos e pormenorizados será igualmente uma mais-valia na aferição do peso de cada fator.

No lado oposto da disponibilidade de dados de entrada, a metodologia é passível de ser aplicada em contextos geográficos pobres em informação, dispensando inclusivamente a componente de calibração realizada com os dados históricos.

A relativa facilidade de aplicação da metodologia a vastas áreas de estudo (cf. Jacinto et al., 2014), fornecendo informação relativa à suscetibilidade das linhas de água para a ocorrência de cheia – e se adicionalmente, calibradas ou analisadas à luz de um registo histórico – torna esta abordagem particularmente atrativa em estudos de avaliação preliminar do risco de cheia. Neste sentido, o planeamento do 2.º ciclo de aplicação da Diretiva “Inundações” (Diretiva 2007/60/CE) poderá beneficiar da aplicação desta ou de outras metodologias similares.

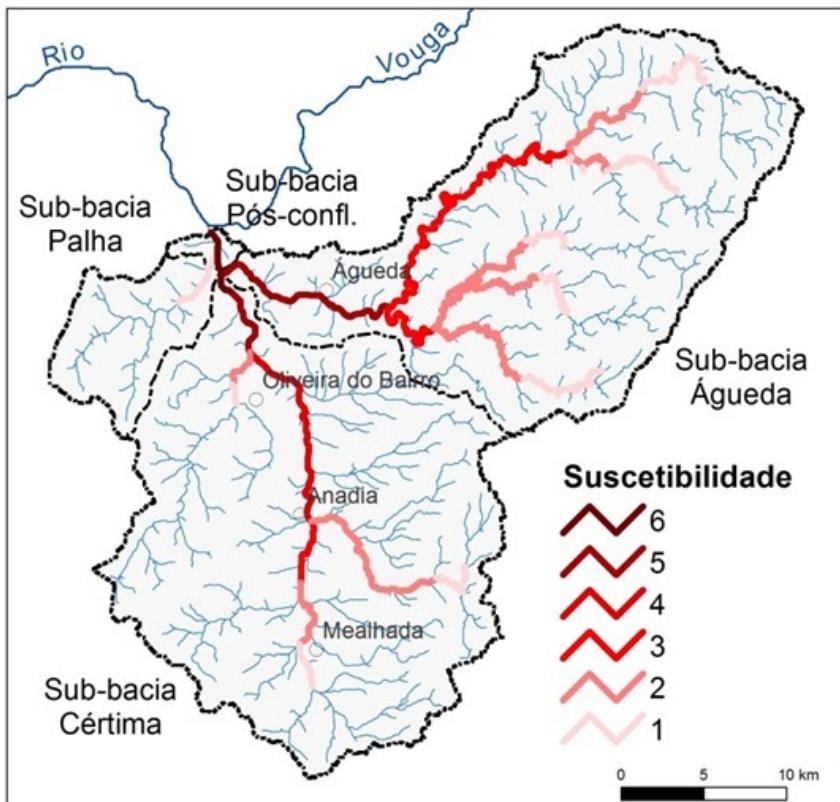


Figura 1. Classificação da suscetibilidade das linhas de água a cheias na bacia do rio Águeda.

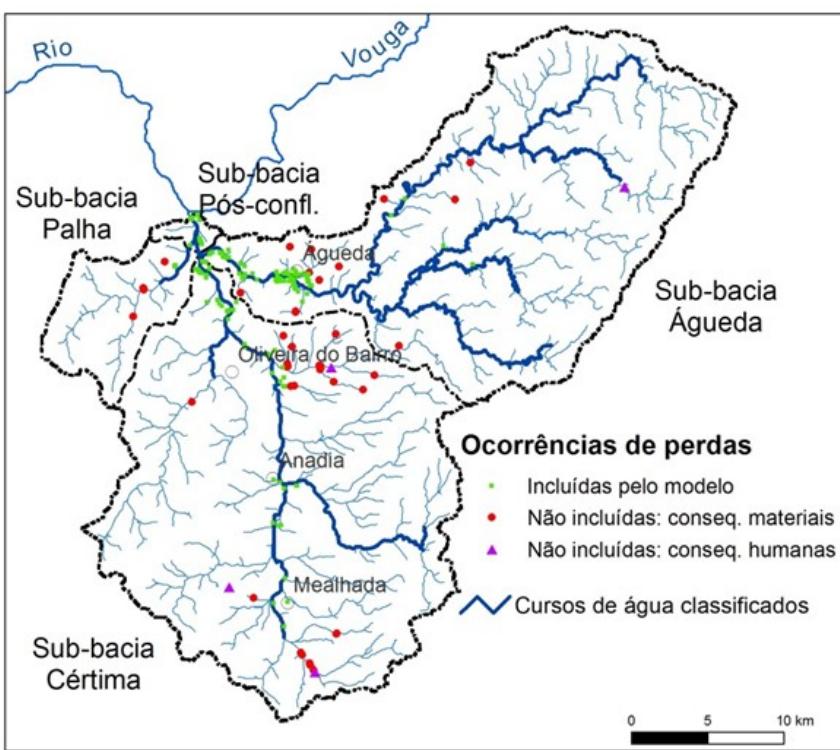


Figura 2. Relação entre os cursos de água classificados pelo modelo de SLHC e a localização das ocorrências de perdas registradas na base de dados

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Jacinto, R., Grosso, N., Reis, E., Dias, L., Santos, F.D. and Garrett, P. (2014) Continental Portuguese Territory Flood Susceptibility Index – contribution for a vulnerability index. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2(12), 7521–7552. doi: 10.5194/nhessd-2-7521-2014.
- Reis, E. (2011) Análise de bacias hidrográficas, susceptibilidade à ocorrência de cheias e Sistemas de Informação Geográfica: da definição do quadro conceptual até à proposta de um modelo de avaliação. VIII Congresso da Geografia Portuguesa, pp. 1–6. Associação Portuguesa de Geógrafos, Lisboa. Acessível em: <http://riskam.ul.pt/images/pdf/SIG-130-598-2.pdf>.

UNISDR (2015a) Making Development Sustainable: The Future of Disaster Risk Management. Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. Gabinete das Nações Unidas para a Redução do Risco de Catástrofes, Genebra. Acessível em: <https://www.unisdr.org/we/inform/publications/42809>.

Zêzere, J.L., Pereira, S., Tavares, A.O., Bateira, C., Trigo, R.M., Quaresma, I., Santos, P.P., Santos, M. and Verde, J. (2014) DISASTER: a GIS database on hydro-geomorphic disasters in Portugal. *Nat. Hazards*, 72(2), 503–532. doi: 10.1007/s11069-013-1018-y.

Página intencionalmente deixada em branco

Inter-relações entre uso e ocupação do solo e processos erosivos acelerados no município de São Luís: o caso das voçorocas da Salina e Sacavém

The relationship between Land use and soil erosion processes in the São Luís municipality: Salina e Sacavém gullies

Bezerra, J. F. R.¹; Guerra, A. J. T.²; Fullen, M.³

¹Universidade Estadual do Maranhão – UEMA, Departamento de História e Geografia – DHG, Professor Adjunto II, Centro de Educação, Ciências Exatas e Naturais - CECEN¹

²Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Professor Titular

³The University of Wolverhampton WV1 1LY – United Kingdom, Faculty of Science and Engineering, Professor

*fernangeo@yahoo.com.br

Apoio e financiamento: CAPES, CNPq e FAPEMA

Palavras-chave: uso e upação do solos, processos erosivos, voçorocas

Key-words: land use, erosive processes, gullies

RESUMO

A Geomorfologia é a área do conhecimento, cujo objeto se fundamenta na busca da explicação da evolução das formas e processos que deram origem ao modelado terrestre, procurando compreender a evolução temporal do relevo através da atividade dos agentes e processos morfogenéticos, tendo em vista a escala de atuação dos processos físicos, químicos e biológicos, bem como a intervenção humana na dinâmica da paisagem. A inserção da Geomorfologia nos estudos ambientais está direcionada para a compreensão das formas do relevo, procurando-se estabelecer a explicação genética e as inter-relações com os demais componentes da natureza. Nesse contexto, a erosão dos solos ganha destaque nos estudos geomorfológicos.

A ocorrência dos processos erosivos envolve uma série de fatores que segundo Guerra (1996), determinam as variações nas taxas de erosão e podem ser subdivididos em: erosividade (causada pela chuva), erodibilidade (proporcionada pelas propriedades dos solos), características das encostas e natureza vegetal.

De acordo com Oliveira (1999), a erosão por voçoroca é causada por vários mecanismos que atuam em diferentes escalas temporais e espaciais, podendo ser entendidas por: deslocamentos de partículas, transporte por escoamento superficial difuso, transporte por fluxos concentrados, erosão por quedas d' água, solapamentos, liquefação, movimentos de massa e arraste de partículas.

O município de São Luís possui uma área de 831,7 Km² localizando-se na parte centro-oeste da Ilha do Maranhão, com coordenadas 2° 19' 09" - 2° 51' 00" S e 44° 01' 16" - 44° 19' 37" W, tendo como limites: a leste - São José de Ribamar; ao norte - Oceano Atlântico; a oeste - Paço do Lumiar e ao sul - Rosário, com uma população em torno de 1.011.943 habitantes segundo dados do IBGE (2010).

Como fases mais importantes do crescimento urbano do município de São Luís, cabe ressaltar o surto industrial que se

deu em São Luís, a partir da segunda metade do século XVIII, época em que a maioria das fábricas existentes no Maranhão localizavam-se na cidade. Outro período de grande crescimento populacional ocorreu nas décadas de 1950 e 1960, devido à migração de famílias vindas do Sertão Nordestino, expulsas da grande seca de 1950. Nas décadas de 70 a 90 o contingente populacional de São Luís vem aumentando em face dos projetos de industriais (Ferreira e Santos, 2015; Cordeiro *et al.*, 2013; Masullo *et al.*, 2013; Ferreira, 2010; Ferreira, 2009).

Dos agentes causadores dos processos erosivos em São Luís, foram observadas as ações conjugadas de diversos agentes, predominando a ação da chuva (erosão pluvial), dos ventos (erosão eólica), e ação antrópica. A interferência humana na aceleração do processo de degradação dos solos, na maioria das vezes, está relacionada a um inadequado uso do solo.

As voçorocas Sacavém e Salina localizam-se na porção centro-oeste do município de São Luís (Figura 01), mais especificamente no bairro do Sacavém. Essas feições estão dispostas na margem direita do rio das Bicas que compõe a bacia do rio Bacanga, na área urbana do município de São Luís. A área apresenta afloramentos da Formação Barreiras, com encostas íngremes e pouca vegetação, com intensa atividade de extração mineral, inclusive realizada pela própria população local.

Quanto ao uso do solo, pode-se definir as seguintes categorias: área urbanizada e aproveitamento económico. A categoria área urbanizada se caracteriza por espaços com intensa ocupação populacional, predominando usos residenciais padronizados ou áreas residências consolidados e áreas com atividades terciárias (Maranhão, 1998). Esta categoria está mais evidenciada nas proximidades das voçorocas do Sacavém e da Salina, o que pode acarretar perdas materiais e humanas em face do maior potencial de risco ambiental da área.

A categoria de uso aproveitamento económico relaciona-se com as atividades basicamente ligadas ao setor primário, tais como: granjas, áreas de empréstimo de material para construção civil e estabelecimentos agropecuários (Maranhão, 1998). Nas voçorocas do Sacavém, essa categoria está representada essencialmente pela extração mineral, com grandes prejuízos económicos e ambientais, sendo realizada pela comunidade para atendimento local e das indústrias da construção civil (Figura 02).

Ambas as categorias de uso e ocupação estão intrinsecamente relacionadas com o aparecimento e aceleração dos processos erosivos locais. Na área urbanizada, a partir da impermeabilização do solo, ocorre a diminuição das taxas de infiltração o que contribui para o início de processos erosivos nas áreas desprovidas de vegetação.

A categoria aproveitamento económico, em que se destaca a extração de silte e argila, caracteriza-se pela forte retirada desses minerais da base das voçorocas. A constante extração dos minerais nas bases das feições erosivas, ocasiona o colapso dos blocos adjacentes, interferindo diretamente na sua evolução, além de apresentar risco potencial para os habitantes da localidade.

As categorias de uso da terra identificadas resultaram da tentativa do homem em organizar o espaço, com o intuito de diminuir os efeitos das suas ações no processo de degradação ambiental na paisagem. Na prática, prevalecem os interesses económicos para a definição do uso e ocupação do solo. Dessa forma, verificou-se nas áreas de ocorrência dos processos

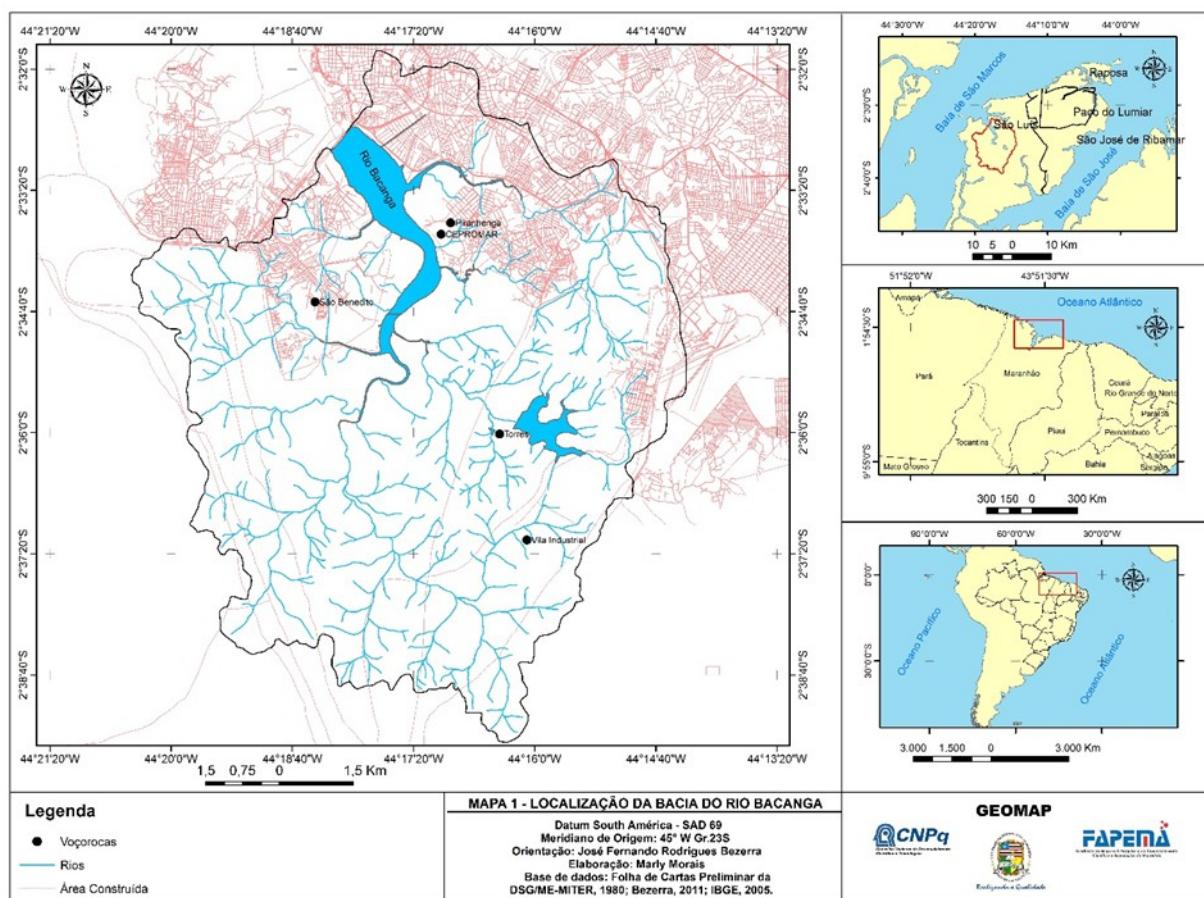


Figura 01. Mapa de localização da área de estudo

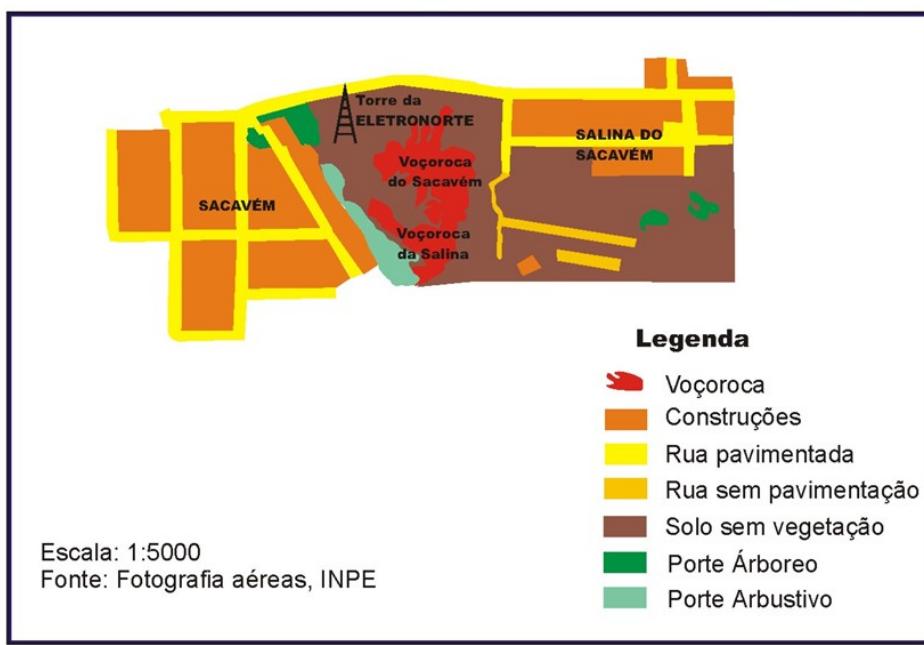


Figura 02. Croqui demonstrando o uso e ocupação do solo no entorno das voçorocas do Sacavém

erosivos uma intensa interferência do homem, através do uso inadequado do solo, da retirada da cobertura vegetal, área urbanizada com ocupações irregulares e exploração mineral.

Embora haja uma legislação que regulamenta a ocupação e uso do solo em São Luís, os órgãos responsáveis pelo seu cumprimento, em que pese a boa vontade e o idealismo do trabalho, não estão conseguindo se contrapor aos problemas apresentados, devido à falta de infra-estrutura e de condições gerais de trabalho, à burocracia, às reformas administrativas

por que passa o setor público, o que vem acarretando no sucateamento do órgão.

BIBLIOGRAFIA

Bezerra, J. F. R. 2011. *Geomorfologia e Reabilitação de Áreas Degradadas por Erosão com Técnicas de Bioengenharia de Solos na Bacia do Rio Bacanga, São Luís – MA*. Tese de Doutorado. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós Graduação em Geografia, 249p.

- Cordeiro, E. C.; Burnett, C. F. L.; Ferreira, A. J. A. 2013. A efetivação da Grande São Luís: do que se trata e como foi tratada. In: Protásio Cézar dos Santos; José Sampaio de Mattos Júnior. (Org.). *Desenvolvimento socio espacial: novos olhares*. 1ed. São Luís, EDUEMA, 1: 111-133.
- Ferreira, A. J. A. 2010. As controvérsias sobre a transição do estado do Maranhão: permanências e prioridade?. *Ciências Humanas em Revista* (UFMA), 8: 1/11-1.
- Ferreira, A. J. A. 2009. São Luís do Maranhão: em que cidade vivemos? Que cidades queremos no quarto centenário?. *Ciências Humanas em Revista* (UFMA), 7: 1/1-9.
- Ferreira, A. J. A.; Santos, L. C. A. 2015 . Formação Socioambiental do Estado do Maranhão. In: Ligia T Lopes Simonian, Ester RoseliBaptista. (Org.). *Formação Socioambiental da Amazônia*. 1ed. Belém, NAEA, 1: 249-317.
- Guerra, A. J. T. 1996. Processos Erosivos nas Encostas. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. (Orgs). *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil.
- Maranhão. 1998. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. *Diagnóstico ambiental da microrregião da aglomeração urbana de São Luís e dos Municípios de Alcântara, Bacabeira e Rosário*. São Luís.
- Masullo, Y. A. G.; Ferreira, A. J. A. ; Santos, P. C. 2013. Rede urbana e saúde: estudo de caso do município de São Luís. In: ProtásioCézar dos Santos; José Sampaio de MattosJúnior. (Org.). *Desenvolvimento socioespacial: novos olhares*. 1ed.São Luís, EDUEMA, 1: 153-177.
- Oliveira, M. A. T. 1999. Processos Erosivos e Preservação de Áreas de Risco de Erosão por Voçoroca. In: Guerra, A. J. T.; Silva, A. S.; Botelho, R. G. M. (Orgs). *Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil.

Página intencionalmente deixada em branco

Uso dos métodos de pinos, estacas e perfilagens sucessivas, para a monitorização dos processos erosivos na bacia hidrográfica do Rio Preto – Quirinópolis – GO, Brasil

Use of successive pins, staces and profiles methods for the monitoring of erosive processes in the Rio Preto hydrographic bowl -Quirinópolis - GO, Brazil

Fátima Sueli Marcon dos Santos ^{1*}, António Guerner Dias ²

¹ Universidade Estadual de Goiás, Campus Quirinópolis

² Universidade do Porto, Faculdade de Ciências

*suelimarconn@yahoo.com.br

Palavras-chave: Processos erosivos; estacas; pinos; perfilagens sucessivas.

Key-words: Erosive processes; piles; pines; successive profiles.

RESUMO

O trabalho desenvolvido nesta primeira fase pretende avaliar as alterações nos processos erosivos face às mudanças climáticas globais, decorrentes das variações nas estações do ano, com realce para as variações nas estações seca e húmida com período chuvoso na Bacia do Rio Preto.

A área de pesquisa localiza-se no município de Quirinópolis, na Microrregião Homogênea (MRH) – 18 (Quirinópolis) e Mesorregião Geográfica Sul Goiano (Fig. 1), com aproximadamente 885 km², entre as coordenadas geográficas 18°16'43" e 18°30'55" de Latitude Sul e 50°25'10" e 50°37'42" de Longitude Oeste, segundo dados do IBGE (2010).

O objetivo principal deste trabalho é o de analisar a ação das alterações climáticas e do uso do solo nos processos erosivos, por meio das ações antrópicas no meio físico, como agentes modeladores que definem a dinâmica das vertentes. Entre os objetivos secundários destaca-se a avaliação da variação dos processos erosivos face às alterações climáticas.

METODOLOGIA

Os pioneiros a utilizarem o método de estacas, pinos e perfilagens sucessivas (Fig. 2 e 3) foram Wolman (1956), Schumm (1956) e Leopold (1960). O método dos pinos consiste na inserção de pinos metálicos na face da margem do rio, medindo-se o valor da erosão através da superfície de exposição dos pinos. São utilizados pinos de aço, com 1,0 m de comprimento e 1cm de diâmetro, distribuídos numa malha regular com espaçamento horizontal e espaçamento vertical. Após cada recolha de dados, o pino exposto pela erosão deverá ser introduzido novamente no terraço, deixando-o exposto no máximo 10,0 cm. O Método das Estacas consiste na instalação de estacas de madeira na superfície do terreno na mesma direção do pino instalado, enquanto que o método das perfilagens sucessivas consiste no levantamento de perfis nas margens pesquisadas e na evolução progressiva de seus perfis.

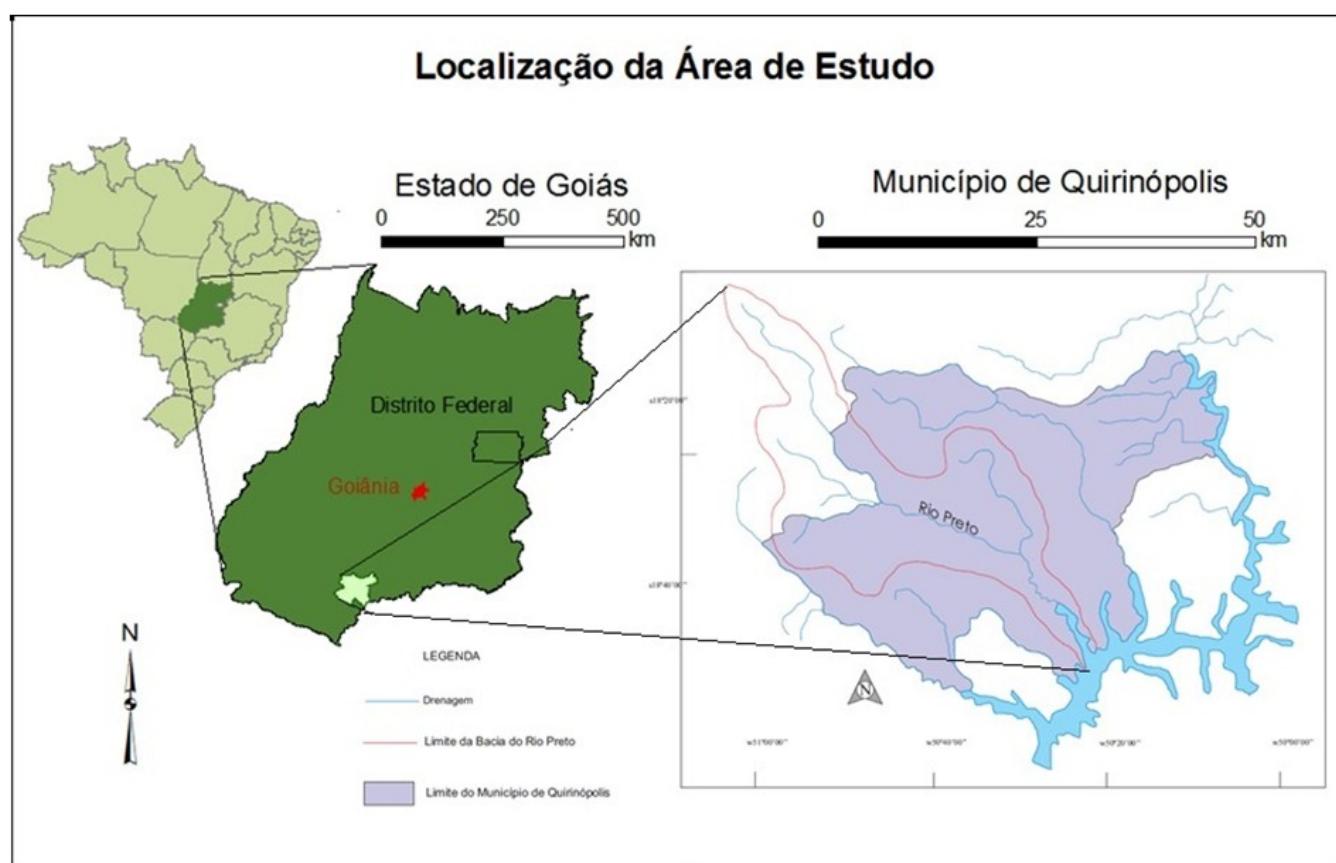


Fig. 1. Localização da área de estudo.

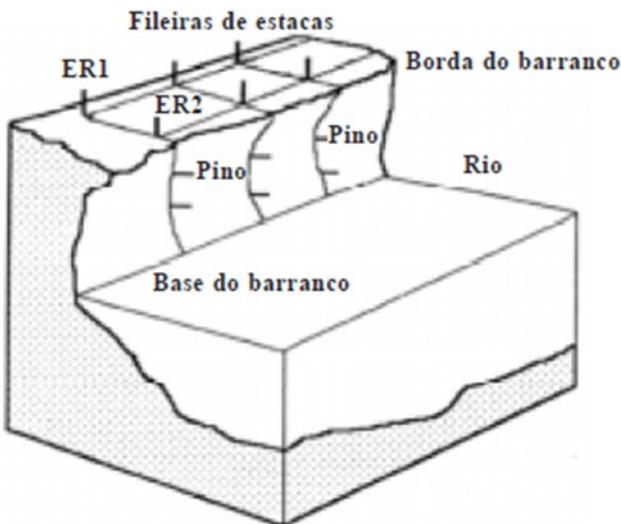


Fig. 2. Representação do método dos pinos e das estacas (Fonte: Fernandez, 1995, p.33, modificado).

PROCEDIMENTO

Foi instalado na área de estudo um pluviômetro, para que sejam registados os totais pluviométricos diárias, no intervalo de tempo entre setembro de 2016 e agosto de 2017. Para quantificar as taxas erosivas em cada secção foram utilizados, como referido, os métodos dos pinos, das estacas e das perfilagens sucessivas. Os processos erosivos estão sendo estudados em 14 pontos de amostragem. O procedimento consistiu na introdução de estacas de madeira a 50 metros a partir da linha de água, distribuindo as demais com igual espaçamento entre si. As estacas referencial instaladas no terraço da Seção I e no terraço da seção II (Fig. 4).

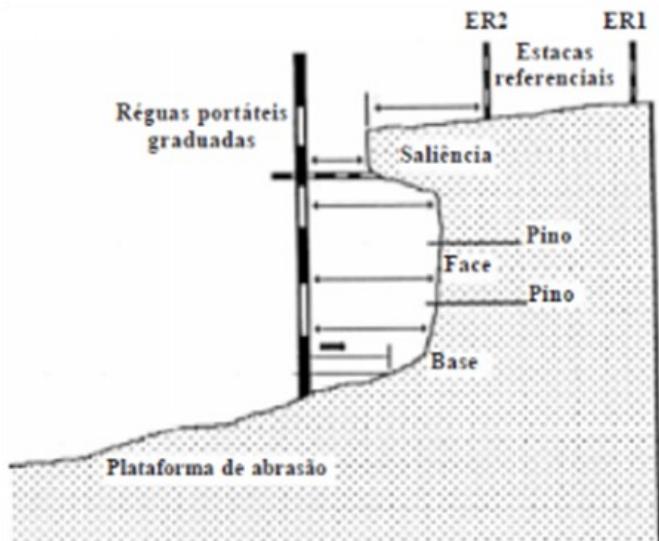


Fig. 3. Representação do método das perfilagens sucessivas (Fonte: Hudson, 1981, p.382, modificado por Fernandez, 1995, p.33).

A medição da erosão/acreção, é registada pelo grau de exposição que as estacas e os pinos apresentam. Uma campanha de monitorização consiste em ir/voltar à área de estudo, a cada 15 a 30 dias ou após um evento chuvoso de alguma intensidade, e medir o quanto a estaca está ficando exposta em relação ao solo a partir da respetiva marca que indica ponto 0 (zero) de erosão, na seta indicativa conforme a Fig. 5.

Realizadas as análises de campo, as informações serão armazenadas e comparadas com os dados de chuvas coletados pelo pluviômetro e pelos dados históricos de chuva dos anos 1999, a 2007, possibilitando a elaboração de gráficos que permitirão avaliar a existência de uma eventual correlação da precipitação com os processos de erosão de solo.



Fig. 4. Pontos amostrais, nas seções I e II.



Fig. 5. Estaca Referencial instalada no terraço (A) e a estaca 4 da Secção I (B).

RESULTADOS PARCIAIS

As medições de campo estão sendo realizadas no último dia de cada mês. Assim sendo, em setembro de 2016 as taxas de erosão foram zero com uma precipitação acumulada de 12

mm, enquanto que no final de outubro, o mesmo parâmetro, foi de 181 mm distribuídos por cinco dias, que foi o suficiente para que possam ter ocorrido fenômenos de erosão/acreção. Segue o quadro 01 de taxas de erosão (valores negativos) e acreção (valores positivos).

Quadro 1. Taxas de erosão e acreção em centímetros.

		2016				2017		Acumulada
		Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	
	PP (mm)	12	181	219	318	569	153	1452,0
SECÇÃO I	Est. Ref. I	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Estaca 1	0,0	0,3	1,0	1,0	1,5	0,0	3,8
	Estaca 2	0,0	0,2	3,0	2,0	3,0	0,5	8,7
	Estaca 3	0,0	0,0	0,2	0,5	1,5	0,4	2,6
	Estaca 4	0,0	0,0	0,2	0,4	1,5	0,0	2,1
	Estaca 5	0,0	0,2	0,1	0,4	1,0	0,0	1,7
	Estaca 6	0,0	0,0	0,3	0,6	1,5	0,3	2,7
	Pino a	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Pino b	0,0	0,0	-2,0	0,0	0,0	0,0	-2,0
	Pino c	0,0	-3,0	-14,0	-21,0	-32,0	-2,0	-72,0
	Pino d	0,0	-2,0	-12,0	-15,0	-26,5	-5,0	-60,5
SECÇÃO II	Acumulada	0,0	-4,3	-23,2	-31,1	-48,5	-5,8	-112,9
	Est. Ref. II	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Estaca 1	0,0	0,0	0,5	1,0	1,5	0,0	3,0
	Estaca 2	0,0	0,0	2,0	2,5	3,5	0,0	8,0
	Estaca 3	0,0	0,0	0,1	0,5	1,5	0,0	2,1
	Estaca 4	0,0	0,0	0,1	0,2	1,0	0,0	1,3
	Estaca 5	0,0	1,0	0,1	0,1	0,5	1,0	2,7
	Estaca 6	0,0	1,0	1,0	1,0	2,5	1,0	6,5
	Pino a	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
	Pino b	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Pino c	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Pino d	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Acumulada	0,0	2,0	3,9	5,3	10,5	2,0	23,7



Fig. 6. Exposição de pinos

CONSIDERAÇÕES

Os métodos apresentados consistem na obtenção de dados e informações coletadas no campo que possibilitam a interpretação e avaliação dos processos erosivos e acrecivos.

Os mesmos poderão contribuir para a compreensão da dinâmica fluvial e, também, para a monitorização e identificação dos processos de erosão/acreção que, de alguma forma, possam ser incrementados pelas alterações climáticas.

BIBLIOGRAFIA

- HUDSON , H. R ., A field technique to directly measure river bank erosion1. Transportation and Surface Water Engineering Department, Alberta Research Council, Terrace Plaza, 4445 Calgary Trail South, Edmonton, Alta., Canada T6H 5R7, Received June 1 1, 198 1, Revision accepted September 22, 1981.
- KONDOLF, G.M., PIÉGAY, H., SEAR, D. Integrating Geomorphological Tools in Ecological and Management Studies. In: Tools in Fluvial Geomorphology Department of Landscape Architecture and Environmental Planning and Department of Geography, University of California, Berkeley, CA, USA, 2003.
- LEOPOLD L.B., WOLMAN Gordon. River meanders. Bulletin of the geological society of America. Vol. 71. P. 769-794, June 1960.
- SHUMM, S.A. (1956): evolution of drainage systems and slopes in badlands at perth amboy, New Jersey. Bull. Geol. Soc. AM.
- WOLMAN, M. G. Factores Influencing Erosion Of A Cohesive River Bank. American Journal Of Sciense. 257:204-216, 1959. In <http://www.ajsonline.org/content/by/year/1959>

Geomorphologic constraints to tsunami propagation: the example of AD 1755 in the Western coast (Portugal)

Condicionantes geomorfológicas à propagação de tsunami: o exemplo de AD 1755 no litoral ocidental (Portugal)

Mihaela Tudor^{1*}, Ana Ramos-Pereira¹, Pedro J.M. Costa²

¹ Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos, Edifício IGOT, Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal

² Universidade de Lisboa, Instituto D. Luíz e Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Edifício C6, Campo Grande, Lisboa, Portugal

* tudor@campus.ul.pt

Key-words: Tsunamigenic deposit, morphoscopy, microtextures, geochemistry, Alcabrichel River

ABSTRACT

This work presents the analysis of a sediment core CF2 (retrieved under the scope of R&D Project PTDC/CTE-GIX/104035/2008 “FMI 5000 – Environmental Changes: Fluvio-marine interactions”), obtained on the right bank of the Alcabrichel River, 650 m upstream the river mouth, on the Western Portuguese coast.

In particular, the work is focused on the recognition of a tsunami deposit in Alcabrichel River estuary and in the definition of the exposed area to tsunami inundation with the objective of improving assessment of tsunami risk.

Lithostratigraphic and sedimentological analyses revealed a peculiar deposit, a massive layer (10cm), essentially sandy (>90%), interposed between fine sediments and the radiocarbon dating performed under the FMI Project (after 284 ± 109 cal BP), placing this event in the chronological proximity of the AD 1755 tsunami (Ramos-Pereira et al., 2013). Geochemical data confirm its tsunamigenic genesis and provide information about tsunami flow speed thus, providing information on geomorphological constraints to tsunami propagation, that condition deposit extension and the inner boundary of the tsunami flood.

INTRODUCTION

Studies on extreme marine inundations that affected the Portuguese coast refer mainly to the tsunami of AD 1775, considered the most devastating impinging the Portuguese coast.

Several studies of the AD 1755 tsunami are based on multidisciplinary approach involving sedimentological, geomorphological and numerical modelling of the tsunami flood.

In modern tsunami studies, a variety of different features (e.g. water marks on buildings) can provide the characteristics of a tsunami inundation (Spiske et al., 2010). However, the frequency of tsunamis may be established through dating of a series of paleotsunami deposits and in these cases, geological and geomorphological records provide a new perspective on

tsunami inundation dynamics. Several studies about tsunami sedimentation modelling (e.g Jaffe & Gelfenbaum, 2002) increase the utility of using tsunami deposits to improve assessment of tsunami risk.

Inverse modelling (TsuSedMod) used by Jaffe & Gelfenbaum (2007) is a useful tool to estimate tsunami flow depth and speed that reflects hydrodynamics of the tsunami and provide information about the tsunami magnitude.

STUDY AREA

The study area corresponds to the Alcabrichel River approximately 50km NW of Lisbon. The area is characterized by a very complex tectonic context marked by the presence of two diapiric structures (Diapiro de Maceira and Diapiro de Santa Cruz) that extend southward the Diapir of Caldas de Rainha, associated with Cenozoic (global and regional) compressive regimes.

Jurassic formations dominate (57.2%) over Cretaceous and Cenozoic (29.9% and 12.9%). The area has low lithological diversity mainly represented by sandstones, clays and limestones and a great geomorphological diversity with a large alluvial plain about 1 km upstream the gorge of Porto Novo (Cabeços de África and Pereira; Figure 1).

METHODOLOGY

Lithostratigraphic and sedimentological methods

Sedimentological criteria were used to identify tsunami deposit. Grain size analysis was conducted using a set of sieves at 0.5 Φ interval and statistical parameters of the grain size distribution (e.g. mean grain size, standard deviation, kurtosis and skewness) were calculated using the graphic method (Folk and Ward, 1957). Part of the sediment samples were processed to determine the % CaCO_3 , using Eijkelkamp calcimeter and the organic matter content using Loss of Ignition (LOI). Quantitative geochemical analysis for several chemical elements was performed on 10 pre-selected samples. Moreover, 32 samples (3264 grains) were analyzed under a binocular loupe (Nikon, X90) and separated in quartz, lithic material and bioclasts. The morphoscopic analyze also focused on the characteristics of quartz grains in terms of roundness, sphericity and superficial appearance. Additionally, random quartz grains from 12 samples (259 grains) were prepared for Scanning Electron Microscope (SEM), which involved applying a conductive coating to the quartz grains with gold and the images obtained using SEM instrument (JEOL JSM 5200 LV; FCUL, Lisbon, Portugal). The exoscopic analyze included the microtextural identification features on quartz grains and classification of different microtextures based on Mahaney (2002) and Costa et al. (2012).

Extent of tsunami deposit and inundation

Characteristic of tsunami deposit were used to calculate the extent of the deposit and the inner boundary of the tsunamigenic flood. Tsunami flow velocity was extrapolated using the references values resulted from the TsuSedMod developed by Jaffe and Gelfenbaum (2007), using thickness of the tsunami deposit, its grain size distribution, and the overall density of the sediments.

On the other hand, the extent of tsunami deposit and tsunami inundation, were estimated by analogy with the tsunami deposit of the Salgados Lagoon, studied by Costa et al., 2010.

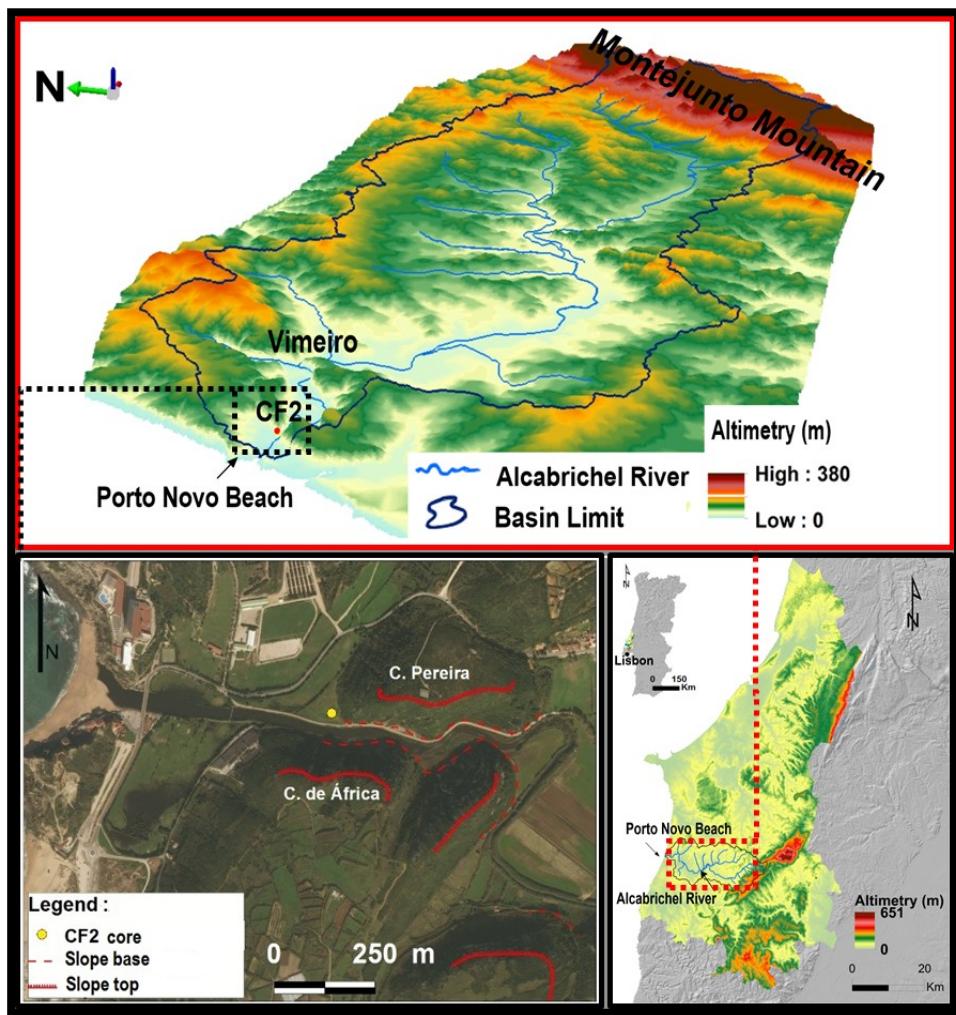


Figure 1. Study area and localization of CF2 core

RESULTS

Lithostratigraphic and textural study of the CF2 core allowed to identify 5 lithostratigraphic units consist mainly of fine sediments, with an intercalated sandy layer (UL3 unit), reforcing its genetic difference. Geochemical results show that several elements such as Al, Mn, Fe, Rb, K, and Ti appeared in lower concentrations in UL3 unit and a significant increase of the sulfur (S), that confirm its distinct geochemical signature when compared to the framing units.

The morphoscopic results allowed to distinguish various depositional environments and identify differences in deposition energy, providing recognition of 3 subunits in the UL3 unit. In addition, the microtextural analysis revealed the abundance of mechanical marks (fresh surfaces and percussion marks), probably acquired by grains during the last transport process until the deposition.

DISCUSSION

Sedimentary signature of tsunami deposit

The results of lithostratigraphic and textural characterization showed that the UL3 unit is a tsunamigenic deposit with a set of characteristics detected in others tsunamigenic deposits (Costa et al., 2010, 2012), such as an abrupt basal contact and a sudden increase of the mean grain size, when compared with underlying unit, suggesting a high-energy event. Geochemical analysis confirms the marine origin of the UL3 unit with low percentages of the elements considered

as terrigenous indicators, strongly related with the mean grain size and increase of the sulfur (S) considered a reliable indicator of salt water intrusion (Chagué-Goff, 2010).

Moreover, morphoscopic analysis was able to distinguish not only the tsunamigenic deposit in the sedimentary sequence of the CF2 core, but also, tree different phases of the tsunami (Tudor, 2017) - Table I.

Exoscopic results revealed the abundance of mechanical marks typical of extreme marine inundation (e.g. Costa et al., 2012), showing the importance of hydrodynamics in the sediment transport process, capable of producing distinct microtextures on the surface of the grains in a very short period of time (Figure 2).

Geomorphological constraints to tsunami propagation

Departing from the knowledge of tsunami deposit thickness (10cm), its medium grain-size (0,188mm), and density of the sediments (2,65g/cm³) we estimated a tsunami flow velocity between 9ms⁻¹ e 11ms⁻¹ and this value was considered acceptable because the tsunami speed is supposed to be less than 20ms⁻¹ (Morton et al., 2007).

Moreover, based on a isopach Map of Salgados Lagoon (i.e. lines with the same thickness of tsunami deposit - Pedro Costa, personal communication, 2017), the extent of the tsunami deposit in Alcabrichel River was calculated to be at 1000 m from the present-day coastline while the flood limit could correspond to approximately 2,300 m inland.

Table I. Conceptual framework with the different tsunami phases identified based on the morphoscopic and textural characteristics of the quartz grains for the three subunits of the tsunamigenic deposit.

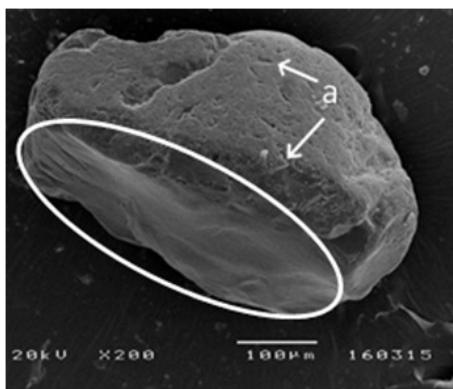
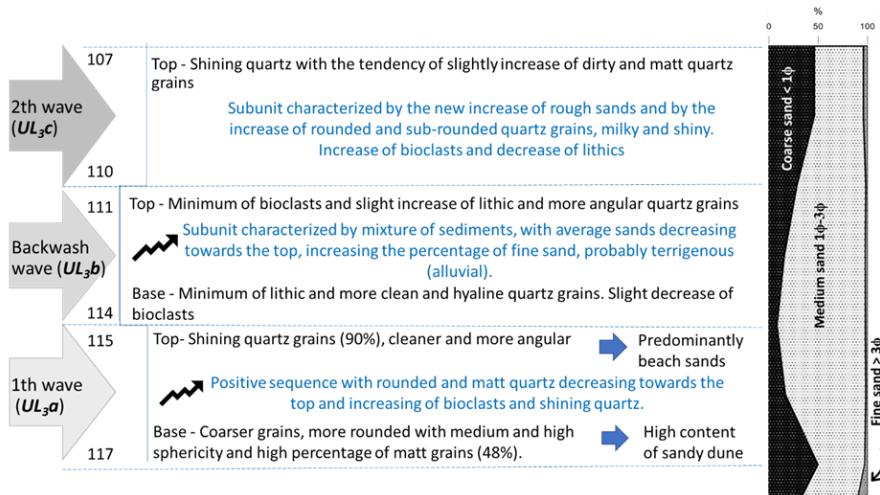


Figure 2. Low-relief quartz grain, with high number of small percussion marks (a) and fresh surface (white ellipse).

Two possible scenarios were considered: i) the 1th scenario with the flood wave direction from W to E with the extent of tsunami deposit corresponding to a point A, while the flood limit corresponds to A' and (II) the second with SW-NE

flood direction, and the deposit extent is reached at a point B, while the flood limit may correspond to point B' (Figure 4).

In the W-E direction flooding, we considered that the narrowing of the valley near the Porto Novo gorge could create conditions for a “funneling effect”, injecting sediments inland. In this case, it would be expected the existence of tsunamigenic deposit in the Maceira alluvial plain. However, in the two cores studied under the FMI-5000 Project (AlcMac3 & AlcMac4) in a distal position of Maceira alluvial plain (Aleixo et al., 2014), no sandy lamina was detected. We strongly believe that in the Porto Novo gorge, the incidence of the wave was from SW and this is in agreement with the numerical modeled produced by Santos et al., (2015). Thus, the two ridges (Cabeço da África and Pereira) acted as a barrier conditioning the limit of the tsunamigenic deposition. On the other hand, the morphology in this sector of the Alcabrichel river influences the roughness and consequently the speed and depth of the tsunami flow, preventing the advance of the tsunami wave inland.

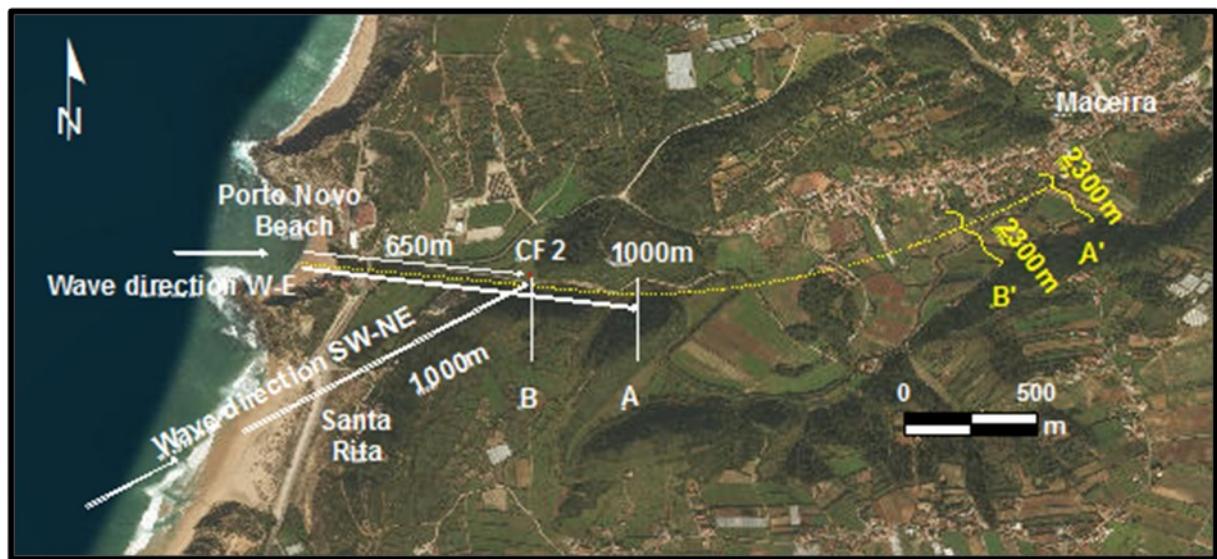


Figure 3. Estimated result of the extent of tsunami deposit and of the tsunami flood in the Alcabrichel River estuary obtained by analogy with the tsunami deposit of the Salgados Lagoon, considering the two scenarios.

CONCLUSION

We concluded that local morphology and the exposure of the coastline demonstrated the relevance of the geomorphological constrains in the propagation of tsunami waves and in the retention of the sediments at the foot of Porto Novo gorge, which was responsible for the definition of the extension of tsunamigenic deposit and of the limit of the tsunami flood.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the Centre of Geographical Studies, the Department of Geology and the Centre of Environmental Biology of The Faculty of Science, University of Lisbon for the access granted to their laboratory facilities given. The authors also acknowledge FMI Project (PTDC/CTE-GIX/104035/2008 “FMI 5000 - Environmental Changes: Fluvio-marine interactions”).

REFERENCES

- Aleixo C., Ramos-Pereira A., Trindade J. (2014). A evolução das condições ambientais na várzea de Maceira (estuário do Rio Alcabrichel, oeste de Portugal) no Holocénico. BrasPor, Editors: Silvia Dias Pereira, Joana Gaspar Freitas, Sergio Bergamaschi, Maria Antonieta C. Rodrigues, pp.83-98.
- Chagué-Goff, C. (2010). Chemical signatures of paleotsunamis: A forgotten proxy? *Marine Geology*, Volume 271, Issues 1–2, pp.67-71.
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Oliveira, M. a., Lopes, V., e Jouanneau, J.-M. (2010). Reconhecimento de um depósito de tsunami na Lagoa dos Salgados. GEOTIC – Sociedade Geológica de Portugal, *VIII Congresso Nacional de Geologia*, Volume 12 – nº 10, pp. 1-4 (ISSN 1645-0388).
- Costa, P. J. M., Andrade, C., Dawson, A. G., Mahaney, W. C., Freitas, M. C., Paris, R., & Taborda, R. (2012). Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology*, 275–276, pp. 55–69.
- Jaffe, B. E., & Gelfenbaum, G. (2007). A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 347–361.
- Jaffe, B. E., & Gelfenbaum, G. (2002). Using Tsunami Deposits to Improve Assessment of Tsunami Risk. *Marine Georesources & Geotechnology*, pp. 836–847.
- Morton, R. A., Gelfenbaum, G., & Jaffe, B. E. (2007). Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200(3–4), pp. 184–207.
- Ramos-Pereira, A., Trindade, J., Costa, A. L., Danielsen, R., & Matos, J. M. (2013, August 27th to 31st). Historical embayed coastal evolution under a high energetic hydrodynamic event. *8th IAG International Conference of Geomorphology*, Paris.
- Spiske, M., Weiss, R., Bahlburg, H., Roskosch, J., & Amijaya, H. (2010). The TsuSedMod inversion model applied to the deposits of the 2004 Sumatra and 2006 Java tsunami and implications for estimating flow parameters of paleotsunami. *Sedimentary Geology*, 224(1–4), pp. 29–37.
- Tudor, M. (2017). Critérios de reconhecimento dos depósitos de inundação tsunamigénica no contexto do Ordenamento do Território. Tese de mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, 149p.

Delimitação da Erosão Hídrica do solo no contexto da Reserva Ecológica Regional (Madalena, Pico, Açores)

Daniela Quino^{1*}; Ricardo A. C. Garcia²

¹Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Rua Branca Edmée Marques, 1600 Lisboa

²Centro Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Rua Branca Edmée Marques, 1600 Lisboa

*danielaquino@campus.ul.pt

Palavras-chave: Erosão Hídrica do Solo, EUPS, REN, RER, Município da Madalena.

RESUMO

A delimitação das áreas de elevado risco de erosão hídrica do solo é fundamental para a delimitação da Reserva Ecológica (RE). As Regiões Autónomas, não obstante as suas particularidades, continuam “forçados” à aplicação dos diplomas pelos quais o território continental se rege. Na Região Autónoma dos Açores, a delimitação das áreas integrantes da RE, sem um guia legal adequado, efetua-se através de procedimentos e adaptações adotadas “isoladamente” por cada município resultando em delimitações com problemas de homogeneidade intermunicipal, e sem sentido em territórios contíguos.

O presente trabalho (município da Madalena, Ilha do Pico, Açores), procura explorar opções para colmatar a falta de informação necessária à delimitação da erosão hídrica do solo, com a aplicação do método indicado por lei (Perda de Solo Específica) e assim permitir que haja uma maior uniformização. Os resultados da aplicação deste método revelaram que 62% do território ficaria sob legislação de conservação da RE. No entanto, não havendo como validar os resultados, por falta de informação geográfica e trabalho de campo, estes devem ser considerados com uma abordagem preliminar.

INTRODUÇÃO

A Rede Ecológica Nacional (REN) é uma das componentes da Rede Fundamental da Conservação da Natureza e de delimitação obrigatória aquando elaboração dos Planos Diretores Municipais. A REN foi criada pelo Dec.-L. n.º 321/83, 5 de julho, com vista à conservação de recursos naturais de modo a serem utilizados de forma racional, com intuito salvaguardar “(...) a estrutura biofísica necessária para que se possa realizar a exploração dos recursos e a utilização do território sem que sejam degradadas determinadas circunstâncias e capacidades (...).” O Dec.-L n.º 213/92, 12 de outubro, obriga a aplicação da REN às Regiões Autónomas (RA) até a adaptação em diploma próprio, referindo que este diploma se deve aplicar “(...) às Regiões Autónomas dos Açores e da Madeira, sem prejuízo da sua adequação à especificidade regional a introduzir por decreto legislativo regional.”

As RA permanecem sem diploma próprio que se adeque às especificidades destes territórios e à informação disponível. Assim, os municípios da RA dos Açores, com alguma liberdade de quanto aos critérios impostos, preveem a adaptação dos

“princípios às condições locais”, procedendo a adaptações metodológicas próprias, adotadas por cada município individualmente, sem homogeneidade intermunicipal, resultando numa descontinuidade das áreas consideradas RE, em municípios contíguos. As áreas de elevado risco de erosão hídrica dos solos, é uma das componentes da RE. Neste contexto, entende-se por erosão do solo uma forma extrema de degradação, nos quais os processos geomorfológicos são acelerados, e o solo é removido a um ritmo dez vezes superior ao que ocorreria em condições naturais, e muito mais superior ao ritmo de reposição de novo solo (Morgan, 1985).

O presente trabalho, testado no município da Madalena, (ilha do Pico, Grupo Central do Arquipélago dos Açores), procura demonstrar um exemplo de como se poderá procurar colmatar a falta de informação de base (e.g. erosividade da precipitação, erodibilidade dos solos) e assim procurar por um lado o cumprimento da legislação em vigor, por outro alguma uniformização entre municípios.

MATERIAIS E MÉTODOS

Em Portugal, segundo as orientações estratégicas de delimitação da REN presentes na Resolução do Conselho de Ministros (RCM) n.º 81/2012 (e legislação auxiliar), a avaliação das áreas suscetíveis à erosão hídrica do solo, deve basear-se na metodologia de perda de solo específico (Pse) (Eq. 1), que conjuga a Razão de Cedência de Sedimentos (SDR) e a Equação Universal de Perda do Solo (EUPS):

$$Pse = SDR \times EUPS \quad (1)$$

Onde a SDR é obtida através da equação 2, sendo A_b a área de drenagem em km^2 :

$$SDR = 0,332 A_b^{-0,2236} \quad (2)$$

A Erosão Específica do Solo é obtida através da EUPS (Eq. 3):

$$EUPS = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (3)$$

Em que: **EUPS** é a perda de solo estimada por unidade de área, expressa em $\text{ton} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$; **R** é o fator da erosividade associado à chuva, expresso em $\text{Mj} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$; **K** é o fator de erodibilidade associado ao tipo de solo, expresso em $\text{t} \cdot \text{h} \cdot \text{Mj}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$; **L** e **S** são fatores topográficos e as suas unidades de medida adimensionais; **C** é o fator de uso do solo, sendo uma medida adimensional expressa entre 0 e 1; **P** é o fator de práticas culturais, sendo uma medida adimensional expressa entre 0 e 1.

Fator R - Erosividade da precipitação

Segundo Wischmeier & Smith (1978), o fator R deve quantificar o efeito do impacto das gotas de chuva, assim como dar informação relativa à taxa de escoamento associado à chuva. Devido à falta de dados de precipitação horária e aos dados de erosividade de Brandão & Rodrigues (2006), proposto como informação de base na legislação, não estarem disponíveis para as regiões autónomas, foi utilizada a metodologia proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1990) para cálculo da erosividade da precipitação (EI), obtida através da seguinte fórmula:

$$EI = 67,355(r^2 / p)^{0.85} \quad (4)$$

Onde: r refere-se à precipitação média mensal em milímetros; e à precipitação média anual em milímetros.

A soma dos valores dos índices médios de erosão mensal corresponde ao índice médio de erosão anual, ou seja, ao fator R. Foram considerados valores de precipitação entre 1958 e 1986 para as estações da Madalena, do Caiado, de São Roque e de Bandeiras, por serem as estações com valores mais consistentes e cujas correlações entre elas permitiam colmatar algumas lacunas de dados. Adicionalmente, foi realizada uma correlação entre a altitude das estações udométricas e dos valores calculados de R ($R^2 \approx 0,91$), tendo sido utilizada a equação da reta de tendência logarítmica para efetuar a distribuição espacial dos valores de R, de forma a obter valores espacialmente contínuos, homogéneos e concordantes com a altitude.

Fator K – erodibilidade do solo

O fator erodibilidade (K), representa o valor quantitativo determinado experimentalmente, que traduz as qualidades físicas e químicas dos solos e a erodibilidade associada a estas características do solo Wischmeier & Smith (1978). Assim, a sua definição exige conhecimento de vários aspectos do solo como a textura, a estrutura, a permeabilidade, a quantidade de limo, argila, areia e matéria orgânica. Segundo as orientações estratégicas da REN, deve fundamentar-se na Carta de Solos e nos valores de K propostos por Pimenta (1998, 1998a). Os Açores deparam-se com dois problemas: não dispõem de Carta de Solos (oficial) e Pimenta (1998, 1998a) apresentam erodibilidade para solos comuns em Portugal Continental, pelo que solos que se sabem existir no Pico, como os Andossolos, não têm correspondência. Após tentativa de relação entre alguns esboços pedológicos existentes (ilhas de Santa Maria, Graciosa e São Miguel) e algumas variáveis “ambientais” (litologia, altitude, temperatura, precipitação e coberto vegetal), não foi possível derivar uma classificação semi-automática dos solos na ilha do Pico. A solução para a falta de informação passa pela utilização do ISRIC – World Soil Information (www.soilgrids.org), único local com dados para a área de estudo. Este site tem informação geográfica sobre as propriedades do solo como a textura, a densidade aparente e os tipos de solo por classificação do World Reference Base e do United States Department of Agriculture.

Assim, foi obtido o mapa de erodibilidade dos solos (K_{fact}) suportado no trabalho de Goldman et al. (1986), que com base no nomógrafo de Wischmeier & Smith (1978), desenvolveu a seguinte equação:

$$K_{fact} = 2.1 \times 10^{-6} f_p^{1.14} (12 - P_{om}) + 0.0325 (S_{struc} - 2) + 0.025 (f_{perm} - 3) \quad (5)$$

Em que:

$$f_p = P_{silt} (100 - P_{clay}) \quad (6)$$

Onde: f_p é o parâmetro referente ao tamanho das partículas; P_{om} é a percentagem de matéria orgânica; S_{struc} é o índice de estrutura de solo; f_{perm} é o fator classificativo da permeabilidade do perfil; P_{silt} é a percentagem de silte; P_{clay} é a percentagem de argila.

Segundo Goldman et al. (1986), o parâmetro S_{struc} deve ser classificado entre 1 a 4, desde solo muito fino (1) a blocos ou solo compacto (4) respetivamente.

O parâmetro f_{perm} é classificado entre 1 a 6, consoante a velocidade de infiltração muito lenta (1) a rápida (6).

Fator LS - topográfico

O fator topográfico (LS) é o resultado da conjugação das variáveis: comprimento da vertente (L) e declive (S), avaliados em comparação com as dimensões de referência das parcelas experimentais utilizadas na definição da EUPS. As orientações estratégicas propõem a equação 7 para cálculo de LS:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{72,6} \right)^m (65,41 \operatorname{sen}^2 \theta + 4,56 \operatorname{sen} \theta + 0,065) \quad (7)$$

Onde: λ é o comprimento do desnível em pés; m é o coeficiente do declive (%); θ é o declive.

Os parâmetros m , θ e λ foram derivados do Modelo Digital de Elevação (MDE) corrigido (altimetria 1:25 000; resolução 5 m), e reclassificados segundo a legislação em vigor. A definição de L, foi derivada do número de células acumuladas a montante do local, sendo corrigidos os valores de fundo de vale pela dimensão da vertente mais extensa, sem quebras bruscas de declive, (≈ 15 km, Piquinho-Madalena).

Fator C – coberto vegetal

Segundo Wischmeier & Smith (1978), o tipo de coberto vegetal e sua gestão determina o rácio de perda de solo correspondente à razão entre o quociente de perda de solo de uma parcela lavrada com determinada cultura e à perda de solo de um terreno em pousio em condições idênticas. O fator C foi baseado nos valores obtidos por Pimenta (1998a). Como cartografia de base foi utilizado o mapa do uso do solo (DROTRH, 2007, 1:25 000), complementado com o inventário florestal (IFRAA, 2007, 1:25 000) de forma a poder distinguir as categorias de vegetação natural e a classificar estas áreas com os valores de Pimenta (1998a) de forma mais precisa.

Fator P – práticas culturais

Segundo Wischmeier & Smith (1978), o fator P é correspondente ao rácio de perda solo sob práticas de cultivo específicas para a perda de solo correspondente ao declive de referência. No município da Madalena não existem informações específicas acerca das práticas de cultivo, pelo que foi atribuído valor de 1 a todo o município, tornando este um parâmetro neutro, como recomendado pela CCDR-LVT (2015).

Perda de Solo Específico

Após o cálculo da Perda de solo específico, esta foi reclassificada de acordo com a RCM n.º 81/2012 cujos os limiares são 25, 55 e superior a 55 ton.ha⁻¹.ano⁻¹

Os resultados obtidos na modelação foram sujeitos a generalização (Figura 2) de maneira uniformizar e homogeneidade, os dados em estrutura matricial, cumprindo assim os critérios de unidade mínima cartografada (1 ha) propostos pela CCDR-LVT (2015), permitindo uma melhor visualização e identificação das unidades espaciais no território (Quino, 2017).

RESULTADOS

Segundo a RCM n.º 81/2012, a classe de Risco de Erosão Hídrica do solo elevada deve ser integrada na RE, verificando-se que 62 % do território corresponde a essa classe. Estas áreas encontram-se maioritariamente nas vertentes em torno da montanha do Pico, verificando-se a clara influência que o relevo (fator LS) tem nesta equação, uma vez que o setor sul da montanha é onde o declive é mais acentuado. O efeito do declive também se verifica na demarcação dos cones de escórias que apresentam, igualmente, elevado risco de erosão hídrica do

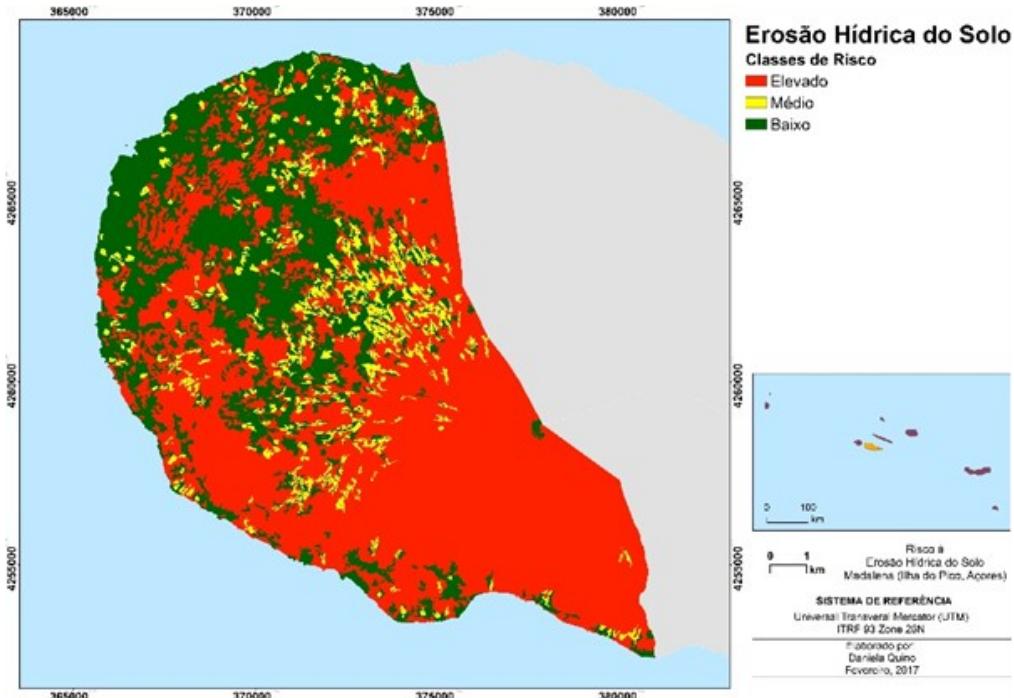


Figura 2. Classificação da perda de solo específico (Pse) no município da Madalena, ilha do Pico (com generalização)

solo. Contudo, outros fatores, como o fator K e o fator R, que apresentam valores superiores em torno da montanha do Pico e consequentemente erosão mais elevada, também são influentes. A transição entre a classe elevada e a classe baixa (43,5%) é maioritariamente feita de forma imediata, notando-se a quase ausência da classe considerada como risco médio à erosão hídrica do solo, pelo que os limites de classes propostos na legislação poderão não ser os mais adequados a esta realidade.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As Regiões Autónomas há muito esperam diploma próprio para a delimitação da Reserva Ecológica Regional. No caso da Região Autónoma dos Açores, a dificuldade na aplicação da metodologia presente na RCM n.º 81/2012 é acrescida pela falta de informação de base que esta considera essencial para a delimitação da RE.

Os fatores R e K foram criados de raiz devido à falta de informação. Quanto ao fator R, é de notar a utilização de uma fórmula diferente da proposta por Wischmeier & Smith (1978), devido à falta de informação horário e à falta de adequação desse modelo para o território em estudo, pelo que foi derivado de um método alternativo (Bertoni e Lombardi Neto, 1990). Ainda acresce a falta de informação de precipitação mais atual, pelo que este foi baseado em dados de 1958 a 1986. Já o fator K foi produzido através da única informação existente (ISRIC, 2016), utilizando o método de Goldman et al. (1986), que embora se apresente como uma solução satisfatória, não tem em conta fenómenos que ocorrem na montanha do Pico, como a crioclastia e hidroclastia, podendo fragilizar os agregados de solo e assim tornar estes mais vulneráveis à erosão hídrica do solo.

A avaliação do Pse indica que cerca de 62 % do município da Madalena seriam áreas integradas na RE. Contudo, a comparação com outros trabalhos (e.g. Plano de Gestão de Recursos Hídricos do Pico), revela que as áreas a integrar podem ser consideravelmente diferentes em dimensão (29 %) e localização (Quino, 2017), pelo que a colmatação de falhas na informação de base é essencial para o desenvolvimento de resultados adequados à realidade. Estes territórios apresentam

especificidades diferentes do continente, pelo que o diploma próprio a ser criado deve tê-las em consideração para uma maior confiança nos resultados. A utilização da metodologia proposta pode ser uma mais valia, mas deve ser ponderada e avaliada quando utilizada, havendo uma necessidade de trabalho de campo para a validação dos resultados da perda de solo específica. A criação de informação geográfica de base de qualidade é ponto prioritário para um melhor ordenamento e conservação do território, assim como para atingir uma equidade metodológica e territorial entre os municípios do Continente e os das Regiões Autónomas.

REFERÊNCIAS

- Bertoni, J. & Lombardi Neto, F. (1990). Conservação do Solo. São Paulo: Icone Editora.

Brandão, C., Rodrigues, R. (2006). Potencial Erosivo da Precipitação e seu efeito em Portugal Continental. Instituto da Água. Revista Recursos Hídricos, Volume 27, 2, 79-86.

CCDR-LVT (2015). Guia metodológico para delimitação da Reserva Ecológica Nacional em Lisboa e Vale do Tejo. Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional-Lisboa e Vale do Tejo.

ISRIC (2016). ISRIC - World Soil Information. <http://www.isric.org/> [acedido a 26 de novembro de 2016]

Morgan, R.P.C. (1985). Geomorphology and Soil. Department of Geography, University of Cambridge and Department of Geography, University of Hull.

Pimenta, M.T., (1998). Caracterização da erodibilidade dos solos a sul do rio Tejo. Lisboa.

Pimenta, M.T., (1998a). Diretrizes para a aplicação da equação universal de perda dos solos em SIG: factor de cultura C e factor de erodibilidade do Solo K. Instituto da Água (INAG), Direcção de Serviços de Recursos Hídricos (DSRH). Lisboa.

Quino (2017) Risco de erosão hídrica dos solos na Reserva Ecológica (Madalena, ilha do Pico, Açores) Relatório de Estágio no Mestrado em Sistemas de Informação Geográfica e Modelação Territorial aplicados ao Ordenamento. Instituto de Geografia e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa. Portugal.

Wischmeier, W. & Smith, D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a Guide to conservation planning. Department of Agriculture Handbook, N.º 537, United States Department of Agriculture, Washington D.C..

Página intencionalmente deixada em branco

Aplicação do fator de simetria topográfica transversa para identificação do deslocamento lateral de canais fluviais: coalescência de leques aluviais no rio Araranguá (SC)

Application of the transverse topographic symmetry factor to identify lateral displacement of fluvial channels: coalescence of alluvial leaks in Araranguá (sc) river

F. G. Rubira ^{1*}, A. Perez Filho ^{2*}

¹ Doutorando na Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, felipe_rubira@hotmail.com

² Prof. Dr. Titular da Universidade Estadual de Campinas, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, archi@ige.unicamp.br

Palavras-chave: neotectônica; morfotectônica; métodos geomorfométricos; Ambientes cratônicos.

Key-words: neotectonic; morphotectonic; geomorphometric methods; cratonic environments.

RESUMO

Esta pesquisa objetivou identificar e interpretar o deslocamento lateral do rio Araranguá (SC) em função da dinâmica deposicional exercida por leques aluviais situados a montante, no sopé da escarpa planáltica, por meio da aplicação metodológica do Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT), índice morfométrico proposto por Cox (1994). Os resultados evidenciaram migração lateral do canal fluvial em direção ao setor sul da bacia em função do processo de agradação correlacionado a coalescência de leques aluviais dispostos na direção NW-SE. Observa-se maior migração lateral em trechos do alto e médio curso do rio devido a maior proximidade com depósitos colúvioaluvionares (Q2ca), materiais constituintes dos leques aluviais.

INTRODUÇÃO

Pesquisas científicas que utilizam a geometria da rede de drenagem como subsídio a análises de processos geomorfológicos regionais e locais tornam-se cada vez mais comuns nos dias atuais. Tais aplicações metodológicas procuram identificar anomalias vinculadas a recentes eventos tectônicos e a controles estruturais exercidos em função da disposição das falhas e fraturas nos componentes litológicos. Parte desta disseminação metodológica em relação aos processos morfométricos voltados à identificação de anomalias, deve-se a propostas metodológicas elaboradas e aprimoradas por Horton (1945), Strahler (1952), Hack (1973), Bishop (1985), Phillips e Schumm (1987), Schumm (1993), Cox (1994).

Neste estudo, destaca-se a aplicação do Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT) no rio Araranguá (SC). O objetivo de Cox (1994) ao estabelecer este método consistia na identificação de deslocamentos laterais de rios baseado na migração preferencial do canal principal, suscitados em função de decorrentes eventos tectônicos, diferentes resistências à erosão hidráulica no substrato rochoso e modificações do aporte

de carga fluvial, fatores interligados a mudanças de níveis de base locais e regionais.

Recentes pesquisas brasileiras utilizaram o método em questão para avaliar a resposta da rede de drenagem em relação às alterações crustais, capturas de drenagem, mergulhos de blocos e basculamentos neotectônicos, pode-se citar Mendes et al (2007) e Vargas et al (2015). Na literatura, poucos estudos utilizaram este parâmetro morfométrico para interpretar a migração do canal por meio de hipóteses vinculadas a processos aluviais internos, decorrentes de pulsações climáticas holocénicas e pleistocénicas.

Assim, a metodologia em questão, aplicada na bacia hidrográfica do rio Araranguá (SC), constituída por rochas sedimentares e depósitos inconsolidados colúvioaluvionares, lagunares, fluviais, eólicos e marinhos, deflagrará a mesma coerência observada nas aplicações realizadas em sistemas fluviais controlados por tectônica?

Desta forma estruturou-se a problemática desta pesquisa, a qual objetivou identificar e interpretar, por meio de hipóteses pautadas em processos aluviais internos, suscitados por alterações climáticas pleistocénicas e holocénicas, o deslocamento lateral do rio Araranguá (SC) em função da dinâmica deposicional exercida por leques aluviais situados a montante, no sopé da escarpa planáltica.

METODOLOGIA

Para identificação dos leques aluviais utilizou-se como base cartográfica o mapeamento realizado em 2014 pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) com escala de 1:250.000. A partir desta base o mapa geológico foi organizado e adaptado por meio do software *ArcGIS 10.2.2*. As adaptações foram executadas através de observações realizadas em trabalhos de campo

Para verificação do deslocamento lateral do rio utilizou-se o Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT), o qual leva em consideração a topografia da bacia hidrográfica.

Para o cálculo do FSTT foram adotados procedimentos metodológicos propostos por Cox (1994). O autor determina que o parâmetro morfométrico seja baseado na migração preferencial do canal, caracterizando, assim, a assimetria do perfil topográfico transversal ao seu eixo. Os valores foram obtidos a partir da seguinte relação:

$$T = Da/Dd$$

Sendo que: T = Fator de Simetria Topográfica Transversa; Da corresponde à distância da linha média do eixo da bacia até o canal principal e Dd corresponde à distância entre a linha média da bacia até o divisor da bacia de drenagem mais próximo do curso atual do rio.

A análise, segundo Cox (1994), deve ser realizada em diferentes segmentos do vale, onde são considerados índices que variam de 0 a 1. Para o autor, valores mais próximos de 0 refletem bacias simétricas, enquanto que valores mais próximos de 1 indicam maior grau de assimetria. Para calcular os valores do FSTT, esta pesquisa utilizou-se do MDE-SRTM do Topodata de 30m e do software *ArcGIS 10.2.2*.

Para confirmação da hipótese formulada a partir da influência dos leques aluviais sobre a configuração atual dos vales e migração lateral do canal, elaboraram-se perfis topográficos, os quais foram capazes de elucidar a tendência agradacional da margem norte e erosiva da margem sul. Para a elaboração dos perfis utilizou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE) da bacia hidrográfica, obtido através da base de imagens de radar, o qual permitiu à identificação preliminar de

diferentes níveis de terraços fluviais. Estes procedimentos foram realizados por meio do software *Global Mapper 16*.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Por meio do FSTT nota-se o expressivo deslocamento lateral do rio Araranguá em relação ao eixo médio da bacia (Figura 1).

Este deslocamento ocorre em função do processo de agravamento correlacionado a coalescência de leques aluviais dispostos na direção NW-SE. Observa-se maior migração lateral em trechos do alto e médio curso do rio devido a maior proximidade em relação aos depósitos colúvioaluvionares (Q2ca), materiais constituintes dos leques aluviais (Figura 2).

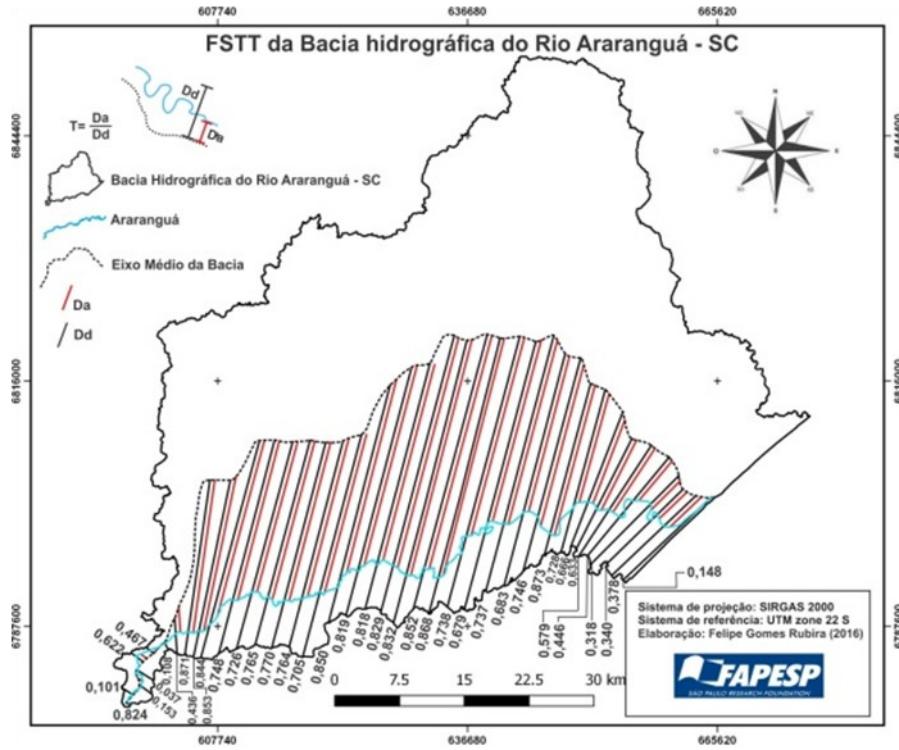


Figura 1 - Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT) do rio Araranguá (SC)

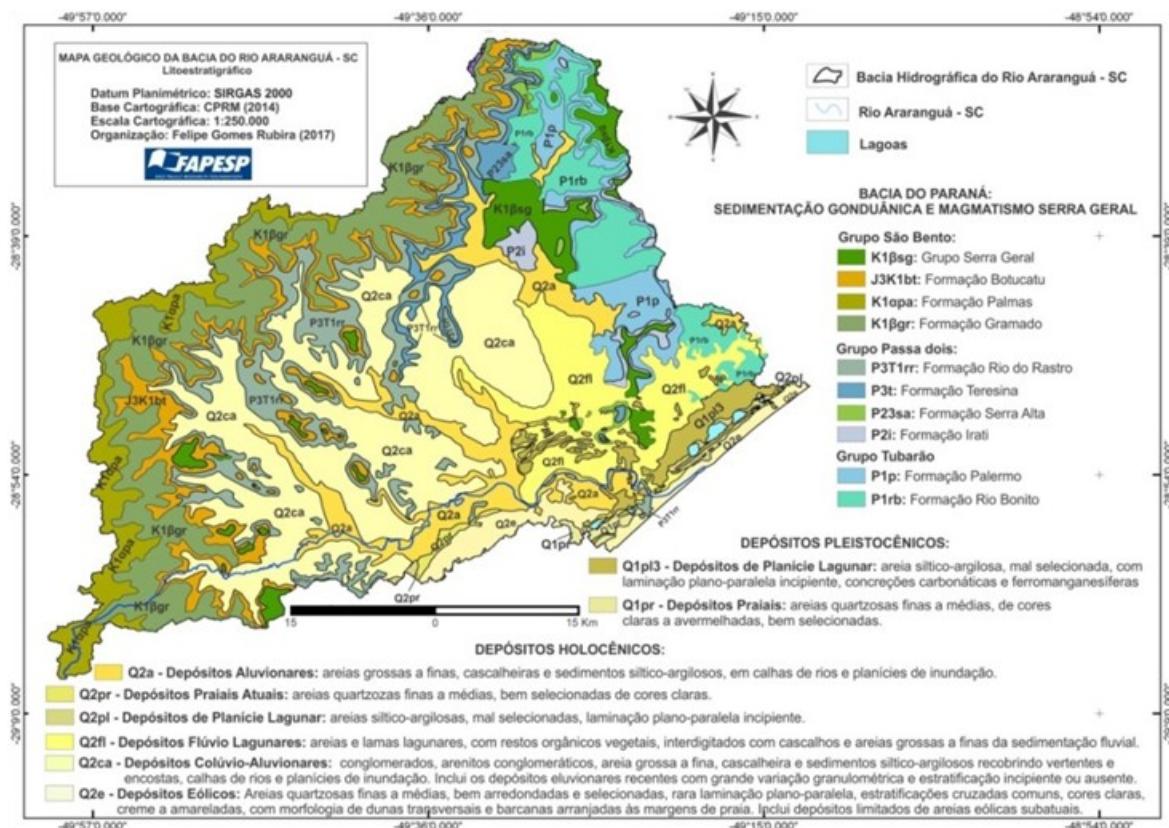


Figura 2: Mapa geológico da bacia hidrográfica de rio Araranguá (SC).

Por meio dos mapas apresentados nota-se o processo de avulsão que o canal fluvial do rio Araranguá vem sofrendo ao longo do tempo.

Conforme se aproxima do baixo curso, o deslocamento lateral, verificado pela distância em relação ao eixo médio da bacia, diminui em função da menor influência do processo agradacional promovido pela disposição espacial dos leques aluviais e da aproximação com o sistema erosivo/deposicional marinho que, por possuir maior condição energética hidrodinâmica, recobre, erode e modifica a configuração deposicional dos sedimentos aluviais e coluviais por meio de episódios de regressões e transgressões marinhas, responsáveis por promover nova dinâmica aluvial do baixo curso e impor nova configuração da paisagem da foz do rio Araranguá.

Possivelmente, um clima mais seco que o atual promoveu o recuo paralelo das vertentes constituídas por rochas sedimentares gondwânicas em posição de rebordo planáltico (K1 α pa, K1 β gr, J3K1bt). Tais sedimentos, provenientes da erosão imposta pelo acentuado intemperismo físico, deslocaram-se por gravidade e formaram o tálus. Nesta dinâmica foram originados o conjunto de morros e colinas a frente da escarpa, os quais estendem-se sobre o compartimento da Planície Costeira e formam os divisores entre afluentes do rio Araranguá (P3T1rr, P3t). Estes materiais, dispostos sobre o sopé da escarpa,

foram carreados em direção à jusante durante chuvas torrenciais de curta duração e elevada intensidade, os quais foram espremidos ao longo de vários setores da bacia por transporte fluvial, dando origem aos leques aluviais supracitados.

Posteriormente, na alternância para clima mais úmido que o atual, a rede de drenagem voltou a se estabelecer ao longo das superfícies da bacia; os rios tornaram-se regularizados e os processos de débito tornaram-se periódicos. Assim, os cursos d'água entalharam e recortaram o front da escarpa do Planalto, elaborando vales fluviais encaixados e profundos em forma de "V". Os sedimentos originados pela ação erosiva do rebordo planáltico em clima úmido também contribuíram para o aumento da extensão dos leques aluviais.

Nesta dinâmica, os diques marginais tornaram-se elevados e extensos e dificultaram o extravasamento das águas para a planície fluvial, ocasionando a agravadação do leito do rio, que se encontra alçado em relação às atuais planícies fluviais.

Por meio da elaboração dos perfis topográficos nota-se que os diques marginais e terraços fluviais da margem norte encontram-se mais elevados e extensos se comparados com os da margem sul (Figura 3), fato correlacionado com a maior contribuição deposicional promovida pelo processo agradacional vinculado a coalescência dos leques aluviais.

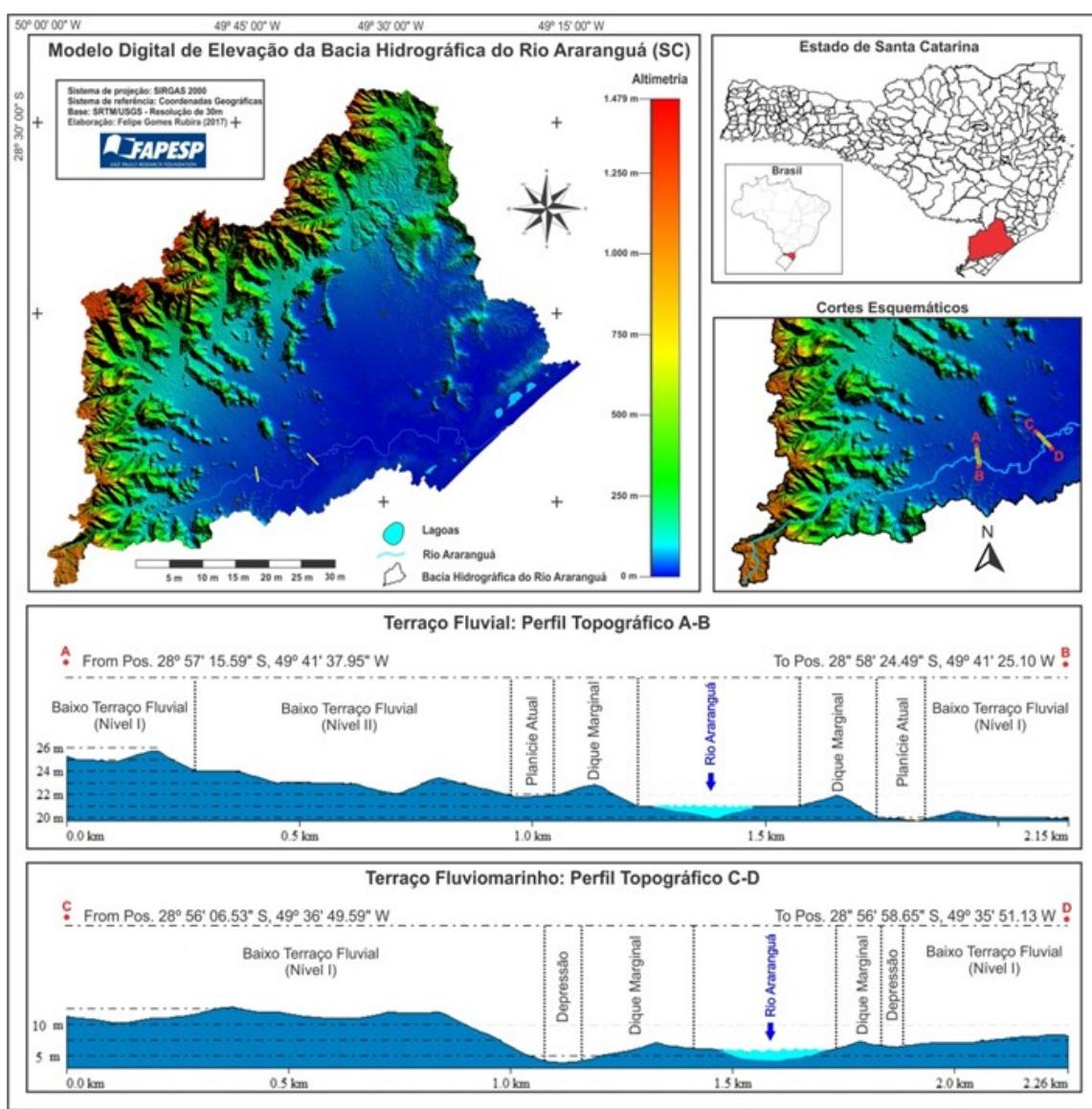


Figura 3 - Localização da área, MDE e perfis topográficos transversais do rio Araranguá (SC).

Em determinado momento, o leito alçado por processos agradacionais aproxima-se do topo dos diques marginais. Nesta situação, durante período de débito com alta capacidade hidrodinâmica energética o dique marginal da porção sul enfim é rompido.

Este fato se relaciona com a dificuldade que o rio encontra para ultrapassar o nível dos diques marginais da margem norte, situados em níveis altimétricos superiores. Por enfrentar menos resistência em relação à margem sul, o curso d'água tende a migrar para esta direção, a qual se localiza em níveis altimétricos inferiores, como evidencia o perfil topográfico transversal ao rio. Este processo explica o deslocamento preferencial do canal ao longo dos anos.

A partir desta dinâmica, ocorre o processo de avulsão do rio. Desta maneira, os terraços fluviais, localizados na margem sul, cada vez mais são erodidos em função do deslocamento lateral ou recobertos por finos após o rompimento do dique marginal. Em oposição, os terraços fluviais localizados na margem esquerda do canal fluvial (norte), a qual recebe maior influência da coalescência de leques aluviais, tendem a ficar mais elevados em função dos sedimentos depositados, que atualmente recobrem tais formas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A mudança da capacidade hidrográfica, associada a clima mais úmido que o atual, provocou o deslocamento lateral do canal principal do rio Araranguá por meio da constante erosão das margens fluviais e rompimentos de diques marginais, elevados em função dos processos agradacionais. Deste modo, o rio Araranguá efetua seu deslocamento lateral em direção ao setor sul da bacia, como evidência o FSST, por processos de avulsão correlacionados a agradação proporcionada pela presença da coalescência de extensos leques aluviais.

AGRADECIMENTOS

Externamos nossos agradecimentos à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo fomento financeiro da pesquisa por meio do Processo 2016/05327-6 e Processo 2016/08944-6.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bishop, P. 1985. Stream profile change and longterm landscape evolution: early Miocene and modern rivers of the east Australian highland crest, Central New South Wales, Australia. *Journal of Geology*, 93: 455-474.
- Cox, R. T. 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106 (5): 571-581.
- Hack, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, 1 (4): 421-429.
- Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56: 275-370.
- Mendes, L. D.; Fernandes, N. F.; Gontijo-Pascutti, A. H. F. 2007. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 8 (1): 63-97.
- Phillips, L. F.; Schumm, S.A. 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15: 813-816.
- Schumm, S. A. 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- Strahler, A. N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of American Bulletin*, 63: 923-938.
- Vargas, K. B.; Fortes, E.; Salamuni, E. 2015. Análise morfoestrutural da bacia do ribeirão Água das Antas-PR. *Revista. Ra'e Ga*, Curitiba, 34: 07-25.

Relação entre a cinemática de um movimento de vertente na Maia (ilha de Santa Maria, Açores) e a precipitação

Relationship between landslide kinematic at Maia (Santa Maria island, Azores) and the rainfall

P. Pacheco^{1, 2*}, R. Marques^{1, 2}, R. Silva^{1, 2}

¹ Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores, Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, Edifício Complexo Científico - Ala Sul, 3º piso, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada

² Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Universidade dos Açores, Departamento de Geociências, Edifício Complexo Científico - Ala Sul, 3º piso, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada

Palavras-chave: Movimento de vertente, monitorização, estação total, precipitação
Key-words: Landslide, monitoring, total station, rainfall

RESUMO

A instrumentação é uma ferramenta essencial para a correta interpretação e determinação de vários parâmetros que caracterizam um movimento de vertente, tais como: a magnitude, a taxa de deformação, a direção de movimento, a profundidade da superfície de rotura e o tipo de movimento de vertente. A monitorização com recurso a instrumentação possibilita a identificação das causas que levaram à ocorrência do movimento de vertente, o seu comportamento e, posteriormente, informação para a implementação de medidas de mitigação do risco através de, por exemplo, medidas de estabilização do movimento de vertente.

Este trabalho apresenta um caso de estudo sobre a monitorização de um movimento de vertente, do tipo deslizamento, no lugar da Maia (ilha de Santa Maria, Açores), desencadeado em março de 2010, no seguimento de um outono e inverno extremamente chuvosos. Desta ocorrência resultaram danos em 10 edifícios habitacionais, na rede de abastecimento de água e de eletricidade e na única via de acesso ao local.

A monitorização cinemática do depósito de vertente é feita com recurso a uma estação total, sendo os dados obtidos para a deformação superficial do depósito, posteriormente relacionados com os dados da precipitação, obtidos através de uma estação meteorológica automática instalada no topo da arriba fóssil.

INTRODUÇÃO

Em março de 2010 foram desencadeados numerosos movimentos de vertente na ilha de Santa Maria como consequência da elevada precipitação registada nos meses anteriores. Os locais mais afetados foram a Praia formosa, o Panasco e a Maia (Marques *et al.*, 2010). De entre os vários movimentos de vertente identificados, aquele que apresentou maior dimensão e maior impacte socioeconómico está localizado no lugar da Maia. No seguimento desta ocorrência, em parceria com o Governo Regional dos Açores, o Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores (CIVISA) elaborou e imple-

mentou o plano de monitorização que se encontra em funcionamento desde janeiro de 2012.

O plano de monitorização consistiu na definição de uma rede de monitorização geodésica permanente com recurso a uma estação total composta por 30 pontos de monitorização, abrangendo uma área total de aproximadamente 0,87 km², sendo que neste estudo apenas se considera para análise os pontos de monitorização que se encontram instalados sobre o depósito de vertente em estudo. No local onde a estação total está implementada é feita a monitorização da temperatura e da pressão atmosférica para a correção das medições obtidas.

O sistema de monitorização contempla ainda uma estação meteorológica automática instalada no topo da arriba fóssil, à cota dos 200 m, e que se encontra em funcionamento desde dezembro de 2010. A estação meteorológica está equipada com: um udómetro; um barómetro; um anemómetro ultrassónico; um higrómetro; um termómetro; um piranómetro e uma tina evaporométrica com sensor de nível da água.

Todo o sistema de monitorização é automático e o armazenamento dos dados feito numa base de dados SQL em tempo real. O acesso aos dados pode ser feito via web nas instalações do CIVISA/IVAR, onde é feito o seu acompanhamento 24 horas por dia, 7 dias por semana.

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na costa este da ilha de Santa Maria, mais precisamente no lugar da Maia, freguesia de Santo Espírito, concelho de Vila do Porto (Fig. 1). O lugar da Maia é composto maioritariamente por habitações de veraneio, pelo que a população presente varia bastante ao longo do ano, sendo menor no inverno e maior no verão.

O depósito do movimento de vertente apresenta uma área à superfície de aproximadamente 18.500 m². Morfológicamente, no topo apresenta uma inclinação entre os 35 e 40°, diminuindo até aos 5° à medida que a cota decresce. A maior densidade de edificações e outras estruturas está presente na zona de menor declive, sendo a restante área ocupada por currais de vinha (Fig. 2). A montante do depósito está uma arriba fóssil com aproximadamente 210 m de altura e inclinação vertical e a jusante está a arriba atual com 10 m de altura e inclinação vertical.

Sob o ponto de vista geológico, a arriba fóssil é composta por escoadas lávicas (s.l.) de idade Pliocénica pertencentes ao Complexo do Facho-Pico Alto (Serralheiro *et al.*, 1990). Na sua base existe uma sucessão de escoadas lávicas basálticas de origem submarina (LRs, Serralheiro *et al.*, 1990) e na crista afloram as escoadas lávicas subaéreas (MPA, Serralheiro *et al.*, 1990). Às escoadas lávicas submarinas LRs sobreponem-se depósitos piroclásticos de origem submarina PilRs, pertencentes ao mesmo complexo, identificados por Serralheiro *et al.* (1987 e 1990). Estes depósitos apresentam espessura variável e composição argilosa.

O depósito de vertente (dv, Serralheiro *et al.*, 1990) corresponde a um depósito sedimentar mais recente, de idade Quaternária (Holocénica), cuja génesis está relacionada com o desmonte da arriba fóssil e erosão dos materiais. Este depósito apresenta elevada heterogeneidade granulométrica, composto por seixo, calhaus e pedras e uma matriz silto-argilosa.

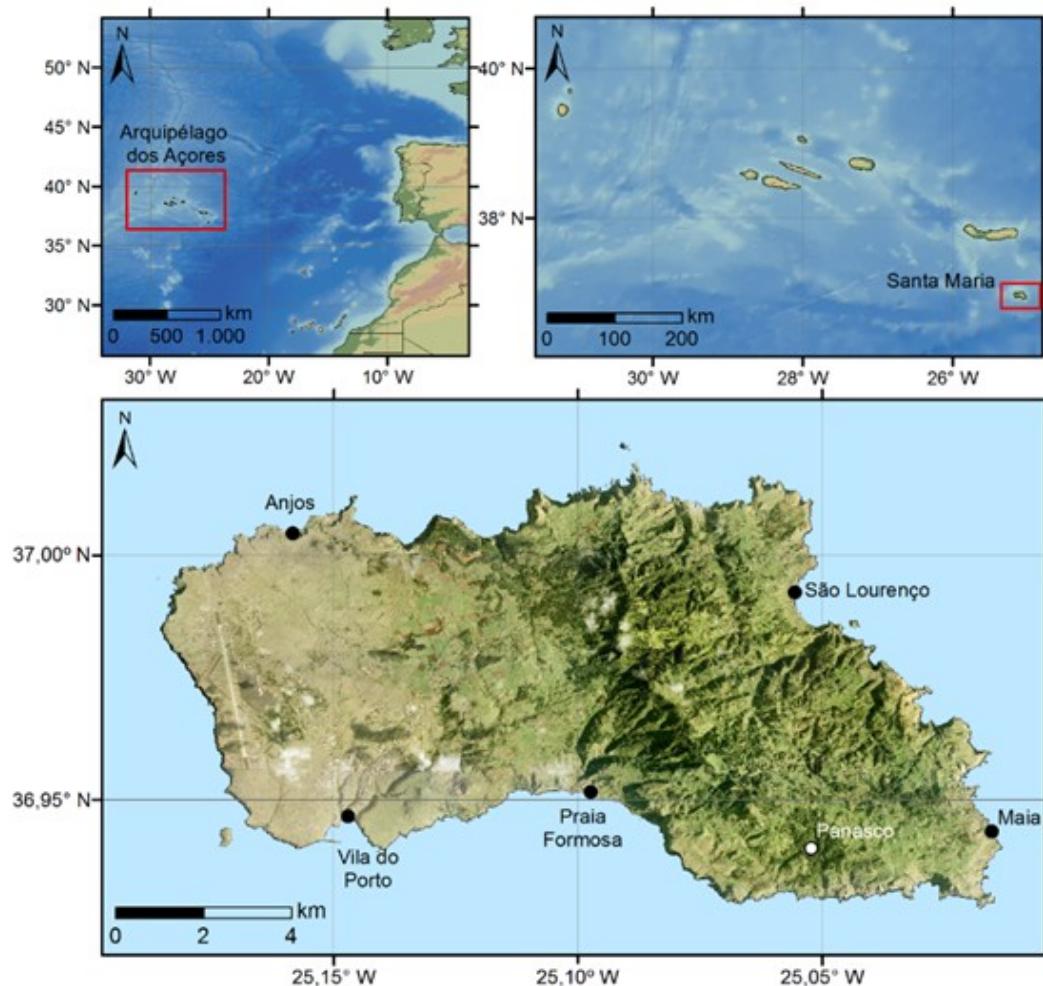


Figura 1. Localização da área de estudo.



Figura 2. Perspetiva a partir do topo do depósito de vertente.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Segundo Cruden e Varnes (1996), o movimento de vertente em questão pode ser classificado como um deslizamento no estado ativo. Pela análise da sua deformação, para o período compreendido entre 16 de março de 2012 e 31 de dezembro de 2016, este pode ser considerado muito lento, pois determinou-se uma velocidade de deformação máxima de 15,2 mm/ano, no ponto de monitorização 1 (Tabela 1). Ao longo do tempo, verifica-se que o sentido de deformação de alguns pontos de moni-

torização sofre oscilações. Este comportamento poderá estar relacionado as propriedades de plasticidade e retração do terreno e com o aumento e diminuição da tensão de deformação devido à maior ou menor presença de água no mesmo.

Nas figuras 3 a) e 3 b) apresenta-se os resultados do deslocamento em planimetria e altimetria, respetivamente. A interpolação dos resultados obtidos para a área ocupada pela massa instável resultou da aplicação do método *Inverse Distance Weight* (IDW).

Tabela 1. Deslocamento planimétrico acumulado dos pontos localizados sobre a massa instável para o período de 16/03/12 a 31/12/16.

ID	Data	E (mm)	N (mm)	Z (mm)	Plan (mm)
1	31/12/2016	0,043	0,063	-0,031	0,076
2	31/12/2016	0,023	-0,013	-0,002	0,026
3	31/12/2016	0,016	-0,007	-0,007	0,017
4	18/12/2016	0,030	0,021	-0,002	0,037
5	31/12/2016	0,005	0,007	-0,002	0,009
7	31/12/2016	0,006	0,007	-0,010	0,009
8	31/12/2016	0,009	0,016	-0,014	0,019
12	31/12/2016	-0,019	0,002	-0,003	0,019
13	31/12/2016	0,011	0,008	-0,018	0,013
16	31/12/2016	-0,001	-0,001	-0,008	0,002
17	31/12/2016	-0,002	0,006	-0,004	0,006
19	16/02/2015	-0,005	0,005	-0,002	0,007
20	31/12/2016	-0,010	0,001	0,001	0,010

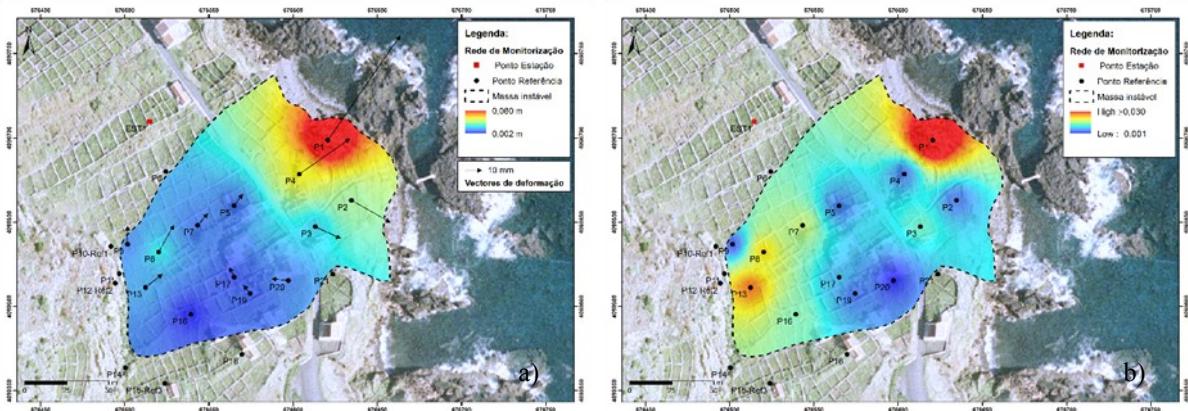


Figura 3. Deformação da massa instabilizada: a) em planimetria e b) segundo a componente vertical.

A precipitação é reconhecida como uma das principais causas, e também como um dos principais fatores desencadeantes para a ocorrência de movimentos de vertente. Para demonstrar a relação entre o deslocamento da massa e a precipitação apresenta-se, na figura 4 o registo da deformação determinada no ponto de monitorização 5 e na figura 5 o valor acumulado da precipitação de 30 dias.

Através da análise das figuras 4 e 5 é possível verificar que os períodos de menor deformação estão geralmente rela-

cionados com antecedentes de baixa precipitação e que os picos de aceleração da massa correspondem geralmente a valores de precipitação elevados.

O maior pico de aceleração da massa, medida no ponto de monitorização 5, foi de 0,014 mm no dia 03/04/2013, com um aumento de 0,013 mm durante os 20 dias antecedentes. A este período corresponde também o valor de precipitação acumulada mais elevado da série temporal em análise, 293,10 mm em março de 2013.

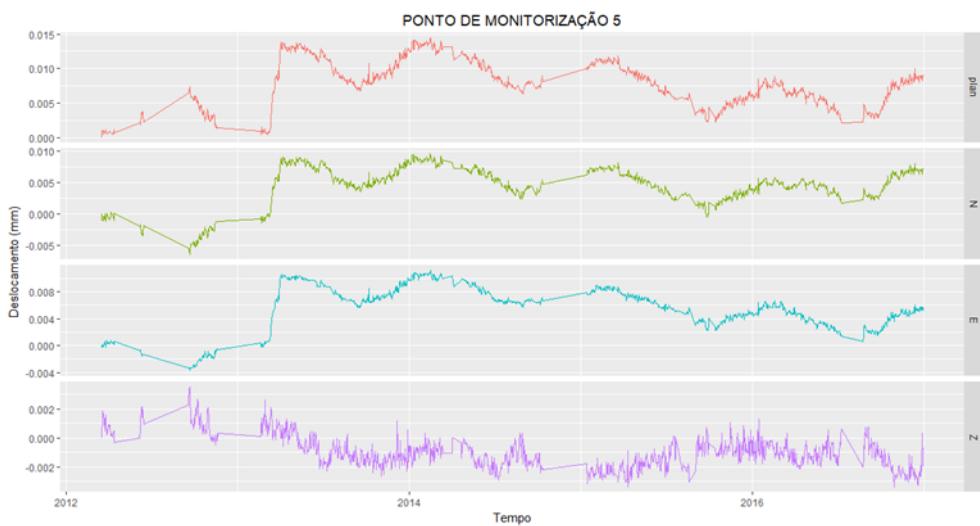


Figura 4. Deformação registada no ponto de monitorização 5 segundo as componentes N, E e Z e o seu deslocamento planimétrico (plan).

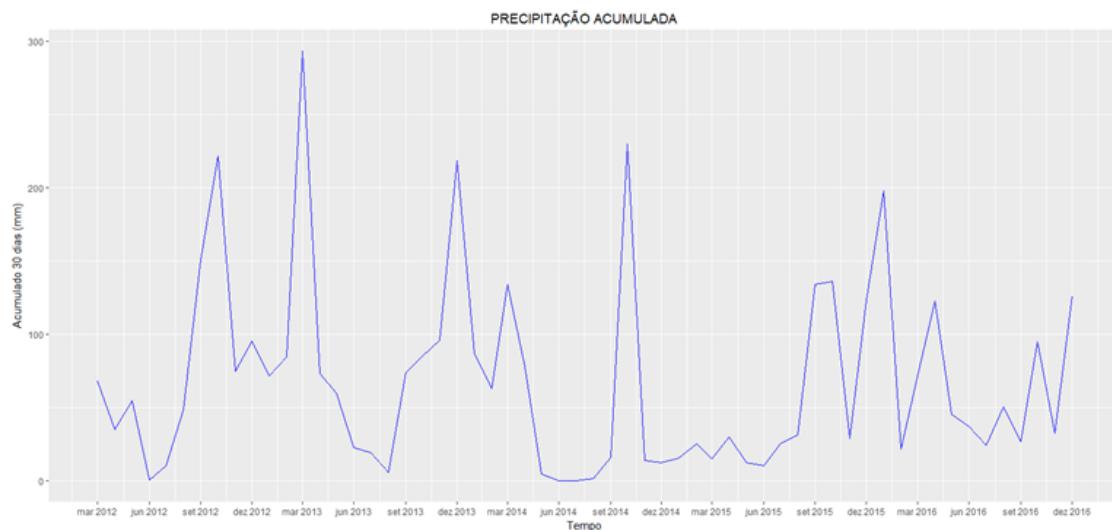


Figura 5. Precipitação acumulada de 30 dias.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para o desenvolvimento de trabalhos futuros, está atualmente definido um novo plano de monitorização que contempla a execução de 3 furos de sondagem para a instalação de calha inclinométrica e de piezómetros de corda vibrante e de Casagrande. Assim, o sistema de monitorização atual passará a incorporar 2 furos inclinométricos, 4 piezómetros de corda vibrante e 1 de Casagrande. Estes novos instrumentos possibilitarão a medição da deformação da massa instável em profundidade, bem como da pressão intersticial nos locais de instalação. Com a execução das sondagens, pretende-se também determinar o posicionamento da superfície de rotura e recolher amostras indeformadas para a execução de ensaios de laboratório com o objetivo de proceder à caracterização física, mecânica e hidrológica dos materiais, para posterior aplicação em modelos de análise de estabilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes, in: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation* (Special Report 247). National Research Council, Transportation and Research Board Special Report 247, Washington, D.C., USA, p. 36-75.
- Marques, R., Amaral, P., Queiroz, G., 2010. Movimentos de vertente registados nas zonas da Maia, Praia Formosa e Panasco, ilha de Santa Maria: caracterização, medidas de prevenção e sistema de monitorização. Documento técnico-científico DTC051/CVARG/CIVISA/2010, 22 p.
- Serralheiro, A., Alves, C.A. de M., Forjaz, V.H., Rodrigues, B., 1987. Carta vulcanológica dos Açores – Ilha de Santa Maria. Produzida na escala 1:15.000. Edição cartográfica do Serviço Regional de Proteção Civil da Região Autónoma dos Açores.
- Serralheiro, A., Madeira, J., 1990. Stratigraphy and geochronology of Santa Maria Island (Azores). Livro de homenagem a Carlos Romariz. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pp 357-376.

Aplicação dos Índices RDE e DS na Análise do Rio Dueça

RDE and DS indexes application to Dueça river analysis

J. Velho

Universidade de Aveiro, Departamento de Geociências, Campo de Santiago, 3810-146 Aveiro
javelho@ua.pt

Palavras-chave: Índice RDE, Índice DS, litologia, controlo estrutural
Key-words: RDE index, DS index, lithology, structural control

RESUMO

A utilização de índices morfométricos na análise morfoestrutural de bacias de drenagem tem vindo a aumentar fruto das informações que se consegue obter consistindo numa forma de análise quantitativa de diferentes aspectos como são os casos das formas de relevo, dos processos hidrológicos e das características das bacias hidrográficas como resposta aos processos tectónicos e ao controlo litológico, entre outros.

Alguns índices morfométricos têm vindo a ser propostos com a finalidade de se compreender a evolução do perfil longitudinal de canais fluviais por meio de equações que procuram identificar desequilíbrios no canal. Hack (1973) propôs o índice SL (Slope - Length), conhecido por RDE (Relação Declividade - Extensão). Outro índice é o DS (Distance-Slope) (Goldrick e Bishop, 2007), trata-se de uma adaptação do índice RDE pretendendo-se uma melhor relação com zonas em desequilíbrio do perfil longitudinal.

O índice RDE pretende identificar percursos com anomalias de drenagem ao longo do perfil longitudinal de um rio que ocorrem nos locais em que o gradiente do canal é diferente da declividade esperada caso ele se ajustasse ao perfil de equilíbrio. O rio Dueça, apesar da sua curta extensão, cerca de 47 quilómetros, é controlado quer pela tectónica, quer pela litologia. Trabalhos de Cunha (1981) e de Rebelo (1966-67) foram um contributo útil para um melhor conhecimento daquele rio.

O objectivo deste trabalho é o de, ao recorrer-se a ferramentas alternativas ao perfil longitudinal (figura 1), contribuir

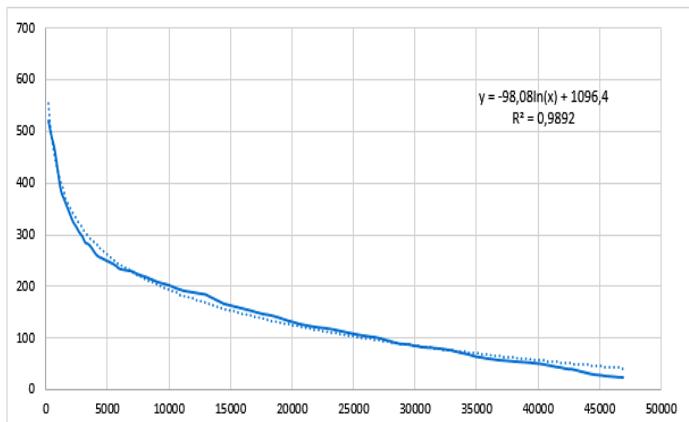


Figura 1. Perfil longitudinal do

para um melhor conhecimento do Rio Dueça e, neste seguimento, procedeu-se a uma análise comparativa entre a aplicação dos índices RDE e DS para aquele rio, que se desenvolve num percurso de direcção Sul-Norte até à sua confluência com o rio Ceira, procurando compreender as diferenças nas variações dos resultados entre os dois índices e concluir qual é o mais indicado para este tipo de bacia de drenagem, qual é o mais sensível e o que reflecte melhor as particularidades daquele rio cujo percurso apresenta um forte controlo litológico e, sobretudo, tectónico.

Os dados foram trabalhados com base no modelo digital de elevação SRTM onde foram extraídas as cotas altimétricas e outros dados com recurso ao software QGIS2.8. Com base nestes dados foram obtidos os índices RDE e DS. Recorreu-se igualmente à Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50 000 (Coimbra-Lousã, folha nº19-D), bem como às Cartas Topográficas do Instituto Cartográfico do Exército (ICE), à escala 1/25 000, folhas 241, 251, 263 e 275.

Foi aplicado o índice RDE (Relação Declividade – Extensão), obtido da relação entre o dado de RDE de cada percurso de 250 metros (RDE_{tre}) e o dado obtido no percurso total (RDE_{tot}), para além do gráfico DS (Distance – Slope, Distância – Declividade) (figura 2), que estabelece, em logaritmos naturais, o declive e o percurso e, finalmente, o índice DS. O significado destes índices bem como o modo de cálculo pode ser encontrado, por exemplo, no trabalho de Firmino (2015).

Neste caso, o gráfico DS (figura 2), que costuma ser bastante útil e interessante no estudo do percurso de um curso de água, neste caso não mostrou grande sensibilidade apenas salientando-se a ocorrência de um ponto de ruptura (*knickpoint*) devido à litologia para além da predominância, a partir dos 10 000 metros de zonas em desequilíbrio em virtude quer da litologia, quer da confluência de ribeiras, quer da presença de falhas.

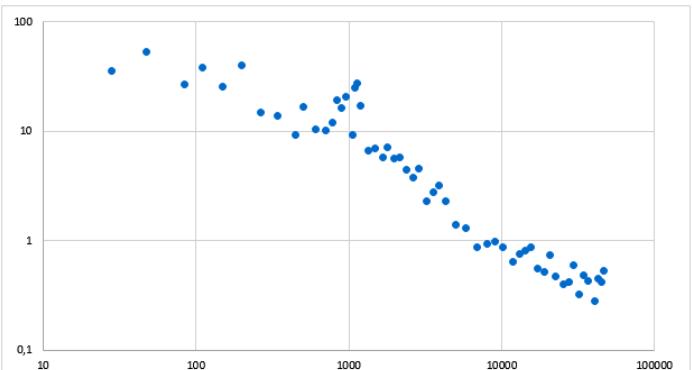


Figura 2. Representação gráfica da curva DS. Eixo vertical: Declive (%); Eixo horizontal: Distância (m). Notar a ocorrência de um ponto de ruptura por volta dos 10000 metros.

O forte controle estrutural e litológico a que está sujeito o rio Dueça, permitiu identificar, à priori, por meio da extração automática da rede drenagem do MDE SRTM, diversos pontos com rupturas de declive (*knickpoints*). De forma comparativa, tanto o índice RDE como o DS foram sensíveis na identificação destas rupturas. As anomalias não estão restritas a trechos particulares, no entanto, os valores mais elevados do índice RDE ocorrem principalmente no percurso inferior do rio em especial entre Miranda do Corvo e Ceira (figura 2). Esta tendência está relacionada com a equação do índice RDE, que tem em consideração a estabilidade dos diferentes trechos, representada pelo factor crescente da distância acumulada (*L*). Quando ocorrem rupturas de declive nestes trechos, por menores que eles sejam,

a fórmula da equação implica resultados elevados de anomalia. O índice DS identificou anomalias em todos os trechos, com resultados maiores para o percurso inicial onde se verificam as maiores altitudes. Estes resultados devem-se à alta declividade deste trecho, porque este índice não leva em consideração a distância acumulada como factor de estabilidade.

Este facto obrigou à eliminação dos primeiros 4000 metros do percurso do rio Dueça para que se pudesse analisar, graficamente, a restante informação que ficaria escondida, sobretudo aquela referente ao percurso inferior, para além de se ter utilizado um factor de multiplicação.

Nos dois gráficos da figura 3 foram sobrepostos segmentos de recta verticais de ajuda na comparação entre os dois índices não se tendo colocado todos para não tornar os gráficos demasiado confusos estando justificadas, em baixo, as respectivas situações. Ambos os índices mostraram sensibilidade às mudanças de declividade e foi possível a sua justificação através da análise de trabalho de campo e de consulta cartográfica.

Os gráficos obtidos são praticamente coincidentes havendo algumas situações em que se verifica divergência na informação para além das intensidades e das formas das anomalias, na representação gráfica, serem diferentes, não apenas em intensidade bem como no posicionamento da anomalia.

Por vezes é o índice DS mais sensível, outras vezes é o

oposto. No percurso 15 000 – 20 000 metros registam-se discrepâncias mostrando o índice DS maior sensibilidade.

Na parte final do percurso do Rio Dueça, o índice RDE é bastante reactivo sendo altamente sensível a qualquer perturbação que possa existir. Os índices foram sensíveis à presença de meandros, às falhas, à confluência de cursos de água, à litologia, ao declive. Em comparação com o perfil longitudinal, os índices estudados mostraram serem de uma elevada sensibilidade ao contrário do gráfico representado na figura 1 onde é difícil estudar em pormenor os acontecimentos pelo menos os mais relevantes.

Apesar de o índice DS ser sensível às mudanças de declividade dos percursos, o índice RDE mostrou-se, no entanto, mais apto em identificar e classificar as anomalias de drenagem relacionadas com as estruturas presentes ao longo do percurso do rio Dueça, mostrou-se mais equilibrado não havendo a necessidade de alterar a escala nem eliminar os dados mais anómicos. A desvantagem de exagerar os dados na parte final do percurso do rio poderá ser uma vantagem em termos de sensibilidade.

O perfil longitudinal não mostrou ser útil quando analisado no seu todo, havendo sempre a possibilidade de destaque de percursos parciais conseguindo-se, nesta situação, informações interessantes e complementares.

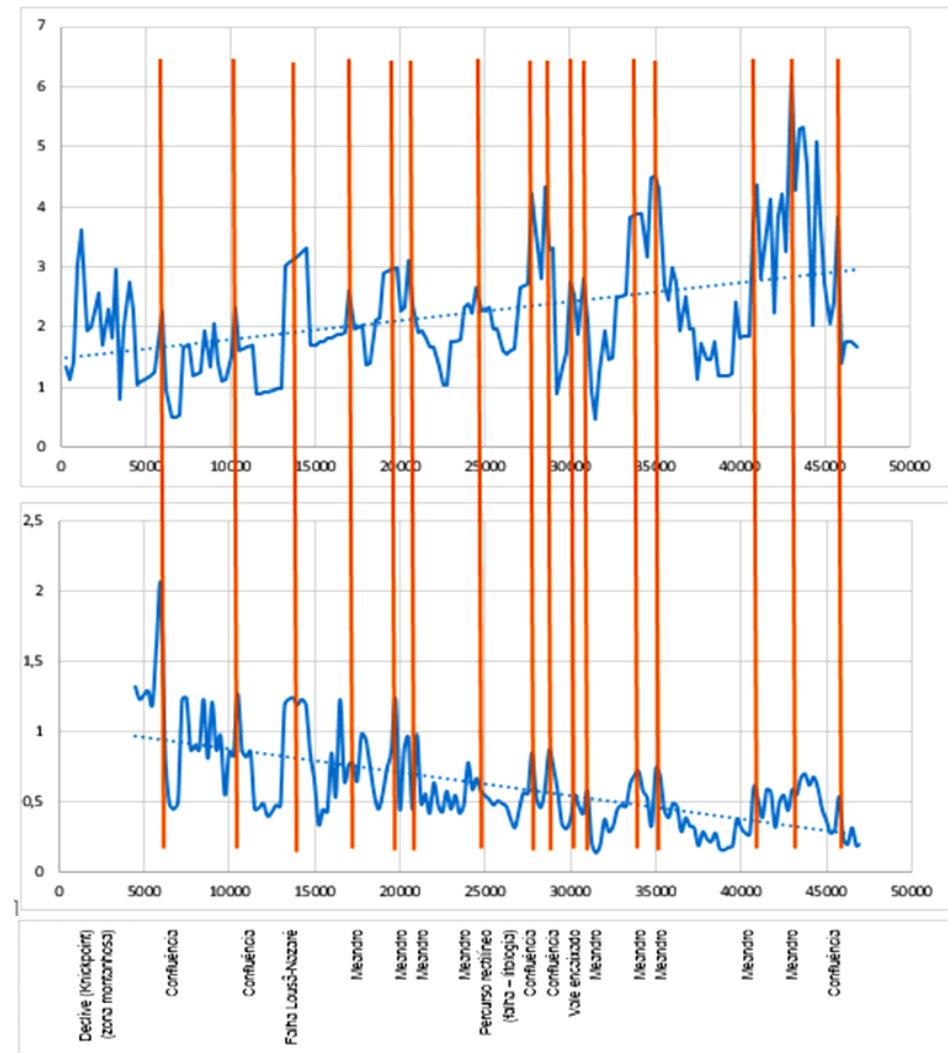


Figura 3. Gráfico superior: resultados do Índice RDE para o Rio Dueça. A tracejado apresenta--se a linear de ajuste. Eixo vertical: Índice RDE. Eixo horizontal: distância (em percursos de 250 metros) (metros). Gráfico inferior: resultados do índice DS para o Rio Dueça. A tracejado apresenta--se a linear de ajuste. Eixo vertical: Índice DS (.10-2). Eixo horizontal: distância (em percursos de 250 metros) (metros). As linhas a vertical identificam as situações mais importantes e ajudam à comparação entre os dois índices.

BIBLIOGRAFIA

- Cunha, L. 1981. O Dueça a montante de Miranda do Corvo - Apresentação de alguns problemas geomorfológicos. *Revista da Universidade de Coimbra*, 29: 451-520.
- Firmo, I. 2015. Aplicação dos índices RDE e DS em rios encaixados: análise comparativa. *Livro de Actas XI Encontro Nacional da ANPEGE*: 6597-6607.
- Goldrick, G; Bishop, P. 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative the DS form". *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5): 649-671.
- Hack, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of United States Geological Survey*, 1(4): 421-429.
- Rebelo, F. 1966-67. Vertentes do Rio Dueça. *Boletim do Centro de Estudos Geográficos*, Coimbra, 3(22-23): 155-237.

Página intencionalmente deixada em branco

Controle tectônico da sedimentação quaternária no Ribeirão Cotovelo, margem esquerda do Rio São Francisco, Brasil

Tectonic control of quaternary sedimentation in the Cotovelo River, left margin of the São Francisco River, Brazil

Mário Teixeira Rodrigues Braga

¹ Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo, Prefeitura Municipal de Betim.
* mario.teixeira@mail.com

Palavras-chave: Tectônica Quaternária, graben do Ribeirão Cotovelo, meandros abandonados

Key-words: Quaternary tectonics, Cotovelo River Graben, oxbow lakes

INTRODUÇÃO

Padrões morfológicos de acumulação sedimentar, em sua relação direta com a morfologia da rede de drenagem, podem subsidiar a determinação preliminar do grau de influência de uma provável tectônica pleistocênica e holocênica na configuração geomorfológica do setor jusante da bacia hidrográfica do Ribeirão Cotovelo (Minas Gerais). O Cotovelo é um segmento da bacia hidrográfica do Rio Paracatu que registra a expressão geomorfológica de processos morfogenéticos variados, os quais interferem na elaboração da paisagem. Entre esses processos salientam-se a dinâmica climática, a influência estrutural, a pedogênese diferencial e, até mesmo, os processos complexos como a existência de leques aluviais imbricados e cones de dejeção. Este trabalho é um contributo geomorfológico para o estudo de um trecho do vale do Ribeirão Cotovelo, em busca das evidências que possibilitem interpretar a existência de uma bacia tafrogênica Quaternária, um processo morfogenético relevante para a interpretação da paisagem da bacia antepaís do Cráton do São Francisco.

Situado integralmente no município de Brasilândia de Minas, estado de Minas Gerais, o Ribeirão Cotovelo drena uma bacia hidrográfica com cerca de 795 km² e junta-se ao Rio Paracatu, por sua vez, contribuinte da bacia hidrográfica do Rio São Francisco. O Ribeirão Cotovelo e seus tributários correm, predominantemente, sobre rochas metamórficas Neoproterozóicas do Grupo Bambuí (CPRM-COMIG, 2003a; 2003b), em altitudes entre os 500 e os 570 metros; suas nascentes, contudo, estão situadas em patamares mais elevados, acima dos 600 metros, onde afloram rochas permocarboníferas pertencentes ao Grupo Santa Fé (Serra do Riacho do Campo e Serra do Morro Redondo) e cretáceas, reunidas nos Grupos Urucuia e Areado (Serra do Boqueirão) (CAMPOS e DARDENNE, 1997a). Toda a bacia está inserida no domínio geomorfológico sedimentar da Depressão Sanfranciscana (CETEC, 1981).

Organizada a partir da análise da rede de drenagem, a sub-bacia do Ribeirão Cotovelo possui três grandes padrões geomorfológicos distintos. A montante, o setor ocidental apresenta drenagem dendrítica encaixada nas rochas metamórficas do Sub-Grupo Paraopeba (SCHOBENHAUS et al., 1984); em alguns locais esse padrão muda a paralelo, devido ao condicio-

namento imposto por lineamentos estruturais e por dobramentos Pré-Cambrianos (PEDROSA-SOARES et al., 1994; HASUI e HARALYI, 1991) e por padrões de dobramentos. A alta energia do sistema impede a formação de depósitos aluviais de grande extensão e as planícies de inundação possuem formas estreitas e alongadas na direção meridiana, compatível com o arranjo estrutural principal da área.

Também a montante, configura-se a nordeste um segundo padrão geomorfológico sobre a Serra do Riacho do Campo, no qual a drenagem mantém o padrão dendrítico e com baixo grau de incisão, porém, fluindo sobre um patamar de relevo elevado à cota média dos 550 metros. Este setor é sustentado por rochas do Sub-Grupo Paraopeba e do Grupo Santa Fé (CAMPOS e DARDENNE, 1997a). A morfologia configura uma borda elevada de planalto com caiamento suave para oeste, até alcançar a escarpa ocidental da Serra do Riacho do Campo; esse compartimento separa as drenagens do Ribeirão Santa Fé (a leste) e do Rio Paracatu (a oeste e ao sul).

O baixo vale do Ribeirão Cotovelo, terceiro dos padrões geomorfológicos e área de estudo (figura 1), possui cerca de 190 km² e é caracterizado por um amplo vale assimétrico onde predomina um relevo plano típico da planície de inundação. Neste trecho, o curso passa de retilíneo a sinuoso e, em seguida, a meandrante, com a presença de numerosos vales abandonados e diversos *oxbow lakes*. Terraços e rampas de colúvio de maior expressão superficial e regularidade topográfica ocorrem na margem direita, estendendo-se até as baixas colinas e imbricando-se com os elúvios que limitam o sopé da Serra do Boqueirão (a oeste), compartimento planáltico cuja elevação alcança até 350 acima do nível atual da drenagem. A leste, a margem esquerda do Ribeirão Cotovelo abrange interflúvios baixos, elaborados sobre extensas colinas de topos planos e baixos relevos de chapadas, cujas altitudes raramente superam os 600 metros.

METODOLOGIA

A investigação seguiu a proposta metodológica de Ab-Sáber (1969), a partir da qual procedeu-se à compartimentação e descrição topográfica do relevo, o que foi feito mediante a análise da cartografia topográfica disponível na escala 1:100.000 (folhas Serra do Boqueirão e Santa Fé de Minas, DSG, 1969; 1970). Em razão da pequena extensão da bacia, esse procedimento foi refinado sobre imagens de satélite da banda 8 do sensor Thematic Mapper (Landsat 7), modo panchromático com resolução espacial de 10 metros (junho/2006) e sobre imagens de alta resolução espacial (Google Earth). A imagem Landsat 7 foi obtida gratuitamente no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (<http://www.dsr.inpe.br>). As imagens Google Earth estão disponíveis para consulta online através da plataforma Google Earth.

Através do estudo e descrição da geologia e dos solos em taludes e afloramentos rochosos, obteve-se a caracterização qualitativa das estruturas superficiais da paisagem. Nestes materiais foram observados, registrados e descritos dados estruturais e evidências que sugerem atividade tectônica recente. Sedimentos coletados em terraços fluviais do Ribeirão Cotovelo e do Córrego das Trombas, seu tributário pela margem direita, foram datados pelo método da luminescência oticamente estimulada (RHODES, 2011). Perfis topográficos transversais ao vale do Ribeirão Cotovelo (figura 2) mostram o arranjo geral da morfologia no interior da bacia e indicam o forte condicionamento da drenagem pela sedimentação, por sua vez, influenciada pela lito-estrutura. Discussões sobre o funcionamento e a dinâmica da paisagem seguiram a interpre-

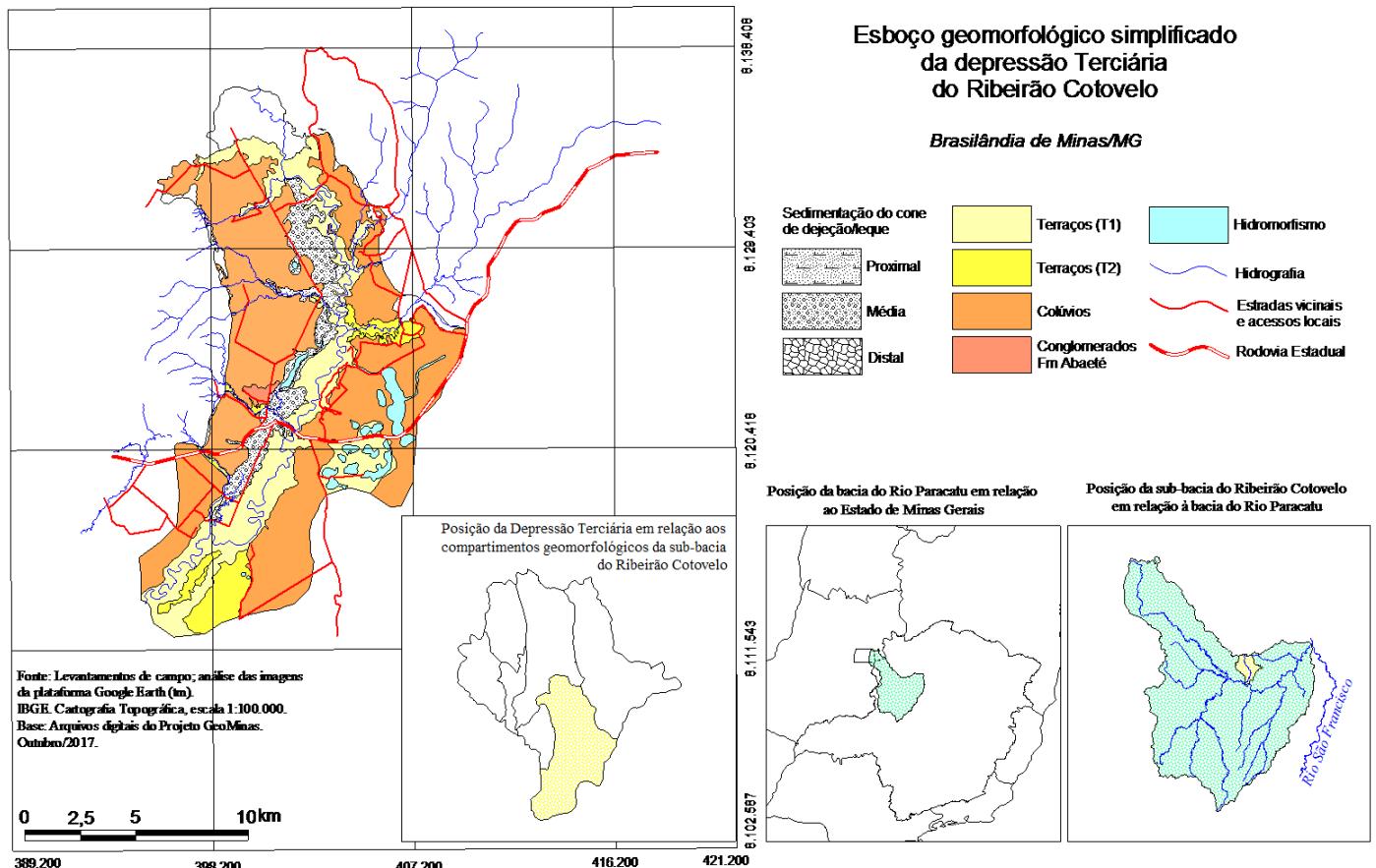


Figura 1. Esboço geomorfológico simplificado da Depressão Terciária do Ribeirão Cotovelho.

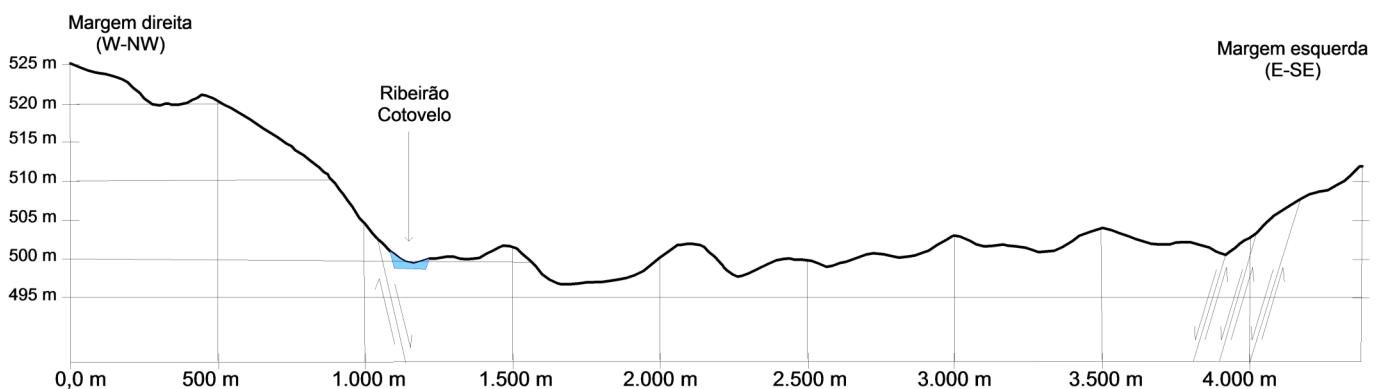


Figura 2. Perfil topográfico A-A': Setor de jusante da depressão do Ribeirão Cotovelho. Exagero vertical sem escala.

tação dos dados de campo, com base no conceito da morfo-tectônica (SAADI, 1991).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Iniciada, provavelmente, a partir do Pleistoceno, a gênese da sedimentação tem relação direta com processos de escala continental e global, como a deriva da Placa Sulamericana para oeste (HASUI, 1990), a contínua abertura do Oceano Atlântico (ALMEIDA et al., 1996), os movimentos reflexos da Tectônica Andina (FRUTOS, 1988) e, também, a acomodação interna dos blocos crustais que compõem o cinturão de antepaís do cráton do São Francisco e o próprio cráton. Esses processos levaram a uma reativação de antigas estruturas que influem ativamente na elaboração da morfologia atual da borda do cráton.

Quatro direções estruturais predominantes nos lineamen-

tos crustais no interior da depressão do Ribeirão Cotovelho são confirmadas por dados estruturais (figura 3). As duas primeiras, NW-SE e NNW-SSE, datadas do Pré-Cambriano associam-se ao contato do cinturão orogênico Brasília com o Cráton do São Francisco (HASUI e HARALYI, 1991). As duas posteriores, SW-NE e SSW-NNE, nucleadas no Terciário (CAMPOS e DARDENNE, 1997b). As anisotropias Pré-cambrianas exibem evidências de reativação e isso explicaria a deformação tectônica ressurgente no Território Brasileiro (HASUI, 1990).

Visualmente, o baixo vale do Ribeirão Cotovelho possui a forma de um patamar deprimido, cuja morfologia interna resulta da dinâmica inerente à bacia de sedimentação quaternária, controlada pelo padrão de falfamento Cenozóico. Nos interflúvios, por outro lado, constata-se uma influência decisiva das coberturas rochosas do Neoproterozóico e do Cretáceo na definição do relevo planáltico.

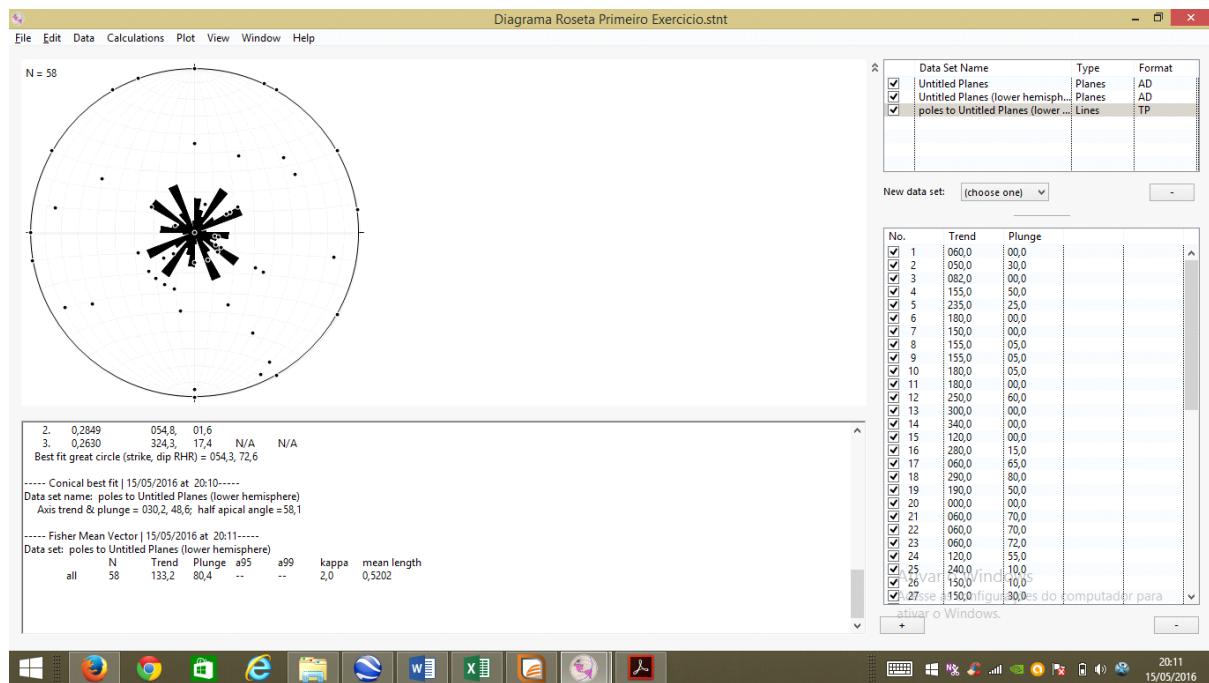


Figura 3. Diagrama de roseta das direções de falhas observadas no baixo vale do Ribeirão Cotovelo.

A planície de inundação do baixo vale do Ribeirão Cotovelo constitui, então, um bloco rebaixado, ajustado a descontinuidades Terciárias (CAMPOS e DAR DENNE, 1997b; HASUI e HARAL-YI, 1991), cuja orientação NE-SW é compatível com o padrão dos arranjos estruturais observados e descritos no interior da depressão e nas baixas vertentes, em ambas as margens. Esse mesmo padrão estrutural ocorre também nos compartimentos planálticos que sustentam os interflúvios da bacia, isto é, Serra do Boqueirão, Serra do Riacho do Campo e Serra do Morro Redondo.

Arcóseos e siltitos da Formação Três Marias, unidade de fechamento do ciclo de sedimentação Bambuí no Neoproterozóico (CAMPOS e DAR DENNE, 1997a), sustentam a morfologia de escarpas e afloram nas vertentes oriental e ocidental dos interflúvios. Conglomerados da Formação Abaeté (Grupo Areado, Cretáceo Inferior a Médio) recobrem a Formação Três Marias a partir dos 600 metros de altitude (SGARBI, 1989), cota recorrente em toda a parte meridional da Bacia Sanfranciscana, denominada sub-bacia Abaeté (CAMPOS e DAR DENNE, 1997a). No interior da depressão, entretanto, esse

contato ocorre perto de 520 metros de altitude e os conglomerados podem ser observados abaixo dos litotipos Neoproterozóicos (figura 4).

Importantes tributários da margem direita do Ribeirão Cotovelo, os Córregos do Morcego, Riachinho e das Trombas, exibem extensos leques aluviais em seus baixos vales, os quais imbricam-se lateralmente e orientam-se na mesma direção das falhas Terciárias, formando um arco cujas extremidades voltam-se para SW e N. Esses afluentes possuem nascentes situadas na vertente leste da Serra do Boqueirão. A unidade sedimentar resultante da interdigitação das três áreas de deposição avança sobre a planície de inundação, empurrando o curso principal em direção sudeste, que deixa para trás grande número de meandros abandonados, alguns convertidos em *oxbow lakes*.

Evidencia-se uma acentuada migração do canal principal do Ribeirão Cotovelo de noroeste para sudeste, isto é, afastando-se da vertente direita e aproximando-se da margem esquerda, fato que também pode estar relacionado a um discreto basculamento da bacia na mesma direção. Falhas normais, parale-

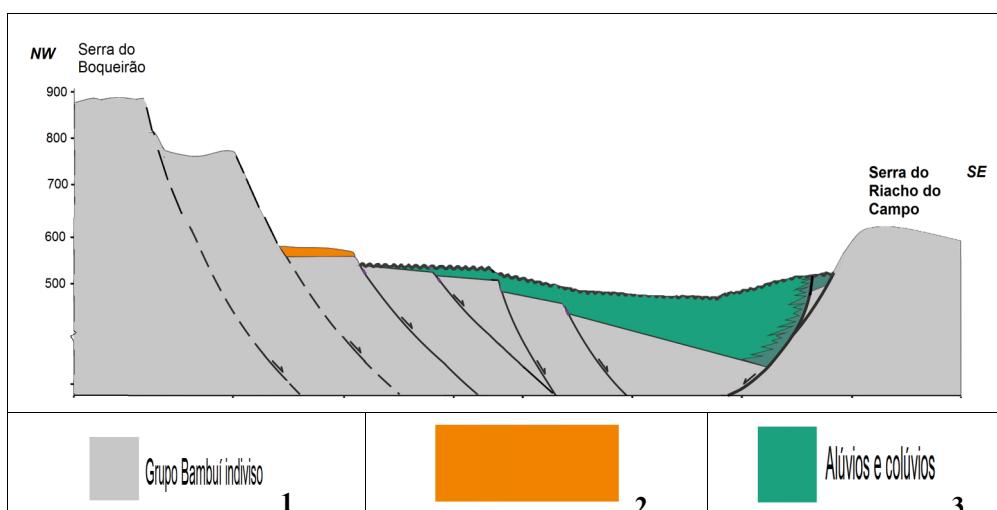


Figura 4. Perfil topográfico e geológico NW-SE simplificado do vale do Ribeirão Cotovelo, mostrando a relação entre a geologia, as principais estruturas que condicionam a sedimentação na área e a morfologia resultante. Exagero vertical sem escala. 1. Grupo Bambuí indívisos, Proterozoico Médio e Superior; 2. Formação Abaeté, Grupo Areado do Cretáceo Inferior a Médio; 3. Sedimentos Quaternários indívisos.

las, orientadas de sudoeste para nordeste delimitam a bacia de sedimentação e condicionam a morfologia no interior do vale. Essa assimetria tem relação com a posição dos lineamentos Terciários que, reativados, explicam a existência de um corredor estrutural na depressão do Cotovelo e condicionam o desenvolvimento de uma estrutura em meio *graben*, que se orienta de SW para NE e alberga a sedimentação Neocenozóica, notadamente durante o Quaternário.

Datações por luminescência oticamente estimulada foram feitas a partir de sedimentos aluviais de duas amostras. A primeira amostra foi coletada na base do leque do Córrego das Trombas e forneceu idades de 26.250 (± 4.100) anos; a segunda amostra provém de um terraço do Ribeirão Cotovelo e resultou em idades de 28.550 (± 4.880) anos, respectivamente. Ambas são indicativas de uma dinâmica sedimentar do Pleistoceno Superior. Como tal, sustentam a juventude do processo acrecional na sub-bacia. A idade obtida na base dos terraços é um indicativo de uma provável idade inicial da deposição dos pacotes sedimentares atuais.

CONCLUSÃO

A acumulação sedimentar, o padrão de drenagem, a morfologia do canal fluvial e o grau de incisão da hidrografia são amplamente influenciados por dois processos geomorfológicos principais no baixo vale do Ribeirão Cotovelo, a tectônica Neocenozóica e os processos morfogenéticos complexos. Assim, os padrões morfológicos associam-se à acumulação sedimentar poligenética, exibem relação direta com a organização da rede de drenagem e demonstram a manifestação de uma tectônica pleistocênica e holocênica na configuração geomorfológica do setor de jusante da sub-bacia hidrográfica.

Processos morfogenéticos variados como a dinâmica climática, a influência estrutural, a pedogênese diferencial e, até mesmo, os processos complexos como leques aluviais imbricados e cones de dejeção interferem na elaboração da paisagem. Esses processos se materializam sobre uma bacia tafrogênica Quaternária, instalada no interior do antepaís ocidental do Cráton do São Francisco.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa contou com apoio financeiro da FAPESP (Processo Fapesp 2012/19048-0). A redação do texto final beneficiou-se de críticas e sugestões dos professores Alberto Gomes e André Salgado.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A.N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: **Geomorfologia**, n. 18, Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 1969. 23p.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n.3, p. 125-138, 1996.

- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; ALVES, J.A.A. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – uma revisão. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. SGB/SGM/CNPq, **Anais...** Salvador. p. 45-62. 1993.
- CAMPOS, J.E.G.; DARRENNE, M.A. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997a.
- CAMPOS, J.E.G.; DARRENNE, M.A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997b.
- CETEC. FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. 2º **Plano de Desenvolvimento Integrado do Noroeste Mineiro: Recursos Naturais**. Belo Horizonte, 1981. 2v. (Série de Publicações Técnicas, 2). Contém 16 mapas.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS; COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS. **Mapa geológico: folha Santa Fé de Minas**. 1:100.000. Projeto São Francisco. Belo Horizonte; CPRM-COMIG, 2003a.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS; COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS. **Mapa geológico: folha Serra do Boqueirão**. 1:100.000. Projeto São Francisco. Belo Horizonte; CPRM-COMIG, 2003b.
- DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. **Mapa topográfico: Folha Serra do Boqueirão**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1969.
- DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO. **Mapa topográfico: Folha Santa Fé de Minas**. 1:100.000. Brasília: Departamento de Engenharia e Comunicações: Ministério do Exército, 1970.
- FRUTOS, J. Evolución de las trayectorias de esfuerzo en la tectónica de los Andes Meridionales. In: Congreso Geológico Chileno, 5, 1988, Santiago, **Anais...** Santiago, Universidad de Chile, Tomo I, p. 261-281, 1988.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste do Brasil. Belo Horizonte. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**. Núcleo Minas Gerais, n. 11, junho, 1990. p. 1-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. São Paulo. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.
- PEDROSA-SOARES, A.C.; DARRENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C.; CARVALHO, M.V.A. **Nota explicativa dos mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte: Governo do Estado de Minas Gerais; Secretaria de Estado de Recursos Minerais, Hídricos e Energéticos, COMIG, 1994. 97p.
- RHODES, E.J. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200.000 years. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 29, p. 461-488, 2011.
- SAADI, A. **Ensaio sobre a Morfotectônica de Minas Gerais**. 1991, 285f. Tese (Professor Titular). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1991.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; AZMUS, H.E. (Coord.). **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1984. 501p.

Considerações sobre os comportamentos da vazão, velocidade e turbidez, para uma sequência de dias chuvosos, em uma derivação artificial no córrego da Estiva na região tropical brasileira

Considerations on flow, velocity and turbidity behavior for a sequence of rainy days in an artificial derivation in the Estiva stream in the Brazilian tropical region

Renato Emanuel Silva^{1*}, Matheus Borges², Vinicius Oliveira Marushi², Silvio Carlos Rodrigues²

¹ Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos. Em mobilidade Programa Doutorado Sanduíche –PSDE/CAPES Processo: 88881.135170/2016-01

² Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos.

* renato.logan@gmail.com

Palavras-chave: hidrogeomorfologia; antropogeomorfologia; canais artificiais; sedimentos; turbidez

Key-words: hydrogeomorphology; antropogeomorphology; artificial channels; sediment; turbidity

RESUMO

Bacias com intervenções humanas devem ser abordadas a partir do potencial de influência que esses elementos geram na dinâmica hidrogeomorfológica (Robinson, 1990; Montgomery e Dietrich, 1992). Tornam-se significativas as construções de barramentos, para tomada de água, e a abertura de canais para derivação destes fluxos, entre outras que influem nas respostas hidrológicas dos topos de interflúvios, vertentes e fundos de vales (Silva, Rodrigues e Maruschi, 2016, Silva, Allan Silva e Rodrigues, 2016). Os impactos destes canais e barramentos sobre a hidrogeomorfologia dos ambientes, são pouco investigados. Assim este estudo busca analisar como se comportam elementos da vazão e turbidez para um sistema de drenagem com derivação ao longo de 5 dias chuvosos.

Foi escolhido o córrego da Estiva que compõem a região das nascentes do rio Dourados (Silva, 2014), integrante da bacia do Paraná. A área de estudo está no município de Patrocínio, estado de Minas Gerais, região com clima tropical semiúmido, duas estações bem definidas, sendo os verões chuvosos (outubro a março) e invernos secos (abril a setembro).

Foram monitoradas precipitação, vazão, velocidade e turbidez para que se compreenda como funcionam estes sistemas em um período chuvoso. Os dados de vazão foram obtidos pela medição a vau (micromolinete Global Water 1200BC) tendo sido definidas as áreas das seções molhadas e as velocidades médias dos fluxos hidrológicos. As precipitações eram monitoradas, conforme intervalo da CETESB, em duas propriedades agrícolas próximas aos pontos de medição. Os valores de turbidez foram obtidos pelas coletas de amostras de água, nos mesmo pontos de aferimentos das

vazões, tratadas em Turbidímetro Portátil Alfakit 2000.

São identificadas na Figura 1 os pontos de análise hidrológicas, de modo que se tenha o comportamento da vazão, velocidade e turbidez, no canal natural antes do barramento e no canal artificial no início da derivação, em um ponto médio e ao final da mesma, também são apresentados os valores registrados ao longo dos 5 dias pesquisados.

Os valores de precipitações registrados correspondem às 24 horas anteriores as medições nos canais fluviais e coleta de amostras, com situações de aferimentos em campo durante episódio chuvoso. Os valores de vazão, no início da derivação, revelam que sua capacidade de transporte de água não ultrapassa os 0,210 m³/s, dado sua área, existindo trechos com transbordamentos em vários pontos no setor inicial da derivação.

Ainda no canal artificial, nota-se que, mesmo em um contexto chuvoso com solos saturados, ocorreu uma rápida redução da vazão do início ao ponto médio destes canais (DiéDm). Os transbordamentos se destacam mais uma vez, pois a diminuição do tamanho dos canais e proliferação de vegetação dos mesmos reduz a capacidade de transporte, levando aos vazamentos. Já a redução de volume no ponto final de análise foi consideravelmente menor uma vez que os transbordamentos haviam sido eliminados pela retirada recente de parte da vegetação e pela intensificação dos diques antrópicos laterais que isolam trechos dos canais em relação as vertentes impedindo os transbordamentos.

Também interessa o comportamento da turbidez, ou seja, da quantidade de partículas em suspensão que na coluna de água impedem a passagem da luz solar, de modo que auxiliam a evidenciar a conectividade do canal com as vertentes e sua competência de transporte destes elementos. O primeiro conjunto de análises revela que a turbidez decai da entrada para as saídas do barramento de tomada de água. Contribui para tal cenário a divisão de água em direção a dois canais (natural a jusante do barramento e artificial) e também o aspecto lento do fluxo, no pequeno lago, formado pelo barramento, as velocidades não alcançam 0,2 m/s.

Pelo canal artificial a vegetação, a ausência de ressaltos hidráulicos, a forma padronizada do canal e a pouca variação altimétrica contribuem para menores velocidades do fluxo e assim a menor competência de transporte das partículas em suspensão, tornando notáveis as reduções de turbidez do ponto Di à Dm. Contudo é mais complexa a situação em direção a Df, por dois dias foram identificadas as tendências de redução da turbidez no sentido Dm à Df, já em outros três dias os valores em Df foram maiores que no ponto anterior. Causaram esta mudança a interação de mamíferos (bovinos e equinos) e aves (patos domésticos) junto ao canal, entre os dois pontos de medição, com perturbação dos materiais, elevando a turbidez. Para os dois dias em que os animais não eram manejados no setor, renovou-se a tendência de continua deposição associada a redução a turbidez.

Os dados reunidos sugerem que os canais artificiais, se geridos sem a intervenção de animais, se tornam importantes meios de obtenção de águas com menores índices de turbidez no período chuvoso. Também é evidente que a dinâmica de transposição deveria ser planejada de modo a regular a quantidade de água que é tomada no início do canal para que ao longo do mesmo não se tenha tantos setores de perda de volume. Tomando por referência os dados obtidos, bem como as observações em campo, nota-se que um canal artificial como este possui potencial para alterar a

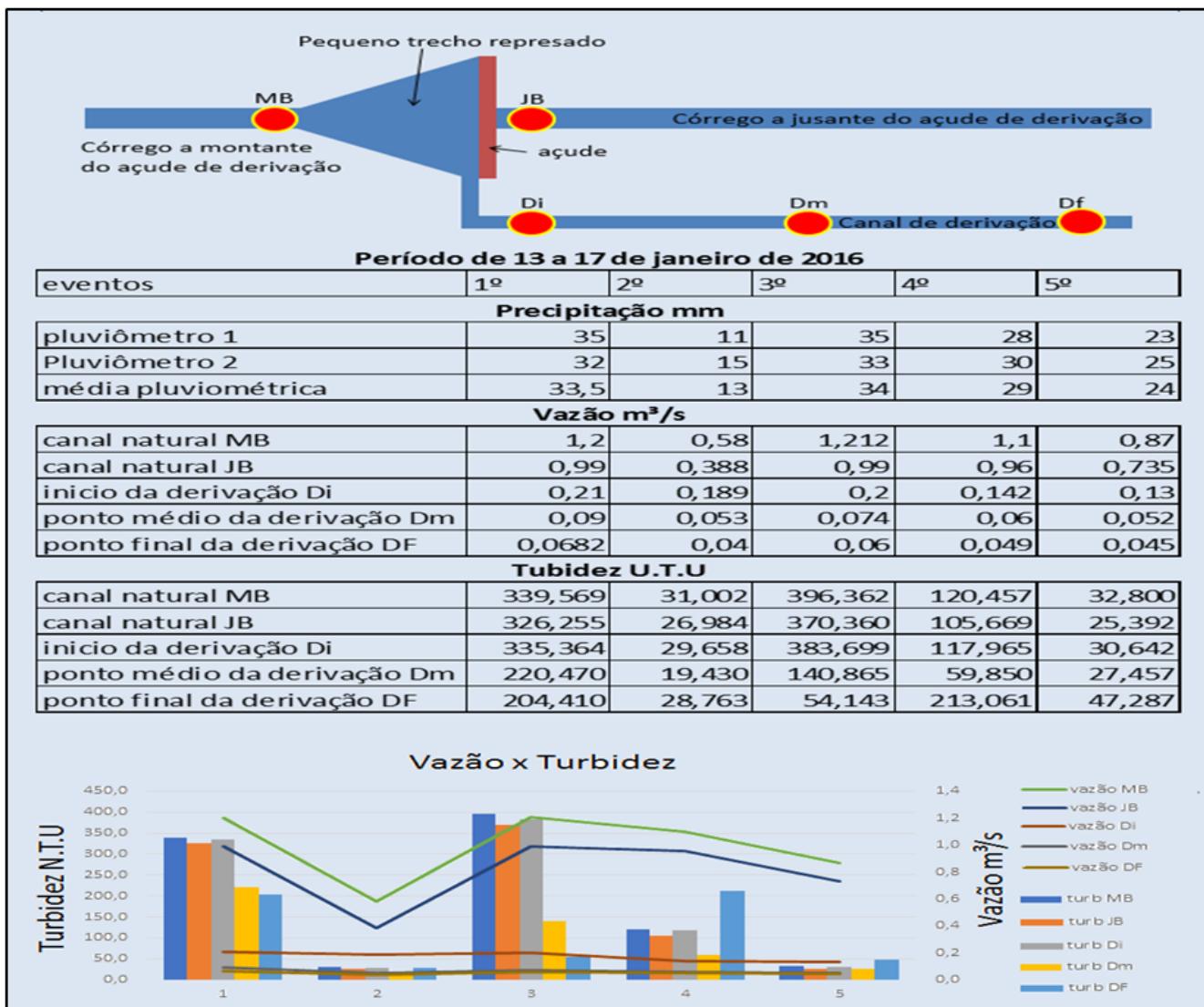


Figura 1. Relação das áreas de prospecções de dados e valores encontrados.

dinâmica hidrológica do curso natural e, como se insere na vertente, também a mudanças hidrogeomorfológicas.

Entre as mudanças são mais significativas as intercepções de fluxos das vertentes, nas fases iniciais dos canais, quando estes recolhem os fluxos em transito do interflúvio ao fundo de vale. Mais à frente, em direção ao meio do canal, as formações de diques em suas margens passam a desconectar os fluxos oriundos das vertentes, seccionando as mesmas a partir da incisão dos canais. Assim, tomando o exemplo de Croke et al (2005), ocorre a mudança de uma conectividade total para parcial, o que altera a dinâmica hídrica de todo o sistema de drenagem, compreendido pela bacia hidrográfica, haja vista que parte dos fluxos e sedimentos ficam retidos em setores intermediários da vertente, retenções que podem ser classificadas como assinaturas topográficas (Tarolli e Sofia, 2016).

REFERENCIAS

- Croke, J.; S. Mockler, P.; Fogarty. e Takken, I. 2005. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology*, 68: 257–268.
- Montgomery, D.R.; Dietrich, W. 1992. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. Reprint Series. *Science*, 225: 826-830.
- Robinson, M. 1990. *Impact of improved land drainage on river flows*. Institute of Hydrology. Wallingford. p. 233.

Silva, R.E. 2014. *Disponibilidade e demanda hídrica a partir da análise ambiental da região do alto curso do rio Dourados em Patrocínio/MG*. Dissertação de Mestrado , Uberlândia: UFU.

Silva, R. E.; Rodrigues, S. C. ; Maruschi, V.O . 2016. Análise da vazão e turbidez em um pequeno canal aberto natural com derivação artificial. In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2016, Maringá. *XI Simpósio Nacional De Geomorfologia - Anais do Evento*, 1.

Silva, R. E.; Allan da Silva ; Rodrigues, S. C. 2016. Comportamento da vazão e turbidez em um canal aberto artificial para um período chuvoso. In: II Simpósio Mineiro de Geografia, Juiz de Fora. *Anais do II Simpósio Mineiro de Geografia*, 1: 1-100.

Tarolli, P. Sofia, G. 2016. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across Landscapes. *Geomorphology*, (prelo).

Os canais derivados artificiais, como assinaturas topográficas, implicações na dinâmica de escoamento de vertentes

Artificial derived channels, such as topographical signatures, implications for the flow dynamics of slopes

Renato Emanuel Silva^{1*}, Silvio Carlos Rodrigues²

¹ Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos. Em mobilidade Programa Doutorado Sanduíche –PSDE/CAPES Processo: 88881.135170/2016-01

² Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos.

* renato.logan@gmail.com

Palavras-chave: hidrogeomorfologia; antropogeomorfologia; canais artificiais; regos d'água

Key-words: hydrogeomorphology; antropogeomorphology; artificial channels; regos d'água

RESUMO

Os pequenos e rústicos canais de irrigação tornaram-se, com o tempo, servis a outras atividades, tais como dessedentação animal, criação de peixes e avifauna, atendimento de sedes rurais, ornamentação e lazer. A estruturas, por menores que sejam, possuem potencial para alterar a superfície das vertentes nas quais se inserem, modificando o comportamento hidrogeomorfológico expresso pelas relações das formas do relevo e da dinâmica hidrológica a elas associadas (SCHEIDECKER, 1973; DUNNE, 1994). Logo, este estudo pretende explorar como a abertura, uso e manutenção destes canais podem alterar as formas das encostas e, deste modo, influir no escoamento superficial das vertentes.

Esta investigação tornou-se viável a partir da visita de campo em diferentes bacias hidrográficas na região central do Brasil, permitindo observar as formas dos canais artificiais e como os mesmos interagiam com as vertentes, do ponto de vista de suas formas e o significado das mesmas para a conectividade hidrológica. Tendo sido inclusive realizados estudos *in locu* de velocidade dos fluxos, com uso de micromolinete Global Water 1200BC e, durante eventos chuvosos, o acompanhamento da interação dos fluxos das encostas com estes sulcos. A tabela 1 apresenta os ambientes visitados para elucidação destas realidades.

Os resultados revelaram variações nas condições dos canais artificiais em relação a suas margens e as vertentes nas quais se encontram. Contudo, algumas tipológicas mostraram-se mais comuns e são apresentadas a fim de que se perceba suas relações com a conectividade e desconectividade hidrológica. Entre os aspectos gerais, prevalecem a incompetência destes canais em escavar a superfície e de transportar os materiais sedimentares por grandes distâncias, de modo que as partículas rapidamente decaem na coluna de água e são acomodadas no leito. Análises da velocidade dos fluxos sugerem média em torno de 0,6 m/s, sendo raros valores que ultrapassam 1 m/s nestes canais, com trechos com velocidades inferiores a 0,3 m/s. Os depósitos gerados nos leitos exigem constantes limpezas, com os materiais sendo arrastados para as margens, que geram diques marginais, aqui denominados antrópicos.

A vegetação, presente tanto no canal, quanto em suas margens, ao colonizar essas formas contribui para sua proteção, resistência e consolidação de três significativos perfis de assinaturas topográficas representados pelos canais. O primeiro perfil é observado nos inícios das derivações e diz respeito ao menor acúmulo de materiais no leito do canal que consequentemente são, posteriormente a limpeza, depositados na margem inferior. Apesar destes esforços são comuns, no período chuvoso transbordamentos, especialmente para situações onde o barramento de transposição é menor, como o caso de pequenos açudes, e as estruturas não são suficientes para a formação dos diques antrópicos. A figura 1 apresenta um esquema desta condição revelando a possibilidade de ocorrem transbordamentos.

Existe potencial para transbordamento dos fluxos, especialmente no período da cheia quando as calhas não comportam os volumes oriundos do canal natural. Nesta fase a proximidade entre canal artificial e natural permitem um rápido retorno dos fluxos ao fundo de vale.

O perfil seguinte, a ser considerado evolução do primeiro, também é comum de ambientes mais íngremes, tratando-se de depósitos ainda maiores, já sem tendência de transbordamentos. Tal condição é vantajosa pois garante um avanço mais regular de água no canal, de modo que se estendem por maiores distâncias, atendendo mais propriedades. A figura 2 apresenta este cenário de transição, no qual os diques inferiores estão bem estabelecidos.

Revelam o aumento dos diques antrópicos no canal, na margem voltada ao fundo de vale. Nesta fase ainda ocorrem uma conectividade significativa com a vertente.

O último perfil é comum para ambientes menos inclinados e resulta do grande acúmulo de material sedimentar. Estes se fossem depositados somente na parte inferior do canal inviabilizariam os esforços dos responsáveis pela manutenção, logo são formados depósitos em ambos as margens dos canais. Como resultado, nestes trechos, os canais se isolam dos fluxos oriundos das vertentes causando desconexões superficiais entre os interflúvios e fundo de vale.

Os canais podem apresentar depósitos em ambas as margens passam a se isolar dos fluxos superficiais causando desconectividade na dinâmica da drenagem.

A identificação destas assinaturas topográficas é significativa pois, conforme lembram Tarolli e Sofia (2016), são justamente as formas construídas por atividades antrópicas que alteram a superfície e, por consequência, o comportamento dos processos, especialmente os hidrológicos, junto a estas áreas. Por se tratar de uma relação entre processos hidrológicos e formas de relevo, tendo em vista um dinâmica onde os elementos citados se influenciam, pode ser considerado este um cenário hidrogeomorfológico (SCHEIDECKER, 1993; DUNNE, 1994 e GOERL, 2012). As alterações superficiais podem inclusive influir na conectividade hidrológica, como sugerem Croke e Mockler (2001) e Croke et al (2005), nestes casos as assinaturas representadas pelos canais artificiais influem justamente no grau de desconectividade que podem promover ao longo das vertentes.

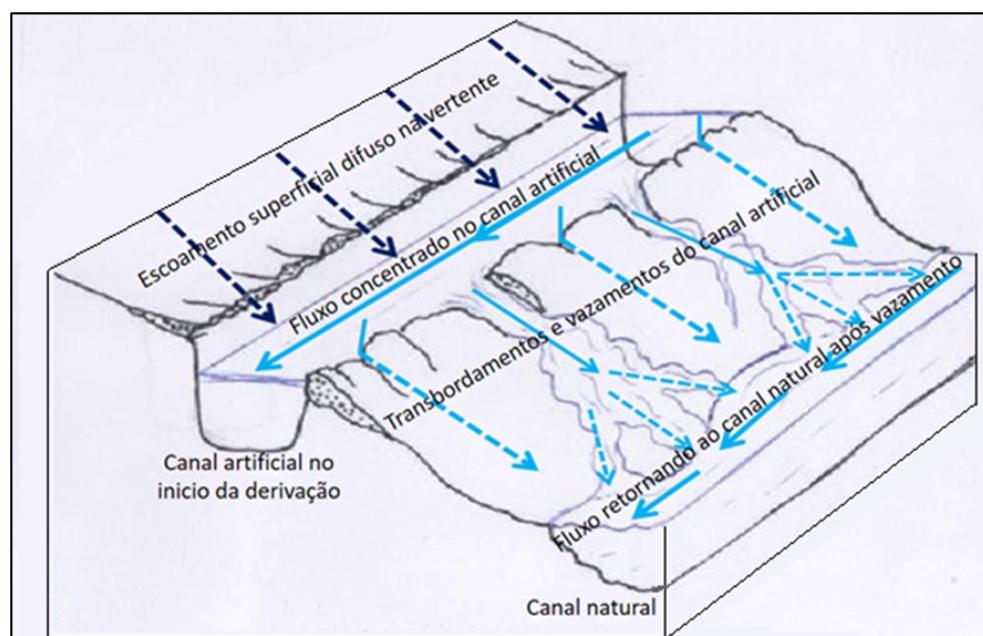
A pesquisa permitiu observar como os canais artificiais possuem diferentes características ao longo de sua extensão, mas todas resultadas da dinâmica de transporte e deposição de sedimentos e da continua ação humana. Os mesmos devem ser encarados como assinaturas capazes de alterar substancialmente a dinâmica hidrológica das vertentes, de modo especial quanto aos escoamentos superficiais, influindo na desconectividade destes ambientes. A presença dos canais artificiais são portanto um elemento a ser investigado por hidrólogos, geomorfólogos e interessados na melhor gestão dos sistemas de drenagem.

Quadro 1. Canais derivados multifuncionais – usos e particularidades por região

	Município/Estado	Nº de canais *	Principais Funções observadas	Extensões
A	Iraí de Minas/MG	2	Criação de peixes, irrigação, dessedentação de animais, atendimento de sedes de fazendas.	1000 m
B	Patrocínio/MG	16	Criação de peixes, irrigação, dessedentação de animais, atendimento de sedes de fazendas, lazer, paisagismo, monjolos.	De 300 a 2000 m
C	Ibiá/MG	3	Criação de Peixes, lazer e paisagismo	Ate 800 m
D	Araxá/MG	3	Ornamentação	300 m
E	São João Serra da Canastra/MG	4	Uso rural e abastecimento de chácaras de final de semana.	1000 m
F	Serra do Salitre/MG	2	Ligado a pecuária e atendimento de propriedade	1000 m
G	Coromandel/MG	5	Criação de peixes, irrigação, dessedentação de animais, atendimento de sedes de fazendas, lazer, paisagismo, monjolos.	De 300 m a 1000 m
H	Patos de Minas/MG	3	Atendimento de chácaras de finais de semana e fazendas de criação de gado.	1000 m
I	Uberlândia/MG	10	Atendimento de fazendas com pecuária, chácaras de final de semana, agricultura familiar (policultura)	De 300 m a 2000 m
J	Distrito Federal	4	Atendimento de ambiente com gestão de fauna aquática e terrestre	200 m
L	Luziânia/Go	2	Fazendas com criação de gado, mas outras funções também são encontradas	1000 m
M	São João da Serra Negra e Guimarânia (MG)	8	Paisagismo, agricultura, lazer	2000 m



Org: Silva, 2015* diz respeito ao número de canais visitados e não o total de canais existentes na área administrativa (município) visitada

**Figura 1.** Setores iniciais de derivações

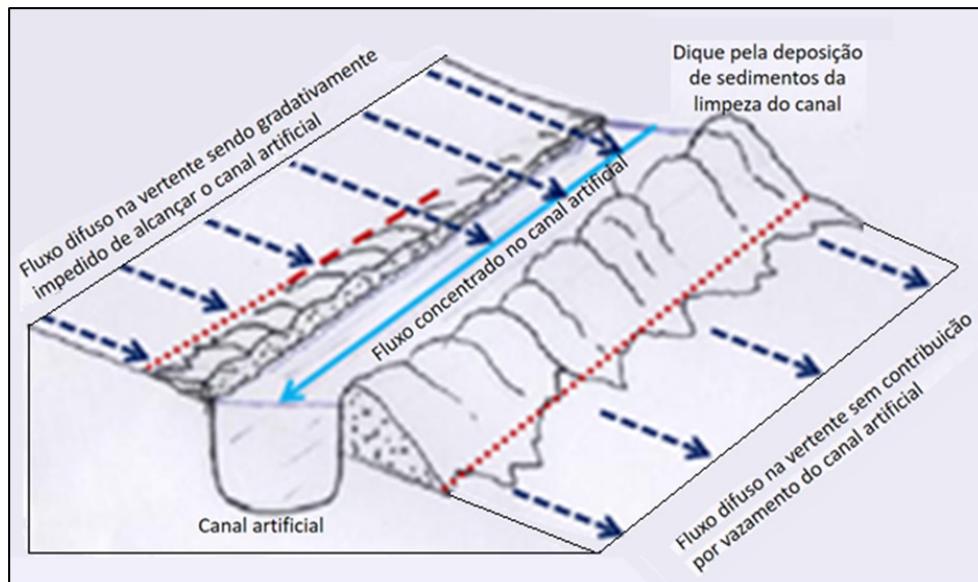


Figura 2. Setores intermediários das derivações

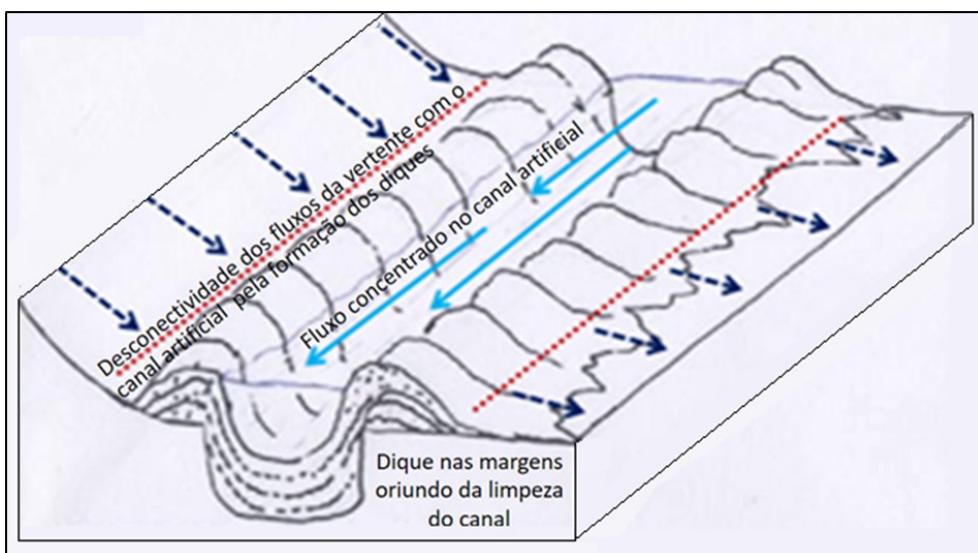


Figura 3. setores finais da derivação.

REFERENCIAS

- CROKE, J.; MOCKLER, S. Gully Initiation And Road-To-Stream Linkage In A Forested Catchment, Southeastern Australia. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, p. 205–217, 2001
- CROKE, J., S. MOCKLER, P. FOGARTY, and I. TAKKEN. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* 68, p. 257–268, 2005

DUNNE, T. Hydrogeomorphology -An Introduction, Transactions, Japanese Geomorphological Union 15A p.1-4, 1994

GOERL et al, Hidrogeomorfologia: Princípios, Conceitos, Processos E Aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia* - v. 13, nº 2, 2012

SCHEIDECKER, A. E. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20, p. 193-215, 1973

TAROLLI, P. SOFIA, G.. Human topographic signatures and derived geomorphic processes across Landscapes. *Geomorphology*, 2016 (prelo)

Página intencionalmente deixada em branco

Análise multitemporal da dinâmica hidrogeomorfológica no Rio Miranda, estado de mato grosso do sul por meio de sensoriamento remoto

P. Ivo Augusto Lopes Magalhães^{1*}, S. Everton de Carvalho²

¹ Universidade de Brasília - UNB, departamento de Geografia, Geomorfologia Fluvial, Brasília, Brasil

² Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS, departamento de Geografia, Geomorfologia Fluvial, Corumbá, MS, Brasil

* ivosrmagalhaes@gmail.com

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial; Geoprocessamento; Curso hídrico; Imagens de satélite.

RESUMO

Atualmente no Brasil, os estudos sobre as dinâmicas hidrogeomorfológicas por meio de dados de sensoriamento remoto ainda são escassos. Em rios com extensos percursos e áreas inóspitas faz jus o uso de técnicas de sensoriamento remoto para análise e monitoramento. Diante do exposto, o objetivo deste estudo foi analisar as mudanças na geomorfologia fluvial do rio Miranda no estado do mato Grosso do Sul, MS por meio de séries de imagens multitemporais dos Sensores Tematic Maper do satélite Landsat – 5 e OLI do Satélite Landsat- 8. A planície de inundação do rio Miranda apresenta aproximadamente 600 m de largura e padrão de canal meandrante com índice de sinuosidade de 2.13. Identificou-se áreas em processo erosivo nas margens côncavas, deposição de sedimentos nas margens convexas e presença de meandros abandonados. A paleocinturão de meandros, abandonos de canais e meandros abandonados foram os fenômenos naturais que ocorreram com maior frequência e mais distinguíveis nas imagens de satélite para o período analisado.

INTRODUÇÃO

No Brasil o estudo em forma de bacia hidrográfica é determinado pela Lei Federal nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997, para a implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos que visa a proteção e preservação dos recursos naturais (BRASIL, 1997).

A bacia hidrográfica do rio Miranda é uma das maiores e mais importantes bacias do Estado de Mato Grosso do Sul, inserida no Pantanal e no sistema Paraguai-Paraná de áreas úmidas.

O rio Miranda possui uma região turística que se encontra em fase de expansão, com destaque para as belezas naturais nos municípios de Bonito e Jardim (PEREIRA et al. 2004).

Para essas atividades exige um gerenciamento e maior preocupação com a preservação dos recursos hídricos tanto superficiais quanto subterrâneos, pois esta região está localizada sobre o aquífero Guarani.

Atualmente no Brasil, os estudos sobre as dinâmicas hidrogeomorfológicas por meio de dados de sensoriamento

remoto ainda são escassos, por conseguinte, também para o rio Miranda. Como esse rio apresenta mudanças de estilo fluvial no decorrer de seu percurso, pesquisas de cunho geomorfológico são fundamentais para a discriminação de áreas com diferentes características físicas e para a compreensão e análise de erosão e sedimentação no seu trecho.

Dessa maneira, destaca-se que o estudo das mudanças morfológicas em sistemas fluviais possui grande importância ambiental, pois proporciona a previsão de futuras mudanças, contribuindo para o ordenamento de uso e ocupação das áreas marginais em sistemas fluviais.

Em rios com extensos percursos e áreas inóspitas faz jus o uso de técnicas de sensoriamento remoto para análise e monitoramento, sendo assim, uma metodologia de análise menos onerosa e com exatidão nos resultados.

Diante do exposto, o objetivo deste estudo foi analisar as mudanças na geomorfologia fluvial do rio Miranda no estado do mato Grosso do Sul, MS por meio de séries de imagens multitemporais dos Sensores Tematic Maper do satélite Landsat – 5 e OLI do Satélite Landsat- 8.

METODOLOGIA

A área analisada no Rio Miranda situa-se entre os trechos do Passo do Lontra com coordenada inicial de 19°38'53,29" S e 57°01'42,55" W até a confluência com a Foz do rio Paraguai nas coordenadas final 19°24'45,38" S e 57°19'54,01" O (figura 1).

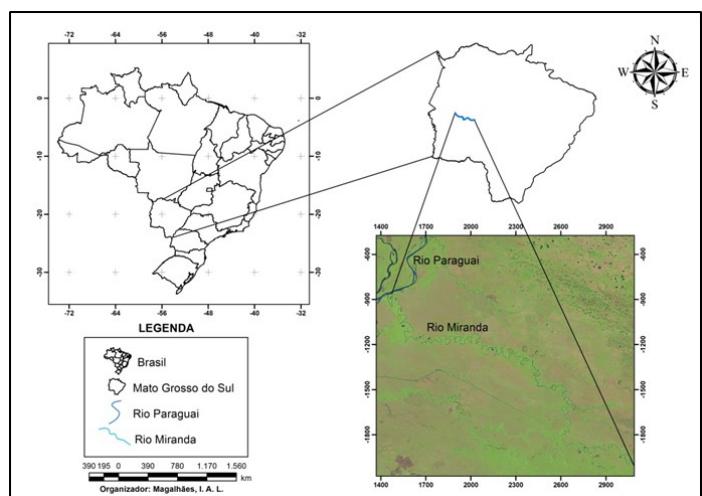


Figura 1. Área de estudo do Rio Miranda no estado de Mato Grosso do Sul.

O rio Miranda transcorre por diferentes unidades geológicas e geomorfológicas, que neste percurso possuem diversos tipos de vegetação. Em relação ao tipo climático, que conforme a classificação de Köppen, o tipo climático da região é o "AW", definido como clima tropical úmido, com temperaturas médias anuais em torno de 25°C. As estações chuvosas e secas são bem definidas, com concentração pluviométrica mais acentuada nos meses de Dezembro a Março. A precipitação média anual é de 1.400 mm a 1.500 mm no trecho superior e de 1.000 mm a 1.200 mm no trecho inferior (Pogodim e Resende, 2005).

Geologia

A Formação do Pantanal caracteriza-se por três Fácies: Fácies de Depósitos Coluvionares, Fácies de Terraços Aluvionares e Fácies de Depósitos Aluvionares. Na área de estudo encontra-se a Fácies de Depósitos Aluvionares que segundo

Merino (2011) compreendem a porção do topo, constituída de sedimentos argilosilticocarenosos. É a Fácei de maior área no pantanal sul-mato-grossense, com 66.895 Km², isto é, mais de 18,6% do território estadual. Abrange desde o extremo Sudoeste do estado, até o limite com o estado do Mato Grosso.

Geomorfologia

De acordo com Mendes et al. (2004) a geomorfologia da porção Sul do Pantanal é bastante diversificada, abrangendo as seguintes unidades geomorfológicas: as depressões de Bonito, Miranda, Aquidauana, Bela Vista e Apa; os piemontês da Serra de Maracaju; as encostas elevadas Serra da Bodoquena e planícies coluviais pré-Pantanal, bem como grande extensão de planícies da borda sul do Pantanal. Nos arredores da margem esquerda do rio Miranda predomina patamares mais elevados de relevo com topos convexos, enquanto que na margem direita as formastabulares de topo aplanado, com diferentes ordens de grandeza e grau de aprofundamento das drenagens (ALVARENGA et al. 1982).

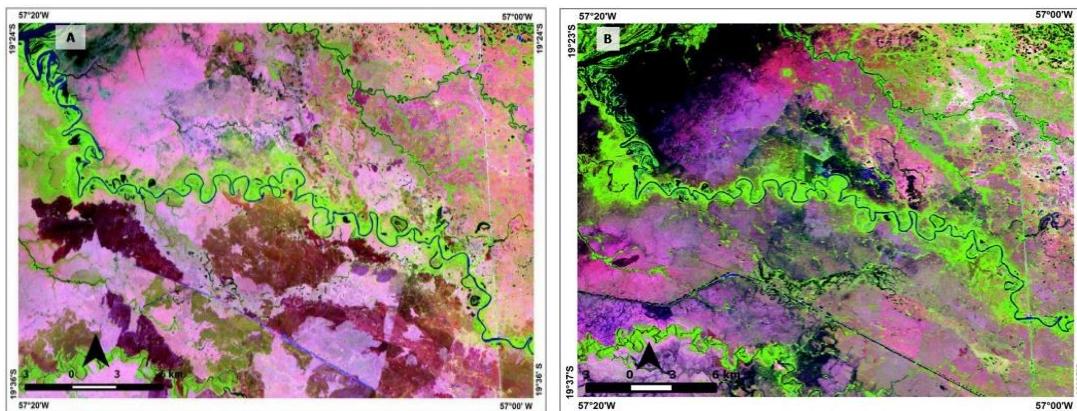


Figura 2. A) Imagem Landsat5 TM de 09/1984, composição colorida (R5/G4/B3). Figura 2B) Imagem Landsat OLI 8 de 09/2016, composição colorida (R6/G5/B4).

RESULTADOS

A planície de inundação do rio Miranda apresenta aproximadamente 600 metros de largura. Figura 3A e 3B, com um padrão de canal meandrante, com índice de sinuosidade de 2.13, que, conforme Cristofoletti (1977) a sinuosidade é medida a partir de relação entre o comprimento do canal e a distância do eixo.

Identificou-se uma área impactada por ação antrópica e processo erosivo nas margens côncavas e deposição de sedimentos nas margens convexas. Devido ao processo de deposição na margem convexa e erosão na margem côncava ocorreu uma acentuação na sinuosidade, provocando o rompi-

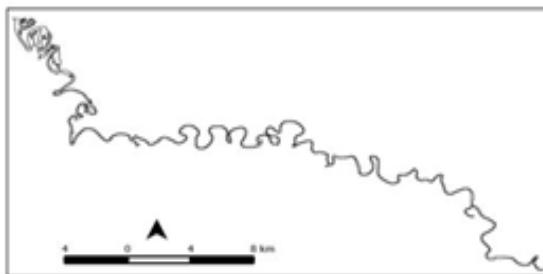
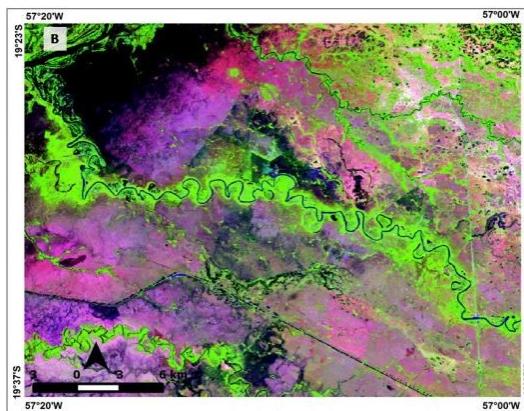


Figura 3A e 3B: Sinuosidade do rio Miranda obtida pela fotointerpretação com base nas imagens: A) Landsat-5TM e B) Landsat OLI 8.

Processamento Digital de Imagens – PDI

Para a elaboração do trabalho e identificação das mudanças morfológicas foram utilizadas imagens dos satélites do Landsat-5 TM e Landsat OLI 8 obtidas por meio do Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS no endereço eletrônico <https://earthexplorer.usgs.gov/>. As imagens foram obtidas com data de 18/09/1984, 10/09/1998, 06/09/2004 no período em estiagem e Landsat OLI 8 de 21/09/2016 também no período em estiagem. As duas cenas apresentam uma resolução espacial de 30m com a órbita ponto (226/74) com presença de nuvem menor que 5% de cobertura na cena.

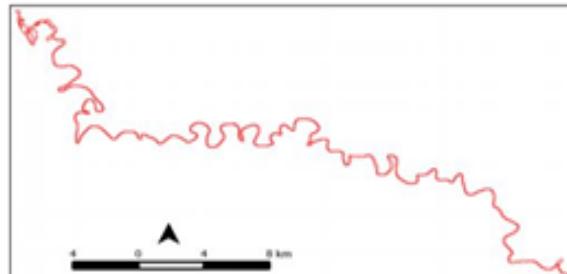
As imagens Landsat TM 5 e Landsat OLI 8 passaram por processo de vetorização das margens e dos meandros para identificação dos pontos de mudanças morfológicas na área estudada e realce de histograma para realçar os elementos geomorfológicos na imagem. Utilizou-se imagens de alta resolução do satélite Spot para mostrar a evolução do canal, seus meandros e onde ocorreram as mudanças morfológicas no rio Miranda.



mento do meandro acarretando a formação de lagos conhecidos como meandros abandonados, conforme demonstra a figura 4.

No segmento do curso hídrico identificou-se apenas uma mudança morfológica por ação natural com possíveis pontos de rompimentos de meandros abandonados, sendo classificados em Ponto A (ponto de rompimento do canal e ação antrópica), Ponto B (meandro em processo de abandono) e Ponto C (ponto de rompimento de meandro).

Na Figura 5 foi possível identificar nitidamente um paleocinturão de meandros, pela sua característica apresentada pode-se inferir, que ocorreu uma possível mudança no percurso do rio Miranda em tempos remotos.



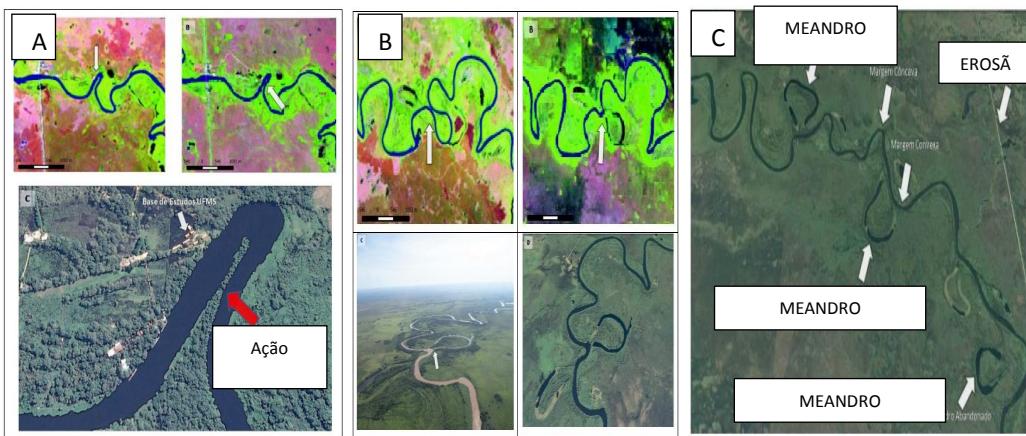


Figura 4. A) Ponto de Presença de rompimento de canal; B) meandros abandonados e C) processo erosivo no Rio Miranda.

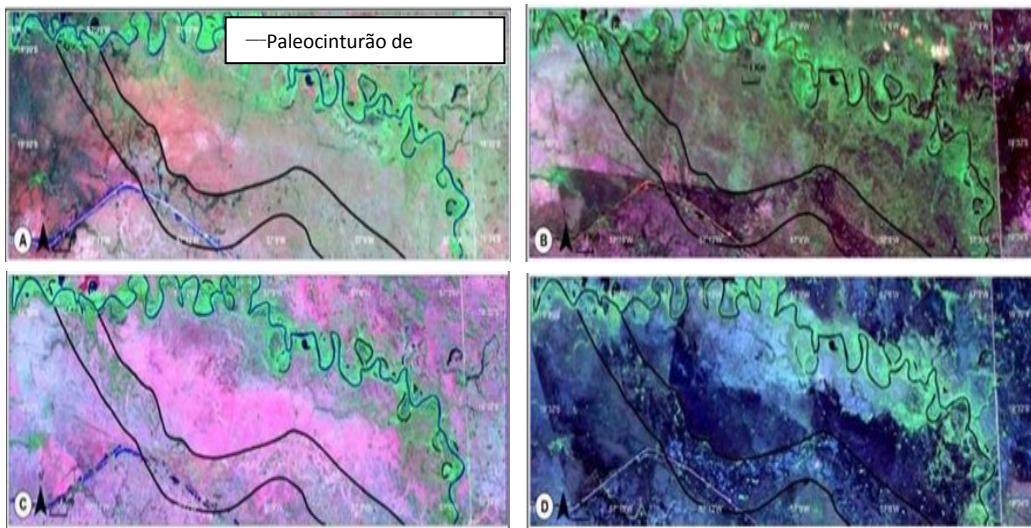


Figura 5. A,B,C e D) Delimitação do paleocinturão de meandros no rio Miranda nos anos de 1984, 1998, 2004 e 2016.

O rio Miranda, por ser um rio de planície, está sujeito a várias alterações, pois suas características hidrológicas, geomorfológicas e sedimentares tornam-o dinâmico. Merino (2011) corrobora com este estudo ao realizar a caracterização geomorfológica do sistema deposicional do Rio Miranda (Borda Sul do Pantanal Mato-Grossense, MS) com base em dados orbitais, na ocasião do estudo o autor fez comparações de imagens nesta mesma área de estudo e teve como resultados também a presença de meandro abandonados neste trecho do rio.

CONCLUSÕES

O uso de técnicas de sensoriamento remoto permitiu analisar as mudanças hidrogeomorfológicas no rio Miranda pelo período de 32 anos.

A paleocinturão de meandros, abandonos de canais e meandros abandonados foram os fenômenos naturais que ocorreram com maior frequência e mais distinguíveis nas imagens de satélite para o período analisado.

O uso de técnicas de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto são indispensáveis para a compreensão e análise em séries históricas sobre a dinâmica hidrogeomorfologico para um determinado curso hídrico.

A realização da caracterização física no período em análise do rio Miranda comprovou que a calha principal do curso hídrico manteve-se sempre perene, com indícios de mudanças de percurso em tempos remotos e não foi detectado a presença de ilhas de areia entre a montante e jusante.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARENGA, S. M.; BRASIL, A. E.; DEL'ARCO, D. M. Geomorfologia. In: Brasil (ed.) Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. Folha SF-21-Campo Grande. Rio de Janeiro.1982.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Continente Sul-American: evolução da obra de. São Paulo: Beca, Cap. IV, p. 61-74.2005.
- BRASIL. Leis. Lei nº 9.433, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de Março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Diário Oficial da União. Brasília, DF. 09 Jan. 1997.
- CHRISTOFOLLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo. Hucitec. 1977.
- MENDES, C. A. B.; GREHS, S. A.; PEREIRA, M. C. B.; BARRETO, S. R.; BECKER, M.; LANGE, M. B. R.; DIAS, F. A. Bacia Hidrográfica do Rio Miranda: estado da arte. Campo Grande: UCDB, 177 p. 2004.
- MERINO, E. R. Caracterização Geomorfológica do Sistema Deposicional do RioMiranda (Borda Sul do Pantanal MatoGrossense, MS) com Base em Dados Orbitais.Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista- Campus de Rio Claro-SP, 2011.
- POGODIM, A. A.; RESENDE, E. K. Ocupação das matas ciliares peloempreendimentos do turismo de pesca no rio Miranda, Pantanal, MS, Brasil. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento-Embrapa Pantanal, Corumbá, MS. ISSN 1517-1981. 64. 29 p.2000.

Página intencionalmente deixada em branco

Classificação de depósitos tecnogênicos oriundos da mineração: inferências e contribuições à geomorfologia do quaternário no município de Poços de Caldas, Minas Gerais Brasil

Thomaz Alvisi de Oliveira^{1*}

¹ Instituto Federal do Sul de Minas Gerais-IFSULDEMINAS, Curso de Licenciatura em Geografia, Geomorfologia do Quaternário, Poços de Caldas-MG/ Brasil *tho-maz.oliveira@ifsuldeminas.edu.br

Palavras-chave: Mineração; Depósitos Tecnogênicos; Geomorfologia do Quaternário; Planejamento Territorial.

Key-words: Mining; Technogenic Deposits; Quaternary Geomorphology; Territorial Planning.

RESUMO

O desmonte da topografia, em áreas mineradoras, responde pela geração de formas antropogênicas que passam a integrar a paisagem morfológica e são responsáveis pela reorganização dos processos atuantes no sistema geomorfológico considerado. O trabalho que ora se apresenta é uma proposta para a classificação de depósitos oriundos da atividade mineradora de bauxita, contextualizados no município de Poços de Caldas, estado de Minas Gerais, Brasil, seguindo proposta original apresentada por Peloggia (1999). Pretende-se aqui suscitar reflexões sobre a importância do assunto tendo em vista o alto grau de risco que tais depósitos trazem aos ambientes que o cercam. O trabalho atenta para questões atinentes à dialética existente entre os processos de ocupação e transformação da superfície pelo homem e as implicações daí advindas.

INTRODUÇÃO

Em áreas onde a mineração é presente o desmonte da topografia responde pela geração de formas antropogênicas que passam a integrar a paisagem morfológica e são responsáveis pela reorganização dos processos atuantes no sistema geomorfológico considerado.

Demek (1973) elucida que os resultados oriundos das atividades antrópicas sobre a superfície da terra, ao que toca a geomorfologia, se manifestam com efeitos diretos ou indiretos nos processos naturais, na remodelagem de formas de relevo pré-existentes e na criação de novas formas. O autor (op. cit.) declara que dentre todos os efeitos vinculados à atuação do homem sobre o relevo, os exógenos, associados aos processos de sedimentação antropogênica, se destacam, como por exemplo, os terraços de sedimentos advindos da atividade mineradora.

É de se considerar que os desdobramentos decorrentes da substituição da morfologia natural por uma morfologia antrópica vão desde a alteração estética da paisagem morfológica até a reorganização dos fluxos de matéria e energia dos sistemas físicos envolvidos com destaque para o hidrológico, o pedológico e o geomorfológico. O estudo e a classificação dos depósitos tecnogênicos tem relevância principalmente quando direcionados à resolução de problemas voltados ao planejamento territorial e, nesse interim, a geomorfologia tem muito a contribuir.

O estado de Minas Gerais-Brasil, concentra um número significativo de atividades mineradoras, dadas as condições metalogênicas específicas do seu território, onde a mineração da bauxita tem destaque. No município de Poços de Caldas a extração e o beneficiamento desse minério tem relação direta com a remodelagem da topografia em decorrência da necessidade de instalação de lagoas de estabilização (decantação) para descarte do rejeito oriundo do processo de produção da alumina. O trabalho que ora se apresenta é uma **proposta para a classificação desses depósitos**, contextualizados no município de Poços de Caldas-MG, dispostos em área particular de aproximadamente 2,6 km², limítrofes às zonas definidas para expansão urbana pelo Plano Diretor Municipal (2006) e circunvizinhos a reservatórios d'água, tal como ilustrado pela Figura 1 (A e B).

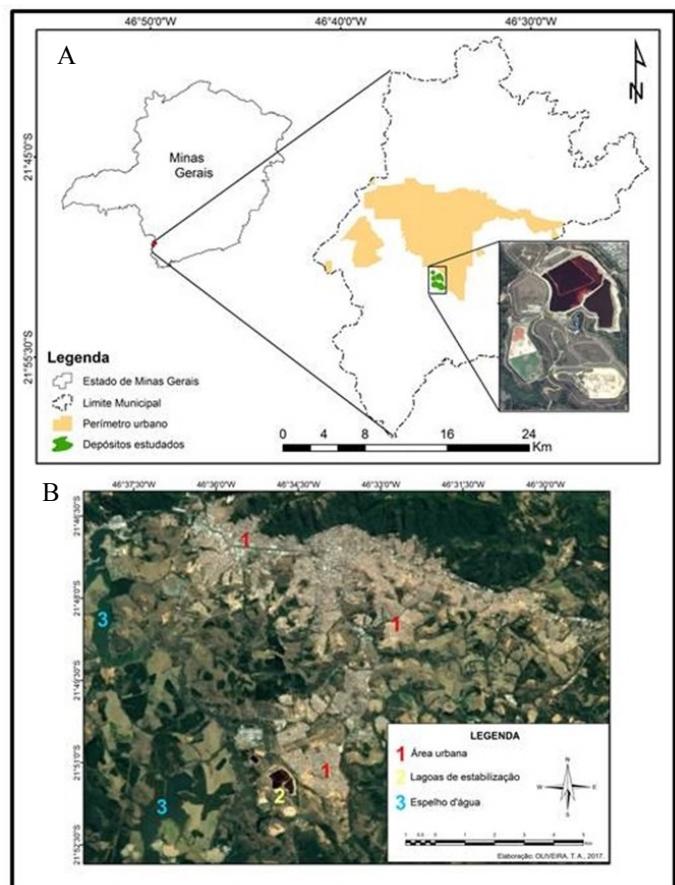


Figura 1. Localização dos depósitos tecnogênicos no contexto municipal de Poços de Caldas, estado de Minas Gerais-Brasil (A) e contexto paisagístico no qual encontram-se inseridos com destaque para a presença, nas circunvizinhanças, de equipamentos urbanos e reservatórios d'água (B).

METODOLOGIA

As lagoas de estabilização contém material sedimentar em estado fluido que, após drenado, transforma-se em matéria sólida acamada, passando a integrar o perfil topográfico da superfície com uma configuração plana e geométrica. (Figura 2 A e B)

A classificação que se propõe segue as orientações apresentadas por Peloggia (1999), com adaptações ajustadas à realidade dos depósitos analisados. Segundo o autor (op. cit.) a sistemática que envolve essa classificação prevê a caracterização dos depósitos quanto às especificidades referentes à gênese, composição, estrutura, forma de ocorrência e ambientes de formação, tal como explicitado no Quadro 1.



Figura 2. Configuração dos perfis acamados dos depósitos tecnogênicos (A) e integração dos mesmos à paisagem morfológica circunvizinha pré-existente (B).

Quadro 1. Classificação de depósitos tecnogênicos segundo proposta de Peloggia (1999). FONTE: PELOGGIA, A. U. Goossens, 1999.

Parâmetro	Gênese	Composição	Estrutura	Forma de ocorrência	Ambientes
Depósito Tecnogênico (d.t.)	1 ^a . ORDEM Construídos ^A Induzidos ^A Modificados ^A 2 ^a . ORDEM Retrabalhados ^B Remobilizados	Úrbicos ^C Gárbicos ^C Espólicos ^C Líticos Sedimentares Tecnogênico-aluviais ^D	Estratificados Em camadas Em células Maciços Irregulares	Maciços isolados Lençóis de aterramento Coluviformes Aluviformes	Industriais ^B Mineiros ^B Urbanos ^B e peri-urbanos Rurais ^B

DISCUSSÃO E RESULTADOS

Foram considerados seis depósitos representados por lagoas de estabilização de uma indústria mineradora. Pela proposta original de Peloggia (1999) esses materiais enquadram-se no mesmo parâmetro, ou seja, classificam-se como depósitos tecnogênicos. Sugerimos aqui a subdivisão desses parâmetros em acordo com o estágio evolutivo dos depósitos, classificando-os como: depósitos recentes, constituídos por lama fluida; depósitos em estabilização, constituídos por sedimentos em fase de drenagem; depósitos colmatados, constituídos por material já drenado e estabilizado.

A gênese desses depósitos os enquadra como depósitos construídos de primeira ordem por serem resultantes de processo tecnogênico original, tal como descrito por Peloggia (1999).

Para definir a composição dos depósitos sugere-se classificá-los como espólicos e sedimentares. A proposta de Peloggia (1999) não define se a classificação deve se orientar por uma ou

outra opção. Considera-se aqui que os materiais espólicos são aqueles de origem terrosa e que foram escavados para, posteriormente ao beneficiamento, serem depositados nas lagoas de estabilização. Uma vez beneficiado, o rejeito desse material espólico passa à configuração “sedimentar” quando depositado nas lagoas de estabilização em processo análogo à sedimentação natural.

Quanto ao arranjo estrutural, Peloggia (1999) divide os depósitos em “estratificados, acamados, em células, maciços ou irregulares” (PELOGGIA 1999, pág. 38). Considera-se aqui que os depósitos classificados como “recentes” e “em estabilização” devem ter sua estrutura caracterizada como “estratificada” uma vez que, a cada camada acrescida no perfil, um novo estrato mais fluido é adicionado, compondo, momentaneamente, uma estratigrafia dispar da anterior. Os depósitos classificados como “colmatados”, foram considerados “acamados”, uma vez que, depois de drenados, os perfis sobrepostos passam a configurar camadas constituídas, a princípio, pelo mesmo tipo material. (Figura 3).



Figura 3. Lagoa de estabilização com material recente aguardando decantação e secagem dos sedimentos para posteriormente receber novos estratos (A) e depósito acamado exibindo perfil horizontal composto por coluna de material homogêneo, outrora estratificado (B).

Em relação às formas de ocorrência, a proposta original de classificação define quatro possibilidades compondo “maciços isolados, lençóis de aterramento, coluviformes, aluviformes”. Para a realidade do trabalho todos os depósitos foram classificados como “coluviformes”. Entendemos que os materiais depositados comportam-se como colúvios, tendo em vista a reduzida extensão que ocupam à superfície e o papel que desempenham junto à dinâmica geomorfológica local. Porém, a depender da extensão em área e da posição topográfica junto às porções circunvizinhas, os mesmos depósitos podem ser classificados também como “lençóis de aterramento”.

Todos os depósitos foram relacionados a ambiente de mineração, tal como indicado por Peloggia (1999). Porém, devido à proximidade das áreas vislumbradas pela expansão urbana, esses ambientes configuram-se também como peri-urbanos. Assim, sugerimos a adequação da nomenclatura, vinculando-os a ambiente “mineiro peri-urbano”.

Reconhecemos que classificações direcionadas a despojos oriundos da atividade mineradora possuem grande relevância

ambiental, dado o potencial que esses materiais tem para colocar em risco a integridade dos sistemas físicos-naturais pré-existentes. A situação se agrava quando locados em ambientes de excessão, como por exemplo, nas porções marinais às drenagens e reservatórios de água e próximo às áreas urbanas.

A Figura 4 dá destaque à individualização dos depósitos e apresenta a classificação proposta para os mesmos, fundamentada em acordo com os pressupostos de Peloggia (1999).

CONCLUSÃO

Além de suscitar reflexões sobre a importância da classificação dos despojos sedimentares derivados da atividade mineradora, esse trabalho atenta para questões atinentes à dialética existente entre os processos de ocupação e transformação da superfície pelo homem e as implicações daí advindas.

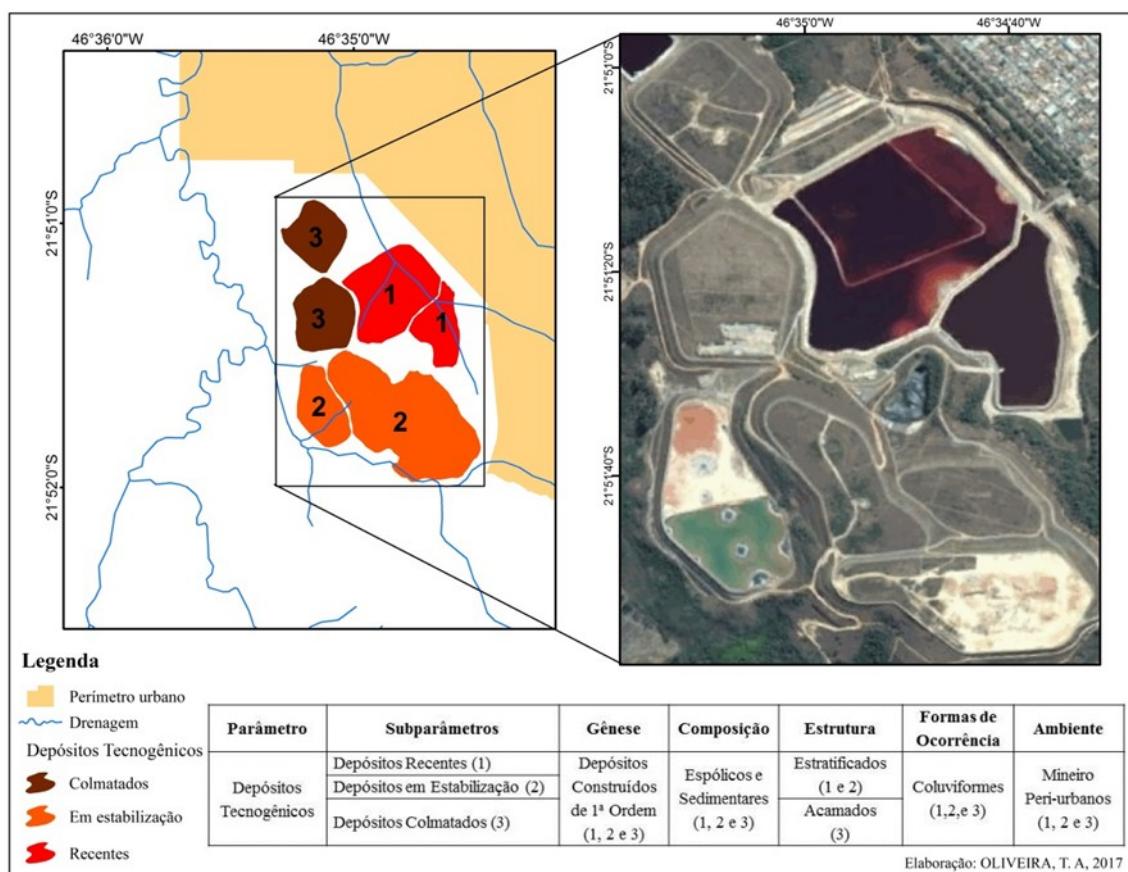


Figura 4. Depósitos tecnogênicos em destaque e classificação proposta para os mesmos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CÂMARA MUNICIPAL DE POÇOS DE CALDAS. Plano diretor Municipal. Disponível em <http://www.pocosdecaldas.mg.leg.br/legislacao/plano_diretor/> Acesso em: 10/06/2017.

DEMEK, Brno Jaromir. Quaternary Relief Development and Man. **Geoforum**, volume 4, número 3, 1973, p. 68-71.

PELOGGIA, Alex U. Goossens. Sobre a classificação, enquadramento estratigráfico e cartografia dos solos e depósitos tecnogênicos. In: Peloggia A.U.G. Manual Geotécnico 3: **Estudos de Geotécnica e Geologia Urbana**. São Paulo, vol 1, 1999, pág. 35-50.

Página intencionalmente deixada em branco

Erosão marginal na área urbana de Porto Velho, Rondônia, Brasil

Marginal erosion in the urban area of Porto Velho, Rondônia, Brazil

J. Theodoro^{1*}, L. Cunha², E. P. Silva Filho³, C. Baratta⁴, E. Ielo⁵

¹ Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia e Turismo, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Grupo de Pesquisa de Energia Renovável Sustentável, Coimbra e Porto Velho/Portugal e Brasil

² Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia e Turismo, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Coimbra/Portugal

³ Universidade Federal de Rondônia, Departamento de Geografia, Programa de Pós Graduação em Geografia, Porto Velho/Brasil

⁴ Universidade Federal de Rondônia, Programa de Pós Graduação em Geografia, Porto Velho/Brasil

⁵ Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia e Turismo, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Coimbra/Portugal

*jucitheodoro@hotmail.com

Palavras-chave: Erosão Marginal, Complexo Madeira, Porto Velho, UHE

Key-words: Marginal Erosion, Wood Complex, Porto Velho, UHE

RESUMO

Os rios são importantes elementos que atuam ativamente na morfodinâmica terrestre. O Bioma Amazônia, possui uma densa rede hidrográfica e um regime de chuvas intenso, os rios com sua dinâmica hidrológica, configuram e reconfiguram as paisagens em todo o seu trajeto através dos processos de erosão das margens do seu leito normal e da deposição de sedimentos (Silva & Noda, 2016). Este processo natural é denominado de *terrás caídas*¹ e é comum em toda a região. Trata-se de um processo cíclico, os autores referem que “*as águas e as terras possuem uma relação de circularidade na Amazônia*” (p.378).

O processo de *terrás caídas* é específico da região amazônica. MAGALHÃES (2011) afirma que “*tata-se de conceito de erosão fluvial, porém, adequado especificamente à dinâmica dos rios de água branca da região amazônica*”. É favorecido pelos solos friáveis de origem sedimentar, característicos neste ambiente. CARVALHO & CUNHA (2011) refere que “*A Composição do material depositado na planície de inundação dos rios de água branca é constituída por areia, silte e argila inconsolidada, oferecendo pouca resistência a ação dos fatores causadores*” (p. 6). MAGALHÃES E ALBUQUERQUE (2010) também esclarecem que “*A maior parte das ocorrências de movimento de grande magnitude é mais evidente nos rios de água branca e planícies fluviais, compostas de sedimentos não consolidados, onde parâmetros como a pegajosidade e a plasticidade, apresentam-se muito baixos*” (p. 2).

Quanto à escala de ocorrência deste fenômeno, pode-se afirmar que o mesmo ocorre tanto em pequena quanto em grande escala. Para CARVALHO & CUNHA (2011), “*trata-se de um fenômeno complexo multicausal e acontece em escala quase que imperceptível, pontual, recorrente e não raro catastrófico*” (p. 6). As mudanças naturais na configuração do leito dos rios são comuns, constantes e visíveis. Segundo SILVA & ROSSETTI (2009), nos rios amazônicos “*mega imigrações e mudanças de leitos são frequentes e chegam a alcançar a*

ordem de algumas dezenas de quilômetros, cujos registros são os extensos pacotes de sedimentos, terraços e lagos ao longo da calha do sistema do rio” (p. 24). Entretanto, a ação antrópica pode estar a alterar e acelerar tais processos. SILVA & NODA (2015) referem que

“*Águas, terras, vegetação e seres humanos em conexão contribuem para a formação das paisagens amazônicas. Os seres antrópicos com suas interferências no ambiente, como o desmatamento, as queimadas, criações de áreas de agricultura e pecuária, de moradia, tem transformado substancialmente a estrutura do sistema ambiental amazônico*” (p. 379).

As atividades econômicas tanto das populações tradicionais quanto de novas populações tem influência direta sobre as mudanças observadas. Os programas governamentais ligados ao planeamento e ordenamento do território também exercem significativa influência sobre as alterações neste ambiente.

“*A pressão Humana nessas áreas está aumentando, devendo à continua exploração da madeira, a agricultura, a formação de pastagem, habitações e a construção de infraestruturas, como as construções de reservatórios, diques, estações de captação de água*” (Silva & Noda, 2015: 383).

Para Thorne (1981), houve um interesse maior em estudar e compreender os processos de erosão de margem porque se apercebeu de que estes fenômenos são importantes para o controle morfológico dos canais fluviais e para o ajuste do sistema fluvial. Eles são fundamentais para a dinâmica sedimentar dos rios. Labadessa (2014) ressalta que “*Seus efeitos são acentuados pela ação antrópica, ao ocupar e desmatar as frágeis margens aluviais*” (p. 13). À problemática das *terrás caídas* acresce ainda, o fator econômico, pois a perda de terras da planície aluvial representa uma subtração do tamanho das propriedades, a perda de produtividade e consequentemente da desvalorização das propriedades atingidas. Estudos recentes “*evidenciam recentes mudanças climáticas promovidas pelas ações antrópicas, desencadeando uma tendência no aumento do pulso das inundações (...) e significativas perdas para as unidades agrícolas e criatórias das unidades familiares*” (Silva & Noda, 2015: 385). Este viés também é tratado por CARVALHO & CUNHA (2011), que afirmam que

“*A diminuição e desvalorização das propriedades, perda de plantações e de canoas, necessidade constante de mudança das casas, dificuldade de embarque e desembarque em razão do barranco íngreme, risco de morte na margem do rio, principalmente durante a lavagem de roupa, entre outras implicações*” (p. 1).

No ano de 2005 o rio Madeira passou a sofrer alterações no seu leito, provocadas pela instalação das UHEs. O Complexo Madeira é um grande projeto de infraestrutura energética que envolveu o planeamento de 4 grandes hidrelétricas, dois já em funcionamento, UHEs Santo Antônio e Jirau (rio Madeira), e dois apenas projetas, Ribeirão (rio Madeira) e Cachuela Esperanza (rio Beni/Bolívia), (Fig. 2).

Relevantes estudos relacionados a processos erosivos no rio Madeira, já foram realizados em outras seções do rio, através da Companhia de Produção e Recursos Minerais (CPRM) tem realizado investigações e produzido importantes relatórios técnicos sobre o assunto. Outros investigadores, como LABADESSA (2014) e ADAMY (2016) tem realizado estudos sobre os processos erosivos no rio Madeira.

LABADESSA (2014) estudou a área da comunidade de

¹ Termo regional utilizado para definir os processos de erosão marginal, comum nos rios e igarapés amazônicos (Carvalho & Cunha, 2011).

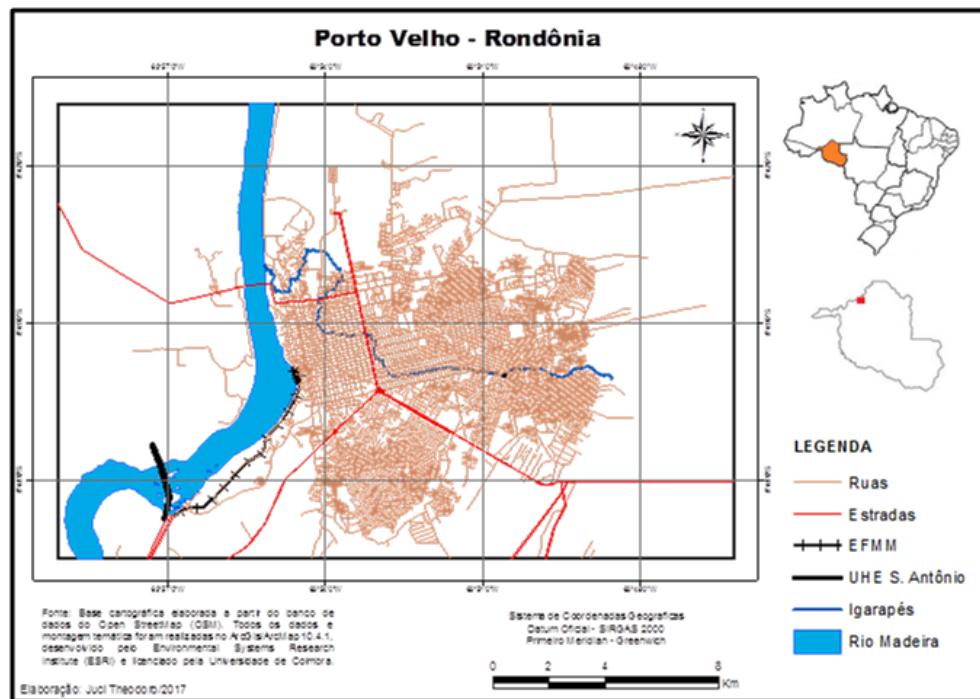


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo

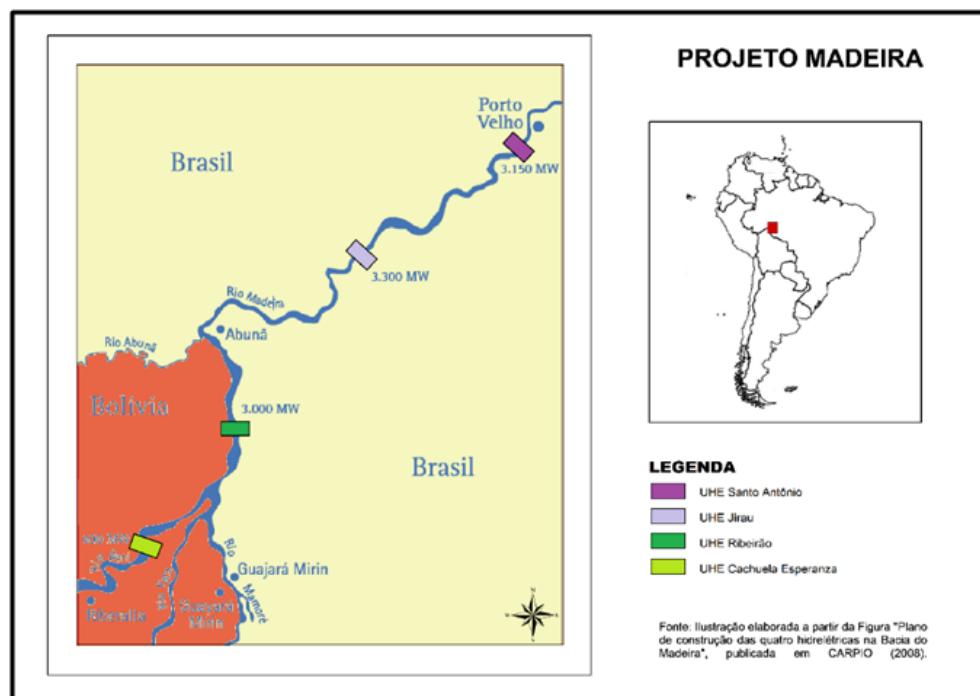


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo

Calama, no baixo Madeira, próximo à divisa com o estado do Amazonas e refere vários fatores como influência direta para o aceleramento do processo de terras caídas na comunidade. Os mais significativos são os pulsos de cheias, velocidade e turbulência do fluxo do rio, os banzeiros provocados pela navegação e pela ação dos ventos. A localização da comunidade é significativa pois esta situa-se em uma margem côncava, o que “favorece a intensificação da força centrífuga, potencializando o efeito do atrito nas paredes do canal fluvial” (p. 17). Ainda, por estar localizada imediatamente a jusante da foz do rio Machado, tributário do rio Madeira, a comunidade de Calama sofre o aumento da vazão nesta zona, em especial no período das cheias, acelera o fluxo e dos movimentos turbilhônicos, o que possibilita o aprofundamento do canal e desestabiliza os

barrancos, acelerando o processo de *terrás caídas*. Estas observações são confirmadas pelo estudo realizado pela CPRM (2013), que confirma que “contribui para que o processo erosivo seja mais acelerado numa margem do que na outra, pelo fato de está localizado em um trecho curvilíneo do rio” (p. 19 e 20).

Estas características guardam semelhanças com a localização da cidade de Porto Velho, que também está situada na margem côncava do rio, portanto sujeita ao mesmo tipo de ação. ADAMY (2016) afirma que na localização de Porto Velho, o rio “assume um padrão meandrônico, com amplas planícies de inundação e terraços baixos, de cotas facilmente inundáveis”. A cidade está ainda mais exposta pelo fato de se situar imediatamente a jusante da UHE Santo Antônio, que

regularizou o fluxo do rio, controlando os pulsos e descargas, que são mais fortes e constrangentes no período da cheia, quando o reservatório está cheio e há a necessidade de manter a estabilidade da barragem. As descargas da barragem aumentam os banzeiros, os movimentos turbilhônicos e o atrito nas paredes do canal. ADAMY (2016)

“A velocidade de fluxo das águas do rio Madeira desempenha um papel importante no processo de erosão e modelado fluvial, estando vinculada diretamente a vazão, ou seja, o volume de água drenado pelo rio, variável sazonalmente (...) A descarga líquida também é fundamental na remoção de material de fundo e desmonte das margens” (p. 126).

“Assim, quanto maior a velocidade das águas corresponderá a uma maior turbulência e erosão, implicando em uma maior capacidade de transporte de sedimentos. (...) Da mesma forma, com menor velocidade, a competência de transporte diminuirá, favorecendo a deposição dos sedimentos” (p. 127)

Nas cheias mais significativas, como a que aconteceu no ano de 2014, o problema é potencializado. Para ADAMY (2016)

“um fenômeno climatológico dessa magnitude promove expressiva elevação dos valores absolutos de parâmetros hidrológicos tais como a vazão, a velocidade das águas e sua turbulência, energia essa transmitida ao comportamento dinâmico do rio, potencializando o processo erosivo de fundo e das margens, promovendo, em paralelo, a movimentação de milhares de toneladas de sedimentos suspensos e depositados (dunas móveis)” (p. 120).

A influência das UHEs Santo Antônio e Jirau sobre a elevação da cota do rio e consequentemente os processos de erosão e sedimentação à jusante do Complexo Madeira precisa ser estreitamente investigado. ADAMY (2016) refere que

“A implantação das usinas hidrelétricas de Jirau e Santo Antônio, cujo barramento coincidiu com a incidência da maior inundação do rio Madeira, trouxe consigo questões inquietantes para a população relacionadas a uma eventual contribuição das usinas na elevação do nível das águas do rio” (p. 121).

Este tema é controverso, uma vez que os consórcios construtores negam veementemente qualquer influência na mudança do fluxo do rio e consequentemente na potencialização dos processos de erosão e sedimentação. Entretanto ADAMY (2016) ressalta que

“dois fatos podem ser destacados no momento atual: a potencialização do processo erosivo natural dos taludes fluviais a jusante da barragem de Santo Antônio por distâncias ainda indefinidas e a necessidade de estudos mais detalhados e por prazos mais longos, que comprovem de maneira definitiva a contribuição das usinas na dinâmica fluvial do rio Madeira” (p. 137).

Esta investigação trabalhou com os seguintes procedimentos metodológicos: utilização de imagens da Série História

publicadas pelo Google Earth referentes ao período compreendido entre julho de 2004 e outubro de 2016; determinação de pontos fixos nas duas margens do rio e traçadas linhas seccionais, de forma a comparar as imagens de diferentes anos e assim perceber a velocidade da mudança das margens durante o período estudado. Trata-se de um diagnóstico preliminar que embasará investigações futuras envolvendo os primeiros 50km à jusante da UHE de Santo Antônio. Esta análise busca identificar e mensurar as novas ocorrências das *terrás caídas* no trecho urbano da cidade de Porto Velho, após a construção do Complexo Madeira, que envolve a instalação das UHEs de Jirau e Santo Antônio, sobre o processo natural de terras caídas.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMY, A. 2016. Dinâmica fluvial do Rio Madeira. In: SILVA, Ricardo Gilson da Costa (Org.). Porto Velho: cultura, natureza e território. EDUFRO. Porto Velho, p. 120-147.
- CARPIO, J. M. 2008. Hidrologia e sedimentos. In: Switkes, G. (Org.) Aguas turvas: Alertas sobre as consequências de barrar o maior afluente do Amazonas. International Rivers, 1^a Edição, São Paulo, 237 p.
- CARVALHO, J. A. L. 2006. Terras caídas e consequências sociais: Costa do Miracauera, paraná da Trindade, Município de Itacoatiara-AM. Dissertação (Mestrado no Programa de Pós-Graduação Sociedade e Cultura na Amazônia do Instituto de Ciências Humanas e Letras) – Universidade Federal do Amazonas. Manaus, 142p.
- CARVALHO, J. A. L.; CUNHA, S. B. 2011. Terras caídas e consequências sociais na costa do Miracauera, Município de Itacoatiara – Amazonas, Brasil.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2013. Avaliação do processo erosivo fluvial em vila Calama, rio Madeira. Relatório Técnico. Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral/Ministério de Minas e Energia. Porto Velho, 30 p.
- FEARNSIDE, P. M. 2014. As barragens e as inundações no rio Madeira. Ciência Hoje 53 (314): 56-57.
- LABADESSA, A. S. 2014. “Terrás caídas”, as causas e implicações socioeconômicas: uma análise preliminar na comunidade de Calama – baixo rio Madeira/RO. Boletim Paranaense de Geociências, volume 71-1. Curitiba, pp. 12-20.
- MAGALHÃES, R. C.; ALBUQUERQUE, A. R. C. 2010. Análise do risco nas terras caídas: Consequências Socioambientais na comunidade do Divino Espírito Santo município de Iranduba (AM) – Brasil. Anais XVI Encontro Nacional dos Geógrafos. Porto Alegre, p. 1-11.
- MAGALHÃES, R. C. 2011. As características físicas, químicas, mineralógicas e hidráulicas do solo e sua susceptibilidade ao processo de terras caídas: comunidade do Divino Espírito Santo – Iranduba/AM. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Amazonas. Manaus, 135 p.
- SILVA, H. S.; NODA, S. N. 2016. A dinâmica entre as águas e terras na Amazônia e seus efeitos sobre as várzeas. Ambiente & Água – Na Interdisciplinary Journal of Applied Science, vol. 11, nº 2. Taubaté – SP, p. 377-386.
- SILVA, C. L.; ROSSETTI, D. F. 2009. História geológica dos rios na Amazônia. Amazônica. Ciência e Cultura, 61(3). Manaus, 24-26.
- THORNE, C. R. 1981. Field measurements of rates of banques erosion and bank material strength (p. 503-512) In: Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium, June 1981). IAHS Publ. N° 133.

Página intencionalmente deixada em branco

Aplicação do método de krigagem aos materiais de superfície em uma inclinação no ambiente de Cerrado

Application of kriging method to surface materials at a slope at Cerrado environment

Fabiana Cristina dos Santos¹*, Sílvio Carlos Rodrigues²

¹ Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos

² Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão dos Solos

* fabianaqgufu@gmail.com

Palavras-chave: Atributos físico-químicos, Relação solo-vertente, interpolação por krigagem

Key-words: Kriging interpolation, Solo-strand relationship, Physical-chemical attributes

RESUMO

Estudar as formas e organização de evolução das vertentes é um fator de extrema relevância da pesquisa geomorfológica, pois elas constituem o universo dinâmico da paisagem, responsável por suprir água e sedimentos, para os cursos d'água que drenam as bacias hidrográficas. Sendo assim, os atributos físicos e químicos dos materiais superficiais relacionam-

se com as características geomorfológicas, influenciadas por sua variabilidade espacial e exercem papel preponderante na evolução da paisagem.

A bacia hidrográfica do Córrego do Glória no município de Uberlândia/MG (Figura 1), é uma área, quase totalmente modificada pelas ações humanas, característica esta que norteou a criar a problemática a qual este estudo pretendeu responder: Como os tipos de materiais superficiais estão relacionados com a dinâmica de uma vertente representativa da bacia?

Nesse contexto, o objetivo geral da pesquisa foi caracterizar os atributos físicos e químicos dos materiais superficiais da bacia hidrográfica do Córrego do Glória, pelo método da krigagem onde pretende-se avaliar a distribuição desses materiais superficiais na vertente.

A metodologia baseou-se na análise das propriedades físico-químicas de espacialização por técnicas de krigagem, utilizando o software ArcGis; onde foram avaliados os parâmetros: Porosidade, Textura e Saturação por base. As etapas envolvendo as análises laboratoriais, estão descritas no método da Embrapa (1997).

A vertente estudada apresentou valores entre 1,2% a 20,9% para argila (Figura 2), 2,8% a 46% para silte (Figura 3) e 37,4% a 68,8% para areia (Figura 4), evidenciando maior concentração de partículas de areia, justificado pela geologia da bacia hidrográfica pesquisada. Esta por sua vez, é caracterizada pelos sedimentos da idade Cenozoica que recobrem quase que a totalidade do município de Uberlândia, aparecendo em todos os níveis topográficos, sendo constituídos de leitos de cascalheiras (Bulchi, 2012) (Figura 5).

De acordo com Santos (2017) a espacialização por krigagem da vertente a porosidade total (Figura 6) apresentou valores de 42,8% do ponto A1 ao A15 e 81,6% para os pontos A16 ao A20. O maior valor é observado na região

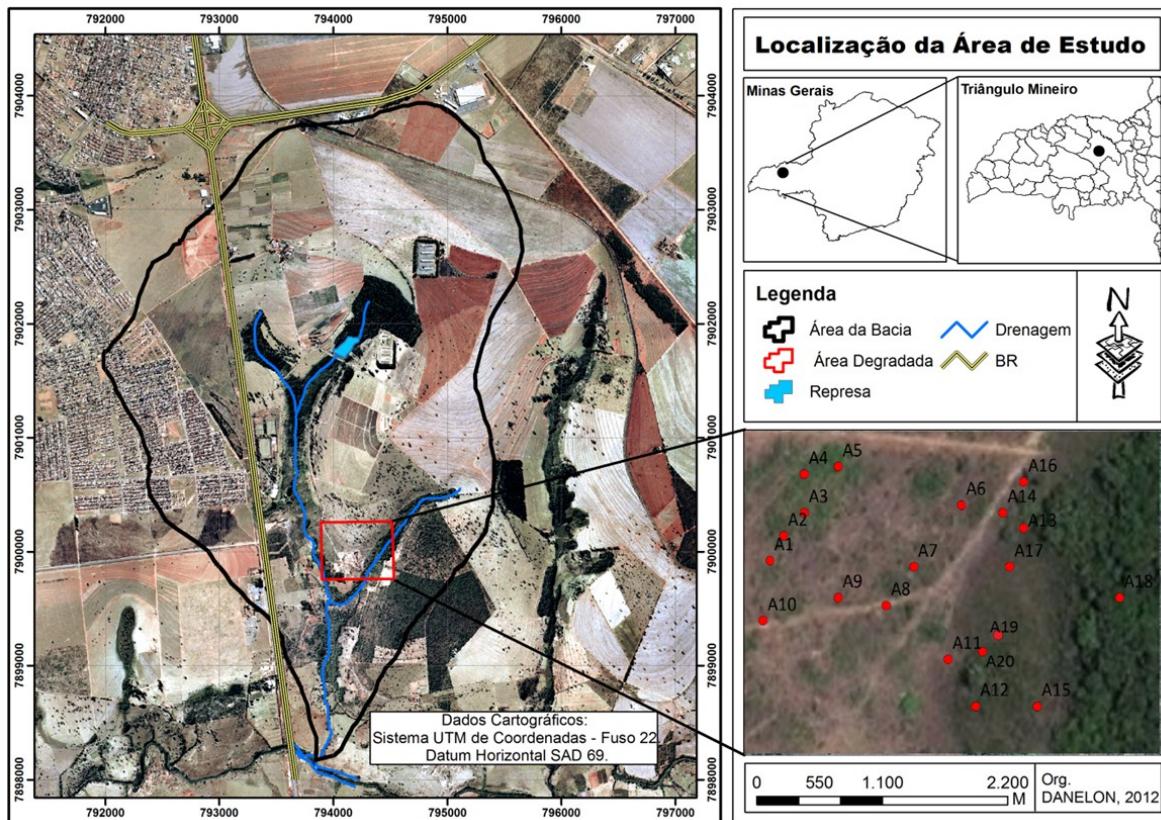


Figura 1. Área da bacia hidrográfica do córrego do Glória e área amostral da vertente

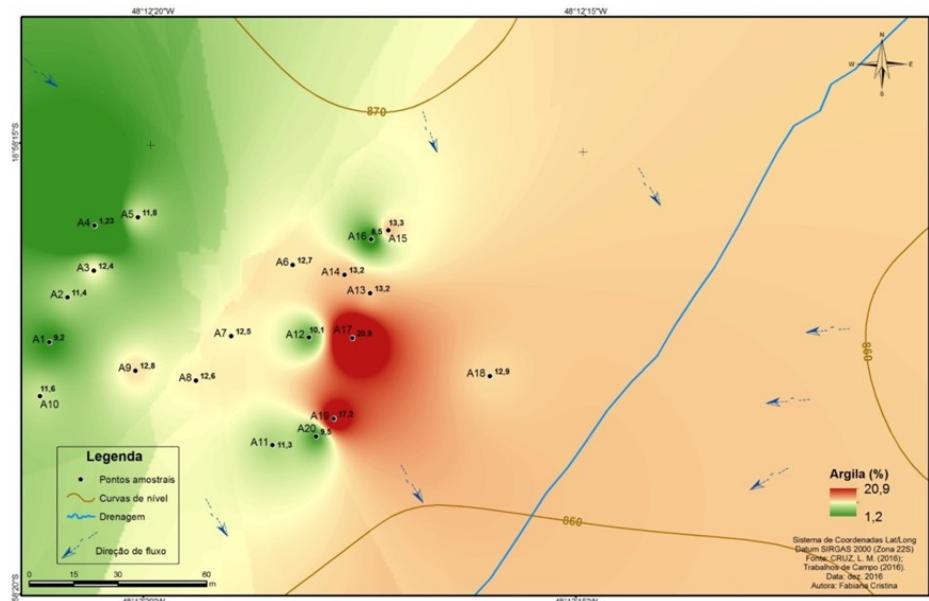


Figura 2. Distribuição espacial de argila na vertente

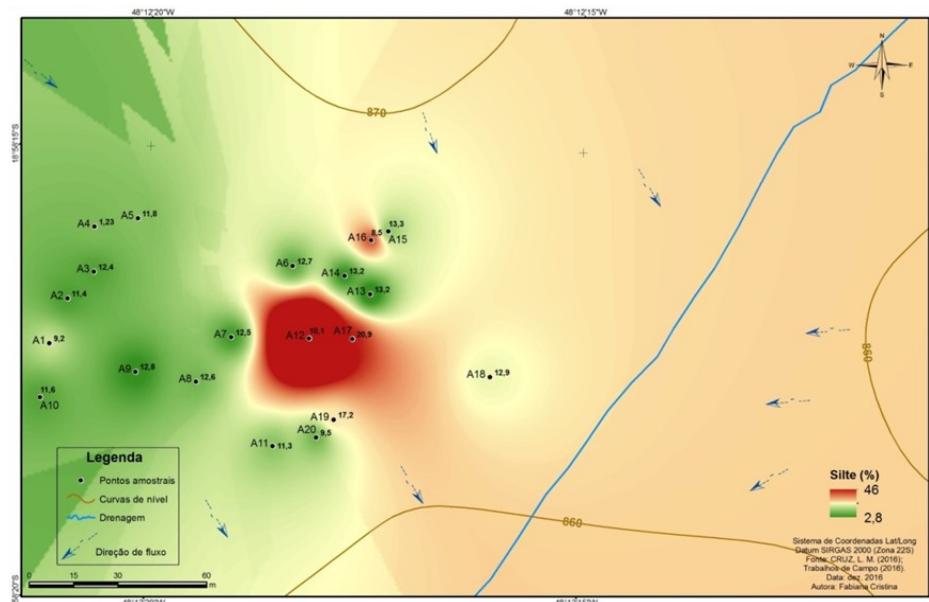


Figura 3. Distribuição espacial de silte na vertente

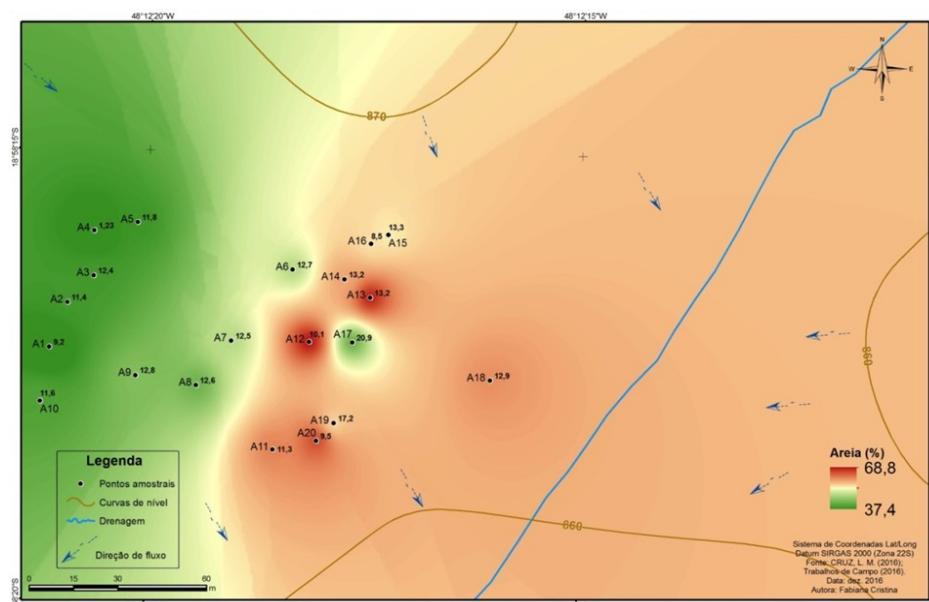


Figura 4. Distribuição espacial de areia na vertente.



Figura 5. Camadas de seixos rolados.

Fonte: Biulchi, 2012.

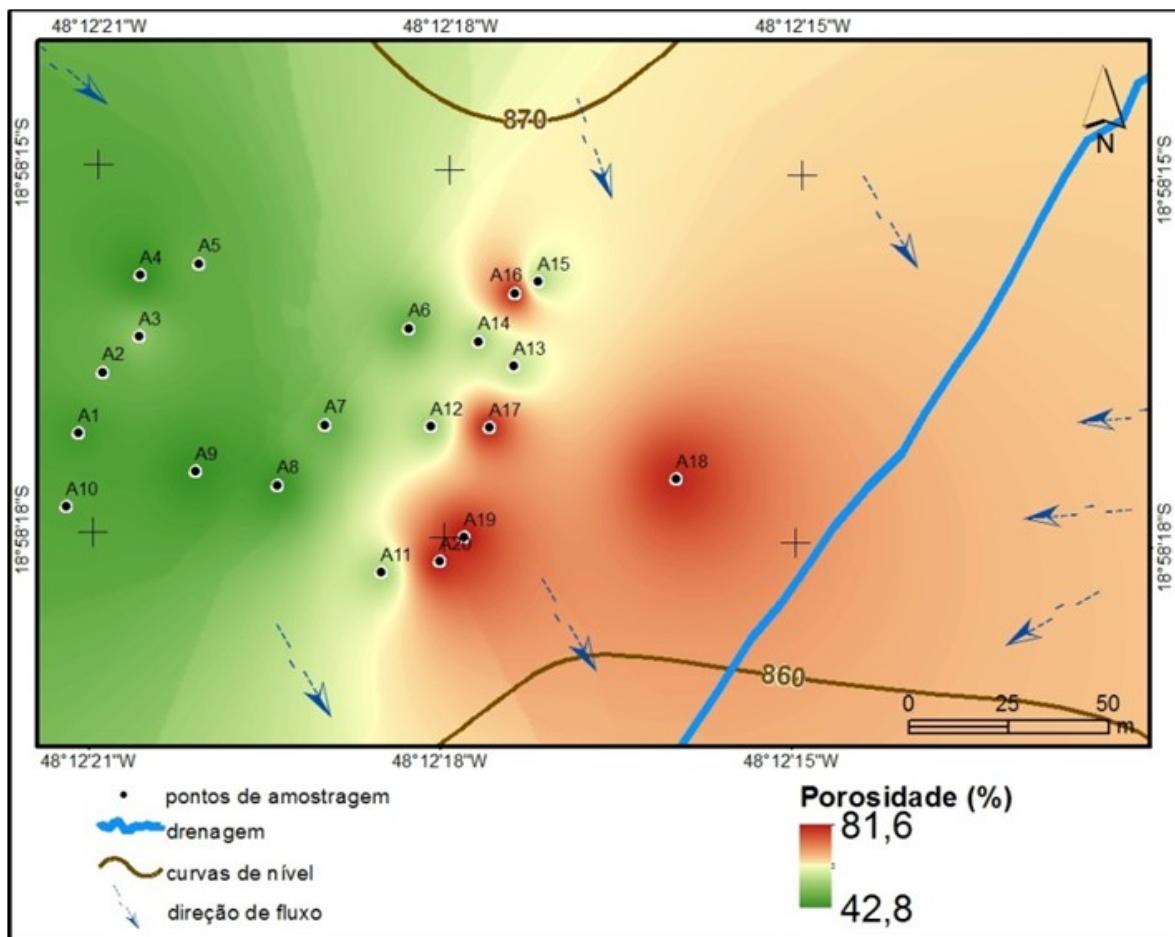


Figura 6. Krigagem de porosidade total na vertente.

caracterizada como hidromórfica que contém grande quantidade de matéria orgânica, conferindo alta porosidade total.

Os valores encontrados por Santos (2017), do atributo químico saturação por base (Figura 7), variou de 20,5% nos pontos A1 ao A14 e 6,7% para os pontos A15 ao A20. Este comportamento pode ser explicado, pelas maiores taxas de intemperismo (lixiviação), relativas à contribuição da topografia da bacia hidrográfica, concordando, assim, com resultados encontrados por Marques Júnior e Lepsch (2000).

Pode-se concluir que a dependência espacial não é

atribuída a fatores extrínsecos visto que na área não houve influência de cultivo, adubação, calagem, preparo do solo nem de tráfego de maquinaria agrícola, dentre outros. Desta forma, tem-se a confirmação da influência do microrrelevo e do fluxo de água na distribuição espacial dos atributos químicos dos materiais superficiais.

Na vertente os valores de porosidade total são similares aos relatados em trabalhos realizados em cerrado em estágio de recuperação, publicados por Fontenele (2006), Souza, Carneiro e Paulino (2005) e Silva et al. (2001).

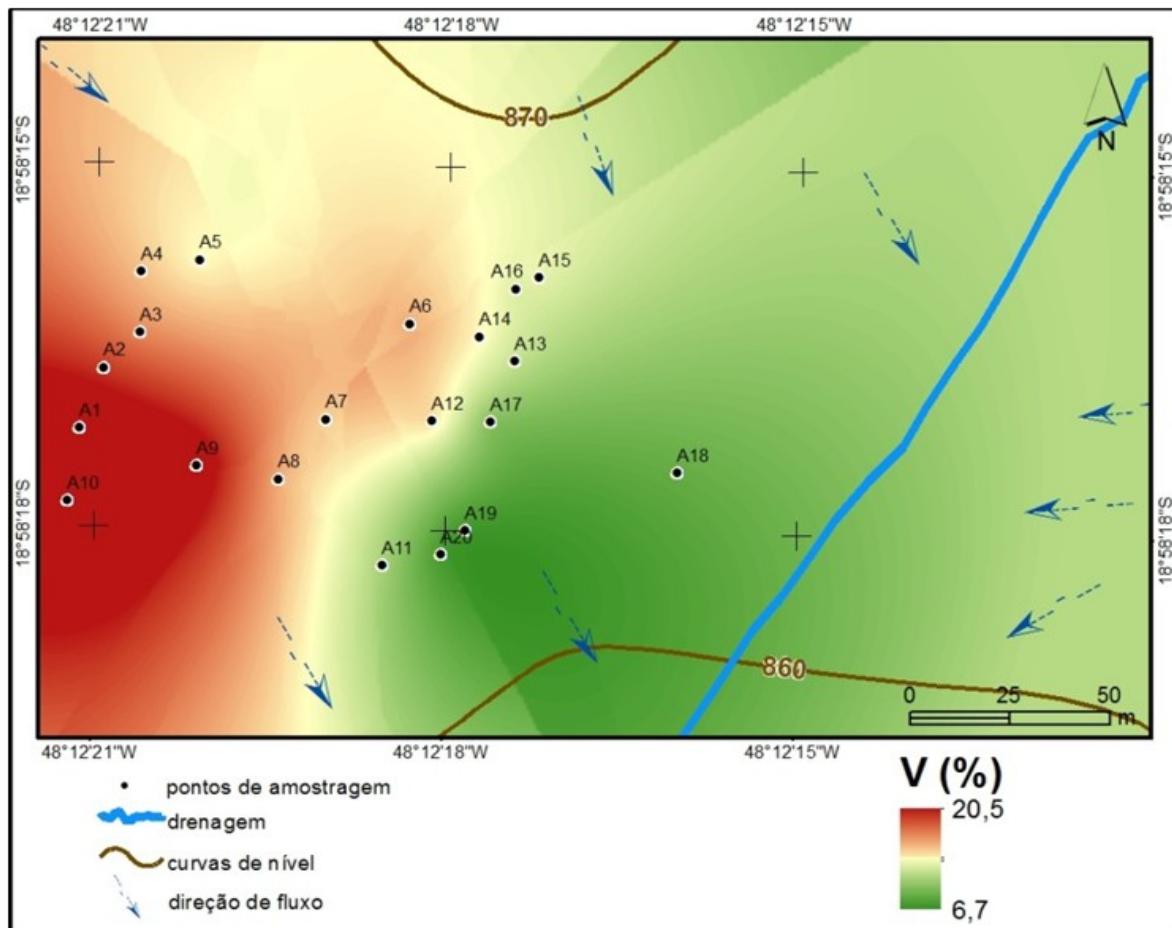


Figura 7. Krigagem de saturação por base na vertente.

As técnicas de análise por krigagem facilitaram a avaliação da variabilidade espacial dos atributos físico-químicos dos materiais superficiais apresentando considerável dependência espacial e correlacionaram-se respectivamente, com a textura e topografia.

BIBLIOGRAFIA

Biulchi, D. F. 2012. *Uso de leguminosas arbóreas no controle da evolução de voçoroca no domínio do cerrado*. 2012. 280 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia.

Fontenelle, W. 2006. *Indicadores Físicos e Hídricos da Qualidade de um Latossolo Amarelo Distrófico Sob Diferentes Sistemas De Manejo no Cerrado Do Piauí*. 2006. 52. f. Dissertação (Mestrado em Agronomia), Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Piauí, Teresina.

Marques Júnior, J.; Lepsch, I. F. 2000. Depósitos superficiais neocenozoicos, superfícies geomórficas e solos em Monte Alto, SP. *Geociências*, São Paulo, 19 (2): 90-106.

Santos, F. C. 2017. *Variabilidade espacial físico-química de materiais superficiais da bacia hidrográfica do Córrego do Glória - Uberlândia - MG*. 2017. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade

Processos erosivos em vertentes afetadas por incêndios florestais: exemplos no NW de Portugal

Erosion processes in fire affected slopes: examples in Northwestern Portugal

A. Vieira¹*, A. Bento-Gonçalves²

¹ Universidade do Minho, Departamento de Geografia, CEGOT, Campus de Azurém, 4800-058 Guimarães

² Universidade do Minho, Departamento de Geografia, CEGOT, Campus de Azurém, 4800-058 Guimarães

* vieira@geografia.uminho.pt

Palavras-chave: Erosão dos solos, Áreas ardidas, NW de Portugal

Key-words: Soil erosion, Burnt areas, Northwestern Portugal

RESUMO

A ocorrência de incêndios florestais em Portugal é uma realidade que, ano após ano, tem vindo a marcar o período estival, destruindo recursos naturais, infraestruturas antrópicas e vidas humanas. No que diz respeito aos recursos naturais, um dos que mais severamente é afetado, devido à sua lenta recuperação e do qual depende a própria regeneração da cobertura vegetal, é o solo.

Os impactes do fogo sobre o solo fazem-se sentir diretamente na alteração significativa que ocorre ao nível dos nutrientes, contribuindo para a sua perda (Úbeda e Sala, 2001; Coelho *et al.*, 2004), o que afeta a fertilidade do solo, com consequências para a gestão da floresta (Thomas *et al.*, 2000).

Porém, os impactes também se fazem sentir ao nível da componente mineral. As camadas superficiais do solo são diretamente afetadas pelo fogo, conduzindo à destruição das camadas orgânicas e da maioria da vegetação, o que deixa os minerais do solo expostos e vulneráveis à ação dos agentes atmosféricos, nomeadamente ao impacto das gotas de chuva. No contexto climático vigente em Portugal, as precipitações que ocorrem na estação outonal são particularmente gravosas, pois verificam-se pouco tempo após a ocorrência dos incêndios, não permitindo uma revegetação capaz de prevenir a ação erosiva das chuvas. Consequentemente, observa-se frequentemente um aumento da erosão e da escorrência nas áreas afetadas por incêndios florestais (Shakesby *et al.* 1993; Walsh *et al.* 1994). As alterações que ocorrem na vegetação e na parte superior do solo na sequência dos incêndios florestais têm vindo a ser investigadas, dado os importantes impactes que têm sobre o regime hidrológico, quer em estudos desenvolvidos em parcelas (Walsh *et al.* 1994; Ferreira 1997; Ferreira *et al.* 1997; Soto e Diaz-Fierros 1998; Thomas *et al.* 2000; Coelho *et al.* 2004; Cerdà e Doerr 2005; Bento-Gonçalves *et al.*, 2013a; Rocha *et al.*, 2016), quer em bacias hidrográficas (Lavabre *et al.* 1993; Ferreira *et al.* 1997; Coelho *et al.* 2004; Cosandey *et al.* 2005; Ferreira *et al.* 2005b).

Diversos autores confirmaram através da sua investigação que a ação dos incêndios florestais no solo aumenta a escorrência e, consequentemente a sua erosão (Burch *et al.*

1989; Imeson *et al.* 1992; Shakesby *et al.* 1993; Scott & Schulze 1992; Scott 1993; Inbar *et al.* 1998; Coelho *et al.* 1995a, b; Pierson *et al.* 2002; Coelho *et al.* 2004; Cerdà & Lasanta 2005; Cerdà e Doerr 2005, Benavides-Solorio & MacDonald 2005).

A investigação desenvolvida no noroeste de Portugal tem confirmado esta realidade (Bento-Gonçalves *et al.*, 2011, 2013a, 2013b; Vieira *et al.*, 2012, 2014; Vieira e Bento-Gonçalves, 2015, 2016). A implementação de diversas metodologias de monitorização da erosão em parcelas, na área experimental da Junceda, situada no Parque Nacional Peneda-Gerês (Bento-Gonçalves *et al.*, 2013), e na área experimental de Santo Tirso (Rocha *et al.*, 2016), revelaram perdas de solo e aumento da escorrência, ainda que com valores abaixo dos limiares considerados por Diaz-Fierros *et al.* (1982) para a Galiza, ou os propostos pela FAO-PNUMA-UNESCO (1980), registando uma erosão quase sempre abaixo dos limiares do tolerável ou baixa (quando inferior a 11 ou 10 ton/ha/ano, respetivamente) e raramente ligeira ou moderada (quando registando valores entre os 11 e 30 ou 10 e 50 ton/ha/ano, respetivamente).

Para além da quantificação da erosão a partir da instalação de parcelas, procedemos à avaliação visual da ação erosiva sobre as vertentes em áreas queimadas, revelando esta análise o desenvolvimento de áreas críticas de maior concentração da erosão, onde a sua intensidade é mais acentuada.

De fato, observa-se uma ação erosiva generalizada ao longo das vertentes, onde para além do impacto da gota da chuva como desagregador das partículas do solo e também agente de movimentação das mesmas, atua a própria escorrência (potenciada em áreas afetadas por incêndios, devido a redução da capacidade de infiltração da água, também pelo aumento da repelência do solo à água - Coelho *et al.* 2004; Ferreira *et al.* 2005a), gerando uma superfície de lavagem dos sedimentos (Figura 2).

Contudo, a concentração da escorrência cria situações mais graves, pelo incremento da competência da escorrência concentrada para o destacamento e transporte dos sedimentos na vertente. A geração de linhas de concentração do fluxo promove o desenvolvimento de sulcos mais ou menos profundos (Figura 3), conduzindo, eventualmente, ao aparecimento de ravinhas.



Figura 2. Superfície de lavagem em área afetada por incêndios florestais (Parque Nacional da Peneda-Gerês).



Figura 3. Desenvolvimento de sulcos, concentradores da escorrência e potenciadores de erosão linear, após evento precipitativo intenso (Morreira, Braga).

Se a atuação dos primeiros episódios chuvosos é significativa na degradação dos solos (quer do ponto de vias do seu empobrecimento em nutrientes, quer da própria erosão da componente mineral) e no desenvolvimento destas formas erosivas, a ausência de medidas de mitigação, quer de curto quer de médio prazo, conduz ao seu agravamento, provocando situações de degradação acelerada e acentuada, por vezes irreversíveis, que conduzem à perda do recurso solo. A observação da

evolução destes fenómenos (Figura 4) é bastante elucidativa da importância que tem a implementação de medidas de mitigação da erosão em áreas afetadas pelos incêndios florestais.

Estas morfologias erosivas é bastante frequentes nas áreas que temos monitorizado, frequentemente caracterizadas por declives acentuados, ao que se associa, por vezes, a ação antrópica, relacionada com as práticas pouco adequadas de extração da madeira queimada após incêndios (Figura 5).



Figura 4. Evolução de processos erosivos em áreas ardidas (entre julho de 2011 e março de 2016. Parque Nacional da Peneda-Gerês).



Figura 5. Efeitos degradativos do solo na sequência da extração da madeira queimada (Parque Nacional da Peneda-Gerês).

As evidências que encontramos no noroeste de Portugal demonstram os gravosos impactes dos incêndios florestais sobre os solos, nomeadamente ao nível da sua erosão e degradação, sendo imperativa a implementação de medidas de mitigação de emergência após a sua ocorrência, por forma a impedir a perda deste recurso inestimável, mas esgotável.

REFERÊNCIAS

- Díaz-Fierros, V., Gil Sotres, F., Cabaneiro, A., Arballas, T., Leiros de la Peña, M. C., Villar Celorio, M. C. (1982). Efectos erosivos de los incêndios forestales en suelos de Galicia. *Anales de Edafología y Agrob*, no XLI, vol. 3-4, p. 627-639.
- FAO-PNUMA-UNESCO (1980). Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos. 1980, Roma, FAO.
- Benavides-Solorio, J. de, MacDonald, L. H. (2005). Measurement and prediction of post-fire erosion at the hillslope scale, Colorado Front Range. *International Journal of Wildland Fire*, 14, 457-474.
- Bento-Gonçalves, António J., Vieira, António, Lourenço, L., Salgado, J., Mendes, L., Castro, A., Ferreira-Leite, F., 2011. The importance of pine needles in reducing soil erosion following a low/medium intensity wildfire in Junceda (Portugal) - an experimental design. In *Fire Effects on Soil Properties. Proceedings of the 3rd International Meeting of Fire Effects on Soil Properties*, Guimarães.
- Bento-Gonçalves, A., Vieira, A., Ferreira-Leite, F., 2013a. Erosão dos solos após incêndios florestais: aplicação de medidas de mitigação aplicadas em vertentes e em canais, no NW de Portugal. In A. Bento-Gonçalves & A. Vieira (Eds), *Grandes incêndios florestais, erosão, degradação e medidas de recuperação dos solos*. NIGP, Universidade do Minho, Guimarães, 298 p.
- Bento-Gonçalves, António; Vieira, António; Salgado, José; Castro, Américo; Araújo, Bruno; Lourenço, Luciano; Nunes, Adélia N. 2013b. Medidas de emergência para proteção do solo após incêndios florestais. Resultados preliminares de algumas experiências na serra do Gerês. *Cadernos de Geografia*, 32: 145 - 155.
- Burch, G. J., Moore, I. D., Burns, J. (1989). Soil hydrophobic effects on infiltration and catchment runoff. *Hydrological Processes*, 3, 211-222.
- Cerdà, A., Lasanta, T. (2005). Long-term erosional responses after fire in the Central Spanish Pyrenees. 1. Water and sediment yield. *Catena*, 60, 59 -80.
- Cerdà, A., Doerr, S. H. (2005). The influence of vegetation recovery on soil hydrology and erodibility following fire: an eleven-year research. *International Journal of Wildland Fire*, 14(4) 423-437.
- Coelho, C. O. A., Ferreira, A. J. D., Boulet, A. K., Keizer, J. J. (2004). Overland flow generation processes, erosion yields and solute loss following different intensity fires. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 37, 3, 233-240.
- Coelho, C. O. A., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (1995a). Effects of forest fires and post-fire land management practice on soil erosion and stream dynamics, Águeda basin, Portugal. 'Soil and groundwater research report V', European Commission, 91p.
- Coelho, C. O. A., Shakesby, R. A., González del Tánago, M., Ternan, L., Walsh, R. P. D., Williams, A. G. (1995b) IBERLIM: Land management and erosion limitation in the Iberian Peninsula. Final Report to the EC in fulfilment of Project EV5V-0041 'Land management practice and erosion limitation in contrasting wildfire and gullied locations in the Iberian Peninsula (unpublished), 246 pp.
- Cosandey, C., Andrèassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J. F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D. (2005). The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology*, 301, 235-249.
- Ferreira, A. J. D., Coelho, C. O. A., Boulet, A. K., Lopes, F. P. (2005a). Temporal patterns of solute loss following wildfires in Central Portugal. *International Journal of Wildland Fire*, 14, 401-412.
- Ferreira, A. J. D., Coelho, C. O. A., Boulet, A. K., Leighton-Boyce, G., Keizer, J. J., Ritsema, C. J. (2005b). Influence of burning intensity on water repellence and hydrological processes at forest sites in Portugal. *Australian Journal of Soil Research* 43, 327-336.
- Ferreira AJD, Coelho COA, Shakesby RA, Walsh RPD (1997). Sediment and solute yield in forest ecosystems affected by forest fire and rip-ploughing techniques, central Portugal: a plot and catchment analysis approach. *Physics and Chemistry of the Earth*, 22, 309-314.
- Ferreira AJD (1997) Soil erosion in a burned plot: Evaluation based on single event record. In 'Forest fire risk and Management Proceedings of the European school of climatology and natural hazards course', EU-Commission, 373-380.
- Imeson AC, Verstraten JM, Van Mullingen EJ, Sevink J (1992) The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forests. *Catena* 19, 345-361.
- Inbar M, Tamir M, Wittenberg L (1998) Runoff and erosion processes after a forest fire in Mount Carmel, a Mediterranean. *Geomorphology*, 24, 17 -33
- Lavabre J, Torres DS, Cernesson F (1993) Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire. *Journal of Hydrology*, 142, 273-299.
- Pierson FB, Carlson DH, Spaeth KE (2002) Impacts of wildfire on soil hydrological properties of steep sagebrush-steppe rangeland. *International Journal of Wildland Fire*, 11, 145-151
- Rocha, J., Vieira, A., Bento-Gonçalves, A. (2016). Erosão hídrica de solo: aplicação experimental de técnicas de fogo controlado e de parcelas de erosão no concelho de Santo Tirso (Portugal). *IX SLAGF*, 1407-1419.
- Scott DF (1993) The hydrological effects of fire in South African mountain catchments. *Journal of Hydrology*, 150, 409-432.
- Scott DF, Schulze RE (1992) The hydrological effects of a wildfire in a eucalypt afforested catchment. *S.A. Forestry Journal*, 160, 67-74.
- Shakesby RA, Coelho COA, Ferreira AJD, Terry JP, Walsh RPD (1993) Wildfire impacts on soil erosion and hydrology in wet Mediterranean forest, Portugal. *International Journal of Wildland Fire*, 3, 95-110.
- Soto D, Diaz-Fierros F (1998) Runoff and soil erosion from areas of burnt scrub: comparison of experimental results with those predicted by the WEPP model. *Catena*, 31, 257-270.
- Thomas AD, Walsh RPD, Shakesby RA (2000) Solutes in overland flow following fire in eucalyptus and pine forests, northern Portugal. *Hydrological Processes*, 14, 971-985.
- Úbeda X, Sala M (2001) Chemical concentrations in overland flow from different forested areas in a Mediterranean Environment: burned forest at different fire intensity and unpaved road. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 45, 225-238.
- Walsh RPD, Boakes DJ, Coelho COA, Bento Gonçalves AJ, Shakesby RA, Thomas AD, (1994) Impact of fire-induced hydrophobicity and post-fire forest litter on overland flow in northern and central Portugal. *Proceedings of the Second International Conference on Forest Fire Research*, Coimbra, 21-24 November 1994, Volume II, 1149-1159.
- Vieira, António; Bento-Gonçalves, António J.; Lourenço, Luciano; Nunes, Adélia; Castro, Américo; Salgado, José (2012). Medidas de mitigação da erosão pós-incêndios aplicadas em canais (NW de Portugal). In *Respuestas de la Geografía Ibérica a la crisis actual*, 1194 - 1204. Universidade de Santiago de Compostela .
- Vieira, A., Bento-Gonçalves, A., Lourenço, L., Nunes, A., Meira-Castro, A., Ferreira-Leite, F., (2014). Soil erosion after forest fires: evaluation of mitigation measures applied to drainage channels in the northwest of Portugal. *Flamma* 5: 3. 127-129.
- Vieira, A., Bento-Gonçalves, A. (2015) Investigação sobre erosão e degradação dos solos afetados por incêndios florestais. In *II Simpósio de Pesquisa em Geografia*, UMDGeo, 33-49.
- Vieira, A., Bento-Gonçalves, A. (2016) Metodologias para o estudo da erosão e degradação dos solos e sua mitigação, em áreas afetadas por incêndios florestais em Portugal. In *Reflexões sobre a Geografia Física e Ambiente num Mundo em Conflito*, UPM, CEGOT, 39-51.

Página intencionalmente deixada em branco

Digital shoreline analisys system (DSAS) aplicada ao estudo das mudanças morfológicas em ilhas fluviais no baixo curso do rio Jaguaribe, Ceará - Brazil

Digital shoreline analisys system (DSAS) applied to the study of morphological changes in fluvial islands in the low course of Jaguaribe river, Ceará - Brazil

Pedro Henrique Balduíno de Queiroz¹, Lidriana de Souza Pinheiro², Jorge Manuel do Rosário Trindade³

¹Universidade Estadual do Ceará, Doutorando pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia, Avenida Dr. Silas Munguba, 1700, Campus do Itaperi, Fortaleza-Ceará.

²Universidade Estadual do Ceará, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Avenida Dr. Silas Munguba, 1700, Campus do Itaperi, Fortaleza-Ceará.

³Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Rua Branca Edmée Marques, Cidade Universitária, 1600-276 Lisboa, Portugal.

*pedrobalduino@hotmail.com

Palavras-chave: Ilhas fluviais, DSAS, Erosão e sedimentação.

RESUMO

As ilhas fluviais configuram-se como elementos morfológicos marcantes em diversos sistemas fluviais, caracterizando-se, sobretudo pela relativa estabilidade diante dos processos erosivos e sedimentares, quando comparadas às barras fluviais. Morfológicamente, diversos são os fatores que contribuem para a formação e evolução dessas feições morfológicas, como a vazão, o transporte de sedimentos, o tempo de estabelecimento da vegetação, o tempo de emersão da superfície das barras fluviais, dentre outros. Recentemente, os estudos relacionados à evolução de ilhas fluviais vêm sendo retomados no âmbito da Geomorfologia Fluvial, baseados em trabalhos clássicos desenvolvidos para rios de regiões áridas, semiáridas e sub-úmidas da Europa, da Ásia, dos Estados Unidos, do Canadá, da Índia e da Austrália.

Nesse cenário, o trabalho intitulado “Digital Shoreline Analisys System (DSAS) aplicado ao estudo das mudanças morfológicas em ilhas fluviais no baixo curso do Rio Jaguaribe,” visa contribuir para o avanço das pesquisas em Geomorfologia fluvial, particularmente no semiárido, onde o regime de escoamento e o transporte de sedimentos nos canais fluviais é fortemente condicionado pelo regime pluviométrico, e pela dinâmica de barramentos, em razão da construção de açudes e barragens. O baixo Jaguaribe ocupa uma área de aproximadamente 8.893 km², drenando a área de 13 municípios, de modo que o recorte de estudo desta pesquisa abrange o canal fluvial do rio Jaguaribe em seu baixo curso, contemplando uma extensão de aproximadamente 130 km, drenando de modo mais expressivo os municípios de Tabuleiro do Norte, Russas, Limoeiro do Norte, Fortim, Jaguaruana, Itaicaba e Aracati (Ver Figura 1).

Assim, este estudo tem por objetivo a estimativa das taxas de erosão e sedimentação em ilhas fluviais, em anos que antecedem e sucedem a construção da barragem do Castanhão, a partir da aplicação da técnica *Digital Shoreline Analisys System* – DSAS. Originalmente, o DSAS é uma ferramenta SIG

aplicada a regiões costeiras e que permite a medição métrica sucessiva através de perfis transversais entre a linha de base e os vários posicionamentos da linha de costa, para calcular as taxas de variação da erosão e sedimentação em uma determinada escala temporal (Himmelstoss, 2009; Thieler et al., 2005; Nguyen et al., 2011).

Na atualidade, alguns pesquisadores têm aplicado essa técnica em ambientes fluviais, sobretudo para estimar as taxas de erosão e sedimentação em ilhas fluviais, a exemplo de trabalho desenvolvidos no Rio Mekong, no Vietnã (Nguyen, et al., 2011); e no rio Elwha (Draut et al., 2010), nos Estados Unidos. Para a aplicação da DSAS inicialmente foi necessário a definição de uma linha de base, que serviu como ponto de partida para todos os perfis elaborados pela aplicação.

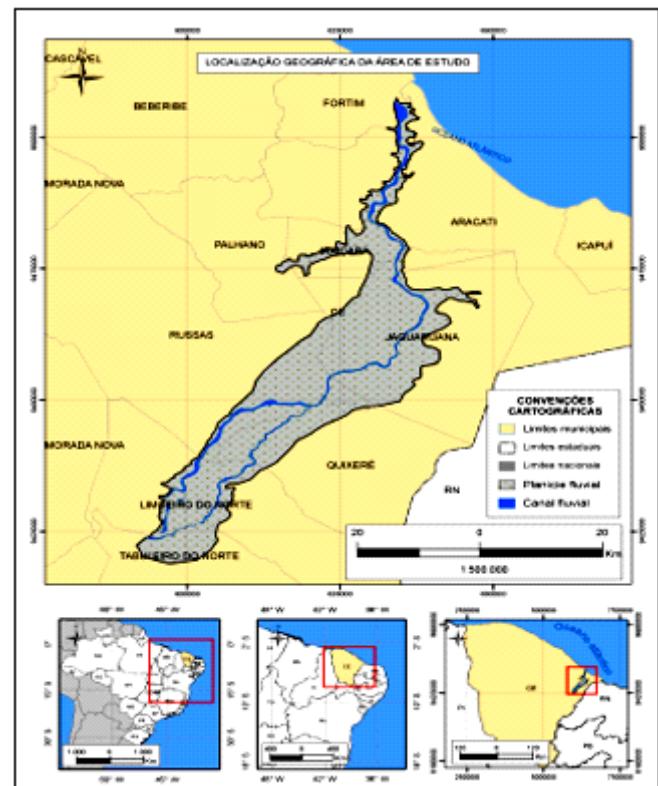


Figura 1. Localização geográfica da área de estudo.

Do ponto de vista operacional, para a aplicação do DSAS foi inicialmente necessário a definição de uma linha de base, que serviu como ponto de partida para todos os perfis elaborados pela aplicação. Deste modo, levando-se em consideração a escala espacial em estudo, a linha de base foi demarcada paralela à posição das linhas cartografadas, mantendo-se uma distância constante, sem nunca as interceptar e acompanhando-as em toda a sua extensão. Para a ilha 1 foram traçados 33 perfis transversais a linha de base, cujo comprimento de cada transecto foi de 380m, ao passo que para a ilha 2 foram traçados 58 perfis, cujo comprimento de cada transecto foi de 480m. Em ambas os casos, a distância entre os transectos foi de 100m (Ver figura 2).

O DSAS utiliza diferentes métodos estatísticos para obtenção das taxas de recuo, dentre eles o End Point Rate (EPR) ou taxa de ponto final/extremidade, selecionado para este estudo, e que permite o cálculo das taxas de variação a partir da divisão da distância da variação da linha de costa pelo tempo decorrido entre a mais antiga e a mais recente linha de costa (Thieler et al., 2005).

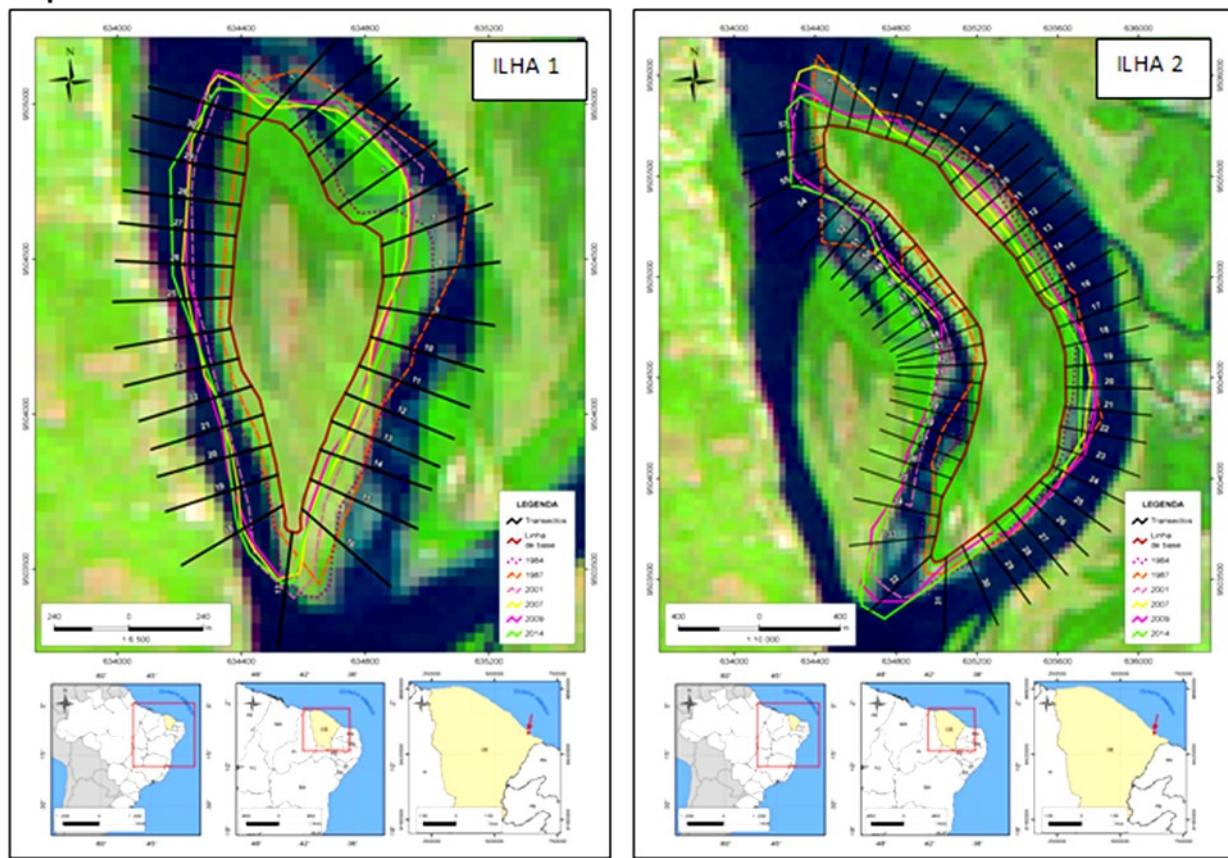


Figura 2. Elaboração dos perfis transversais nas ilhas fluviais selecionadas para o estudo.

No caso do rio Jaguaribe a aplicação desta técnica deu-se nos anos de 1984, 1987 e 2001, correspondendo a etapa de pré-barramento, e 2001, 2009 e 2014 equivalendo a etapa pós-barramento. Para isso, foram selecionadas duas ilhas fluviais, cujos critérios de escolha deram-se em função do caráter residual dessas feições, de modo que, a mesma ilha pudesse ser mapeada em todos os anos da escala temporal estudada. Em função desse aspecto foram selecionadas duas ilhas fluviais posicionadas próximas à foz do rio.

Os resultados preliminares indicaram uma redução nas taxas de erosão e sedimentação entre ambas as fases nos diversos setores das ilhas, de modo que na etapa de pós-barramento, o controle da vazão e do transporte de sedimentos exercido pela barragem contribuiu de modo significativo para a evolução das ilhas fluviais, uma vez que, os baixos fluxos possibilitaram a fixação da vegetação, contribuindo para que a dinâmica de erosão e sedimentação se desse basicamente nas bordas das ilhas fluviais.

BIBLIOGRAFIA

- Draut, A. E.; Logan, J. B.; Mastin, M. C.; McCoy, R. E. 2010. Seasonal an decadal-scale channel evolution on the dammed Elwha River, Washington. In *2nd Joint Federal Conference*. Las Vegas, ISBN: 978-0.
- Himmelstoss, E.A. 2009. DSAS 4.0 Installation Instructions and User Guide. In: Thieler, E.R., Himmelstoss, E.A., Zichichi, J.L., and Ergul, Ayhan. Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 — *An ArcGIS extension for calculating shoreline change*: U.S. Geological Survey Open-File Report: 2008-1278.
- Nguyen, L. D.; Pham-Bach, E. T., Pham-Thi, M. T., Hoang-Phi, G. 2011. Change Detection of Land Use and Riverbank in Mekong Delta, Vietnam Using Time Series Remotely Sensed Data. *Journal of Resources and Ecology*, 2(4): 370-374.
- Thieler, E.; Himmelstoss, E.; MilleR, T. 2005. User Guide & tutorial for the Digital Shoreline Analysis System. (DSAS) version 3.0. Extension for ArcGIS v.9.0. Part of USGS Open-File Report: 2005-1304.

A Geodiversidade de Carolina-MA: um Patrimônio Natural voltado ao Geoturismo

The Geodiversity in Carolina-Maranhão: a Natural Heritage to the Geotourism

Antonia Rejane Cavalcante Morais¹, Edelson Leitão Maciel^{2*}, Claudio Eduardo de Castro³

¹Mestranda em Geografia, Natureza e Dinâmica do Espaço, Universidade Estadual do Maranhão-UEMA.

²Graduado em Geografia, Universidade Estadual do Maranhão.

³Prof. Dr. Curso de Geografia, Pós-graduação em Geografia, Natureza e Dinâmica do Espaço – UEMA
*rejanymorais@hotmail.com

Palavras-chave: Geodiversidade, Patrimônio Natural, Mosaico, Catalogação e Divulgação.

A Geodiversidade representa um cenário panorâmico dos aspectos fisionômicos ligados à geologia, geomorfologia, pedologia e a paisagem. A esse conjunto de características, quando se revela potencial de elementos que são fundamentais à vida, são únicos e representativos do conjunto do qual faz parte, é denominado de Patrimônio, que por sua vez: “(...) constitui-se como um conjunto dos elementos Geológicos, superficiais, subterrâneo, hidrológico, mineralógico, faunístico, florísticos, arqueológico, remanescentes históricos e culturais” (Conama, 2004). São características que permitem a relação entre formação, adaptação e interação ao meio.

A Geodiversidade se manifesta nos testemunhos da paisagem geomorfológica, na dinâmica de formação, nos elementos integrantes e interagidos nessa paisagem, isto porque: “[...] através do clima, são influenciadas as plantas, os animais (incluindo o homem) e o solo. Ele influencia as rochas através do intemperismo, enquanto as forças externas que modelam a

superfície da terra são basicamente controladas pelas condições climáticas”. (Ayoade, 1996). Desse modo, os agentes naturais influenciam na diversidade ecológica, ao passo que os climas, atuais e passados, agem sobre a geologia, culminando nas esculturas do relevo. Enquanto as condições climáticas possibilitam a adaptação da diversidade ecológica, os aspectos morfoestruturais da paisagem igualmente sofrem sua influência, o que também favorece na manutenção dos organismos biológicos.

A Geodiversidade permite empreender-se uma significância dos tempos passados isto porque: “(...) os registros fossilíferos refletem nas mudanças da flora e da fauna, as extinções em massa e as mudanças climáticas ocorridas ao longo do tempo geológico” (CPRM, 2008). Para a interpretação da evolução paisagística, o Geoturismo – ferramenta prática de uso da Geodiversidade como atrativo – exige superar-se a contemplação, compreendendo-se os processos formadores e os aspectos explícitos nas formas, na fauna e flora e a importância do Patrimônio, valorizando-o. Logo: “O Geoturismo é uma forma diferenciada de apreciar a natureza onde o visitante, além de apreciar a beleza cênica, pode obter informações diversas sobre a biodiversidade e a Geodiversidade locais o que lhe propiciará uma visão holística da área visitada”. (Evangelista e Travassos, 2014).

Este trabalho tem por objetivo contextualizar a Geodiversidade de Carolina-MA (figura 1) como suporte ao seu uso Geoturístico. Em alcance dos objetivos, o método utilizado usou da prospecção, em levantamento dos indícios que apontassem as paisagens passíveis de apresentarem claramente a Geodiversidade em Carolina-MA. O método propõe:

(...) a concretização de uma metodologia de trabalho que visa sistematizar as tarefas no âmbito da conservação do Patrimônio Geológico. Estas estratégias devem ser agrupadas nas seguintes etapas sequenciais: inventariação, quantificação, classificação, conservação, valorização e divulgação e, finalmente, monitorização. (Bilha, 2005, p. 95)

A partir do levantamento do potencial geoturístico, gerou-se um catálogo e sua divulgação para que outros pesquisadores se proponham a novas pesquisas nesse sentido, visando um melhor entendimento local, para sediar as ações de manejo do turismo e a consciência ambiental.

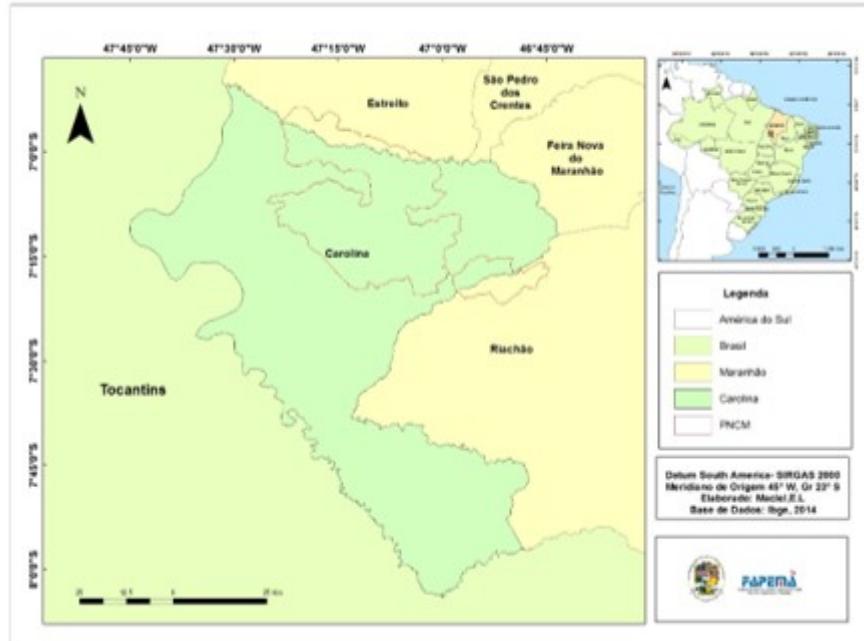


Figura 1. Localização de Carolina/MA

Foram elaborados os mapas de geologia, geomorfologia e hipsométrico (apresenta-se o mapa geológico na figura 2, como forma de ilustrar o trabalho, dado o espaço reduzido deste resumo), que representam as feições do relevo, de ocorrência de cavernas, presença de morros testemunhos, de cachoeiras, de

rios, de sítios arqueológicos, com o fim de compor o inventário da Geodiversidade da região. Os mapas foram confeccionados no software ArcGis versão 10.2. Os atrativos potenciais foram fotografados somando-se desta maneira aos à cartografia prospectiva para apontar a riqueza do Patrimônio.

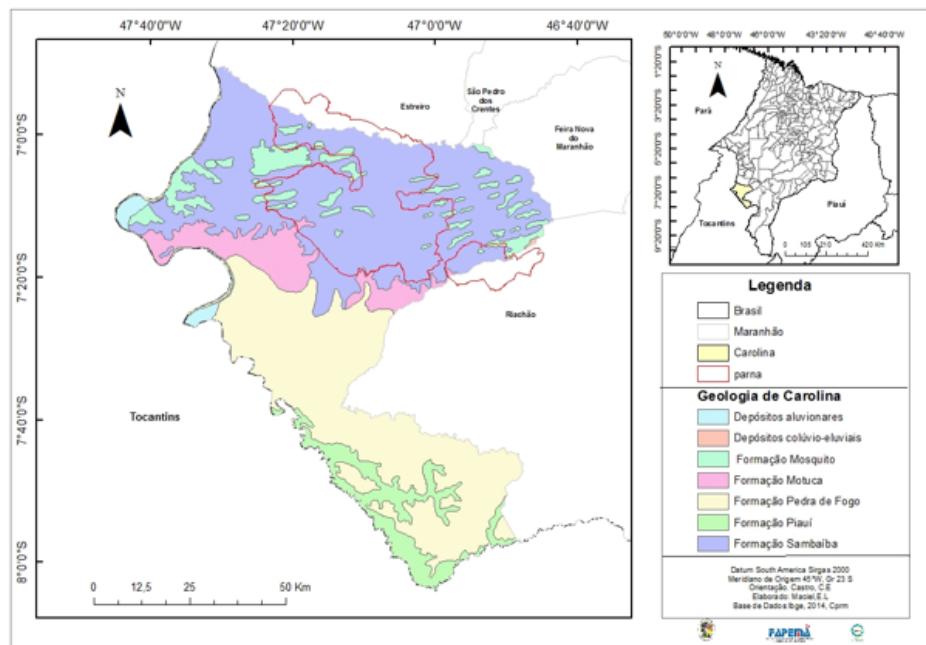


Figura 2. Geologia de Carolina com limites do Parque Nacional da Chapada das Mesas

As pesquisas indicaram que as morfoestruturas geomorfológicas-geológicas apresentam arenitos das Formações Sambaíba, Pedra de Fogo, Mutuca e Piauí, do Grupo Balsas. As cavernas ocorrem em todas elas, preponderantemente na Sambaíba, uma vez que é a Formação se encontra exposta pela ação erosiva. Geologicamente, podemos perceber a predominância da Formação Sambaíba ocorrendo exposição da Formação Pedra de Fogo em poucos casos, em áreas cujos relevos permanecem preservados pelos processos dissecadores. Há a ocorrência de basaltos da Formação Mosquito sobreposta a todas as Formações, portanto, sobre morros isolados, ela encontra-se em contato discordante caracterizado por superfí-

cie de erosão (Lins e Andrade, 1975; Góes, 1994; Tocantins, 2004; Santos e Carvalho, 2009). Quanto à paisagem, expressão visível da biodiversidade, os resultados vêm nos apresentar a existência de cachoeiras cuja atratividade é muito grande e cuja formação por erosão regressiva se diferencia em vales abertos e quedas em mais de um salto, presença de marmistas, cavernas sob a cortina da água (figura 3), cânions muito encaixados (figura 4) sumidouros do rio sob a rocha arenítica, inscrições rupestres em abrigos de rocha arenítica (figura 5) nas cavernas e raríssimos espeleotemas como uma stalagmite mostrada na figura 6).



Figura 3. Caverna sob a cachoeira São Romão.

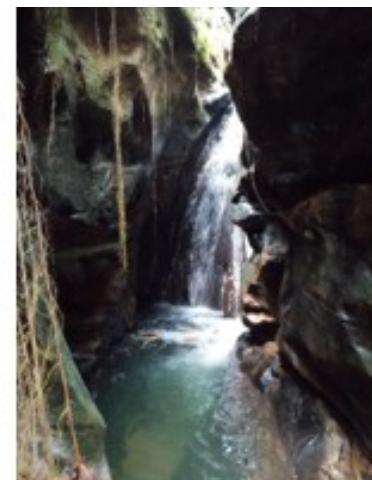


Figura 4. Cânion com drenagem perene.



Figura 5. Inscrições rupestres em arenito.

Pode-se encontrar testemunhos rochosos (figura 7), testemunhos de erosão fluvial em ‘furos’ remanescentes na rocha em seus segmentos mais altos, de onde se pode avistar a paisagem do relevo (Morro do Chapéu ao fundo da fotografia e do cerrado (figura 8). Pelo que se pode levantar, pode-se concluir que a Geodiversidade em Carolina é significativa e apresenta atratividade por sua beleza cênica e também por singularidade e con-



Figura 6. Estalagmite em caverna arenítica

junto, servindo grandemente como fonte para o planejamento Geoturístico, constituindo-se como Patrimônio, possibilitando que a prática dessa modalidade turística possa se efetivar, desde que planejada e que se constitua capacitação para despertar a conscientização dos turistas e que haja sensibilização e apreensão do conhecimento dos elementos geodiversos existentes.



Figura 7. Portal da Chapada.



Figura 8. Cerrado.

- BIBLIOGRAFIA**
- Ayoade, J. O. 1996. *Introdução à climatologia para os trópicos*. Bertrand Brasil S. A., Rio de Janeiro
- Bilha, José. 2005. *Patrimônio geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente biológica*. Braga, Portugal: Editora Palimage.
- Conama. *Resolução CONAMA nº 347 de 10 de setembro de 2004*. Diário Oficial da União, Brasília, n. 176, 13 set. 2004. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfmcodlegi=452>. Acesso em: 20 abr. 2014.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. *Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro*. Editor: Cassio Roberto da Silva. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.
- Evangelista, Vânia Kele; Travassos, Luiz Eduardo Panisset. 2014. *Patrimônio Geomorfológico do Parque Estadual do Sumidouro*. Belo Horizonte: PUC Minas. ISBN 978-85-8239-013-9 (Impresso) e ISBN 978-85-8239-018-4 (e-book)
- Góes, A.M.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*. Rio de Janeiro, 8(1): 57-67.
- Lins, R. C.; Andrade, G. O. 1975. *Aspectos hidrográficos da bacia do Parnaíba*. In: Ci & Trop, Recife. 3: 121-136
- Santos, M. E. C. M.; Carvalho, M. S. S. 2009. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE.
- Tocantins. FOLHA SB.23-Y-C (Carolina). *Secretaria do Planejamento e Meio Ambiente*. Palmas, Seplan, 2004.

Página intencionalmente deixada em branco

Sazonalidade e alteração da localização em nascentes do Rio São Francisco, Serra da Canastra, Minas Gerais, Brasil

Seasonality and alteration of the location in the springs of the São Francisco River, Serra da Canastra, Minas Gerais, Brazil

Giliander Allan da Silva^{1*}, Sílvio Carlos Rodrigues²

¹Universidade Federal de Uberlândia, Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos, Uberlândia - Brasil

²Universidade Federal de Uberlândia, Prof. do Instituto de Geografia, Laboratório de Geomorfologia e Erosão de Solos, Uberlândia - Brasil

*gili.franca@hotmail.com

Palavras-chave: água subsuperficial; hidrogeomorfologia; nascentes; ação antrópica; estradas não pavimentadas.

Key-words: subsurface water; hydrogeomorphology; springs; human action; unpaved roads.

RESUMO

O Parque Nacional da Serra da Canastra (PNSC) foi criado em 03 de abril de 1972, pelo decreto nº 70.335. Sua extensão é de 2.000 quilômetros quadrados, distribuindo-se em parte dos municípios de Sacramento, São Roque de Minas, Vargem Bonita, Delfinópolis, São João Batista do Glória e Capitólio, localizados na região Sudoeste do estado de Minas Gerais. Deste total, quase 720 km² estão sob posse e domínio do Ibama e o restante são propriedades ainda não desapropriadas e regularizadas (IBAMA, 2005). A gênese da Serra da Canastra se deu por processos geológicos de dobramentos de grandes pacotes de rochas com marcas de cavagem com transporte de SW para NE (Chaves *et al.*, 2008), compondo um arranjo litológico complexo, com predomínio de rochas quartzíticas e filíticas, se configurando como um importante divisor de água regional. Desta forma, torna-se de grande valia desenvolver estudos que busquem interpretar os processos hidrogeomorfológicos na serra, baseando-se nas ideias de (Scheidegger, 1973) e de demais autores que vieram aprimorar esta linha de estudo da Geomorfologia, como (Babar, 2005; Dunne, 1994; Goerl, Kobiyama e Santos, 2012; Gregory, 1979; Gurnell e Gregory, 1995; Montgomery e Bolton, 2003) dando foco aos processos que envolvem as nascentes. Estas podem ser conceituadas como um “sistema ambiental natural em que ocorre o afloramento da água subterrânea de modo temporário ou perene, integrando à rede de drenagem superficial” (Felippe, 2009). Outros estudos sobre nascentes que também embasam esta pesquisa são (Felippe, 2009, 2013; Montgomery e Dietrich, 1988, 1989, 2008) entre outros. Para tanto, e, como parte de uma pesquisa mais detalhada, procedimentos metodológicos como o uso de imagens de ultra alta resolução espacial geradas por Véculo Aéreo Não-Tripulado (VANT/DRONE), medida de vazão, análise descritiva em campo (material superficial e substrato geológico), coleta de amostras, modelos digitais do relevo e perfis topográficos detalhados, estão sendo utilizados para buscar estabelecer relações sobre o regime das águas em nascentes do rio São Francisco. Em relação à geologia, nota-se que há uma sequência basicamente regular entre

níveis de rochas mais e menos compactas, promovendo vales e contrafortes, respectivamente (IBAMA, 2005). Nas descontinuidades entre estas unidades a drenagem tende a se encaixar. Além disso, nas rochas mais rígidas, principalmente quartzitos silicosos ocorrem afloramentos, quase sempre com direção e mergulho visíveis ou então material superficial muito delgado (centimétrico). Por outro lado, em predomínio de quartzitos argilosos, observa-se material transportado e autóctone mais proeminente, sendo capaz de armazenamento de água em subsuperfície. Além disso, presencia-se camadas centimétricas de carapaças ferruginosas, as quais exercem função de tamponamento à infiltração e cria uma zona freática suspensa. Nas áreas onde ocorre o afloramento destas concreções, em períodos úmidos, observa-se a exfiltração de água. Não se pode ignorar a ação biológica sobre o material superficial. Cupins, tatus, tamanduás, corujas e outros animais, promovem o aumento da porosidade do material inconsolidado, favorecendo a infiltração em episódios de chuva. No entanto, em épocas com baixo regime de chuvas, o nível da água subsuperficial baixa muito, deslocando as nascentes para mais de 100 metros vertente abaixo, com desnível altimétrico de 20 metros, aproximadamente. Estudos futuros vão ao encontro de avaliar como os cortes das estradas e a manutenção delas impactam na tendência natural das águas subsuperficiais que se locomovem lateralmente no perfil.

BIBLIOGRAFIA

- Babar, M. 2005. *Hydrogeomorphology: Fundamentals, Applications and Techniques*. New Delhi: New India Publishing.
- Chaves, M. L.; Brandão, P.R.; Girodo, A.C.; Benitez, L. 2008. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. *Revista da Escola de Minas*, 61 (3): 357-364.
- Dunne, T. 1994. Hydrogeomorphology—an introduction. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15: 1-4.
- Felippe, M. F. 2009. *Caracterização e tipologia de nascentes em unidades de conservação de Belo Horizonte-MG com base em variáveis geomorfológicas, hidrológicas e ambientais*. Dissertação de mestrado em Geografia e Análise Ambiental, Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais.
- Felippe, M. F. 2013. *Gênese e dinâmica de nascentes: contribuições a partir da investigação hidrogeomorfológica em região tropical*. Tese de doutorado em Geografia, Belo Horizonte: Universidade Federal de Minas Gerais.
- Goerl, R. F.; Kobiyama, M.; Santos, I. D. 2012. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13 (2): 103-111.
- Gregory, K. J. 1979. Hydrogeomorphology: how applied should we become? *Progress in Physical Geography*, 3 (1): 84-101.
- Gurnell, A. M.; Gregory, K. J. 1995. Interactions between semi-natural vegetation and hydrogeomorphological processes. *Geomorphology*, 13 (1-4): 49-69.
- IBAMA.2005. Plano de Manejo do Parque Nacional Serra da Canastra. p. 578
- Montgomery, D. R.; Bolton, S. M. 2003. Hydrogeomorphic variability and river restoration. *Strategies for Restoring River Systems: Sources of Variability and Uncertainty in Natural and Managed Systems*. American Fisheries Society, Bethesda, MD, p. 39-80.
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E. 1988. Where do channels begin? *Nature*, 336 (6196): 232-234.
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E. 1989. Source areas, drainage density, and channel initiation. *Water Resources Research*, 25 (8): 1907-1918.
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E. 2008. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. *SCIENCE*, 8 (255): 826.
- Scheidegger, A. E. 1973. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20: 193-215.

Página intencionalmente deixada em branco

Knickpoints do Rio Paiva e variação do K_{SN} no seu perfil longitudinal

Knickpoints along the Paiva River and K_{SN} variation over its longitudinal profile

J.P. Sousa¹; A. Martins²; A. Gomes¹

¹Department of Geography, Faculty of Arts, University of Porto, Portugal

²Department of Geosciences, University of Évora, Portugal

Palavras-chave: Knickpoints; Knickzones; Rio Paiva; Perfis Longitudinais; Índice de Inclinação Normalizado

Key-Words: Knickpoints; Knickzones; Paiva River; Longitudinal Profiles; Normalized Steepness Index

INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica do Paiva destoadas restantes sub-bacias hidrográficas do rio Douro, se tivermos em conta o formato da bacia que se apresenta de forma quase paralela ao curso médio do Douro. Outra diferença reside na forte dissimetria que existe entre a margem direita e a margem esquerda do rio Paiva relativamente à área drenada por cada uma (Figura 2), sendo que a margem esquerda recebe praticamente apenas a drenagem da vertente do vale do Paiva, ficando muito aquém, comparativamente, ao enorme poder e área de drenagem da margem oposta (Ferreira, 1978). Relativamente à litologia presente na bacia hidrográfica do Paiva, os granitos e as rochas metamórficas, nomeadamente xistos e grauvaques, são as litologias dominantes ao longo da bacia. É a partir do centro da bacia que a dissimetria se torna notória, observando-se maioritariamente rochas metamórficas a Este, enquanto, a Oeste os granitos dominam.

O objetivo principal deste trabalho reside na análise do perfil longitudinal do rio Paiva e nos fatores explicativos do seu traçado e evolução. Como objetivos específicos pretende-se: *i*) identificar Knickpoints e Knickzones; *ii*) analisar o traçado da rede de drenagem da bacia; *iii*) calcular o índice K_{SN} ao

longo do perfil e a distinção de sectores; *iv*) interpretar as classes K_{SN} em função da litologia do leito do rio.

Os Knickpoints(KPs) referem-se a determinados pontos do perfil longitudinal do rio onde ocorre uma mudança drástica no declive do rio (Goudie, 2004) estando interligados com a evolução do perfil longitudinal dos rios. Estão geralmente associados a rápidos e em casos extremos a quedas de água. A sua existência promove a dinâmica dos cursos de água pois a sua ocorrência vai originar uma divisão e consequentemente uma mudança das condições de equilíbrio do rio onde o troço adjacente a jusante terá que se adaptar a novas condições enquanto o troço a montante, designado de troço relíquia, manterá o equilíbrio até que o KP evolua para montante. Importante é também a distinção entre o termo Knickpoint e o termo Knickzone, sendo que este último se “aplica a um troço do perfil longitudinal do rio mais inclinado do que os troços adjacentes, a montante e a jusante”(Martins, 2012)

Existem dois tipos de KPs, os transitórios e os permanentes sendo que estes últimos se originam geralmente onde há transposição de litologias menos resistentes para litologias altamente resistentes a processos erosivos ou ainda falhas tectónicas, e em último caso, em segmentos do rio onde exista um amplo abastecimento de sedimentos que impeça os processos erosivos de atuar normalmente.

No caso dos KPs transitórios, estes são considerados móveis ao longo do perfil longitudinal devido aos processos de evolução distintos, de acordo com as condições geomorfológicas e características do curso de água no local onde se formam.

A maneira mais comum de identificar Knickpoints num determinado curso de água é geralmente através da sua identificação visual no perfil longitudinal do rio (figura 1). No entanto, para atestar a veracidade dos mesmos, esta investigação utiliza o índice de inclinação normalizado - K_{SN} (Wobus *et al.*, 2006) que é bastante sensível a tectónica ativa, e que prova ser bastante útil, através da quantificação da taxa de elevação em diferentes segmentos do curso de água. Assim, observa-se que este assume valores mais elevados quando estes segmentos se localizam em rochas mais resistentes aos processos erosivos, sendo mais baixos quando se encontram perto de um perfil de equilíbrio e/ou quando o leito se desenvolve em rochas menos resistentes.

METODOLOGIA

O índice de inclinação normalizado é uma normalização do índice de inclinação (K_s), obtido através de uma relação entre o declive e a distância, onde uma é proporcional a uma potência fixa da outra(e.g., Hack, 1973; Flint, 1974; Howard e Kerby, 1983) e que utiliza a seguinte fórmula:

$$S = K_s A^{-\theta}$$

onde S representa o declive do curso de água, A é o valor da área de drenagem a montante e o valores de K_s e θ representam os índices de inclinação e concavidade, respetivamente (Wobus *et al.*, 2006). Os valores de K_s e θ são obtidos através da regressão linear do logaritmo do gradiente do curso de água *versus* o logaritmo da área de drenagem a montante (Martins, 2016).No entanto, tendo em conta que a variação do valor de θ provoca grandes influências no resultado final do índice de inclinação, esse valor θ é substituído por um θ_{ref} (valor de referência) pré-estabelecido (Wobus *et al.*, 2006).No caso deste estudo $\theta_{ref} = 0,5$ foi utilizado por todos os segmentos do rio, encontrando assim o índice de inclinação normalizada

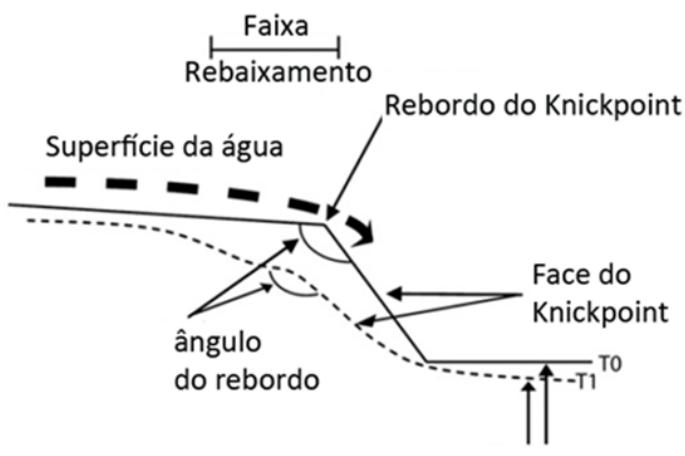


Figura 1. Morfologia do Knickpoint (Adaptado de Gardner, 1983)

do, o K_{sn} através da seguinte fórmula:

$$K_{sn} = \frac{S}{A^{-\theta}}$$

A rede hidrográfica do rio Paiva, o relevo e os limites da sua bacia hidrográfica foram retirados através de um modelo digital de elevação, realizado tendo como base a informação vectorial da cartografia militar portuguesa à escala 1:25000, incluindo a rede hidrográfica, as curvas de nível com equidistância de 10 metros, pontos cotados; posteriormente, de forma a complementar e aprofundar a análise, foram usadas também as Cartas Geológicas 1:200 000 da área de estudo(folhas 3 e 4).

A metodologia para a obtenção dos resultados finais passa por um pré-processamento dos dados de base e algumas correções manuais, obtendo então o modelo digital de elevação, a partir do qual com a Toolbox *Hidrology do ArcGis 10.4*, se obtém os primeiros resultados, i.e., os limites da bacia do Paiva, gerados automaticamente, bem como a rede hidrográfica e a sua classificação de acordo com a ordem de Strahler, extraíndo a partir desta rede o curso principal do Paiva. O próximo passo consiste em reutilizar as curvas de níveis de base, de forma a segmentar o curso principal do Paiva na sua intersecção com as mesmas, de forma a atribuir a cota a cada segmento e calcular o seu comprimento individual, criar o seu perfil longitudinal e consequentemente identificar os Knick-

points. Através da relação da cota com o comprimento dos segmentos calculou-se o declive longitudinal de cada segmento utilizando os resultados como complemento ao perfil longitudinal e na confirmação dos Knickpoints identificados.

RESULTADOS

O processo de evolução dos Knickpoints mais comum no rio Paiva é o de substituição do Knickpoint em que a erosão atua acima do rebordo do Knickpoint, como também ao longo da face do Knickpoint, até que o ângulo de rebordo atinja os 180° terminando assim o processo (Gardner, 1983). Isto implica que o processo de evolução supracitado leve a que novos KPs surjam a montante do KP original e assim sucessivamente até ao curso de água obter o seu perfil de equilíbrio (Figura 2, Kp a jusante). Ou outro caso, refere-se ao Knickpoint estacionário, que se deve à constituição do leito em rochas de elevada resistência (Figura 2, Kps do sector II).

Numa análise mais aprofundada sobre a localização dos KPs e relação com a litologia inclui-se a litologia da bacia juntamente com o índice de inclinação normalizado (figura 4). Assim, é notório que a maioria dos KPs se localiza em áreas compostas por substrato granítico e na área de transição do substrato xistento para o granítico, facto que atesta a forte resistência que este tipo de rocha oferece à migração dos Kps e a manutenção que confere a alguns Kps e Knickzones.

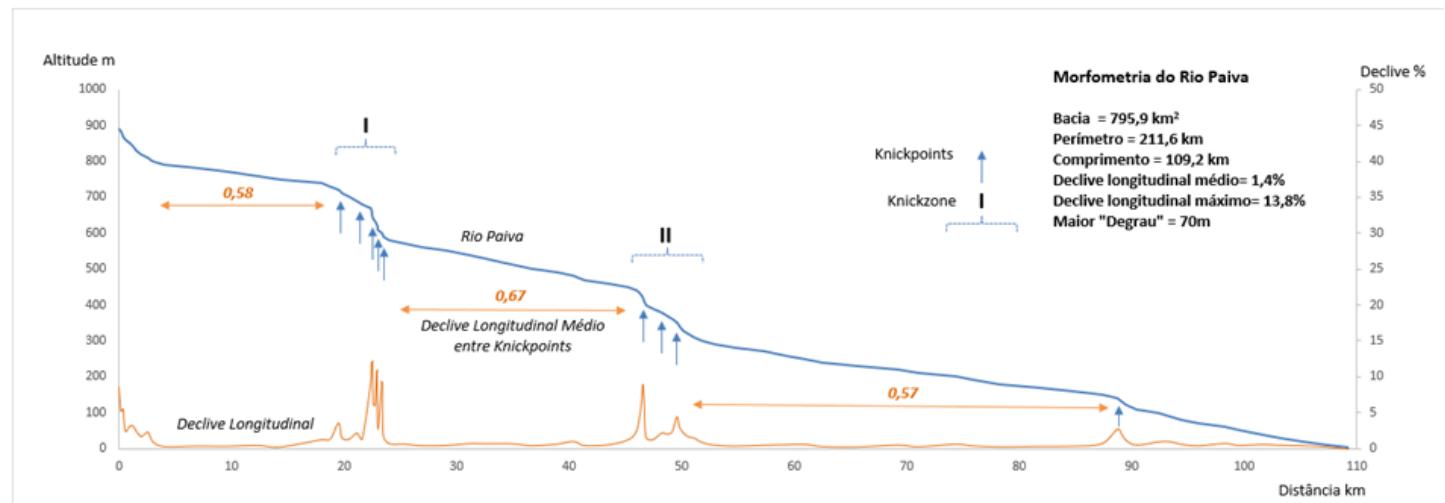


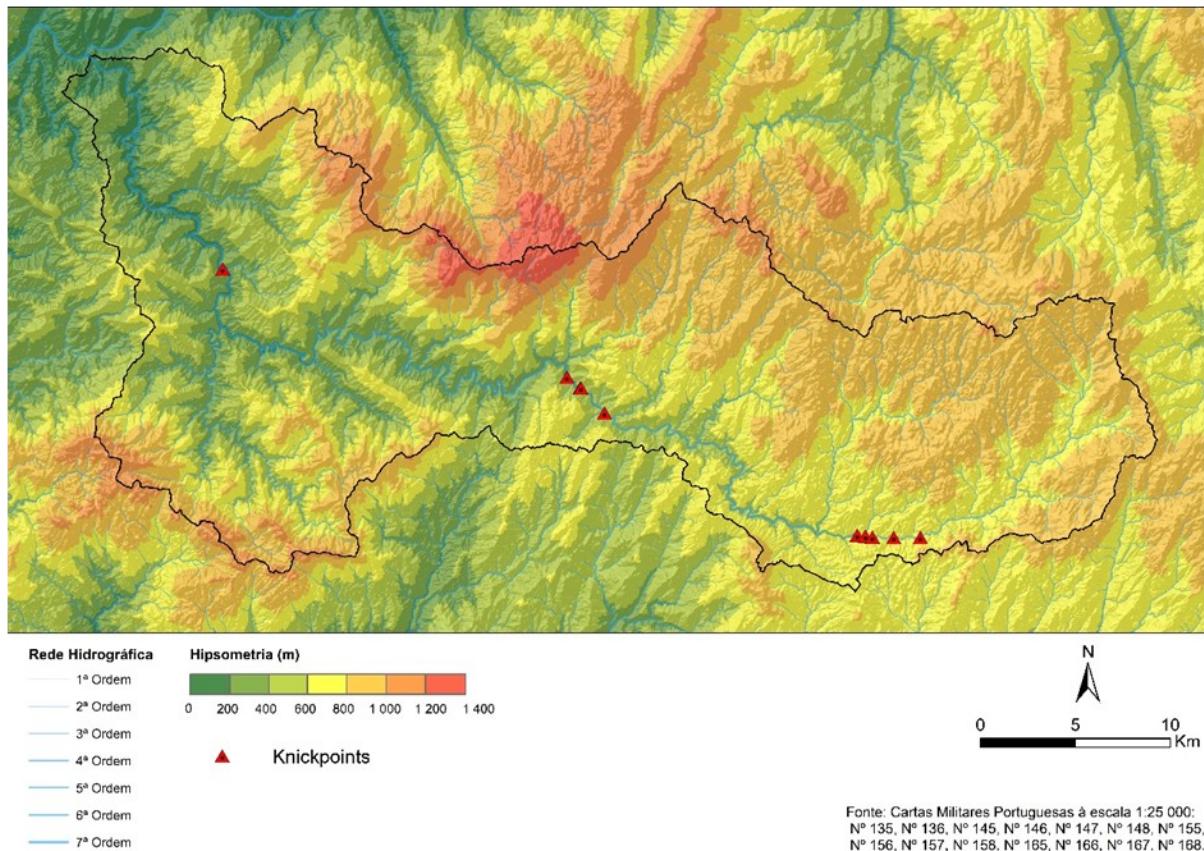
Figura 2. Perfil longitudinal do Rio Paiva e síntese morfométrica.

CONCLUSÕES

Com a metodologia utilizada, numa rápida análise da bacia do Paiva, verificamos que a sua bacia se estende por uma área de aproximadamente 796 Km². Ao longo dos 109 Km de comprimento rio Paiva encontramos 9 Knickpoints em 3 áreas distintas. Através do índice de inclinação normalizado, onde os resultados foram classificados em 9 classes, os valores mais elevados, o máximo registado é 906, são visíveis nos segmentos onde é confirmada a existência dos Knickpoints sendo os valores inferiores, o mais baixo 16, visíveis nos troços do rio mais próximos do equilíbrio. Combinando os factores condicionantes, a litologia destaca-se nos resultados, sendo visível

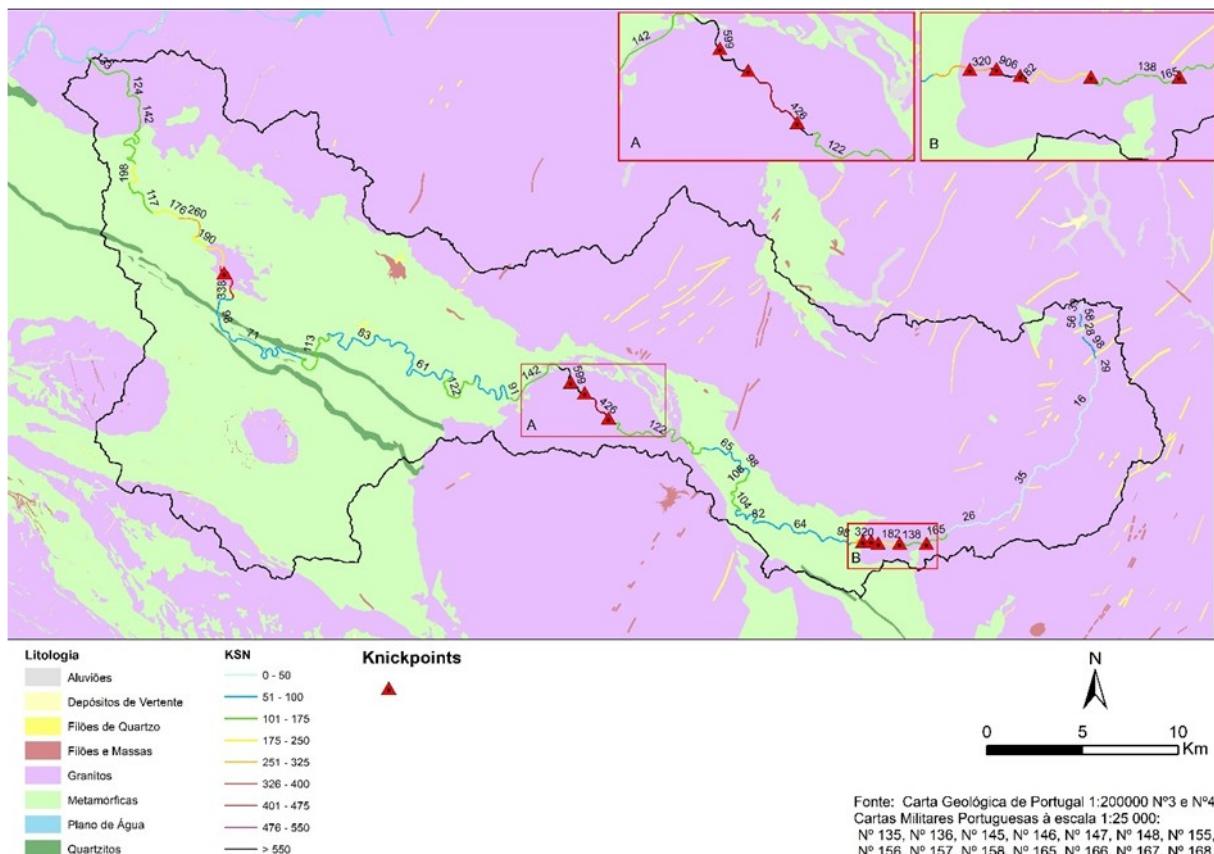
que os Kps existem nas áreas onde ocorre a mudança de rochas de baixa resistência para rochas de elevada resistência ou ainda nos afloramentos de filões. Interligando estes factores com o processo da erosão remontante, os afluentes podem sofrer o alastramento da vaga erosiva e dar-se-á o nascimento de novos Knickpoints.

Num futuro estudo será interessante incluir factores secundários não considerados neste estudo, i.e., o nível de base, o caudal e a precipitação para verificar a sua significância na explicação da génese e evolução do perfil longitudinal do Rio Paiva.



Fonte: Cartas Militares Portuguesas à escala 1:25 000:
Nº 135, Nº 136, Nº 145, Nº 146, Nº 147, Nº 148, Nº 155,
Nº 156, Nº 157, Nº 158, Nº 165, Nº 166, Nº 167, Nº 168.

Figura 3. Hipsometria, rede hidrográfica e knickpoints na bacia do Paiva.



Fonte: Carta Geológica de Portugal 1:200000 Nº3 e Nº4
Cartas Militares Portuguesas à escala 1:25 000:
Nº 135, Nº 136, Nº 145, Nº 146, Nº 147, Nº 148, Nº 155,
Nº 156, Nº 157, Nº 158, Nº 165, Nº 166, Nº 167, Nº 168.

Figura 4. Classes do K_{sn} , Litologia e Knickpoints na Bacia do Paiva

BIBLIOGRAFIA

- Martins, A. A. 2012. "Transient Knickpoints" no Leito dos Rios, Significado na Evolução da Paisagem. *Two Decades of Earth Science Research*, On the occasion of the 20th anniversary of the CGE, 1: 93 - 98.
- Martins ,A. A., et al. 2016. *Tectonic and lithological controls on fluvial landscape development in central-eastern Portugal: Insights from long profile tributary stream analyses*, p. 1 - 10.
- Ferreira, A.B. 1978. *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia*, p. 134-140.
- Flint, J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10 (5): 969–973.
- Gardner, T. W.1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-672.
- Goldrick, G.; Bishop, P. 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surf. Process. Landf.* 32: 649–671.
- Goudie, A.S. 2004. *Encyclopedia of Geomorphology*, vol.1. Routledge, London and New York.
- Hack, J.T. 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, U.S. Geological Survey Professional Paper 294-B, p. 97.
- Hack, J.T. 1973. Stream profile analysis and stream-gradient index, *U.S. Geological Survey Journal of Research*, 1 (4): 421–429.
- Wobus, C; Whipple, K.; Kirby, E.; Snyder, N.; Johnson, J.; Spyropolou, K.; Crosby, B.; Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls. *Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper* 398, Penrose Conference Series, p. 55-74

Recurso a orto-imagens de VANT para a identificação e mapeamento dos testemunhos geomorfológicos da glaciação quaternária nas montanhas do Soajo-Peneda, Portugal

The use of UAVs orthoimages to identify and map the geomorphic inheritance of the quaternary glaciers at the Soajo-Peneda Mountains, Portugal

E. Calicis^{1*}, A. Silva², M. Marques³, C. Martins⁴, A. Péres-Alberti⁵, A. Gomes⁶

¹ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Portugal, Departamento de Geografia

² GeoElevação, Porto, Portugal

³ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Portugal, Departamento de Geografia

⁴ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Portugal, Departamento de Geografia

⁵ Universidade de Santiago de Compostela, Espanha

⁶ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Portugal, Departamento de Geografia, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (FLUP), Via Panorâmica

* e-mail: eva_calicis@hotmail.com

Palavras-chave: Glaciação Plistocénica, Circo do Ramisquedo, Orto-imagens, SIG, Alto Vez

Key-words: Pleistocene Glaciation, Ramisquedo Cirque, Orthoimages, GIS, Alto Vez

RESUMO

A confirmação da existência de manifestações geomorfológicas de origem glaciar e periglaciar no NO de Portugal tem despertado interesse ao nível científico ao longo das últimas décadas. A dificuldade de identificação de formas e depósitos, associada à fraca clareza na determinação da extensão glacial exige o desenvolvimento de estudos detalhados assentes no reconhecimento de campo e na aplicação de técnicas mais rigorosas de observação dos fenómenos.

No presente artigo é proposta uma metodologia de análise e de identificação das evidências glaciares com recurso a VANT, aplicada ao estudo da herança geomorfológica da Glaciação Pleistocénica no Alto Vez, um setor das montanhas do Soajo-Peneda, localizadas no Parque Nacional Peneda-Gerês. A qualidade da orto-imagem obtida permitiu identificar com grande detalhe e precisão as formas da herança glaciária no Circo do Ramisquedo.

INTRODUÇÃO

As paisagens de alta montanha na Península Ibérica são uma consequência tanto das glaciações do quaternário como das dinâmicas ambientais pós-glaciares impulsionadas (sobretudo) por processos periglaciares, nomeadamente deslizamentos superficiais ou profundos e fatores relacionados com fenómenos aluviais e de declive [1]. As opiniões díspares entre investigadores relativamente à existência / inexistência de evidências de glaciação em montanhas de baixa altitude na Península Ibérica são resultado da presença limitada das manifestações e da definição pouco clara da extensão glaciar, nomeada-

mente de formas de erosão glaciar e / ou deposicionais incontestáveis.

No entanto, para o Noroeste da Península Ibérica, vários estudos confirmaram a presença de formas glaciares em baixas altitudes [2]. Neste sentido, o trabalho realizado por outros pesquisadores [3,4,5,6,7] é retomado por este estudo, ao abordar as questões relacionadas com a herança geomorfológica da glaciação pliocénica no Alto Vez, um setor nas montanhas do Soajo - Peneda, inseridas no Parque Nacional Peneda-Gerês.

Neste artigo são apresentados os resultados obtidos através da aplicação de técnicas de análise com recurso a VANT, no intuito de contribuir para a atualização da interpretação geomorfológica das evidências glaciares no Alto Vez. O trabalho realizou-se em Abril de 2017. Efetuou-se uma pesquisa recente, voos VANT (5 no total) e trabalho de campo durante dois dias, tendo-se produzido uma orto-imagem global e detalhada do Circo do Ramisquedo (circo principal para oeste) e identificado formas glaciares de baixa e de média dimensão.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Localizado no NO de Portugal Continental, numa área que abrange parte dos concelhos de Arcos de Valdevez, Melgaço e Monção, o Alto Vez apresenta uma altitude que varia entre os 399,7m e os 1416,4m e declives que superam os 60° (Figura 1). As encostas estão orientadas 15% a Este e Oeste e 14% a Sudeste, com 71,4% de área sombria.

Os voos ocorreram a 50 / 70m da superfície, por volta do meio dia, aproveitando a maior verticalidade dos raios solares. As condições atmosféricas não facilitaram as operações de voo (rajadas frequentes acima dos 20 km/h), comprometendo a qualidade e a sobreposição de algumas fotos, obrigando a realização de voos de curta duração (< 10 min).

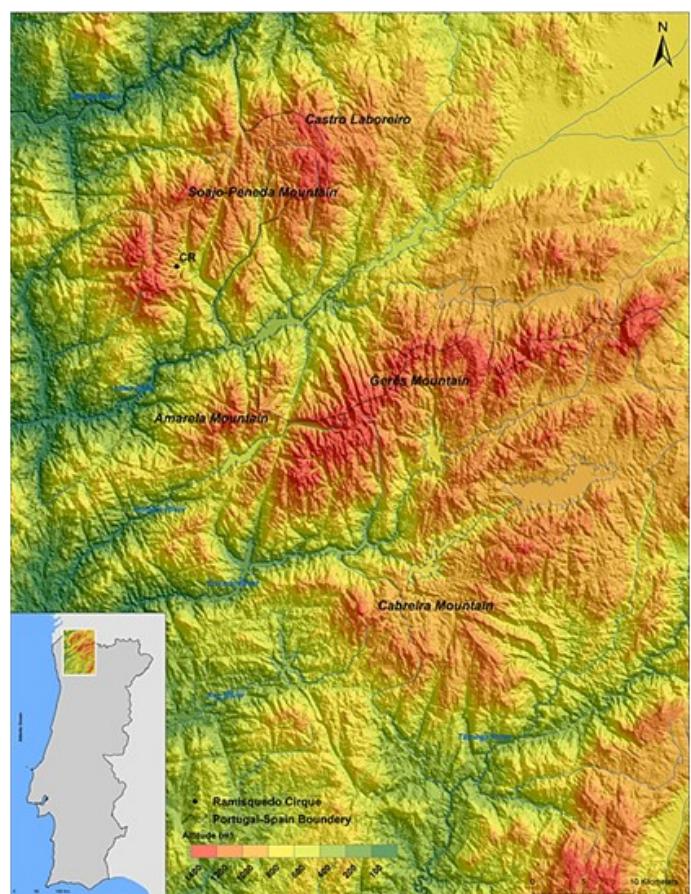


Figura 1. Localização do Soajo-Peneda e da área de estudo

Para a realização dos voos foi utilizada uma autoconstrução de VANT, um equipamento de carbono com 900mm de distância máxima entre os eixos dos motores (classe 900), quatro motores (quadcopter) e um controlador de voo pixhawk 3DR (A). Este controlador de voo possui um barômetro integrado e acelerômetros, bem como um GPS periférico, antena e bússola. Com um peso total em voo de cerca de 2,5 kg transporta uma câmara convencional, Canon Powershot SX260 (12 Mp), equipada com GPS (B).

De forma a fornecer a câmara temporizada, que é indispensável para a aquisição de fotos durante o voo, esta câmara possui um script CHDK no seu cartão de memória. Para o planeamento dos voos, utilizou-se o software de código aberto Mission Planner, tornando possível gerir os mesmos de forma independente usando vários mapas de base e selecionando a vista de satélite do Google. No campo, foi utilizado o GPS

diferencial modelo Leica SR20, com um equipamento fixo (C) e outro móvel, que permitiu a melhoria do posicionamento através da correção diferencial no pós-processamento. Além disso, também foram coletados alguns pontos de controlo (marcados com cruzes vermelhas na superfície do terreno e em posições observáveis nas fotos aéreas).

As fotos obtidas foram processadas com o software Agisoft, resultando numa orto-imagem global com 5 cm de dimensão de pixel. Modelos digitais de terreno e de superfície foram também processados como mapas base auxiliares para identificar e diferenciar as formas glaciares herdadas expostas de outros tipos de características / formas de erosão ou deposição. O reconhecimento do terreno e o referenciamento das formas glaciares foram auxiliados pela orto-imagem e complementados com um Garmin GPSMAP® 64st portátil (D).



Figura 2. Ferramentas para a aquisição da orto-imagem e de outras informações do Circo do Ramisquedo: A) Drone Personalizado; B) Camara Canon Powershot SX260 (12 Mp); C) GPS diferencial modelo Leica SR20; D) Garmin GPSMAP® 64st

RESULTADOS

A Figura 5 mostra a orto-imagem obtida com base nas imagens captadas no voo 3 do VANT, sobre um pequeno sector do Circo do Ramisquedo, com uma área aproximada de 35.000m², realizada a 50m da superfície do terreno e com uma duração de voo de 5 minutos, incluindo 55 fotos com uma resolução de 2m de pixel. Tendo em consideração a litologia da área e atendendo ao facto da cobertura de voo se restringir a uma pequena área, as variações de cor e de tonalidade não são significativas. No entanto permitiu distinguir com grande clareza a diferenciação litológica existente, nomeadamente os granitos (predominantes) e as corneanas existentes em diversos locais, sobretudo na base e em declives específicos do circo.

Em relação aos elementos geomorfológicos, foi possível identificar conjuntos de filões de quartzo salientes e polidos, caneluras, superfícies de granito polido em vários locais do circo, uma depressão interior na base do circo (um antigo lago?), vários blocos erráticos de xisto dispostos ao longo das superfícies planas de granito (Figura 4). Com toda a informação medida foi possível obter a direção aproximada das ranhuras / sulcos existentes em várias formas e, portanto, definir o movimento relativo da massa de gelo na superfície do circo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A qualidade da orto-imagem obtida através das fotos aéreas de VANT para executar cartografia detalhada neste antigo glaciar foi excelente. Uma grande vantagem advém da precisa e caracterização detalhada das características geológicas e geomorfológicas visíveis ao longo da área do circo, permitindo uma posição rigorosa e medidas morfométricas detalhadas, estabelecendo relações acerca das dinâmicas de massas de gelo na superfície do circo.

O uso dos voos de VANT em comparação com outras técnicas de aquisição de dados é muito vantajoso na medida em que os custos e o tempo despendido na obtenção e processamento dos dados são relativamente baixos. As imagens processadas podem ser também visualizadas no próprio local o que facilita a correção de erros através de voos repetidos, tornando-se assim muito importante para estes locais de difícil acesso.

Uma vez que as formas glaciares herdadas se encontram dispersas ao longo de uma vasta área (vários quilómetros), o uso de dispositivos VANT com baixa autonomia (área coberta e duração de voo) requer mais esforços e voos para realizar uma boa pesquisa. Ainda assim, a fácil repetição dos voos e a velocidade de processamento de dados torna-os numa ferramenta acessível e muito eficaz para estudos detalhados das evidências geomorfológicas de glaciações a baixas altitudes nas montanhas ibéricas.



Figura 3. A) Vista panorâmica do circo do Ramisquedo; B) Perspetiva da área inferior do circo; C) Superfícies polidas na base do circo; D) Perspetiva de possíveis circos em escadaria (campos agrícolas ocupando a base de outro circo) e de uma moreia, marcada pelo amontoado de grandes blocos no lado esquerdo.



Figura 4. A) Superfícies polidas no substrato metamórfico e nos filões de quartzo; B) Superfícies polidas sobre afloramentos graníticos; C) Blocos erráticos de granito assentes no substrato metamórfico.

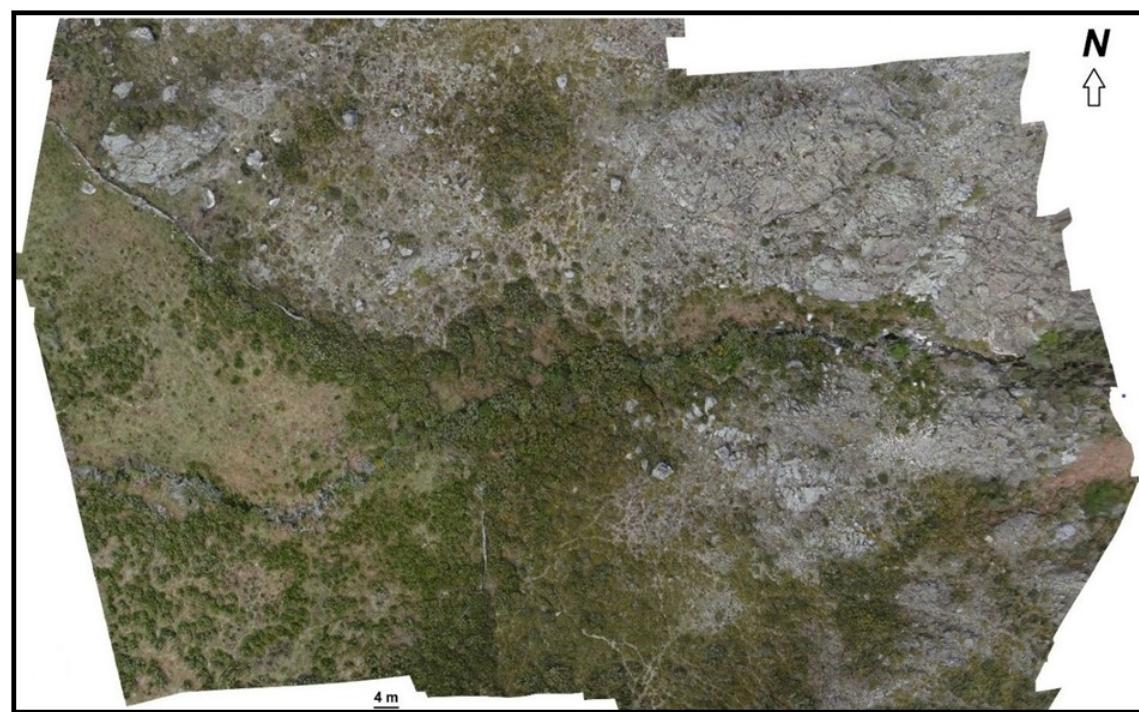


Figura 5. Orto-imagem e evidências de terreno das glacizações quaternárias no circo do Ramisquedo que está ligeiramente afetada pela incisão fluvial posterior. Na foto é possível reconhecer vários blocos erráticos de granito dispersos no substrato metamórfico e os filões de quartzo ou pegmatito com superfícies polidas.

REFERÊNCIAS

1. Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M.J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R.J., Ruiz-Fernández, J., Valcárcel, M., Vieira, G. & Antoniades, D., (2016). Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula, *Quaternary Science Reviews*, 137, 176-199.T
2. Perez-Alberti, A.P., Rodríguez Gutián, M. & Valcárcel Díaz, M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las sierras orientales y septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). Xunta de Galicia, 61-90.
3. Coudé-Gaussen, G. (1981). Les Serras da Peneda et Gerês. *Memórias do CEG*, 5, 254 p.
4. Coudé, A., Coudé-Gaussen, G. & Daveau, S. (1983). Nouvelles observations sur la glaciation des montagnes du Nord-Ouest du Portugal. *Cuadernos do Lab Xeolóxico de Laxe*, 5, 381-393.
5. Moreira, A. & Farinha Ramos, J. (1981). Vestígios de glaciações na serra da Peneda (Noroeste de Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 67 (1), 95-98.
6. Pereira P., Pereira D.I. & Casinhas P. (2009). Novos dados sobre a glaciação no sector Gorbela-Junqueira (Serra da Peneda). *Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, 6, 101-106.
7. Santos, J., Cunha, L., Vieira, A. & Bento-Gonçalves, A. (2013). Genesis of the Alto Vez glacial Valley Pleistocene moraines, Peneda Mountains, Northwest Portugal. *Atas do VI Congresso Nacional de Geomorfologia*, 57-62.
8. Moreira, A. (1985). *Carta Geológica de Arcos de Valdevez - folha 1D* (escala 1/50000). *Serviços Geológicos de Portugal*.

Avaliação da suscetibilidade de ocorrência de deslizamentos na bacia hidrográfica do Zêzere: a importância das propriedades da geoinformação

Landslide susceptibility assessment in Zêzere watershed: the importance of geoinformation properties

B. Meneses^{1*}, E. Reis¹

¹ Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos, Rua Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa
*bmeneses@campus.ul.pt

Palavras-chave: Deslizamentos, Valor Informativo, Suscetibilidade a deslizamentos, Propriedades da geoinformação de uso e ocupação do solo, Bacia hidrográfica do Zêzere

Key-words: Key-words: Landslide, Information value, Landslide susceptibility, LUC geoinformation properties, Zêzere watershed

RESUMO

Alguns deslizamentos na bacia hidrográfica do Zêzere (5063,9 km²) têm provocado prejuízos materiais, sobressaindo a destruição ou interrupção de estradas que causaram constrangimentos socioeconómicos. A suscetibilidade de ocorrência de deslizamentos tem sido avaliada em diferentes contextos, sendo os fatores de predisposição considerados na modelação provenientes de diferentes conjuntos de geoinformação que é por vezes escolhida de forma aleatória, i.e., não se justifica a escolha de determinado conjunto de geoinformação em detrimento de outro com diferentes propriedades.

Neste contexto destaca-se a geoinformação do uso e ocupação do solo (em inglês “land use and land cover” - LUC). O principal objetivo desta investigação é a determinação da suscetibilidade de ocorrer deslizamentos na bacia hidrográfica do Zêzere com dois conjuntos de geoinformação LUC com diferentes propriedades (Tabela 1), para se perceber se há variação dos resultados finais de suscetibilidade.

A modelação, através do método do Valor Informativo (Yan, 1988; Yin e Yan, 1988) foi diferenciada em dois modelos (M), consoante os dois tipos de LUC selecionados: M1 integrou geoinformação da Carta de Ocupação do Solo 2010 (COS2010)

disponibilizada pela Direção Geral do Território; M2 integrou geoinformação da Corine Land Cover (CLC) disponibilizada pela Agência Europeia de Ambiente.

A geoinformação das restantes variáveis independentes derivou de um modelo numérico de elevação construído para o efeito (exposição, declive, curvatura e índice topográfico de encharcamento), sendo a recolha de informação concluída com o download dos solos e litologia no site da Agência Portuguesa de Ambiente. O inventário dos movimentos de vertente realizou-se por fotointerpretação, sendo cerca de metade deste inventário validado em três áreas amostra selecionadas em função da densidade de deslizamentos (Serra da Estrela e municípios de Ferreira do Zêzere e Vila de Rei). Aproximadamente 90% dos casos fotointerpretados foram validados (125 deslizamentos, 47,8% do inventário). No total, 261 deslizamentos (104 378 m²) integraram a modelação.

A suscetibilidade a deslizamentos é muito diferenciada espacialmente ao longo da bacia hidrográfica, demarcando-se as vertentes da Serra da Estrela e também uma vasta área mais a sul (junto à albufeira de Castelo de Bode) com elevada suscetibilidade (Fig. 1). Estes locais também se distinguem pelo declive elevado face à restante área da bacia hidrográfica. As áreas com menor probabilidade de ocorrer deslizamentos localizam-se em fundos de vale, áreas florestais e áreas com fraco declive. No entanto, através do cálculo do índice “accountability” (IA) verifica-se que os fatores de predisposição LUC são os mais importantes na modelação da suscetibilidade de deslizamentos (IA=81,1), seguindo-se o declive das vertentes (IA=77,5).

Os resultados dos dois modelos foram validados através do cruzamento com o inventário de deslizamentos, permitindo elaborar curvas de sucesso e calcular a respetiva área abaixo da curva (AAC). M1 apresenta resultados ligeiramente superiores face a M2, com 91,4 e 91,1% de AAC, respetivamente. No geral, os resultados obtidos demonstram elevada eficiência dos modelos na determinação de áreas suscetíveis a deslizamentos. Contudo, embora as diferenças sejam reduzidas entre AAC, espacialmente os resultados são mais variáveis, sendo os VI do M2 ligeiramente mais reduzidos.

Estes resultados refletem apenas a variação resultante da modelação com dois tipos de LUC com diferentes propriedades, permitindo a cartografia mais detalhada (COS) identificar com maior pormenor os locais com maior probabilidade de ocorrer deslizamentos, enquanto o output obtido com a CLC, os IV atribuídos a uma determinada classe podem prolongar-se pelo território em função da generalização cartográfica (geralmente polígonos maiores).

Tabela 1. Propriedades da geoinformação LUC que integrou os modelos de suscetibilidade.

Características	Carta de Ocupação do Solo	Corine Land Cover
Acrónimo	COS	CLC
Escala	1:25 000	1:100 000
Unidade Mínima Cartográfica	1 ha	25 ha
Modelo de dados	Vectorial	Vectorial
Representação espacial	Polígonos	Polígonos
Distância mínima entre linhas	20 m	100 m
Dados base	Ortofotomapas	Imagens de satélite
Resolução espacial	0.5 m	20 m
Nomenclatura	Hierárquica (5 níveis)	Hierárquica (3 níveis)
	225 classes	44 classes
Método de produção	Interpretação visual	Interpretação visual
Dados disponíveis (anos)	1995, 2007, 2010	1990, 2000, 2006, 2012

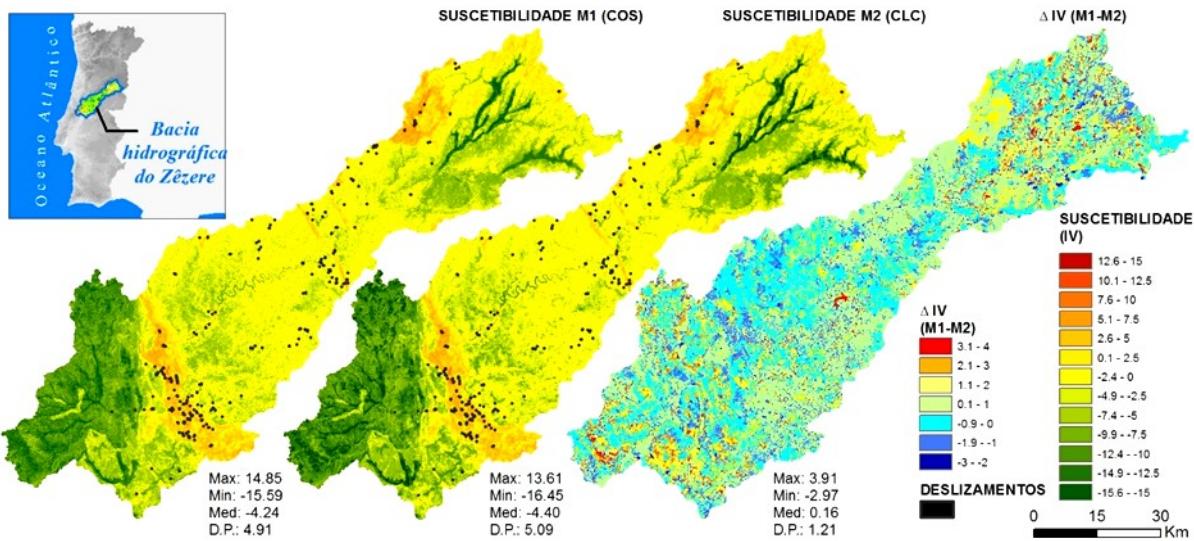


Figura 1. Suscetibilidade a movimentos de vertente na bacia hidrográfica do Zêzere obtida pelos modelos 1 (M1) e 2 (M2), com as respetivas variações espaciais à direita.

Além da interferência das propriedades da geoinformação nos resultados, pode haver também inconsistência temática entre os dois conjuntos de LUC, logo os IV também podem variar em função de erros de classificação do LUC. Os resultados obtidos revelaram haver variação da suscetibilidade de deslizamentos em função das diferentes propriedades da geoinformação LUC, admitindo-se neste caso que a cartografia mais detalhada (COS) apresenta melhores resultados na modelação, face à cartografia mais generalizada (CLC).

Esta investigação evidencia a importância das propriedades de geoinformação a considerar na modelação da suscetibilidade a deslizamentos. Também coloca em evidência a necessidade da avaliação da variação dos resultados, tanto no contexto dos movimentos de vertente, como noutras contextos que possam contemplar a integração de vários conjuntos de geoinformação com diferentes propriedades.

AGRADECIMENTOS

Bruno Meneses foi financiado através de uma bolsa de doutoramento concedida pelo Instituto de Geografia e Ordenamento do Território e pela Universidade de Lisboa, IGOT-UL (BD2015). Este trabalho também foi financiado por fundos nacionais atribuídos pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT), I.P., através do projeto de investigação FORLAND - Riscos hidrogeomorfológicos em Portugal: forçadores e aplicações ao ordenamento do território (PTDC/ATPGEO/1660/2014).

BIBLIOGRAFIA

- Yan, T. 1988. Recent advances of quantitative prognoses of landslides in China. In *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, Rotterdam, 2: 1263-1268.
- Yin, K.; Yan, T. 1988. Statistical Prediction Model for Slope Instability of Metamorphosed Rocks. In *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, Rotterdam, 2: 1269-1272.

Inundações na área urbana do município de São Luís, Maranhão - Brasil

Floods in the urban area of the municipality of São Luís, Maranhão - Brazil

Q. D. Silva^{1*}

¹Universidade Estadual do Maranhão, Departamento de História e Geografia Doutora em Geografia

*quesiaduarteresilva@hotmail.com

Palavras-chave: Inundações, Área urbana, São Luís, Brasil

Key-words: Floods, Urban area, São Luís, Brasil

RESUMO

O mais frequente de todos os desastres naturais em todo o planeta são as inundações. O número de eventos registados vem aumentando significativamente até meados de 1970, com posterior crescimento significativo, e em 2010 atingiu quase 230 milhões de habitantes. Em 2012, esses fenómenos atingiram aproximadamente 178 milhões de pessoas em todo o mundo (Jha *et al.*, 2012, p.17).

Os desastres associados às inundações no Brasil estão entre as maiores ocorrências, mas até o ano 2000, a preocupação com esses eventos era focalizada nas grandes cidades. Entre 2003 e 2007, dos 1.865 desastres decorrentes de inundações, ventos e granizos notificados pela Defesa Civil, 1.483 (79,5%) estavam associados a inundações (Brasil, 2009).

Em 2013, ocorreram no Brasil 493 desastres naturais por inundações, com 1.389.454 pessoas afetadas. No Nordeste teve 18.774 pessoas afetadas, com 17 óbitos, 51 pessoas feridas, 239 enfermos, 5.600 desabrigados, 4.769 desalojados e 4.628 com danos outros (Brasil, 2014).

No Nordeste do Brasil, de abril à julho de 2009, 545 municípios foram afetados por enchentes, com 17.690 desabrigados, 227.886 desalojados e 75 óbitos acumulados, afetando cerca de 270 mil pessoas, sendo que 44 mil ficaram desalojadas e mais de 28 mil desabrigadas; 36 mortes e 1.131

feridos. Entre perdas e danos, o custo total foi de 1.89 bilhões de reais (Brasil, 2012).

Enchentes e inundações são processos naturais que fazem parte da dinâmica fluvial, mas, devido a diversos fatores, como chuvas intensas e concentradas e geradas por águas acumuladas no leito dos rios e elevado grau de urbanização, podem ocorrer impactos que geram desastres.

Nas áreas urbanizadas, o sistema hidrológico apresenta especificidades, pois os fatores antrópicos assumem grande importância, devido a ocupação intensa e desordenada, a inadequação do sistema de drenagem urbana e a impermeabilização de grandes áreas, através da pavimentação das vias de circulação (Botelho, 2011).

As inundações estão relacionadas também aos mecanismos de precipitação ocorrentes no Nordeste e Maranhão, condicionados por diversos fatores. Na Ilha do Maranhão e entorno, o clima é tropical chuvoso e quente com chuvas de verão. A média de chuvas acumuladas durante o ano (2002 a 2009) foi de 2.325 mm e 68,7% do total das precipitações anuais foram distribuídas no período de fevereiro a maio de cada ano, apresentando totais mensais de janeiro a julho, sempre superiores a 100 milímetros. O período chamado seco se estende entre os meses de agosto a dezembro, "... com totais médios de 10,7 e 10,5 mm, respectivamente" (UFMA, 2009, p. 152).

A pesquisa foi desenvolvida no município de São Luís, situado na porção oeste da Ilha do Maranhão e na porção norte do Estado. O objetivo geral foi analisar a situação das áreas urbanas com inundações. Objetivou-se, ainda, gerar banco de dados georreferenciado sobre o tema e mapear as áreas que apresentam o fenômeno.

Para o alcance dos objetivos foram executados os seguintes procedimentos: levantamento bibliográfico e cartográfico, organização do ambiente de trabalho no *software* ArcGis 10.2, realização de trabalhos de campo para levantamento das áreas afetadas e entrevistas com a população envolvida, elaboração da ficha de campo e elaboração do mapa de áreas com o fenômeno citado.

No município de São Luís, as áreas afetadas por inundações estão sendo identificadas a partir dos dados da Defesa Civil Municipal e de trabalhos de campo realizados pelo Grupo de Pesquisa Geomap desde o ano de 2013 até o presente momento. Ainda não foi possível identificar todas as áreas, mas aquelas abrangidas pelas bacias hidrográficas do Paciência (3 no alto curso e 2 no médio curso), do Anil (6 no alto curso e 8 no médio curso), do Prata (6 áreas), do Bacanga (4 áreas) e do Turu, 5 áreas (Figura 1).

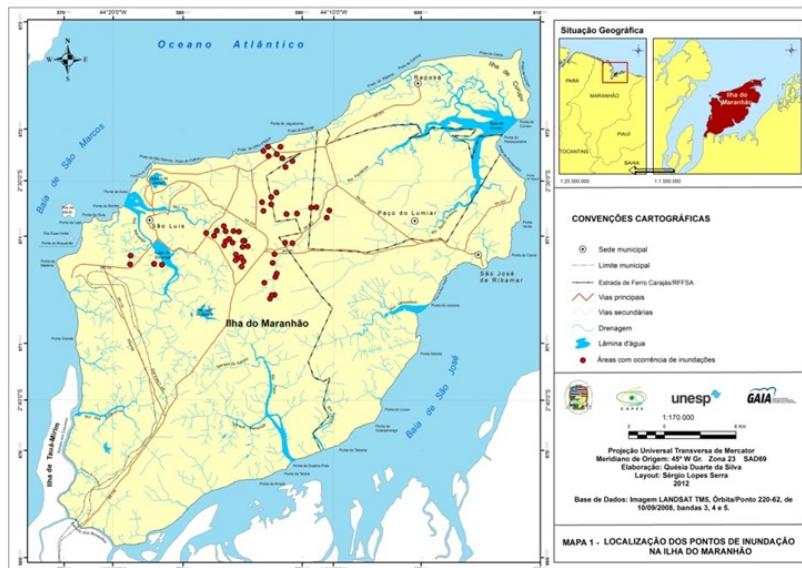


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo com ocorrência de inundações

Fonte: Própria pesquisa (2015)

Foram espacializadas e estudadas 34 áreas com ocorrência de inundações, com mais de 1000 pessoas afetadas. Em geral, estas áreas estão impermeabilizadas devido ao crescente processo de urbanização; a drenagem é ineficiente; as instalações construídas até 100 metros ou mais dos canais fluviais são afetadas pelas águas durante o período chuvoso; vários canais estão ocultos na malha urbana; os resíduos sólidos são depositados em áreas inadequadas, inclusive nas galerias de águas pluviais; as instalações urbanas estão sendo construídas nas planícies de inundaçao e o poder público não tem sido eficiente para gerir o problema em questão. Muitas outras áreas na Ilha do Maranhão e no estado homônimo são afetadas com centenas de pessoas atingidas anualmente e há necessidade de expansão das pesquisas.

BIBLIOGRAFIA

- Botelho, R. G. M. 2011. Bacias hidrográficas urbanas. In: Guerra, A. J. T. *Geomorfologia urbana*. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil: 72-115.
- Brasil. 2009. *Enchentes no Norte e Nordeste do Brasil*. Ministério da Saúde. Secretaria de Vigilância em Saúde. Comitê das Enchentes. ESPIN. [S.I.].
- Brasil. 2012. *Anuário Brasileiro de Desastres Naturais: 2011*. Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres. Brasília, CENAD.
- Brasil. 2014. *Anuário brasileiro de desastres naturais: 2013*. Ministério da Integração Nacional. Secretaria Nacional de Defesa Civil. Centro Nacional de Gerenciamento de Risco e Desastre. Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres. Brasília, CENAD.
- Jha, A. K.; Robin. B.; Lamond. J. 2012. *Cidades e inundações: um guia para a gestão integrada do risco de inundaçao urbana para o Século XXI*. Washington, Banco Mundial.
- UFMA. 2009. *Estudo de impacto ambiental e relatório de impacto ambiental da Refinaria Premium I. 2*. São Luís, UFMA.

Gestão do risco de cheia em Portugal. Uma abordagem ao caso de Amarante (Norte de Portugal)

Management of flood risk in Portugal. An approach to the case of Amarante (North of Portugal)

Márcia Martins¹*, Alberto Gomes¹, Pedro Santos²

¹ Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Departamento de Geografia, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território- CEGOT

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

*marciam_castro@hotmail.com

Palavras-chave: Cheias/Inundações; Gestão do risco; Ordenamento do Território; Amarante

Key-words: Floods; Risk management; Spatial Planning; Amarante

INTRODUÇÃO

O presente trabalho incide sobre a gestão do risco de cheia no território português com o intuito de se perceber quais os principais esforços realizados no sentido de minimizar os efeitos nefastos associados a estes eventos hidrológicos extremos. De acordo com a Agência Europeia do Ambiente (2005) prevê-se um aumento da frequência e intensidade destes fenómenos, em diversas regiões da Europa, que podem resultar em elevados prejuízos para as populações, bens e ambiente daí a necessidade de se adotarem medidas que reduzam os seus impactos, evitando a exposição de novos elementos e atenuando a vulnerabilidade daqueles que já se encontram expostos. Para além disto, os danos e perdas provocados pelas cheias têm aumentado nos últimos anos, o que pode ser explicado pelo surgimento de novos elementos expostos nas áreas mais propensas a cheias e inundações (EEA, 2010). Assim, a par deste aumento de pessoas e bens em áreas suscetíveis a estes processos, têm-se verificado uma crescente consciencialização daquilo que o risco de cheias representa para as populações, a economia e o ambiente, bem como a importância que um planeamento e ordenamento do território eficazes podem ter na redução destes desastres (Sá *et al.*, 2016).

Em Portugal, as cheias e inundações ocorrem com elevada frequência, provocando inúmeros prejuízos, em várias regiões do país, sendo Amarante um desses locais, onde os seus habitantes, todos os anos, se vêm confrontados e condicionados com esta realidade já muito antiga. Assim, neste trabalho, selecionou-se a cidade de Amarante dada a elevada frequência com que é afetada por estes eventos extremos, numa tentativa de se perceber os esforços realizados ao nível da gestão do risco de cheias.

ENQUADRAMENTO DO SETOR ESTUDADO

A área de estudo é atravessada pelo rio Tâmega que nasce em Laza, na província de Ourense (Espanha) a uma altitude

que se encontra por volta dos 950 metros, e percorre cerca de 187,59 km até desaguar em Entre-os-Rios, no rio Douro, localizando-se na margem direita deste e assumindo-se como um dos seus principais afluentes (Tedim e Carvalho, 2010). Sendo a precipitação uma das principais variáveis climáticas que mais contribui para a compreensão da génese das cheias, torna-se importante salientar que Amarante, integrada na bacia hidrográfica do rio Tâmega, localiza-se no noroeste (NW) português que é uma das regiões mais pluviosas do nosso país, registando valores médios anuais de 1438mm (1931 - 1960). Para além disto, existem outros fatores que condicionam a ocorrência de cheias como é o caso de alguns parâmetros relacionados com a morfometria das bacias hidrográficas, o substrato geológico ou a ocupação do solo, que não estão contemplados neste estudo.

A nível europeu surgiu a Diretiva comunitária 2007/60/CE para a avaliação e gestão dos riscos de inundações, transposta para o quadro jurídico nacional por meio do Decreto -Lei n.º 115/2010 de 22 de Outubro, tendo como objetivo primordial reduzir as consequências nefastas associadas às cheias na comunidade europeia. Desta forma, os Estados-Membros foram obrigados a desenvolverem estratégias que contemplem, numa primeira fase, a avaliação preliminar dos riscos de inundações, seguindo-se a elaboração de cartas de zonas inundáveis e cartas de risco de inundações que, numa fase posterior, servirão de base para a criação de Planos de Gestão dos Riscos de Inundações (PGRI), os quais se devem focar na prevenção, proteção e preparação (UE, 2007). Em Portugal continental foram elaborados sete Planos de Gestão dos Riscos de Inundações, que estão associados a sete regiões hidrográficas, onde foram identificadas 22 zonas críticas de risco de inundaçāo. Estas zonas críticas foram selecionadas mediante o cumprimento de dois critérios simultâneos, nomeadamente, registarem pelo menos uma pessoa desaparecida ou morta e no mínimo quinze pessoas afetadas (APA, 2015).

Através da análise dos PGRI foi possível verificar que apesar do rio Tâmega possuir uma zona crítica de inundaçāo, esta refere-se à cidade de Chaves, evidenciando que Amarante não cumpre simultaneamente os critérios enunciados anteriormente existindo, por isso, lacunas no que concerne à gestão do risco de inundações nesta cidade.

TRABALHOS SOBRE CHEIAS EM PORTUGAL: BREVE SINOPSE

Outro dos esforços realizados, em Portugal, no sentido de contribuir para uma melhor gestão dos riscos naturais aparece com o projeto de investigação DISASTER, no qual se desenvolveu uma base de dados sobre desastres hidrológicos (cheias) e geomorfológicos (movimentos de vertente), registados no território nacional, entre 1865 e 2010. Esta base de dados é de grande importância para a avaliação e gestão do risco, uma vez que analisa a sua distribuição espacial, a suscetibilidade dos territórios e a vulnerabilidade dos elementos em risco (Santos *et al.*, 2012). Apesar de Amarante se encontrar referenciada na base de dados DISASTER, esta apenas regista duas ocorrências de cheias/inundações, no período entre 1865 e 2010, que provocaram 90 evacuados e 10 desalojados¹. Todavia, sabe-se que esta cidade é recorrentemente afetada por episódios de cheia, destacando-se

¹Estes resultados podem ser consultados em: <http://riskam.ul.pt/disaster/>

alguns de maior magnitude como, por exemplo, a cheias de 1909, 1939, 1962 e 2001, podendo-se verificar em certos locais da cidade placas que indicam a cota que a água atingiu durante estes eventos. O facto desta base de dados registar apenas duas cheias em Amarante, pode estar relacionado com o critério seguido para a determinação das ocorrências, bem como a seleção da imprensa escrita consultada, que no caso da região norte de Portugal, incidiu sobre o Jornal de Notícias, Comércio do Porto e Primeiro de Janeiro.

Para além disto, procedemos a uma pesquisa de estudos que abordam a temática das cheias em Portugal, a partir da qual se aferiu a existência vários trabalhos académicos desenvolvidos ao longo dos anos para uma melhor compreensão destes processos. Deste modo, e dando seguimento ao trabalho elaborado por Campos (2015), tentou-se perceber a incidência espacial de uma amostra de 85 trabalhos relacionados com cheias e inundações no território nacional, confrontando-os com a densidade populacional (2011) e com as áreas suscetíveis a cheias e inundações propostas pela Autoridade Nacional de Proteção Civil (ANPC).

Analizando a figura 1A é possível verificar discrepâncias na distribuição dos trabalhos, havendo uma clara concentração nos rios do Norte e Centro de Portugal, destacando-se principalmente o rio Tejo com 15 trabalhos, em detrimento dos rios e ribeiras da região do Alentejo. Esta concentração de trabalhos pode estar relacionada com a maior ou menor suscetibilidade a cheias e inundações que alguns cursos de

água apresentam (figura 1C), estando patente a existência de mais estudos nas áreas com maior suscetibilidade de forma a reduzir eventuais danos e prevenir as populações em risco. Através da comparação das figuras 1B e 1C é possível constatar que as áreas mais suscetíveis a cheias e inundações coincidem com aquelas que possuem uma elevada densidade populacional (habitantes/km²) e, por isso, uma maior concentração de atividades, serviços e infraestruturas, demonstrando que nestas áreas existem situações de risco elevado devido à grande exposição dos elementos em risco, daí a atenção especial dada pelos trabalhos académicos a estas regiões. Já a figura 1D mostra que, nos últimos anos, houve um aumento considerável dos trabalhos sobre este tema, sendo evidente uma crescente preocupação e conscientização das pessoas em relação às cheias.

No entanto, é particularmente notório o grande impulso na produção de estudos relacionados com a temática das cheias/inundações a partir de 2008, ou seja, após a implementação da Diretiva 2007/60/CE, que obriga os Estados -Membros a desenvolverem estratégias que reduzam os impactos negativos associados a estes eventos extremos. Este aumento pode também estar relacionado com a crescente disponibilidade de *softwares*, que permitem fazer novas abordagens do problema, como é o caso dos *softwares* de modelação hidrológica e hidráulica (HEC-RAS, Iber, SMS - *Surface-water Modeling System, entre outros*).

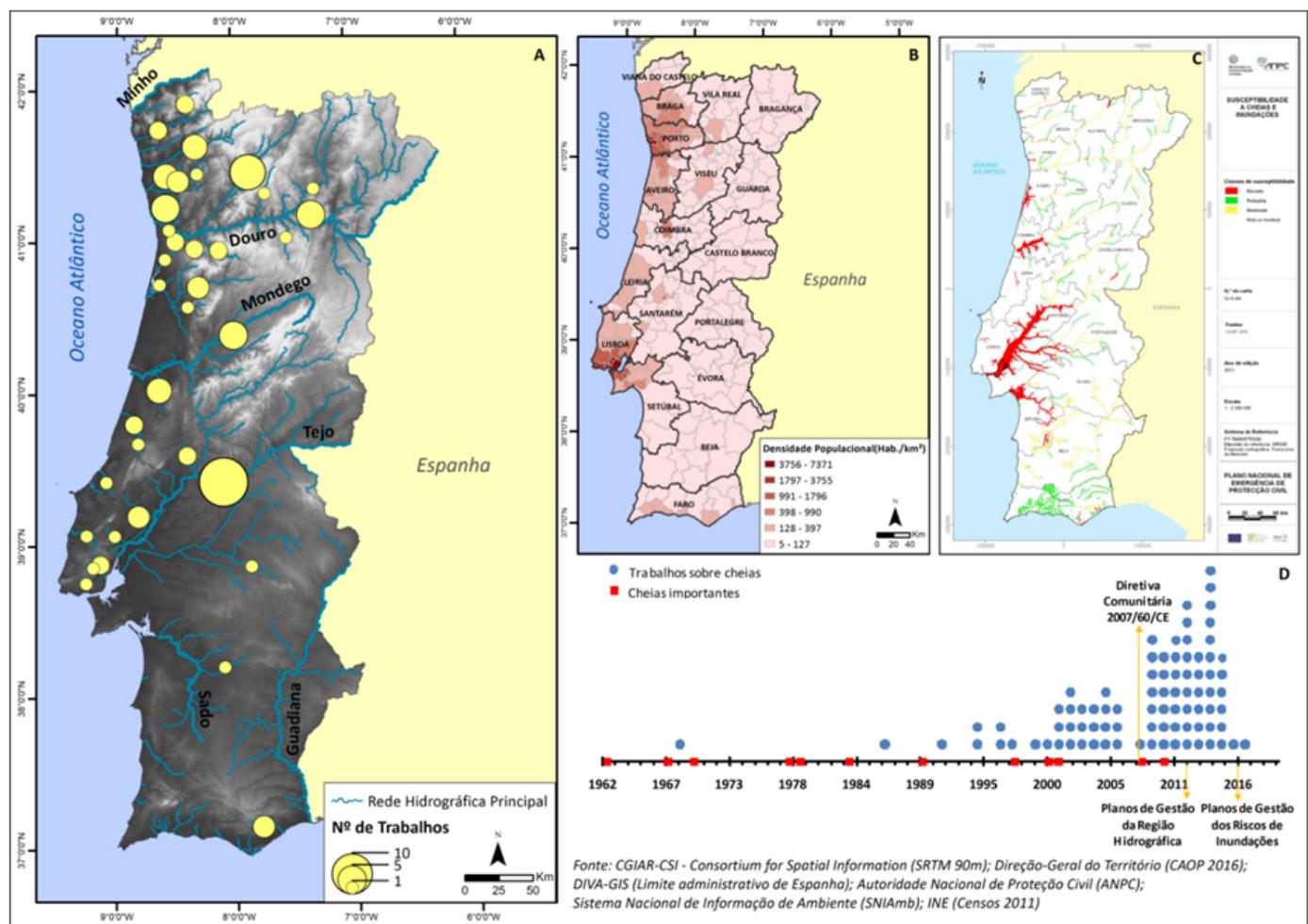


Figura 1. (A) Distribuição dos trabalhos académicos realizados sobre a temática das cheias/inundações; (B) Densidade populacional por município, em Portugal; (C) Áreas suscetíveis a cheias e inundações, segundo a ANPC; (D) Cronologia dos trabalhos e cheias mais significativas no território nacional

CHEIAS EM AMARANTE: UM DESAFIO QUE PERMANECE

No caso da cidade de Amarante o tema já foi abordado por diversos autores, destacando-se Costa, F. e Tedim, F., que possuem mais do que um trabalho num total de 10 registados entre 1998 e 2014 (figura 2).

Uma parte destes estudos dedica-se à análise dos principais episódios de cheia que afetaram Amarante, recorrendo-se às notícias dos jornais e aos dados hidrométricos e pluviométricos disponíveis para caracterizar estes eventos, atribuindo-se uma importância acrescida à cheia de 21 de Março de 2001 que foi a que registou uma maior magnitude. O

trabalho elaborado por Tedim *et al.* (2010) apresenta uma base de dados bastante completa sobre as cheias ocorridas em Amarante, no século XX, merecendo especial atenção devido ao grande interesse atribuído aos eventos observados no passado como forma de definir e prever cenários futuros, bem como potenciais danos que estes possam provocar.

Apesar de Amarante ser frequentemente afetada por cheias e inundações, existem eventos que merecem especial destaque, como é o caso do exemplo representado na figura 3, que mostra a excepcionalidade do inverno de 2001. Deste evento resultaram vários episódios de cheia, culminando com a maior inundação de que há registos - a cheia de 21 de março de 2001.

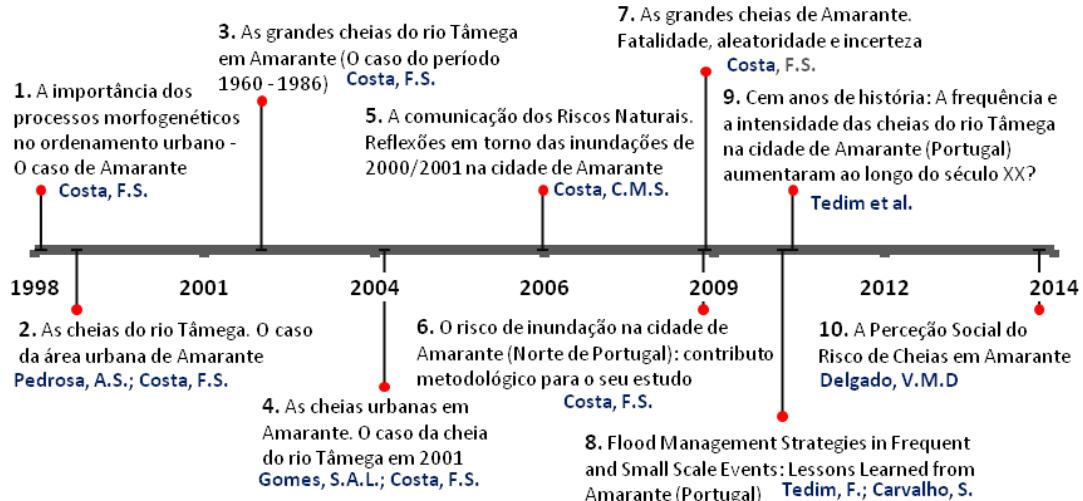


Figura 2. Cronologia dos trabalhos anteriores sobre as cheias em Amarante

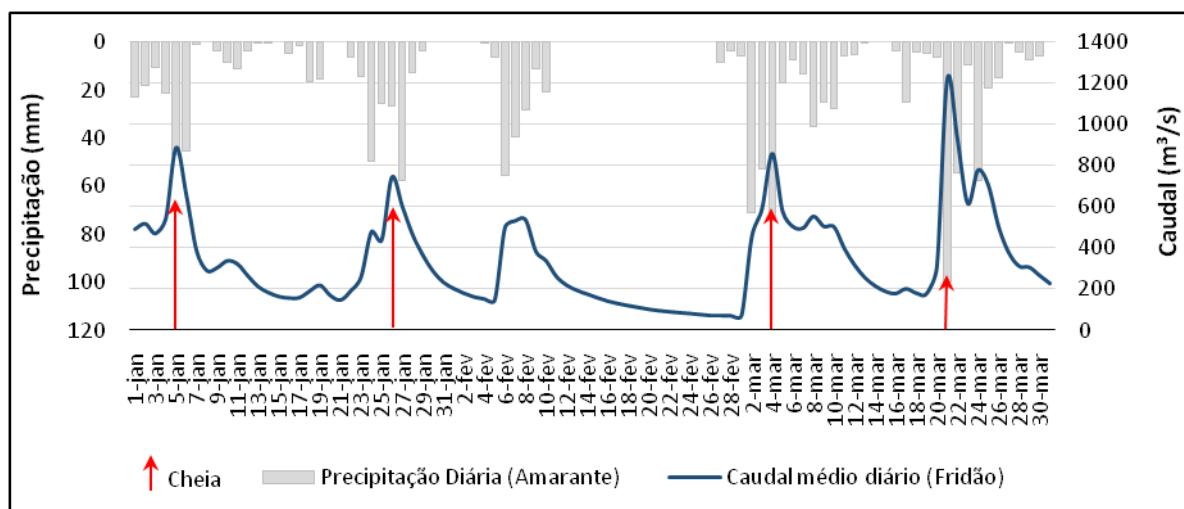


Figura 3. Precipitação diária e caudal médio diário entre 1 de janeiro e 30 de março de 2001

O problema das cheias/inundações é particularmente preocupante nesta cidade, visto que a área inundada corresponde ao centro histórico que é um local bastante movimentado e que concentra inúmeras atividades implicando, por isso, elevadas perturbações e perdas económicas. A título de exemplo, na cheia de março de 2001, as perdas rondaram os 1,3 milhões de euros e cerca de 67 estabelecimentos comerciais foram afetados (Tedim e Carvalho, 2010). Neste sentido, procedemos a uma contagem do movimento de pessoas e veículos, no dia 2 de maio de 2017, durante uma hora (8:30h às

9:30h), em três locais da área de estudo mais afetada pelas cheias, o que resultou num movimento total de 660 pessoas e, aproximadamente, 1130 veículos, evidenciando a grande movimentação nesta área de pessoas e veículos. Assim, consideramos importante aprofundar o estudo das cheias nesta cidade, visto que ainda é pouco considerado a nível nacional, de forma a promover uma gestão do risco mais adequada pois, tal como foi referido anteriormente, Amarante não está identificada como uma zona crítica nos PGRI, e também não é reconhecida, pela ANPC, como uma área de elevada

suscetibilidade a cheias e inundações. No que concerne aos trabalhos já desenvolvidos, é também possível verificar que o tema ainda não se encontra completamente estudado, existindo margem para concretizar outras ideias e adotar novas formas de abordagem deste problema. Um exemplo disso, é a modelação hidráulica das áreas inundáveis que constitui um método que auxilia a gestão do risco de inundações, através da simulação de possíveis cenários, o que permite reduzir as consequências negativas associadas a estes processos, apoia um adequado planeamento e ordenamento do território e previne as populações em situação de risco.

CONCLUSÕES

Com o presente estudo conclui-se que as cheias/inundações são uma realidade na cidade de Amarante, e que embora este problema já tenha sido abordado por alguns autores, ainda permanecem questões para concretizar diferentes análises, dado que se verificam lacunas ao nível da gestão do risco.

Neste sentido, é fundamental referir também a influência que o aproveitamento hidroelétrico do rio Tâmega localizado no Torrão (1989), a jusante de Amarante, tem na ocorrência de cheias em Amarante, pois a população tende a afirmar que a frequência das cheias aumentou com a construção desta albufeira, devido à má gestão dos caudais (Delgado, 2014). Sendo assim, a propósito da construção das novas barragens no rio Tâmega, a montante de Amarante (Fridão, Gouvães, Daivões e Alto Tâmega), a discussão sobre como é que estas irão atuar na regularização das cheias está relançada.

BIBLIOGRAFIA

- AEA. 2005. *Alterações climáticas e cheias fluviais na Europa*. Briefing n.º2005-01. Copenhagen, AEA.
- APA. 2015. *Plano de Gestão dos Riscos de Inundações. Região Hidrográfica 3 - Douro*. Lisboa, APA.
- Campos, A. 2015. *A cheia de Abril de 1962 na cidade de Vila do Conde: reconstrução hidro-histórica das áreas afetadas e avaliação da vulnerabilidade atual*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.
- Delgado, V. 2014. *A Perceção Social do Risco de Cheias em Amarante*. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.
- EEA. 2010. *Mapping the impacts of natural hazards and technological accidents in Europe*. Technical report 13. Copenhagen, EEA.
- Sá, L.; Almeida, M.; Freire, P.; Tavares, A. 2016. *Gestão do Risco de Inundação - Documento de Apoio a Boas Práticas*. ANPC/PNRRC.
- Santos, M.; Hermenegildo, C.; Soares, L.; Bateira, C. 2012. *Base de Dados DISASTER - Eventos Hidro-Geomorfológicos na Região Norte de Portugal de 1900 a 1950*. Paper presented at the XIII Colóquio Ibérico de Geografia, Santiago de Compostela.
- Tedim, F. e Carvalho, S. 2010. Flood management strategies in frequent and small scale events: lessons learned from Amarante (Portugal). *Quaestiones Geographicae*, 29(3), 69-84.
- Tedim, F. et al. 2010. *Cem anos de história: A frequência e a intensidade das cheias do rio Tâmega na cidade de Amarante (Portugal) aumentaram ao longo do século XX?* Paper presented at the XII Colóquio Ibérico de Geografia, Porto.
- UE. 2007. *Directiva 2007/60/CE do Parlamento Europeu e do Conselho de 23 de Outubro de 2007 relativa à avaliação e gestão dos riscos de inundações*. (L-288). Jornal Oficial da União Europeia.

INTRODUÇÃO

A leste do Porto destacam-se dois importantes alinhamentos orográficos, retilíneos, grosseiramente paralelos, com uma direção NW-SE, denominados Serras do Porto. Destacam-se pelo contraste morfológico com a Plataforma Litoral do Porto (Fig.1). Estas elevações constituem relevos residuais quartzíticos com vertentes verticalizadas, acompanhadas de formações xistosas paleozóicas.

O extremo Norte destas elevações é marcado pela maior altitude de 376m na Serra de Santa Justa. A partir desta elevação, os dois ramos quartzíticos, de topo geralmente aplanados e estreitos, prolongam-se para sudeste, até às proximidades do rio Douro, com altitudes que se tornam progressivamente maiores.

A rede de drenagem é na sua maior parte concordante com a estrutura geológica. Sobretudo a leste, muitos dos cursos de água apresentam um padrão em treliça, em que os divisores de bacia têm a forma de cristas constituídas por rochas de grande resistência.

Na região afloram maioritariamente xistos, grauvaques do Grupo do Douro (Proterozoico final-Câmbrico), uma sequência de xistos, grauvaques e quartzitos (Ordovícico-Devónico) e uma estreita faixa de conglomerados e arenitos do Carbonífero superior (fig. 2). Sob o ponto de vista estrutural, as formações do Paleozóico inferior constituem um antiforma anticlinal assimétrico com direção NW-SE e vergência para Oeste. O eixo desta dobra está inclinado 5 a 15° para NW e o plano axial inclina-se 60° para NE. O flanco oriental possui uma inclinação média de 35° para NE e estende-se por 20Km, de Valongo até Castelo de Paiva, onde é interrompido por intrusões graníticas hercínicas. O flanco inverso, a ocidente, é aproximadamente subvertical e prolonga-se até às proximidades de Castro Daire (Couto, 1993; Couto *et al.*, 1997).

RESUMO

Os relevos residuais quartzíticos a oriente do Porto estão associados ao Anticlinal de Valongo que se prolonga por cerca de 100Km desde Viana do Castelo até às proximidades de Arouca. A direção geral deste Anticlinal é NW-SE e apresenta dois alinhamentos orográficos sensivelmente paralelos que exercem forte controlo na organização da rede de drenagem.

Consideramos que da análise detalhada do padrão da drenagem e a sua morfologia, resulta um forte condicionamento pela estrutura geológica e uma reorganização em curso por processos que, considerando a literatura geomorfológica, associamos com captura (*capture*), decapitação (*beheading*) e desvio (*diversion*) (Bishop, 1995).

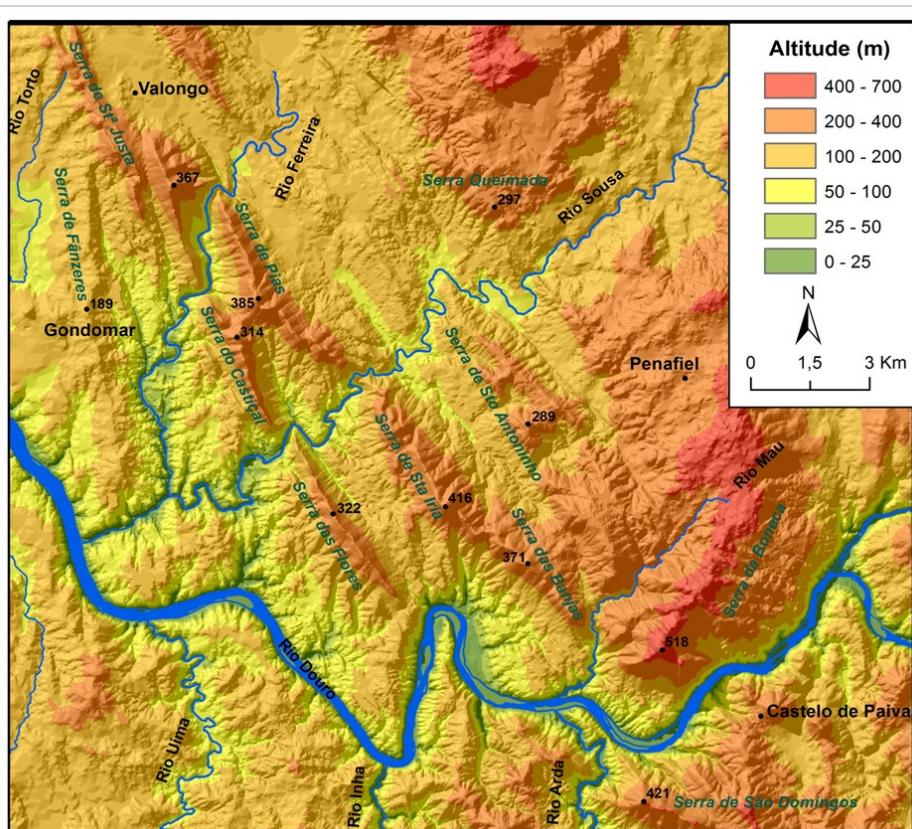


Figura 1. Esboço hipsométrico da região de Valongo.

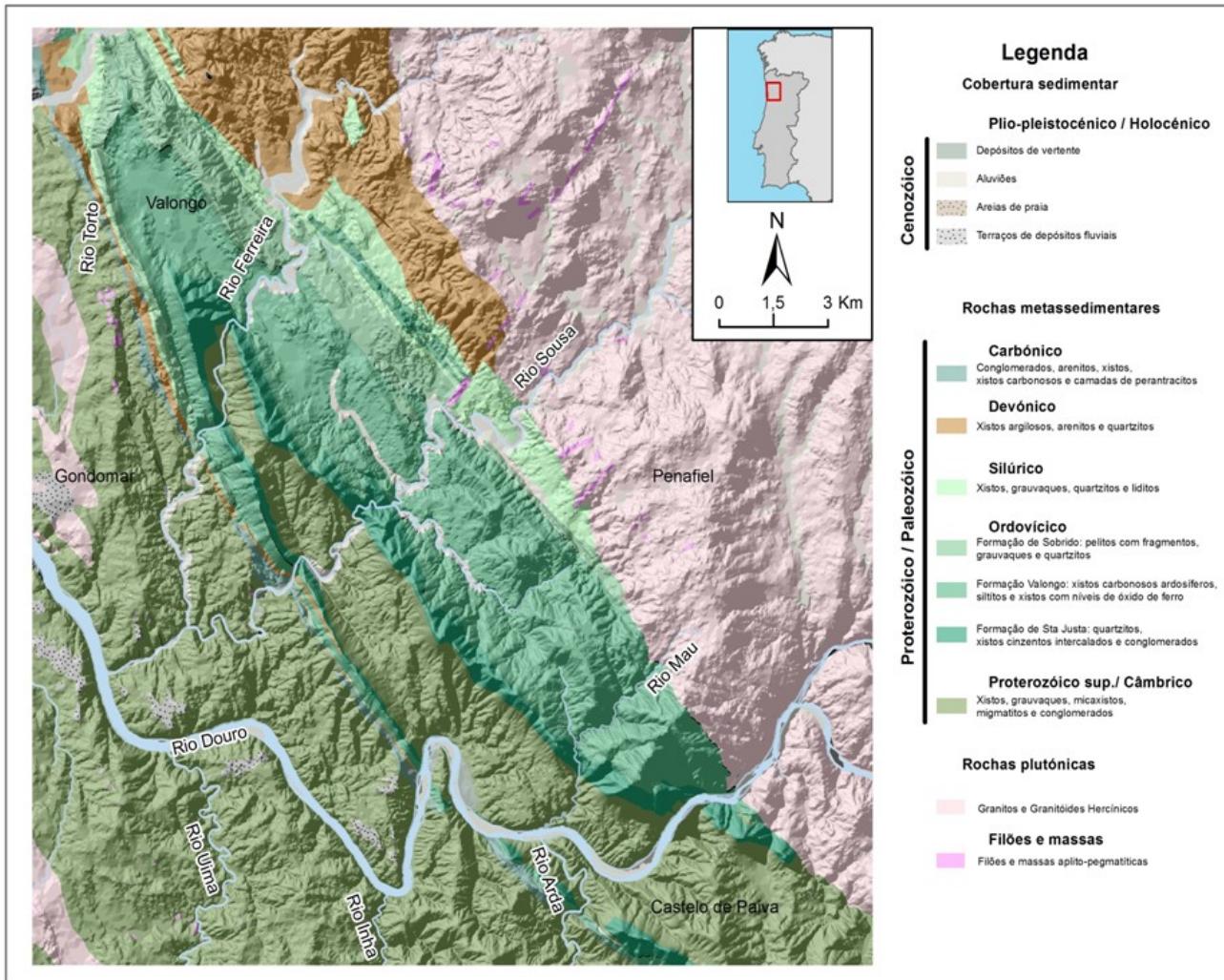


Figura 2. Mapa geológico simplificado da área de estudo (adaptado de Carta Geológica de Portugal, 1:200 000, 1992).

METODOLOGIA

A interpretação geomorfológica foi realizada a partir da análise de modelos digitais de elevação, gerados com o software ArcGis 10.2 (extensão 3D Analyst), em que se procurou salientar a relação da rede hidrográfica com o relevo.

Posteriormente, procedeu-se à caracterização e análise da drenagem, das suas tendências gerais e padrão de organização, fazendo-se a relação com a topografia, a fracturação varisca e aplicando-se a proposta de Bishop (1995) para identificar e classificar o rearranjo da rede de drenagem.

RESULTADOS

Foi possível identificar as três formas de rearranjo das linhas de drenagem definidas por Bishop (1995): captura (*capture*), decapitação (*beheading*) e desvio (*diversion*).

No caso da ribeira de Silveirinhos, constatou-se que ocorre transferência da drenagem entre bacias, desencadeada por uma erosão regressiva ativa de um curso de água (*beheading*), dado que esta se dirige para um pequeno tributário do rio Simão através um vale profundo e extenso (Fig. 3A). A captura resulta da transferência da drenagem entre bacias com preservação, pelo menos parcial, das linhas de água.

Segundo Bishop (1995), quando cursos de água são intercetados por um sistema hidrográfico adjacente muito ativo,

observando-se por parte deste um maior poder de erosão regressiva, verifica-se uma possível captura. Será o caso de linha de água situada a Sul da Ribeira de Banjas que desenvolve um cotovelo acentuado, indicando a possibilidade de futura reorientação (fig. 3B).

A migração lateral, associada ao levantamento tectónico, pode desencadear um desvio (*diversion*) do fluxo de água, podendo chegar a verificar-se transferência (intrusão lateral) de uma bacia hidrográfica para cursos de água que lhe estão próximos (Fig. 3C). Será o caso do rio Sousa que, junto ao Castelo de Aguiar de Sousa, faz um desvio na sua trajetória, abandonando o seu canal e deixando um pequeno depósito, o que pode estar associado à diferença de altitude entre a serra de Pias, que constitui um bloco mais elevado (280m), e a serra de S^a Iria (240m) (Fig. 3C).

Outro dos padrões distintivos está associado à presença de vales fluviais longos e retilíneos, com tendência geral para paralelizar e tomarem a orientação das estruturas geológicas regionais (NW-SE a NNW-SSE), o que explicará que os vales fluviais retilíneos mais expressivos se desenvolvam de acordo com a fracturação herdada. É o que se verifica com as ribeiras de Parada, Silveirinhos e Vale do Torno, onde, além disso, se observam desvios bruscos e a tendência para a paralelização do traçado (Fig. 4A e B).

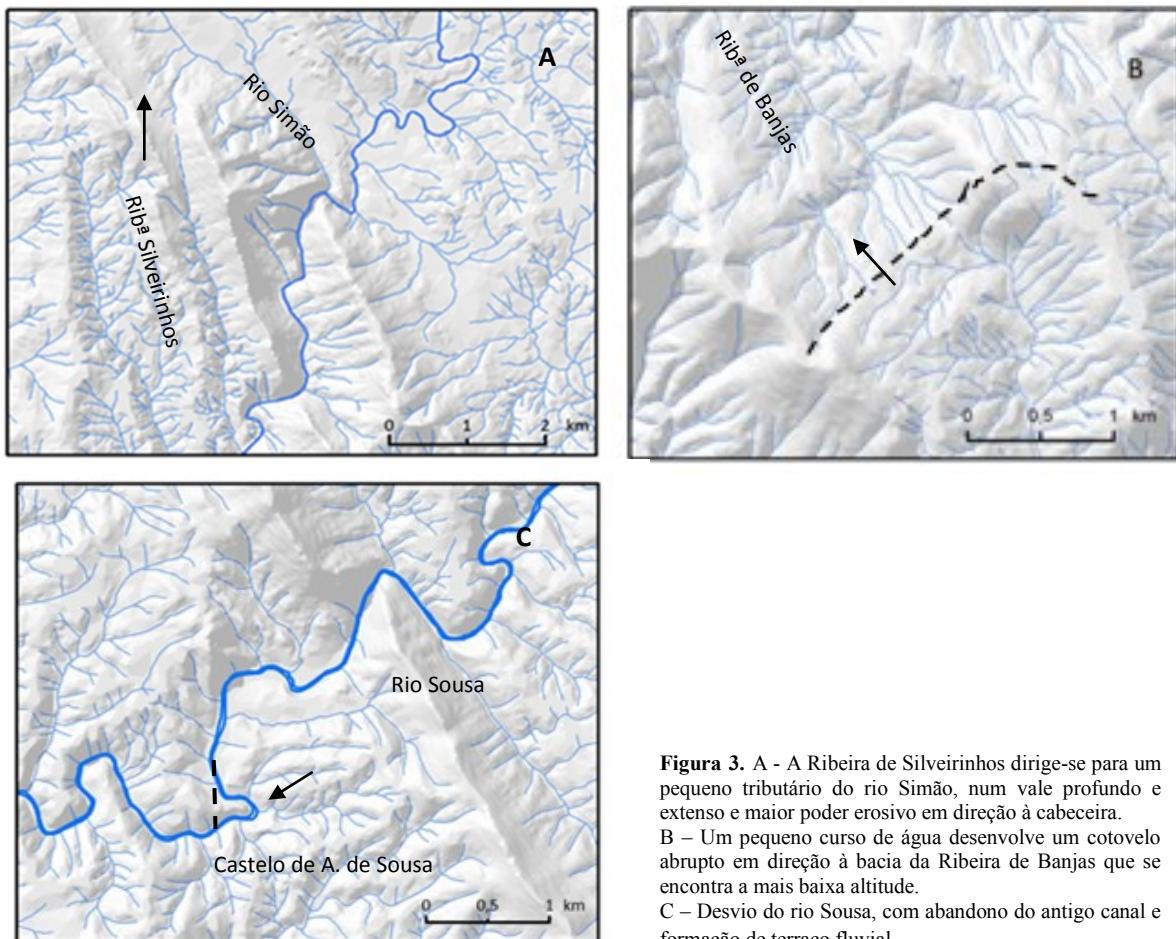


Figura 3. A - A Ribeira de Silveirinhos dirige-se para um pequeno tributário do rio Simão, num vale profundo e extenso e maior poder erosivo em direção à cabeceira. B - Um pequeno curso de água desenvolve um cotovelo abrupto em direção à bacia da Ribeira de Banjas que se encontra a mais baixa altitude. C - Desvio do rio Sousa, com abandono do antigo canal e formação de terraço fluvial.

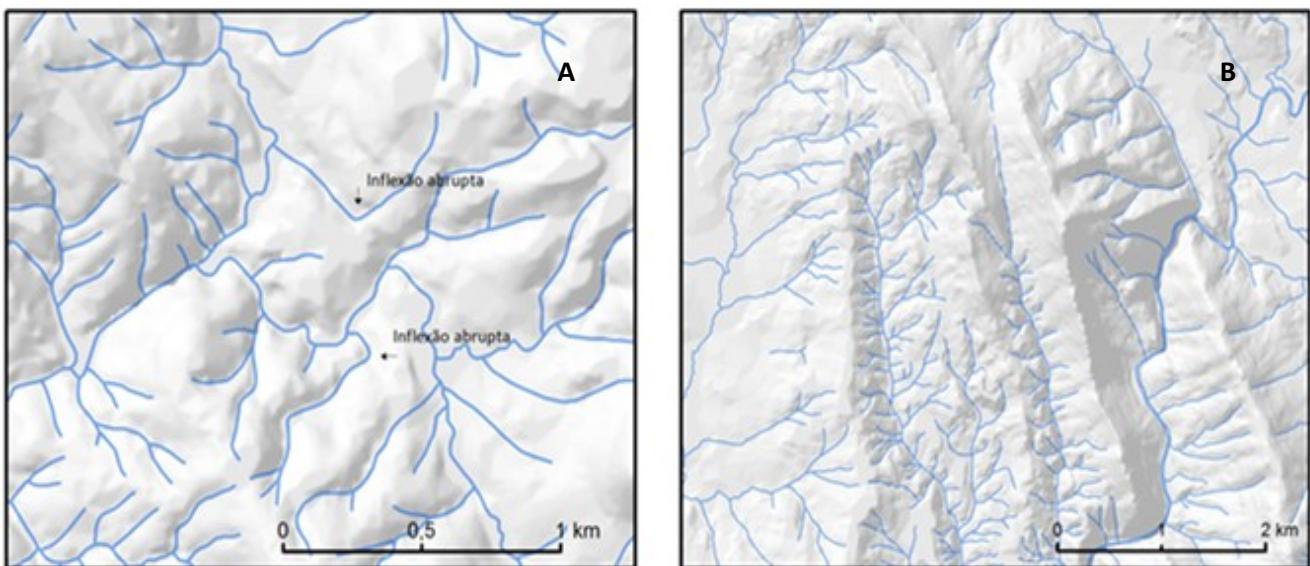


Figura 4. Inflexões abruptas e B a paralelização das linhas de água refletem a estrutura geológica subjacente.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A drenagem no Norte de Portugal tem evoluído em contínua adaptação ao soerguimento tectónico Cenozóico que se tem verificada no NW do Maciço Ibérico (Pereira, 2010).

A leste do Porto, o comportamento da rede hidrográfica reflete a influência das estruturas geológicas variscas, com pequenos rios e ribeiras a fluir através de vales profundos e retilíneos, paralelos à fraturaçāo (NW-SE) e com desvios

abruptos de dāo conta de diversos pontos de potencial captura, *beheading* ou desvio.

A reorganização da rede de drenagem estará associada a soerguimento tectónico lento e a alterações do nível do mar próximo (*ca.* de 10-15km), eventualmente acompanhadas por mudanças climáticas (Bishop, 1995; Twidale, 2004).

Na compreensão destas alterações, consideramos que é essencial ter em conta que esta área se situa na placa Euroasiática, próximo da margem continental Oeste da Ibéria e do

limite com a placa Euroasia-Nubia, sofrendo os efeitos de uma lenta deformação litosférica resultante da convergência destas placas (Cabral, 2012; Fernandes *et al.* 2007). Ribeiro (2002) considera esta margem como passiva e atípica, podendo estar a passar de passiva a ativa, comportando-se como uma microplaca em rotação ao longo da margem Oeste da Ibéria.

Além do fator tectónico como potenciador da reorganização da drenagem, consideramos que as oscilações eustáticas quaternárias podem ter um papel importante na incisão dos cursos de água, com consequente adaptação e reorganização da rede hidrográfica.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi co-financiado pela União Europeia através do Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional, enquadrado no COMPETE 2020 (Programa Operacional da Competitividade e Internacionalização) através do projeto ICT (UID/GEO/04683/2013) com a referência POCI-01-0145-FEDER-007690 e dos fundos nacionais através da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (Portugal).

BIBLIOGRAFIA

- Bishop, P. 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19: 449-473.
- Cabral, J. 2012. Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 71-84.
- Couto, H. 1993. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Tese de doutoramento, Universidade do Porto, 463pp.
- Couto, H.; Piçarra, J.M.; Gutierrez-Marco, J.C. 1997. *El Paleozoico del Anticinal de Valongo (Portugal)*, XIII Jornadas de Paleontología, V Reunión Internacional del Proyecto 351 del PICG, 270-290pp.
- Fernandes, R.M.S.; Miranda, J.M.; Meijninger, B.M.L.; Bos, M.S.; Noomen, R.; Bastos,L.; Ambrosius, B.A.C.; Riva, R.E.M. (2007). Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophys. J. Int.*, 169 (1): 315-324.
- Pereira, D. I. 2010. Características e Evolução do Relevo e da Drenagem no Norte de Portugal. *Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e a sua História*, I (V - Geomorfologia): 491-500.
- Ribeiro, A. 2002. Soft Plate and Impact Tectonics. *Springer*. Berlin, 324pp.
- Twidale, C.R. 2004. River patterns and their meaning. *Earth - Science Reviews*, 67: 159-218.

Análise Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuvar (Angola)

Morphometric Analysis of the Caculuvar River Basin (Angola)

Armando Cruz^{1*}, Márcia Martins², Alberto Gomes², Pedro Dinis³

¹ Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, Portugal

² Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Departamento de Geografia, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território-CEGOT

³ Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, Centro de Ciências do Mar e do Ambiente - MARE

* armandatrindade@hotmail.com

Palavras-chave: Parâmetros morfométricos; Bacia hidrográfica; Rio Caculuvá;
Key-words: Morphometric parameters; Watershed; Caculuvá River.

RESUMO

O presente trabalho tem como principal intuito determinar as características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Caculuvar (figura 1), de forma a entendermos o comportamento da bacia de drenagem, cujo rio é um afluente da margem

direita do rio Cunene (Sudoeste de Angola).

O rio Caculuvar nasce na Serra da Chela, a aproximadamente 18 km da cidade de Lubango, e caracteriza-se pela existência de um regime torrencial que origina caudais elevados na época das chuvas (Lopes *et al.*, 2012). Nota-se que a corrente do rio é turbulenta, variando ao longo do mesmo, que recebe contribuições de vários tributários, sendo também o caudal muito variável quer ao longo do rio, como ao longo do ano (Lopes *et al.*, 2012).

Para o cálculo e análise dos parâmetros morfométricos, numa primeira fase, procedemos à delimitação da bacia hidrográfica do rio Caculuvar e à extração da rede de drenagem recorrendo-se, para o efeito, ao Modelo Digital do Terreno (MDT) que se baseou nos dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*)¹ com 30 metros de resolução espacial utilizando-se, posteriormente, para processamento dos dados a extensão *ArcHydro* do *ArcGis* (ESRI).

Estes parâmetros morfométricos podem ser agrupados em características geométricas, sistema de drenagem, relevo, geologia, solos e vegetação que influenciam a resposta e comportamento das unidades hidrográficas (Ramos, 2009; Lencastre e Franco, 2010).

Através da análise das características geométricas (tabela 1) verifica-se que a bacia hidrográfica do rio Caculuvar possui uma área de aproximadamente 25184,84 km² e um perímetro de 1099,09 km. No que diz respeito à forma, a bacia hidrográfica do rio Caculuvar mostra-se relativamente mais alongada do que circular, o que pode ser realçado se analisarmos o baixo resultado do índice de circularidade.

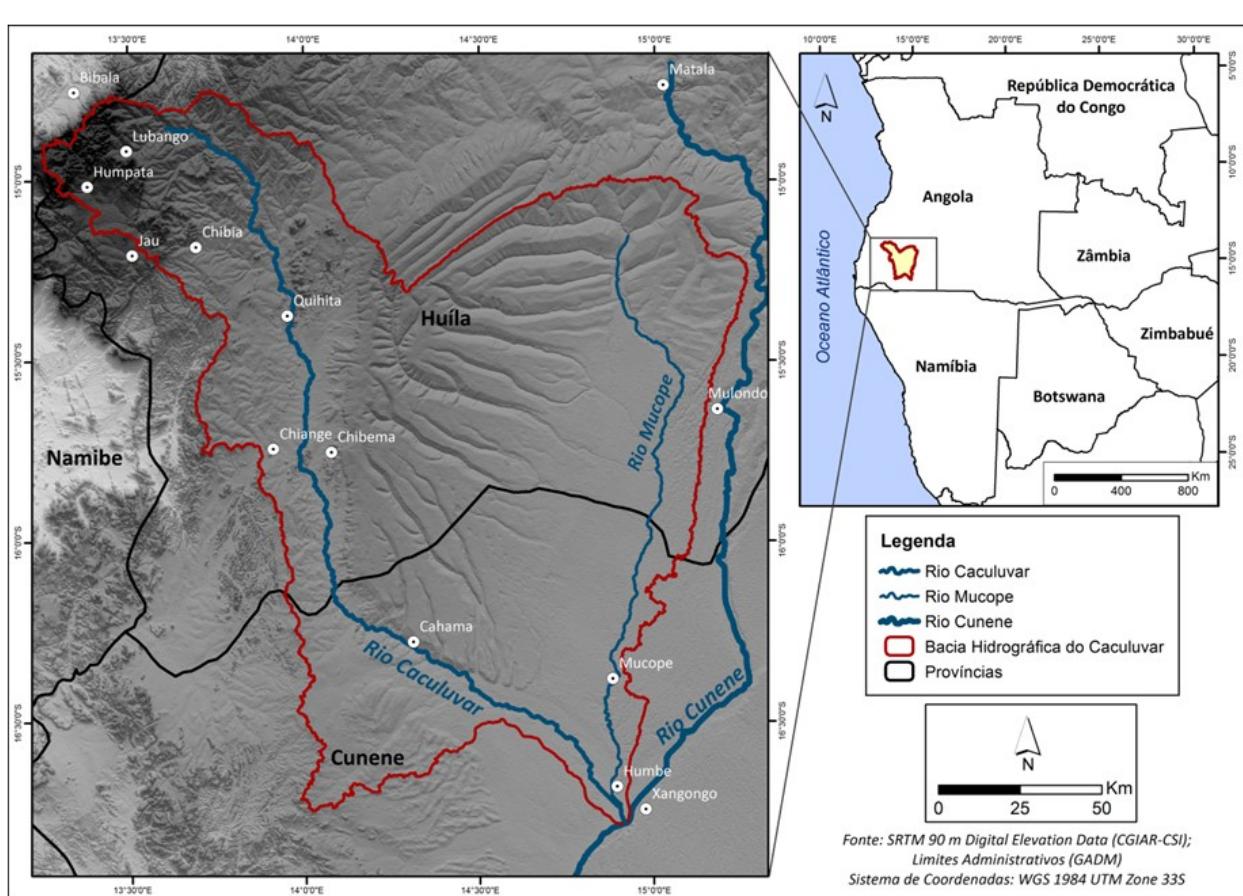


Figura 1. Enquadramento geográfico da bacia hidrográfica do rio Caculuvá

¹ <https://earthexplorer.usgs.gov/>

Tabela 1. Características geométricas da bacia hidrográfica do rio Caculuvar

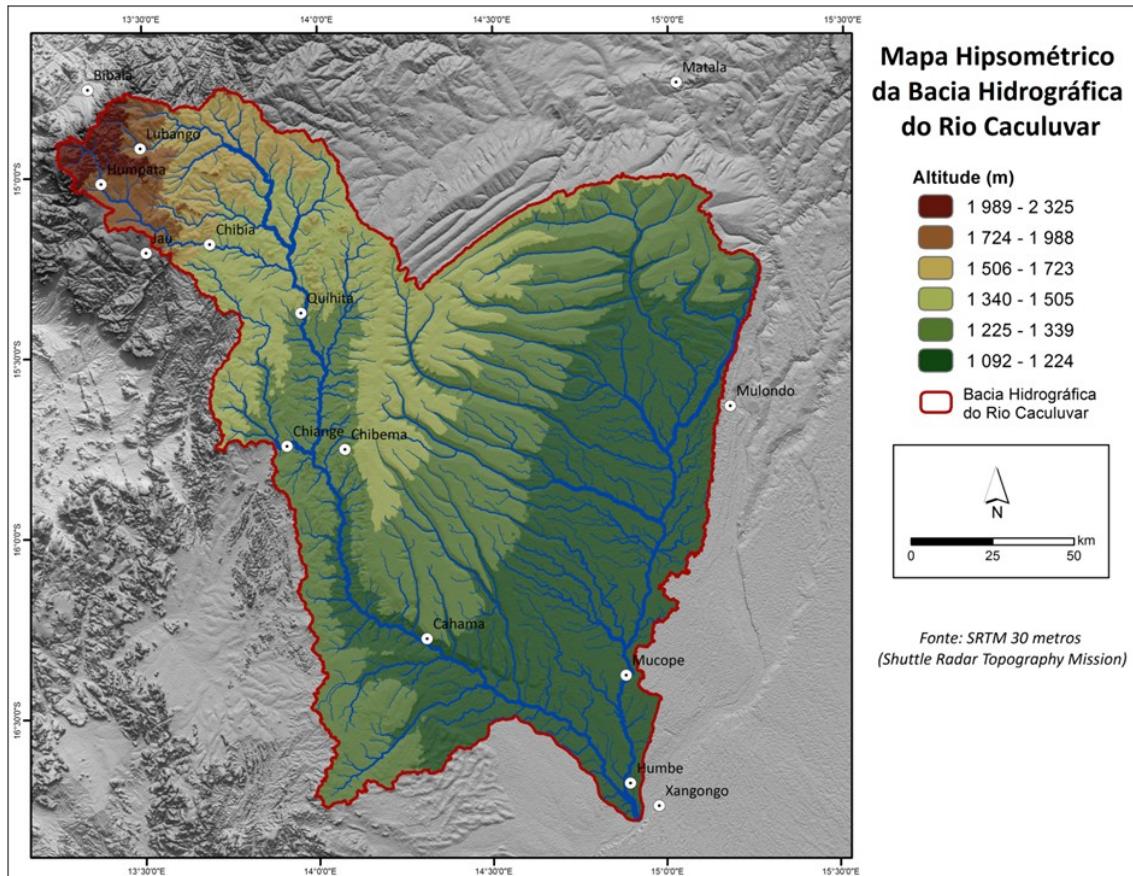
	Bacia H. Caculuvar	Valores Extremos	
		Valor Mínimo	Valor Máximo
Área	25184,84 km ²		
Perímetro	1099,09 km		
Comprimento da Bacia	273,25 km		
Factor de Forma (Horton)	0,34	0,1 (Alongada)	0,9 (Circular)
Coeficiente de Compacidade	1,94	1 (Circular)	>1 (Irregular)
Índice de Circularidade (Miller)	0,26		1 (Circular)
Índice de Alongamento (Schumm)	0,66		1 (Circular)

Analisando as características da rede de drenagem (tabela 2) é possível verificar que a bacia hidrográfica do rio Caculuvar possui uma hierarquia de 6º ordem, segundo o critério de Strahler, e uma magnitude de 704 cursos de água (1º ordem). Em relação à densidade de drenagem, e tendo em conta a clas-

sificação de Lencastre e Franco (2010), que defendem que este parâmetro varia entre 0,5 km/km², para bacia mal drenadas, e 3,5 km/km² para bacias bem drenadas, podemos considerar que a bacia em análise é mal drenada, pois possui uma densidade de drenagem muito baixa.

Tabela 2. Características da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Caculuvar

Bacia H. Caculuvar	
Hierarquia (Strahler)	6º Ordem
Magnitude (Shreve)	704 Cursos de água
Comprimento do curso de água principal	362,21 km
Comprimento total dos cursos de água	7332,10 km
Densidade de Drenagem	0,29 km/km ²
Densidade Hídrica (Horton)	0,03 canais/km ²

**Figura 2.** Mapa hipsométrico da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuvar

Por sua vez, as características do relevo são fundamentais para entendermos o comportamento das bacias hidrográficas, sendo que estas interferem em vários aspectos como a velocidade de escoamento, a infiltração, a intensidade da erosão e o transporte de materiais (Ramos, 2009). Analisando a figura 2, vemos que a bacia hidrográfica do rio Caculuvar apresenta

uma altitude máxima que ronda os 2325 m, nas proximidades de Lubango, e uma altitude mínima de cerca de 1092m. Na tabela 3, encontram-se representadas algumas das principais características do relevo, onde é possível verificar que a esta bacia apresenta uma altitude média de 1303,47 m, e uma altura média de 2011,47 m.

Tabela 3. Características do relevo da bacia hidrográfica do rio Caculuvar

Bacia H. Caculuvar	
Altitude Mínima	1092 m
Altitude Máxima	2325 m
Altitude Média	1303,47 m
Altura Média	211,47 m
Amplitude Altimétrica	1233 m
Coeficiente de Massividade	0,01
Coeficiente Orográfico	1,78
Índice de Rugosidade	358,96
Relação de Relevo	0,005
Declive do canal fluvial principal	3,4 m/km

Pela análise da curva hipsométrica (figura 3) verifica-se que aproximadamente 80% da área da bacia hidrográfica do rio Caculuvar se encontra entre os 1092 em 1400 metros de altitude e apenas 18,4% se encontra a altitudes superiores a 1400 metros.

Relativamente ao coeficiente de massividade, este apresenta "valores elevados em bacias pequenas que apresentam grandes desniveis, e valores pequenos em grandes bacias de

relevo pouco acentuado", sendo que o seu valor nunca poderá ser superior a 1 (Christofoletti, 1980; Lencastre e Franco, 2010). Assim, analisando a tabela 3, nota-se que a bacia de drenagem do rio Caculuvar é de grande dimensão e caracteriza-se pela existência de relevos pouco acentuados, apresentando-se como uma bacia pouco acidentada e com uma baixa inclinação. O declive do curso de água principal evidencia esta situação com valores de 3,4 m/km.

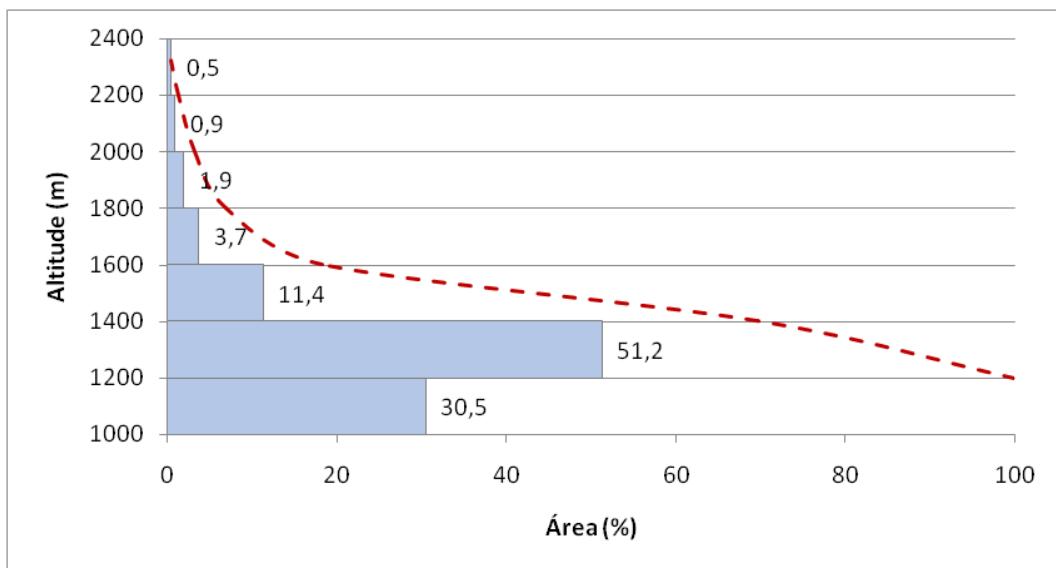


Figura 3. Curva hipsométrica e frequências altimétricas da bacia hidrográfica do rio Caculuvar

Em relação às características geológicas da bacia hidrográfica do rio Caculuvar, Bonga (2016) afirma que estas apresentam uma relação direta com os processos de infiltração e armazenamento de água no solo, evidenciando uma permeabilidade reduzida e elevado escoamento superficial da precipitação.

No que diz respeito ao uso do solo, a bacia em estudo apresenta vastas áreas ocupadas com vegetação o que evidencia uma maior capacidade de infiltração e armazenamento da água no solo, levando a uma redução do escoamento superficial e diminuição do tempo de concentração (Bonga, 2016).

BIBLIOGRAFIA

- Bonga, J. 2016. *Tecnologias para mitigação dos efeitos da seca na bacia hidrográfica do rio Caculuvar em Angola*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Sergipe.
- Christofoletti, A. 1980. *Geomorfologia* (2º ed.). São Paulo: Editora Edgard Blucher Ltda.
- Lencastre, A., & Franco, F. M. 2010. *Lições de Hidrologia* (3ª ed.). Lisboa: Fundação da Faculdade de Ciências e Tecnologia.
- Lopes, F. C., et al. 2012. *Para conhecer a Terra: memórias e notícias de Geociências no espaço lusófono*. Coimbra: Imprensa da Universidade.
- Ramos, C. 2009. *Dinâmica Fluvial e Ordenamento do Território (Programa de unidade curricular do 2º ciclo)*. SLIF-6. Lisboa: Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa.

Página intencionalmente deixada em branco

Página intencionalmente deixada em branco



POCI-01-0145-FEDER-006891



Centro de Estudos Geográficos
IGOT - UNIVERSIDADE DE LISBOA



CEGOT
Center of Studies on Geography
and Spatial Planning

Cofinanciado por:
COMPETE 2020 **PORTUGAL 2020** **UNIÃO EUROPEIA**
Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional

FCT
Fundação para a Ciência e a Tecnologia
MINISTÉRIO DA CIÉNCIA, TECNOLOGIA E ENSINO SUPERIOR

ASSOCIAÇÃO
DE TURISMO DO
PORTO
E NORTE
CONVENTIONS/VISITORS BUREAU

esri Portugal
THE SCIENCE OF WHERE™

ISBN: 978-989-96462-7-8