ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEOMORFÓLOGOS VOLUME XII



X Congresso Nacional de Geomorfologia

Dinâmicas geomorfológicas no espaço e no tempo

ATAS / PROCEEDINGS

APGeom
Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Lisboa
2024

X CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA

ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEOMORFÓLOGOS
LISBOA, 2024

Título: X Congresso Nacional de Geomorfologia.

Editor: Associação Portuguesa de Geomorfólogos

Comissão editorial: Adélia Nunes, Jorge Trindade, José Luís Zêzere, Pedro Proença e Cunha, Susana Pereira

Comissão científica: Adélia Nunes, Alberto Gomes, Ana Ramos Pereira, António Campar, António Martins, António Vieira, Carlos Bateira, Carlos Loureiro, Fernando Costa, Gonçalo Vieira, Hélder Chaminé, João Forte, Jorge Trindade, José Luís Zêzere, José Teixeira, Luca Dimuccio, Lúcio Cunha, Marcelo Fernandes, Maria Margarida Gouveia, Paulo Pereira, Pedro Pinto Santos, Pedro Proença Cunha, Raquel Melo, Ricardo Garcia, Rui Ferreira, Sérgio Oliveira, Susana Pereira, Virgínia Teles

Capa (Conceção): Jorge Trindade

ISBN: 978-972-636-312-5
Lisboa, setembro 2024

Associação Portuguesa de Geomorfólogos
Departamento de Geografia
Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra
Colégio de S. Jerónimo
3004-530 Coimbra
Email: apgeom.dir@apgeom.pt

Nota Prévia

A Associação Portuguesa de Geomorfólogos (APGEOM), em colaboração com o Instituto de Geografia e Ordenamento do Território (IGOT) da Universidade de Lisboa, organizou em Lisboa, nos dias 12 a 15 de setembro de 2024, o X Congresso Nacional de Geomorfologia – Dinâmicas geomorfológicas do espaço e no tempo, com dois dias (12 e 13 de setembro) de conferências e comunicações e dois dias (14 e 15 de setembro) dedicados a visitas de estudo (Região a Norte de Lisboa e Península de Setúbal).

Depois do interregno, justificado pela realização da *International Conference on Geomorphology* em Coimbra em 2022, este evento dá continuidade aos congressos realizados pela APGEOM, com a periodicidade de dois anos.

O X Congresso Nacional de Geomorfologia contou com 30 comunicações orais e 13 comunicações em poster (também com apresentação e discussão pública) envolvendo cerca de 130 autores de 9 nacionalidades: Portugal, Brasil, Espanha, Marrocos, Reino Unido, França, Canadá, Itália e Argentina. As comunicações foram organizadas em 5 eixos temáticos: Processos geomorfológicos; Evolução de paisagens de longo termo; Perigos e riscos geomorfológicos; Património geomorfológico; e Investigação realizada por jovens geomorfólogos. O congresso contou ainda com duas conferências apresentadas por Paola Reichenbach do Instituto de Investigação para a Proteção Geo-hidrológica - Italian National Research Council (*Methods and techniques for landslide susceptibility evaluation*) e por David Bridgland da Universidade de Durham- UK (*The role of geomorphology in the Quaternary*).

Os resumos alargados publicados neste Livro de Atas, editado em formato eletrónico na Coleção das Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos (Volume XII), foram sujeitos a um processo de revisão por pares, nos quais participaram os membros da Comissão Científica do congresso.

Recuperando a valorização do trabalho de campo em geomorfologia, o X Congresso Nacional de Geomorfologia contemplou duas visitas de estudo. O dia 14 de setembro foi dedicado à Região a Norte de Lisboa, explorando os temas da evolução geomorfológica, instabilidade de vertentes, cheias e dinâmica litoral. O dia 15 de setembro foi reservado para a visita à Península de Setúbal, focada na evolução geomorfológica, geomorfologia estrutural e dinâmica fluvial e litoral.

O X Congresso Nacional de Geomorfologia incluiu ainda a cerimónia de atribuição do *Prémio António de Brum Ferreira para a investigação em Geomorfologia*, na sua 1ª edição, que tem por objetivo promover e estimular trabalhos de investigação de excelência em Geomorfologia de investigadores/as, galardoando autores e autoras de teses de doutoramento em Geomorfologia.

A organização do X Congresso Nacional de Geomorfologia contou com a valiosa colaboração de várias pessoas e entidades. A Comissão Organizadora e a Direção da Associação Portuguesa de Geomorfólogos expressam o seu agradecimento ao Instituto de Geografia e Ordenamento do Território da Universidade de Lisboa, ao Centro de Estudos Geográficos, aos membros da Comissão Científica e a um grupo de alunos do IGOT que, voluntariamente, se disponibilizou para colaborar com a Organização do congresso.

A Comissão Organizadora

Nota prévia 1

CONFERÊNCIAS PLENÁRIAS 6

Methods and techniques for landslide susceptibility evaluation
Reichenbach, Paola 7

The role of geomorphology in the Quaternary
Bridgland, David 8

PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS 9

Localização preferencial de feições erosivas hídricas na área urbana de Goiânia, Centro Oeste, Brasil, entre 1992 e 2016
L. R. Cavalcante, S. S. de Castro 10

Alterações recentes das margens dos rasos de maré e sapais e implicações na mobilização do mercúrio (Estuário do Tejo)
J. Duarte, G. Vieira, J. Canário, R. Cesário 15

Depósitos periglaciários da Serra da Cabreira, NW de Portugal: Cartografia geomorfológica e morfometria
E. Figueira, A. Gomes, J. Costa, J. Meira, L. Neto, S. Júnior 20

Monitorização da morfodinâmica nas praias de Belinho, Fieiro Alto e Cepães (Esposende) com recurso a veículos aéreos não tripulados
M. Gomes, R. Henriques, P. Pereira 25

ESR dating in Quaternary Geomorphology - evolution and applicability
M. P. Gouveia, P. P. Cunha, A. A. Martins, C. Falguères, P. Voinchet 29

Programação em R aplicada na compartimentação geomorfométrica do relevo, Aquidauana-MS, Brasil
E. F. Leite, E. M. de Carvalho 32

Estimativa das perdas de solo nas unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Barra Nova, região do Seridó, Nordeste do Brasil
T. D. S de Medeiros, J. Y. G. dos Santos, S. R. O. Vital 37

Voçorocas na Serra do Tepequém, Norte da Amazônia Brasileira: morfometria e solos
L. C. B. Neta, A. A. T. Gomes, S. S. Tavares Júnior 41

Influência Antrópica nos Lagos da Savana Amazônica Brasileira
L. C. B. Neta, R. A. Alves, L. D. Cunha 46

Application of Digital Shoreline Analysis System (DSAS) for analyzing sandy coast dynamics in Essaouira, Morocco
A. Khouz, J. Trindade, S.C. Oliveira, F. El Bchari, B. Bougadir 50

Dunes as Geomorphological Green Infrastructure: harnessing nature's defences for coastal protection
C. J. Santos, J. C. Ferreira 55

Desenvolvimento de ravinas após remoção de árvores em áreas ardidas no NW de Portugal
A. Vieira, A. Bento-Gonçalves, J. Novais, J. Rocha 60

EVOLUÇÃO DE PAISAGENS DE LONGO TERMO 65

Transient state at the High Parana fluvial network derived from channel morphology and knickpoint analysis
L. Antón, G. De Vicente, F. A. Jiménez-Cantizano 66

Lower reaches of signature rivers: Quaternary evolution of the Thames and Tejo compared
D.R. Bridgland, E. Littlewood, P. P. Cunha 71

Estabilidade do divisor no maciço montanhoso Gerês – Larouco
J. Costa, A. Gomes, E. Figueira
76

Megaleques em clima tropical úmido e tectônica ativa na Bacia Sedimentar do Pantanal (Brasil)
E. M. Facincani, P. P. Cunha, C. L. P. Miranda Junior 81

Neotectónica no Hemigraben do Tacutu (Roraima, Amazônia): análise de evidências geomorfológicas
S. S. Tavares Júnior, A. Gomes, L. C. Beserra Neta 86

Terraces of the Guadiana River between the Pulo do Lobo water fall and Pomarão - discussions about the evolution of the river in the late Pleistocene and Holocene
A. Martins, N. Moreira, A. Araújo, R. Melo 91

PERIGOS E RISCOS GEOMORFOLÓGICOS 96

Modelling the superficial formation thickness at slopes organized on agricultural terraces at Douro Demarked Region
C. Bateira, S. Pereira, P. SantAnna, G. N. Lima, F. Alves, M. Natário, J. Valente 97

Uma nova cartografia de solos à escala 1:100 000 para Portugal continental
G. Batista, M. Conceição, R. A. C. Garcia, S. C. Oliveira, A. Trindade, C. M. Viana, J. Rocha 101

Delimitação de Distritos de Solos em Portugal continental
M. Conceição, G. Batista, R. A. C. Garcia, S. C. Oliveira, A. Trindade, C. M. Viana, J. Rocha 106

Movimentos de massa nos distritos de Rio Claro e Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brasil): Análise da topografia e eventos recentes de precipitação
M. Costa, A. A. Zacharias, M. Santos, J. Gentili 111

Incerteza na Inundação de Áreas Estuarinas em Contexto de Alterações Climáticas: o Caso do Estuário do Tejo
A. Domingos, J. L. Zêzere 116

Geomorphological Coastal Slope Instability and Susceptibility Mapping in Safi, Morocco
A. Khouz, J. Trindade, S. C. Oliveira, R. A. C. Garcia, F. El Bchari, M. Chaibi, B. Bougadir 122

Avaliação de fatores locais responsáveis pela distribuição de ravinas em ambiente Mediterrâneo
B. Martins, C. Pinheiro, A. Nunes, A. Bento-Gonçalves, C. Hermenegildo 129

Exploração de informação proxy na modelação determinística de deslizamentos superficiais
R. Melo, S. C. Oliveira, F. Marques, J. L. Zêzere, R. A. C. Garcia 134

Contributo da avaliação da suscetibilidade a deslizamentos na mitigação da degradação dos solos em área de vinhas
S. Pereira, C. Bateira, P. Valenzuela, P. Capella, F. Alves, M. Natário, J. Valente 138

Cheias e Inundações: Avaliação da perigosidade e identificação de elementos expostos. O caso da ribeira da Charneca, Cascais.
V. G. Pereira, P. P. Santos, E. Reis 143

Identificação dos elementos expostos à inundação em Estrela e Lajeado, Rio Grande do Sul, Brasil
A. A. V. Sccoti, S. Pereira, C. Bateira, L. E. S. Robaina, R. Trentin 147

Projeção do nível do mar em 2100 para a área urbana de Grossos – RN, Brasil
J. P. da Silva, P. V. N. Araújo, M. T. M. Diniz, J. Y. G. dos Santos 152

Padrões da mortalidade causada por movimentos de vertente na ilha de São Miguel (Açores)
R. F. Silva, R. Marques, J. L. Zêzere 157

Limiares de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente, por unidades geomorfológicas e litológicas, em Portugal continental
T. Vaz, J.L. Zêzere, R. Melo, S. Oliveira, P. Valenzuela 162

Avaliação do limiar de precipitação para o desencadeamento de deslizamentos translacionais superficiais em Portugal considerando os fatores de predisposição.
C. Villaça, J. L. Zêzere, P. P. Santos 166

170

PATRIMÓNIO GEOMORFOLÓGICO

Metodologia de avaliação do risco de degradação de geossítios por incêndios florestais: aplicação no Estrela Geoparque Mundial da UNESCO
J. Gonçalves, E. Castro, F. Loureiro, P. Pereira 171

A evolução geomorfológica do Baixo-Mondego e o Património Cultural de Coimbra
J. Pardal, L. Cunha, A. O. Tavares, P. P. Santos, L. Leitão 175

INVESTIGAÇÃO REALIZADA POR JOVENS GEOMORFÓLOGOS 180

Alexander Klimchouk (1956-2023) e a espeleogénese hipogénica: possibilidades de investigação em Portugal
D. Amaral, L. A. Dimuccio, P. M. Callapez, L. Cunha 181

Avaliação do uso de geossintéticos na resposta hidrológica e erosiva de solos na sequência de um incêndio florestal
L. Carvalho, A. Nunes, A. Figueiredo 187

Morphological influence and spatiotemporal variability of shoreline change rates in Tuktoyaktuk Peninsula (NWT, Canada)
B. Costa, G. Vieira, M. Lim, D. Whalen 192

Geomorfologia do Vale de Varradòs (Alto Vale do Rio Garona, Pirenéus Centrais)
M. Fernandes, M. Oliva, G. Vieira, L. Lopes, P. Matos 197

Identificação e análise dos mosaicos geoecológicos da tundra do norte de Nunavik (Canadá)
D. Martins, G. Vieira, P. Roy-Léveillée, P. Freitas, J. Canário 203

Inventário de movimentos de vertente do evento de 1983 e o seu contributo para modelação da suscetibilidade futura a movimentos de vertente na região a norte de Lisboa
A.R. Morais, S.C. Oliveira, S. Pereira, J.L. Zêzere 206

Análise da Inundação em Zonas Urbanas Expostas ao Aumento do Nível do Mar em Portugal Continental
A. A. Silva, J. Trindade, J. Rocha 211

O ensino da Geomorfologia na FLUP: breves reflexões
J. Teixeira, S. Pereira, C. Bateira, A. Gomes 216

CONFERÊNCIAS PLENÁRIAS

Methods and techniques for landslide susceptibility evaluation

Reichenbach, Paola

Research Institute for Geo-Hydrological Protection, Italian National Research Council

The variability of landslide phenomena in terms of types, velocity and size makes it difficult to establish a unique methodology for the definition of landslide susceptibility, and different approaches are proposed in the literature for the prediction of landslide occurrence. In addition, the extent of the study area and the characteristics of the available data may influence the selection of the susceptibility models. For these reasons, landslide susceptibility studies use different modelling approaches adopting a variety of mapping units and thematic information. In the recent years, a systematic review of the literature was prepared to illustrate and describe a synthesis of the relevant information required for landslide susceptibility modelling and terrain zonation using statistically based modelling approaches.
In the presentation, the outcome of the review will be presented together with some examples of zonation prepared at different scales using different data types and resolutions, different mapping units, and various modelling approaches. The critical analysis of the review and the personal experience allowed to recognize some steps that could become a starting point for the discussion and definition of a standard for statistically based landslide susceptibility modelling and zonation. Moreover, the impact on the scientific community and on the stakeholders will be considered to evaluate the usefulness and the efficacy to disseminate, exploit, communicate, and manage results of the susceptibility modeling.

The role of geomorphology in the Quaternary

Bridgland, David

Durham University, UK

There is much emphasis in Quaternary research on the role of ice, glaciation being an important characteristic of this most recent period. For understanding Quaternary landscape evolution, however, the geomorphological and sedimentary archives from rivers are paramount and will be the prime focus of this presentation. Rivers have interacted with glaciation, as well as with lakes and caves (also providers of important Quaternary evidence) and, in their lower reaches, with the fluctuations of sea level that are another characteristic of the period. Within the realm of fluvial geomorphology, it is at the largest scales that consideration of the Quaternary and its record of climatic fluctuation is of most significance: at the scale of valleys, whole river courses and large-scale landforms such as river terraces. Indeed, more than once in the history of research, river terraces have provided evidence for greater complexity in Quaternary climatic records, beginning with the recognition of multiple glacials and interglacials and, more recently, the link with the Croll–Milankovitch glacial–interglacial cycles. It is now widely accepted that rivers have formed terraces by alternately incising their valleys and aggrading on progressively lower floodplains as a response to, and potentially in synchrony with, Milankovitch climatic fluctuation. Most, however, would regard the enabling of the incision to require uplift of the land surface. Thus we can contrast the terrace records from uplifted regions with the stacks of basin-fill sediments in areas that are subsiding, with major European rivers like the Rhine and Danube showing both, in different reaches. Compilation of worldwide fluvial archives during successive IGCP (International Geoscience Programme) projects in the first decade of this century has revealed even more: the patterns of river-terrace preservation show variation between different crustal provinces. It is not just that some regions have been uplifting, and have river terraces, while others have subsided under the load of accumulating fluvial sediments; there are crustal provinces that have fluvial records pointing to stability, with deposits of various ages preserved in close proximity to the modern valley floor, implying that neither significant uplift nor subsidence has occurred over Quaternary timescales. Such records are to be found on Archaean cratons, which have cold and ultrastable crust. There are patterns intermediate between ultrastable and fully dynamic that coincide with younger Precambrian provinces. Indeed, different degrees of stability and crustal dynamism can be recognized from wider consideration of fluvial archives, including localized regions of very rapid uplift on young and anomalously hot crust. The link between these observations and mechanisms for generating the essential uplift that has enabled river-terrace formation will be discussed. Epeirogenic uplift, driven by erosional isostasy, seems more plausible than uplift generated by plate-tectonic activity, with the mobility of younger and more dynamic crust envisaged as a source of positive-feedback reinforcement of this isostatic effect, absent from older cratonic provinces.

PROCESSOS GEOMORFOLÓGICOS

Localização preferencial de feições erosivas hídricas na área urbana de Goiânia, Centro Oeste, Brasil, entre 1992 e 2016

Preferential localization of water erosion features in the urban area of Goiânia, Midwest, Brazil, between 1992 and 2016

L. R. Cavalcante [1] , S. S. de Castro [2]

[1] Universidade Federal de Goiás, Instituto de Estudos Socio Ambientais, Goiânia, GO, Brasil.
lizandra.geo93@gmail.com
[2] Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Campinas, SP, Brasil
scastro@unicamp.br

RESUMO

A erosão hídrica no Brasil, agravada pela expansão agrícola no Cerrado nos anos 70, levou ao crescimento urbano desordenado em Goiânia. Nos anos 80, a cidade expandiu sem drenagem adequada, causando erosão hídrica linear. Em 1982, havia 106 feições erosivas, 112 nos anos 90, 75 em 2006 e menos de 30 em 2016, concentradas nos fundos de vale. O estudo analisou a distribuição de focos de 1992 a 2016 com SIG e imagens de satélite, mostrando que a redução dos focos deve-se a políticas públicas de controle.

Palavras-chave: *erosão hídrica linear; sítio urbano; fundos de vale; uso e ocupação desordenada.*

1. INTRODUÇÃO

A área de estudo corresponde à cidade de Goiânia, capital do estado de Goiás, região Centro-Oeste do Brasil, coordenadas UTM 22 Sul de 682014 de Latitude e 8156071 de Longitude. Fundada em 1933 para abrigar 50 mil habitantes, cresceu muito desde a década de 1970 e atualmente comporta mais de 1 milhão de habitantes, abrange quase todo o município homônimo, com área de 726,885 km², equivalente a 0,21% do Estado. Goiânia é dividida em duas Macrozonas: a Macrozona Rural, com 284,9 km², e a Macrozona Construída, com 441,614 km², correspondentes a 38,9% e a 61,1% da área municipal, respectivamente, engloba tanto áreas urbanizadas consolidadas quanto em expansão urbana (PDU, 2007).

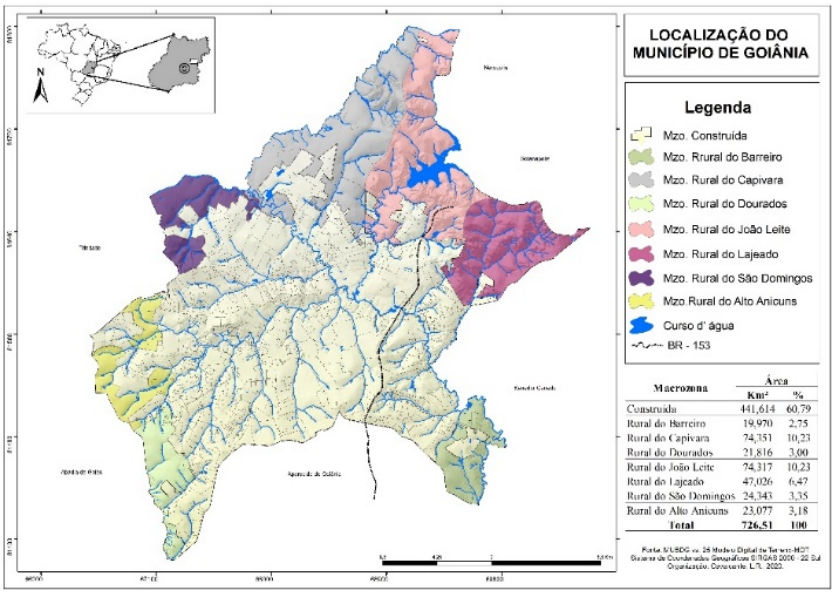
Segundo Cavalcante (2019, 2021), Goiânia o intenso crescimento demográfico caracterizado como de expansão urbana desordenada, em grande parte foi impulsionada pela imigração, atraída pelo agronegócio associado à expansão da fronteira agrícola, desde os anos de 1970. Isto gerou um déficit habitacional crescente, que levou a invasões e ocupações irregulares após desmatamento, seguido de loteamentos espontâneos e arruamentos sem planejamento e surgimento de feições erosivas lineares. Estas consistem em incisões nos terrenos causadas pelo escoamento superficial e, ou subsuperficial das águas pluviais, concentrados ao longo de linhas. Este último se associa a piping e a movimentos de massa nos taludes, além de sedimentação nas zonas rebaixadas. As consequências urbanas são, sobretudo, a perda ou comprometimento da infraestrutura e de edificações, assoreamento e contaminação (Almeida & Ridente Jr, 2001). A Carta de Risco de Goiânia (IPLAN, 1992) já indicava áreas com elevado risco erosivo linear. O Plano Diretor Urbano de Goiânia (PDU, 2007) dividiu o município em duas Macrozonas: a Rural, a menor, e a Construída, a maior, que corresponde à cidade propriamente dita, contendo áreas urbanizadas e em processo de expansão urbana, além de observações preliminares permitiram constatar que concentra o maior número de focos erosivos.

O objetivo deste trabalho é analisar a relação espacial entre a distribuição dos focos erosivos e as áreas de risco da Macrozona Construída de Goiânia, visando compreender as causas do fenômeno.

2. MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo corresponde à Macrozona Construída (Figura 1).

Figura 1: Localização da Macrozona Construída de Goiânia.



Fonte: MUBDG (2017).

A etapas da pesquisa foram: 1ª.) levantamento de dados digitais e da bibliografia, em que foram compilados documentos disponíveis na Secretaria de Planejamento de Goiânia, como o Mapa Urbano Digital de Goiânia (MUBDG, vs. 25; 2017), escala 1:5.000, considerado o mapa base da área de estudo indicando o limite municipal, a hidrografia, a topografia, o sistema viário, os bairros, as quadras e logradouros; e a Ortofoto do ano de 2016, com resolução de 0,10m; 2ª.) digitalização, processamento, análise e interpretação da Carta de Risco de Goiânia (1992), com auxílio do software Arcgis. Procedeu-se ao georreferenciamento da imagem utilizando pontos de controle identificados na mesma e na base cartográfica, adotando-se o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS) para todos os arquivos, para evitar erros quanto às localizações e sobreposições; 3ª.) mapeamento manual dos polígonos referentes às classes geomorfológicas; 4ª.) correlação espacial dos pontos representando os focos erosivos (Cavalcante, 2019) com as características do terreno, sobretudo declividade, altitude e curvatura.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Tabela 1 apresenta os totais de focos erosivos lineares (Cavalcante 2019), com base na análise e interpretação das Ortofotos do MUBDG (2017) para os anos selecionados.

Tabela 1: Focos Erosivos na area urbana de Goioania de 1992 a 2016

Ano	1992	2002	2006	2011	2016
Erosão/Ano	112	84	75	30	29
Novas Erosões	103	65	65	26	19
Antigas Erosões	9	19	10	4	10

Fonte: extraído do MUBDG vs. 25 (2017) in Cavalcante (2019)

Em 1992 foram registrados 112 focos, dos quais 103 (91,6%) eram novos, enquanto 9 (8,49%) já haviam sido cadastrados antes pelo Instituto de Planejamento Urbano – IPLAN em 1982. Em 2002, foram 84 focos, dos quais 2 (2,38%) e 17 (20,23%) já existiam em 1982 e 1992, respectivamente, somando 65 novos. Em 2006 foram 75 focos, sendo 65 novos (86,66%), e os 9 (13,33%) eram os mesmos registrados em 1982, 1992 e 2002. Em 2011 foram 30 focos, sendo 26 (86,66%) novos e apenas 4 (13,33%) dos anos de 1992, 2002 e 2006. Em 2016, apenas 29 focos foram cadastrados, dos quais 19 (65,51%) eram novos e 10 (34,48%) já existiam nos anos de 1982, 1992, 2002, 2006 e 2011. Assim, apesar de diminuírem no todo, em cada ano surgiam novos focos, entretanto vários focos surgiram em todos os anos, ainda que em número bem inferior aos que surgiam (Cavalcante 2019).

Tabela 2: Unidades da Carta de Risco de Goiânia e número de focos erosivos de 1992 a 2016

Legenda Simplificada da Carta de Risco de Goiânia		Número de feições erosivas lineares				
Unidades Geomorfológicas Homogêneas		1992	2002	2006	2011	2016
Planícies e Terraços Fluviais da Bacia do rio Meia Ponte	Ia	8	1	5	1	1
	Ib	2	2	2	0	0
Subtotal		10	3	7	1	1
Fundos de Vales	II	56	38	39	15	17
Planalto Dissecado de Goiânia	IIIa	4	1	4	6	2
	IIIb	0	0	1	1	0
Subtotal		4	1	5	7	2
Planalto Embutido de Goiânia	Iva	0	0	0	0	0
	Ivb	9	14	11	3	1
	Ivc	32	22	9	3	6
	Ivd	1	0	0	0	0
Subtotal		42	36	20	6	7
Chapadas de Goiânia	Va	0	3	3	0	2
	Vb	0	3	1	1	0
Subtotal		0	6	4	1	2
Total		112	84	75	30	29

Fonte: Carta de Risco de Goiania (IPLAN, 1992) e Mapa de focos erosivos (Cavalcante, 2019)

A Tabela 2 mostra o número de focos erosivos por unidades de risco na Carta de Risco de Goiânia, correlativas das unidades geomorfológicas. O maior número de focos se concentra nos Fundos de Vale, em todos os anos, embora tenham reduzido após 1992. Essa unidade geomorfológica no entorno de cursos d'água, constitui planícies onde o lençol freático é raso ou aflorante, mas cujos declives podem chegar a 40%. Mesmo que possam ocorrer Latossolos nos topos do vale e Cambissolos e Argissolos (à época Podzólicos) nas vertentes, ambos são de média erodibilidade (Salomão 2010). O Planalto Embutido de Goiânia, com topografias convexas e cobertura Detrítico-Laterítica IVb e IVc, predomínio de Latossolos e declividades inferiores a

10%, são relativamente planas e por isso aptas à ocupação urbana. À esquerda do Rio Meia Ponte os terrenos são impróprios à ocupação urbana, porém estão ocupados e representam a segunda maior concentração de focos erosivos, exceto em 2016 para a IVb. As Planícies e Terraços Fluviais da Bacia do rio Meia Ponte, com 8 focos erosivos em 1992 passaram a 5 em 2006. Seus terrenos são impróprios para ocupação urbana, devido lençol freático raso ou aflorante, risco de inundações e presença de solos hidromórficos de baixa capacidade de suporte. O Planalto Dissecado de Goiânia, unidade IIIa, é a unidade com o maior número de focos erosivos em 1992, 2006 e 2011, associado às declividades entre 20 e 40%, Neossolos Litólicos e Cambissolos distróficos. A unidade das Chapadas de Goiânia com rampas Coluvionadas, Va, são aplainadas e apresentam o menor número de focos erosivos em todos os anos.

A correlação espacial entre as unidades da Carta de Risco de Goiânia (1992) e a distribuição de focos erosivos lineares permite constatar que estes ocorrem em todas as Unidades Geomorfológicas, porém, é nos Fundos de Vale (FV) que se concentra seu maior número em todos os anos, com em média 51,1% do total de focos. Os FV apresentam risco à ocupação devido nível freático raso ou aflorante e suscetibilidade a enchentes, agravadas pela impermeabilização das vertentes e as altas precipitações pluviométricas na primavera-verão. No Planalto Embutido de Goiânia o escoamento superficial pode promover erosão laminar seguida de concentração de enxurradas em linhas convergentes de sulcos que podem evoluir para ravinas e voçorocas.

CONCLUSÕES

Os Fundos de Vale e o Planalto Embutido de Goiânia concentram o maior número de focos erosivos, somando 86,6% do total em 1992; 88,1% em 2002; 78,6% em 2006; 70% em 2011 e 82,7% em 2016. Contudo, os Fundos de Vale são de risco moderado por apresentarem solos de baixa a moderada erodibilidade, porém no terço inferior das vertentes, as declividades podem chegar a 40% induzindo risco bem maior, além do desmatamento e loteamentos irregulares que podem potencializar o fenômeno. No Planalto Embutido de Goiânia, a declividade e a erodibilidade são baixas, portanto tem baixo potencial erosivo e o número de focos corrobora essa c característica.

Em síntese, os Fundos de Vale justificam a instalação de focos erosivos lineares na parte terminal das vertentes, apesar dos solos de moderada erodibilidade. No entanto, uma vez desmatada e loteada sem planejamento, essa unidade pode potencializar o fenômeno erosivo. Assim, há condicionamento geomorfológico do fenômeno, mas também sua potencialização pelo uso e ocupação, como a impermeabilização das vertentes e o desmatamento seguido de ocupação desordenada. Já o Planalto Embutido de Goiânia, geomorfologicamente não justifica o número elevado de focos erosivos devido a baixa erodibilidade e baixa declividade, levando a supor que o uso e ocupação seriam os únicos responsáveis pela instalação do fenômeno.

Referências

Almeida Filho, G. S., & Ridente Júnior, J. L. (2001). Diagnóstico, Prognóstico e Controle de Erosão: Noções básicas para controle e prevenção de erosão em área urbana e rural. VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão.

Cavalcante, L. R. (2019). Análise da evolução da paisagem urbana de Goiânia (GO) e a distribuição de focos erosivos hídricos de 1992 a 2016. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Goiás, Instituto de

Estudos Socioambientais (IESA). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Goiânia. http://repositorio.bc.ufg.br/tede/handle/tede/9631

Cavalcante, L. R., & Castro, S. S. (2021). Space-time dynamics of urban water erosive features in Brazil: The case of Goiânia, Capital of Goiás State. In Soil conservation: strategies, management and challenges. Nova Science Publishers. New York.

GOIÂNIA (Município). Lei Complementar nº.171, de 29 de maio de 2007. Dispõe sobre o Plano Diretor e o processo de planejamento urbano do Município de Goiânia e dá outras providências. Goiânia, 93p.

INSTITUTO DE PLANEJAMENTO MUNICIPAL (IPLAN). As erosões de Goiânia: Diagnóstico e Indicação de Alternativas para Controle e Combate. fev/ 1983. Goiânia. 96p.

IPLAN- Instituto de Planejamento Municipal. Plano de Desenvolvimento Integrado de Goiânia – Estudo da Habitação. Julho/1991. Goiânia.

IPLAN. (1991). Carta de Risco do Município de Goiânia. Goiânia: 1 mapa, color., 107 cm x 140 cm. Escala 1: 40.000. Instituto de Planejamento Municipal de Goiânia.

MUBDG – MAPA URBANO BÁSICO DIGITAL DE GOIÂNIA. Prefeitura de Goiânia, Mapa Geral, 2017. Disponível em: >Secretária de Planejamento de Habitação de Goiânia< Acesso em: 27 de outubro de 2016

Alterações recentes das margens dos rasos de maré e sapais e implicações na mobilização do mercúrio (Estuário do Tejo)

Recent changes of tidal flat and saltmarsh margins and implications for mercury mobilization (Tagus Estuary)

J. Duarte[1*], G. Vieira[1], J. Canário[2], R. Cesário[2]

[1] Centro de Estudos Geográficos, Laboratório Associado TERRA, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, R. Branca Edmée Marques, 1600-276 Lisboa, Portugal
[2] Centro de Química Estrutural, Instituto de Ciências Moleculares, Instituto Superior Técnico, Universidade de Lisboa, Av. Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa, Portugal
[*] joaomduarte@edu.ulisboa.pt

RESUMO

São quantificadas as taxas de expansão e contração das margens do raso de maré e sapal no Estuário do Tejo, desde 1928 a 2018, e analisadas as concentrações de mercúrio total em sedimentos de ambos os ambientes. Realça-se a predominância da contração e tendência para o seu agravamento. Estima-se que a mobilização do mercúrio, previamente imobilizado, ocorra de forma mais significativa na Baía da Moita-Montijo. Por outro lado, o sapal baixo, que se expandiu em locais abrigados, foi eficaz na imobilização do mercúrio.

Palavras-chave: *áreas intermareais; dinâmica costeira; Estuário do Tejo; mercúrio; taxas de alteração*
K**ey-words:** *change rates; intertidal areas; mercury; shoreline dynamics; Tagus Estuary*

1. INTRODUÇÃO

As áreas intermareais de raso de maré e sapal têm elevado valor ecológico, localizando-se nos mesmos flora halófita e halotolerante exclusiva deste tipo de ambientes, e ainda um elevado número de espécies faunísticas. São também, desde há milénios, locais importantes para a população humana, devido aos diversos serviços ecossistémicos que providenciam (Costa, 2021). Apesar da sua importância, encontram-se, globalmente, sob uma tendência para diminuição da sua área, devido a forçadores naturais e a impactos antrópicos diretos e indiretos (Giuliani & Bellucci, 2018; Murray et al., 2022). No caso do Estuário do Tejo, com cerca de 332 km^2, cerca de 32 % constituído por rasos de maré e 7 % por sapais, as pressões antrópicas foram, e continuam a ser, significativas, tendo diversas atividades impactado e reduzido as áreas intermareais. Para além disso, a contaminação gerada pela atividade industrial também foi significativa, sendo exemplo disso, o mercúrio (Hg). Este é um metal traço altamente tóxico que foi introduzido no estuário por efluentes industriais no século passado (Canário et al., 2005; Figueres et al., 1985), e que os sedimentos, principalmente em áreas de sapal, têm capacidade de reter. A perturbação destes sedimentos pode gerar a ressuspensão e mobilização do Hg, e constituir um risco para o restante ambiente estuarino (Cesário et al., 2017; Petranich et al., 2020).

Este trabalho pretende contribuir para o conhecimento acerca da morfodinâmica das áreas intermareais no Estuário do Tejo, e da mobilização de sedimentos contaminados por Hg. Tem como principais objetivos: (1) analisar a dinâmica recente das áreas intermareais no Estuário, de forma a identificar locais de expansão e de contração dos rasos de maré e sapais e quantificar a

respetiva taxa de alteração; (2) obter amostras de sedimentos de raso de maré e sapal e analisar as concentrações do Hg total (THg); e (3) identificar focos de mobilização do THg, dada a sua recente dinâmica observada e os teores de THg presentes nos sedimentos.

2. MÉTODOS E TÉCNICAS

Foi efetuado trabalho de campo na margem Sul do Estuário do Tejo, em raso de maré e sapal, tendo sido recolhidas 80 amostras de sedimento, a partir de 5 dragagens superficiais e de 21 *cores* até à profundidade de 60 cm (2 a 5 amostras por *core*). Para quantificar a dinâmica recente, foram delineadas manualmente no ArcGIS Pro as margens de raso de maré e de sapal sobre bases cartográficas de 1928 a 2018 (90 anos). No caso do raso de maré, as suas margens foram delineadas para os 1928/33, 1995 e 2018, e no caso do sapal, 1955/58, 1979, 1995, 2007 e 2018. Foram depois calculadas as taxas de alteração da posição das margens (taxas de expansão e de contração) entre cada ano de análise consecutivo, quantificadas mediante a aplicação do *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) (Himmelstoss et al., 2021). Através do mesmo, foram criados transectos perpendiculares, com um espaçamento de 10 m, que intersectam as margens de cada ano de análise, permitindo o cálculo das taxas em cada período. As taxas foram obtidas através da divisão da distância horizontal total do movimento da margem pelo período temporal decorrido. Para cada período foi calculada a Diluição da Precisão (*DP*) (Irrgang et al., 2018). Para as análises de THg, as amostras de sedimento foram secas em estufa a 40 °C e posteriormente desintegradas, limpas de conchas e raízes (>200 µm), moídas e homogeneizadas. As concentrações de Hg foram obtidas através do analisador de mercúrio automático LECO© AMA 254, por espectrometria de absorção atómica. A validação das leituras foi efetuada através de análises diárias de brancos (leituras sem sedimento) e materiais de referência certificados.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

As taxas de alteração da posição das margens dos sapais, no geral, revelam a predominância do processo de contração, e uma tendência linear do seu agravamento. De 1955/58 a 1979 ocorreu um período de expansão (Med = 0,12 m/ano), enquanto a partir de 1979 ocorreu a predominância da contração, mais acentuada no período de 1979 a 1995 (Med = -0,28 m/ano) (Tabela 1). Apesar disso, revelam-se diferenças entre setores do Estuário, sendo a expansão predominante em Pancas, no rio Sorraia e na Cala Norte, e a contração nos restantes setores. A tendência de agravamento da contração ou diminuição da expansão é predominante no Sorraia, entre o Mouchão da Póvoa e Ponta da Erva, na Cala Norte, e no setor Norte do Estuário. A tendência de diminuição da contração apenas se verifica na Baía de Coina, enquanto na Baía do Seixal, na Baía da Moita-Montijo, e em Pancas, não há uma tendência clara, verificando-se oscilações da mesma. Os valores mais significativos de expansão de sapal foram observados no setor do Mouchão da Póvoa até à Ponta da Erva, de 1955/58 a 1979, e em Pancas, de 1979 a 2007. Por outro lado, os valores mais significativos de contração foram observados também no setor do Mouchão da Póvoa até à Ponta da Erva, nos três períodos após 1979, seguindo-se os medidos na Baía de Coina de 1955/58 a 1995 (Tabela 1).

O sapal de Corroios, na Baía do Seixal, é caracterizado em estudos anteriores como maioritariamente estável (Lopes et al., 2020) ou capaz de sobreviver face à subida do nível do mar (Silva et al., 2013). Porém, as taxas de alteração da posição das margens não corroboram essas observações, verificando-se a contração e degradação relativamente constante das suas margens desde 1955. O sapal de Pancas é reconhecido como um sapal em significativa expansão,

a qual foi observada neste estudo. No entanto, as taxas de alteração da posição das margens de 2007 a 2018 apontam para uma transição de expansão para contração.

Tabela 1. Valores da média ($\bar{X}$) e mediana (Med) das taxas de alteração da posição das margens do sapal, para cada período analisado, em setores distintos e em todo o Estuário (valores em m/ano). São representados os processos predominantes ("**C**": Contração; "**E**": expansão), e a tendência linear ("↑": aumento da expansão ou diminuição da contração; "↓": aumento da contração ou diminuição da expansão; "-": constante ou indefinida (R^2 <0,1)).

	1955/58 a 1979		1979 a 1995		1995 a 2007		2007 a 2018		Processo Predominante	Tendência linear
	$\bar{X}$	Med	$\bar{X}$	Med	$\bar{X}$	Med	$\bar{X}$	Med		
Baía do Seixal	-0,30	-0,25	-0,23	-0,23	-0,33	-0,25	-0,28	-0,25	C	-
Baía de Coina	-0,90	-0,63	-0,80	-0,59	0,12	-0,03	-0,29	-0,27	C	↑
Baía da Moita-Montijo	-0,32	-0,31	-0,48	-0,38	-0,70	-0,57	-0,33	-0,21	C	-
Pancas	-0,02	0,09	1,02	0,49	2,03	0,30	-0,11	0,04	E	-
Sorraia	0,47	0,33	-0,22	-0,17	0,23	0,16	0,12	-0,06	E	↓
Mouchão da Póvoa à Ponta da Erva	1,65	0,75	-2,34	-1,87	-2,31	-1,37	-0,76	-0,80	C	↓
Cala Norte	0,84	0,29	0,15	0,07	0,17	-0,02	-0,16	-0,16	E	↓
Setor Norte do Estuário	0,39	0,22	-0,57	-0,56	-0,42	-0,42	-0,44	-0,47	C	↓
Todo o Estuário	0,35	0,12	-0,39	-0,28	-0,14	-0,19	-0,14	-0,17	C	↓

No caso das margens do raso de maré, em geral, verifica-se a predominância da contração, mas com um valor baixo em ambos os períodos analisados (-0,08 m/ano de 1928/33 a 1995, e -0,03 m/ano de 1995 a 2018), indicando um equilíbrio entre os locais de expansão e de contração. No entanto, a média agravou-se, passando de -0,04 m/ano, de 1928/33 a 1995, para -0,29 m/ano, de 1995 a 2018. Tal deveu-se ao acentuar da contração nas margens dos canais da Moita-Montijo e de Coina, onde o trânsito fluvial é frequente, observando-se valores inferiores a -10 m/ano no período de 1995 a 2018. As dinâmicas dos rasos de maré no setor a Norte de Samouco parecem ser controladas pelas correntes de maré e dinâmica fluvial, enquanto no setor a Sul se verifica uma significativa influência antrópica, devido ao incremento significativo de energia na água pelas embarcações que aí transitam (Martins et al., 2023).

Relativamente às concentrações de THg, estas são mais elevadas em áreas de sapal do que em raso de maré, o que reitera o potencial para acumulação de metais traço nestas áreas específicas. Em áreas de sapal, as concentrações de THg revelam um gradiente com aumento da contaminação em profundidade. A maioria das concentrações foram <1 µg/g, tendo estas sido medidas em todos os *cores*, em geral, nas amostras mais superficiais ou mais profundas. Destacam-se dois locais de sapal alto na Baía de Coina, e um na Baía do Seixal, em que nenhuma amostra revelou concentrações de THg >1 µg/g. Valores de 2 a 3 µg/g de THg máximo, apenas se observaram num *core* na Baía da Moita-Montijo, em sapal maturo exposto. Na Baía do Seixal, os valores máximos foram entre 1 e 2 µg/g, em sapal exposto. As concentrações de THg mais elevadas (>3 µg/g) foram obtidas a profundidades superiores a 15 cm, na Baía da Moita-Montijo (valor máximo de 3,83 µg/g), no interior de salinas ou diques de aquacultura abandonados a partir de meados do século passado, onde se expandiu o sapal baixo (Martins et al., 2023). Para além disso, na Baía do Seixal, locais com as mesmas espécies, mas altura do andar do sapal ligeiramente diferente, revelaram concentrações desfasadas. Tal é indicativo de que a acumulação de THg é diretamente dependente do período de inundação, independentemente da espécie presente. Mais tempo de inundação leva a concentrações superiores, e vice-versa. No caso das amostras recolhidas em raso de maré, quase todas revelaram valores de THg <1 µg/g, sendo a maioria <0,25 µg/g. Excetuam-se as amostras de um *core* recolhido na Baía de

Coina, na proximidade de um efluente da Siderurgia Nacional, onde se obteve o valor máximo de 2,63 µg/g. As restantes não revelaram contaminação histórica.

Face à dinâmica observada e às concentrações de THg detetadas, foi possível assinalar as áreas de sapal exposto da Baía da Moita-Montijo e da Baía do Seixal como os principais focos de mobilização de THg previamente acumulado nos sedimentos. No caso dos rasos de maré, apesar das concentrações de THg mais reduzidas, a sua significativa contração no setor Sul do Estuário poderá ser suficiente para mobilizar uma notável quantidade de THg.

4. CONCLUSÃO

A análise detalhada das alterações das margens das áreas intermareais no Estuário do Tejo, permitiu determinar os locais onde ocorre expansão e contração das mesmas. As taxas de alteração, no caso do raso de maré, indicam um equilíbrio entre a contração e a expansão, verificando-se, no entanto, o agravamento da contração desde 1995, nomeadamente nos setores onde ocorre trânsito fluvial. No sapal deu-se a predominância da contração, verificando-se uma tendência de agravamento da mesma na maioria dos locais. As concentrações de THg analisadas reforçam a elevada capacidade de retenção do metal nos sapais, face aos rasos de maré, e que a quantidade de THg acumulado no sapal parece estar influenciada pelo tempo de inundação, verificando-se concentrações superiores em sapal baixo, e sucessivamente inferiores quanto mais alto for, independentemente da espécie presente. A Baía da Moita-Montijo é apontada como o local onde ocorreu maior mobilização do THg retido nos sedimentos. Verifica-se, por outro lado, uma significativa imobilização de THg no sapal baixo, que se expandiu no interior de salinas e diques de aquacultura abandonados.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P., através de Bolsa de Investigação do Earthlab no âmbito do Orçamento Programático do Centro de Estudos Geográficos (UIDP/00295/2020), e do Projeto PLANTA II - O papel das plantas de sapal no ciclo do mercúrio em cenários de mudança climática: padrões de mobilização à luz da toxicocinética e toxicodinâmica do metal - (PTDC/CTA-GQU/312018/2017). Um especial agradecimento aos colegas que colaboraram no trabalho de campo: à Andreia Alves da Silva, à Diana Martins, ao Carlos Diogo Gomes, ao Pedro Pinheiro, e ao Tomás Pedro.

Referências

Canário, J., Vale, C., & Caetano, M. (2005). Distribution of monomethylmercury and mercury in surface sediments of the Tagus Estuary (Portugal). *Marine Pollution Bulletin*, *50*, 1121–1145.

Cesário, R., Hintelmann, H., O'Driscoll, N. J., Monteiro, C. E., Caetano, M., Nogueira, M., Mota, A. M., & Canário, J. (2017). Biogeochemical Cycle of Mercury and Methylmercury in Two Highly Contaminated Areas of Tagus Estuary (Portugal). *Water, Air, and Soil Pollution*, *228*(7). https://doi.org/10.1007/s11270-017-3442-1

Costa, M. J. (2021). *Estuário do Tejo: onde o rio encontra o mar* (2.ª ed.). Edições Afrontamento, Lda.

Figueres, G., Martin, J. M., Meybeck, M., & Seyler, I. (1985). A Comparative Study of Mercury Contamination in the Tagus Estuary (Portugal) and Major French Estuaries (Gironde, Loire, Rhône). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, *20*, 183–203.

Giuliani, S., & Bellucci, L. G. (2018). Salt marshes: Their role in our society and threats posed to their existence. Em *World Seas: An Environmental Evaluation Volume III: Ecological Issues and Environmental Impacts* (pp. 79–101). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805052-1.00004-8

Himmelstoss, E. A., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G., & Farris, A. S. (2021). *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.1 User Guide*. https://doi.org/10.3133/ofr20211091

Irrgang, A. M., Lantuit, H., Manson, G. K., Günther, F., Grosse, G., & Overduin, P. P. (2018). Variability in Rates of Coastal Change Along the Yukon Coast, 1951 to 2015. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *123*(4), 779–800. https://doi.org/10.1002/2017JF004326

Lopes, C. L., Mendes, R., Caçador, I., & Dias, J. M. (2020). Assessing salt marsh extent and condition changes with 35 years of Landsat imagery: Tagus Estuary case study. *Remote Sensing of Environment*, *247*. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111939

Martins, D., Alves da Silva, A., Duarte, J., Canário, J., & Vieira, G. (2023). Changes in Vessel Traffic Disrupt Tidal Flats and Saltmarshes in the Tagus Estuary, Portugal. *Estuaries and Coasts*, *46*, 1141–1156. https://doi.org/10.1007/s12237-023-01198-7

Murray, N. J., Worthington, T. A., Bunting, P., Duce, S., Hagger, V., Lovelock, C. E., Lucas, R., Saunders, M. I., Sheaves, M., Spalding, M., Waltham, N. J., & Lyons, M. B. (2022). High-resolution mapping of losses and gains of Earth's tidal wetlands. *Science*, *376*, 744–749. https://doi.org/10.1126/science.abm9583

Petranich, E., Terribili, L., Acquavita, A., Pavoni, E., Langone, L., & Covelli, S. (2020). The Role of a Tidal Flat–Saltmarsh System as a Source–Sink of Mercury in a Contaminated Coastal Lagoon Environment (Northern Adriatic Sea). *Aquatic Geochemistry*, *26*(3), 245–267. https://doi.org/10.1007/s10498-020-09373-z

Silva, T. A., Freitas, M. C., Andrade, C., Taborda, R., Freire, P., Schmidt, S., & Antunes, C. (2013). Geomorphological response of the salt-marshes in the Tagus estuary to sea level rise. *Journal of Coastal Research*, *65*, 582–587. https://doi.org/10.2112/si65-099.1

Depósitos periglaciários da Serra da Cabreira, NW de Portugal: Cartografia geomorfológica e morfometria

Periglacial deposits of Serra da Cabreira, NW Portugal: Geomorphological cartography and morphometry

E. Figueira[1 *], A. Gomes[1,2], J. Costa[1,2], J. Meira[1], L. Neto[3], S. Júnior[3]

[1] Universidade do Porto, Departamento de Geografia, Via Panorâmica Edgar Cardoso s/n, 4150-564 Porto
[2] Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Via Panorâmica Edgar Cardoso s/n, 4150-564 Porto
[3] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Roraima-Brasil
[*] edgarjunceiro@gmail.com

RESUMO

Faz-se uma análise morfométrica de depósitos periglaciários da Serra da Cabreira (1262 m), focando os macrogelifractos graníticos da vertente NW. A análise foi suportada por medições de campo e interpretação de ortofotomapas. Os resultados mostram que o depósito analisado é composto por blocos sub-verticais e sub-horizontais que atingem os 7 m de comprimento no eixo A. A distribuição dos macrogelifractos, do setor superior ao inferior, apresenta padrões diferentes, em que o tamanho diminui para jusante. A orientação do eixo A dos blocos sub-horizontais segue o declive da vertente. Nos setores médio e inferior, o arranjo dos blocos sub-verticais parece definir estruturas-barreira.

Palavras-chave: *Periglaciar; Serra da Cabreira; Portugal; Plistocénico Superior; Estrutura; Morfometria*
Key-words: *Periglacial; Serra da Cabreira; Portugal; Late Pleistocene; Structure; Morfometry*

1. INTRODUÇÃO

Durante o Plistocénico Superior, o noroeste de Portugal foi palco de condições climáticas frias que explicam a ocorrência de processos periglaciários, conferindo singularidade paleoclimática às montanhas mais elevadas (Figura 1). Entre os vários processos associados ao ambiente periglaciário, destaca-se a gelifração promovida pelo gelo intersticial, que alarga os sistemas de fraturas do substrato rochoso, promovendo a formação de gelifractos (Pérez-Alberti & Rodríguez Guitián, 1993).

Na Serra da Cabreira, Daveau & Devy-Vareta (1985) identificaram depósitos periglaciários que recobrem o topo da serra e algumas vertentes. Estes depósitos encontram-se de forma dispersa ou concentrados junto de pequenos *Tors* e, na maior parte dos casos, constituem lajes graníticas angulosas a subangulosas de variadas espessuras e dimensões. Pereira et al. (2006), a propósito das formas de pseudoestratificação granítica que abundam nesta serra, mostram a importância dos planos de fraturação do substrato para a ocorrência de macrogelifractos.

Recentemente, durante trabalhos de campo realizados entre 2022 e 2024, foram reconhecidos, nas vertentes W-NW da Serra da Cabreira, depósitos periglaciários descontínuos do tipo *blockslope,* com formas variadas e algumas manchas que se estendem por cerca de uma centena de metros. Assim, este trabalho apresenta, de forma preliminar, uma análise geomorfológica dos depósitos periglaciários do tipo *blockslope* (vertentes com blocos) identificados na vertente NW da Serra da Cabreira (1262 m). Os principais objetivos da investigação foram: (1) mapear a distribuição das morfologias periglaciárias da Serra da Cabreira; (2) realizar análises

morfométricas de um depósito do tipo *blockslope*; (3) analisar algumas estruturas definidas pelo arranjo dos macrogelifractos.

1.1. ÁREA DE ESTUDO

A Serra da Cabreira (1262 m), constitui um maciço montanhoso granítico, com orientação aproximada NNW-SSE. Nas vertentes W e NW predomina o ambiente periglaciário, enquanto nas vertentes NE e E prevalece o ambiente glaciário (Figura 1a). Daveau & Devy-Vareta (1985) classificaram os vestígios periglaciários da Serra da Cabreira como acumulações de gelifractos de topo e de vertente. Os gelifractos de topo localizam-se entre as superfícies planálticas da serra, incluindo os topos do Toco, Fragas do Tremonha, Chã das Lousas e Cabreira (1156 m a 1260 m) (Figura 1a). Os gelifractos de vertente dispersam-se pelas vertentes de cota mais elevada (aprox. acima dos 900 m), com especial enfoque nos depósitos das vertentes W-NW do Toco. A mancha selecionada para estudo mais detalhado (polígono 1, Figura 1a e c), é a sétima maior mancha (6777 m^2) das várias identificadas.

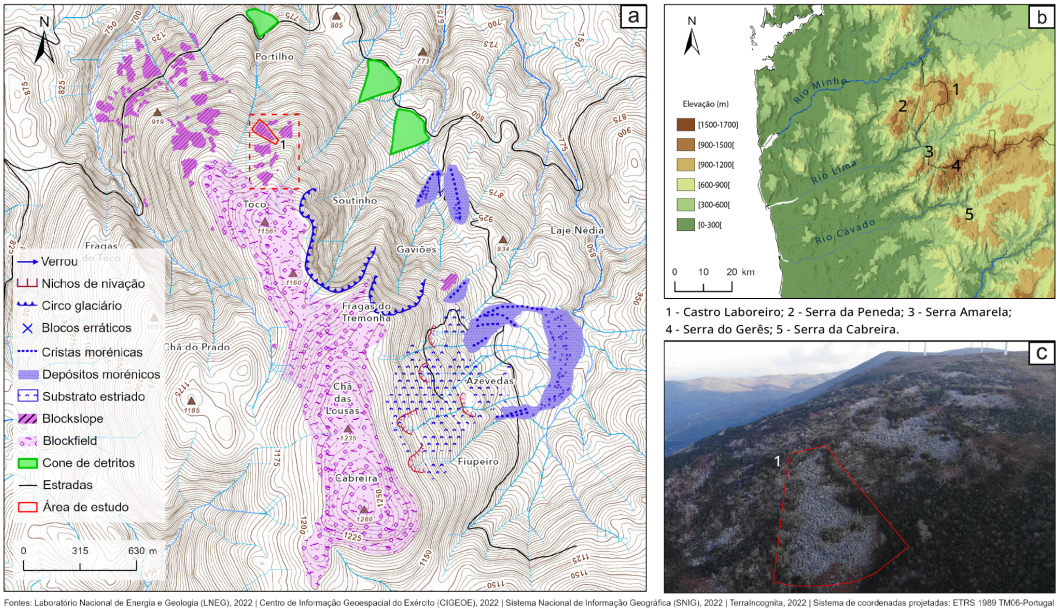


Figura 1. Enquadramento da área de estudo: a) Mapa geomorfológico da Serra da Cabreira com a identificação do depósito periglaciário estudado (1); b) Mapa hipsométrico do NW de Portugal; c) Vista panorâmica dos depósitos periglaciários (*blockslope*) existentes na vertente NW da Serra da Cabreira e identificação do depósito periglaciar analisado (1).

2. MATERIAIS e MÉTODOS

As interpretações deste estudo baseiam-se em bibliografia, trabalho de campo e ortofotos georreferenciadas. No campo, obtiveram-se fotografias, dados geomorfológicos georreferenciados e medições de blocos. As ortofotos foram obtidas através de drone (Phantom 4 com câmera de 20MP), resultando em imagens aéreas e Modelos Digitais de Superfície (MDS) de 2 cm de resolução espacial, ortorretificados com pontos de controlo obtidos por GPS EMLID REACH RS3 Real-Time Kinematic (RTK) com precisão centimétrica. As interpretações de campo e de gabinete permitiram a realização de cartografia detalhada por vetorização manual dos macrogelifractos. Adaptando o método morfométrico de González-Gutiérrez et al. (2019), delimitou-se a área dos macroclastos mais visíveis, definiu-se o eixo A (eixo de maior comprimento) e sua orientação, identificaram-se blocos sub-verticais e sub-horizontais através da inclinação da superfície do bloco, e outras áreas de fragmentos periglaciários.

3. RESULTADOS e CONCLUSÕES

As 65 áreas de *blockslope* (0.15 km^2) apresentam formas muito variáveis, desde fisionomias lobulares, a formas em meia-lua e em leque. Estes depósitos estão desprovidos de matriz e os macrogelifractos que os compõem exibem uma organização complexa e variada (Figura 2). Os macrogelifractos assumem posições sub-horizontais ou sub-verticais e, frequentemente, apresentam-se sobrepostos e imbricados. Os depósitos encontram-se distribuídos por cerca de 1.1 km^2, ao longo de 430 m da vertente, entre os 700 e os 1130 m de altitude, em áreas com declives entre 11 e 30º. A maior acumulação de macrogelifractos tem 17.808 m^2 e a menor possui 81 m^2. O lóbulo de *blockslope* 1 (Figura 3a) situa-se entre os 1005 e 1055 m. Tem um comprimento de 132 m e 6777 m^2 de área. A largura é variável (1015 m de altitude: 57 m; 1030 m de altitude: 35 m; 1045 m de altitude: 17 m) (Figura 3b).



Figura 2. Vista aérea do setor superior do depósito 1 da vertente do Toco, composto por macrogelifractos sub-horizontais e sub-verticais imbricados.

No depósito analisado (Figura 3a), a partir da ortofoto, identificaram-se 477 gelifractos sub-horizontais. Destes, o de maior área tem 24 m^2, o de menor área conta com 1 m^2. Em relação ao eixo A, o comprimento máximo é de 7 m, pertencendo ao macroclasto de maior área, enquanto o bloco de menor comprimento regista 1 m (Figura 3b).

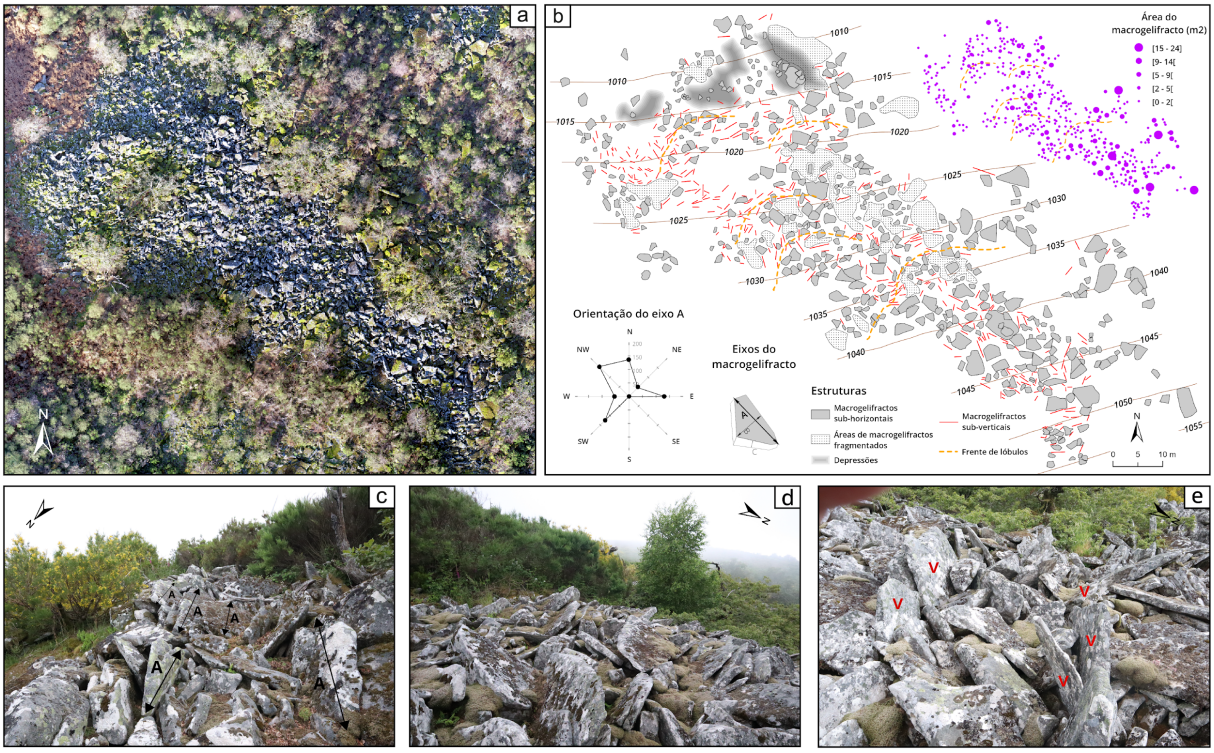


Figura 3. Geomorfologia do depósito periglaciar analisado: a) Fotografia aérea ortorretificada do depósito de macrogelifractos; b) Esboço geomorfológico do depósito; c) Posição dos macrogelifractos graníticos nas cabeceiras do depósito periglaciar com eixo A a favor do declive da vertente; d) Imbricação dos gelifractos a favor declive da vertente (concordantes) e blocos sub-horizontais discordantes; e) Blocos sub-verticais e imbricados contrários ao declive da vertente (discordantes), definindo estruturas-barreira.

Considerando o eixo A, identificaram-se 389 blocos sub-verticais em relação ao plano da vertente. No interior do depósito, foram identificadas 21 áreas de gelifractos fragmentados, sem plano e orientação bem definida, totalizando 421 m^2 de área. Identificaram-se três depressões na frente do depósito entre os 1015 e os 1010 m de altitude (Figura 3b). Estruturalmente, podemos aferir que, a partir dos macrogelifractos sub-horizontais, os de maiores dimensões predominam nas secções superiores do depósito, enquanto os de menor dimensão concentram-se nas secções inferiores. Este comportamento é evidenciado no mapa de área dos macrogelifractos (Figura 3b). Durante as observações de campo, constatou-se também que os blocos de menor dimensão se encontram predominantemente nas secções distais do depósito. O eixo A dos gelifractos sub-horizontais (Figura 3b) apresenta uma orientação preferencial NW e N, ou seja, valores que se ajustam à orientação e declive da vertente. As estruturas formadas por blocos sub-verticais tendem a revelar dois arranjos em relação ao declive geral do depósito: 1- Concordantes, de acordo com o declive da vertente, nos setores entre os 1040 e os 1030 m de altitude; 2 - Discordante, contrário ao declive da vertente, nos setores entre os 1035 e os 1015 m de altitude.

O depósito periglaciar do tipo blockslope analisado revela um arranjo estrutural complexo, com o predomínio de blocos sub-horizontais e sub-verticais, em que a fraturação e o declive da vertente assumem um papel fulcral, como salientam Pereira et al. (2006) e Pérez-Alberti & Rodríguez Guitián (1993). Face à distribuição dos blocos sub-verticais, verifica-se que no setor superior dominam blocos sub-verticais concordantes, enquanto nos setores médio e inferior predominam blocos sub-verticais discordantes com orientação WSW-ENE. O arranjo e a posição

imbricada destes blocos discordantes definem estruturas-barreira arqueadas que parecem travar a deslocação e suportam a acumulação de macrogelifractos a montante.

Futuramente, para aferir esta hipótese, será adotada a metodologia usada por González-Gutiérrez et al. (2019), que incluirá medições dos eixos B e C para aferir com maior precisão o arranjo deste depósito e dos demais que existem na área.

Referências

Daveau, S., & Devy-Vareta, N. (2013). Gélifraction, nivation et glaciation d'abri de la Serra da Cabreira (Portugal) [Freeze-up, nivation and shelter glaciation in the Serra da Cabreira (Portugal)]. *1ª Reunião do Quaternário Ibérico: atas*, 1985, p. 75-84.

Pérez-Alberti, A., & Guitián, M. R. (1993). Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciarismo en las sierras septentrionales y orientales de Galicia [Periglacial Forms and block deposits and present periglacial phenomena in Sierras Septentrionales and Sierras Orientales of Galicia (NW Iberian Peninsula)]. In La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos: cambios ambientales y actividad humana (pp. 91-105). Consellería de Relacións Institucionais e Portavoz do Goberno.

Pereira, P., Pereira, D. I., & Rodrigues, L. (2006). Pseudoestratificação granítica na Serra da Cabreira: geoformas com influência climática e estrutural [Granite pseudo-stratification in Serra da Cabreira: geoforms with climatic and structural influence]. *Publicações da APGeom*, 3.

González-Gutiérrez, R. B., Santos-González, J., Gómez-Villar, A., & Redondo-Vega, J. M. (2019). Surface macro-fabric analysis of relict rock glaciers in the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(4), 348-363.

Monitorização da morfodinâmica nas praias de Belinho, Fieiro Alto e Cepães (Esposende) com recurso a veículos aéreos não tripulados

Monitoring morphodynamics on the Belinho, Fieiro Alto and Cepães beaches (Esposende) using unmanned aerial vehicles

M. Gomes[1*], R. Henriques[2], P. Pereira[2]

[1] Instituto Superior Técnico, DER, CERENA, Avenida Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisbon, Portugal
[2] Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga
[*] a.miguel.gomes@tecnico.ulisboa.pt

RESUMO

São apresentados resultados de monitorização da morfodinâmica nas praias de Belinho, Cepães e Fieiro Alto (Esposende), com recurso ao uso de veículos aéreos não tripulados (VANT), obtenção de fotografia aérea, análise fotogramétrica e produção de modelos digitais de superfície (MDS). Através de software de informação geográfica analisaram-se variações de volume sedimentar e tendências de evolução geomorfológica. Os dados obtidos demonstram uma elevada variação anual e sazonal e demonstram a adequação destas metodologias para o ordenamento das áreas litorais.

Palavras-chave: *Monitorização costeira, deteção remota, morfodinâmica costeira, veículos aéreos não tripulados.*

1. INTRODUÇÃO

O acompanhamento da morfodinâmica costeira é crucial quando se regista uma rápida evolução e uma forte interação entre processos naturais e atividades antrópicas. A costa, predominantemente baixa e arenosa do litoral norte de Portugal Continental, foi influenciada por fatores regionais e globais como a tectónica e as oscilações climáticas, que controlaram o nível do mar ao longo do tempo. A forte ocupação humana deste sector e variações rápidas na dinâmica sedimentar associadas à ação das ondas, marés e vento têm provocado mudanças morfológicas de reequilíbrio do sistema (Loureiro, 2016). Neste contexto, a monitorização da morfodinâmica local é fundamental para apoiar decisões e iniciativas de gestão costeira.

Segundo Henriques (2006), uma monitorização que tenha como base a medição de indicadores da dinâmica costeira é importante para: identificar, quantificar e compreender os fatores de dinâmica costeira; determinar a duração de atuação dos processos; determinar a extensão geográfica da influência de determinados processos; estabelecer relações com fatores climáticos e meteorológicos; tentar prever a evolução; prestar apoio a operações de planeamento e ordenamento; avaliar os impactes positivos e negativos das operações decorrentes do planeamento e do ordenamento.

O aumento da quantidade e da qualidade das ferramentas utilizadas em monitorização costeira tem levado à disponibilidade de dispositivos capazes de produzir dados de grande qualidade com baixo custo (Gonçalves & Henriques, 2015; Bio *et al*., 2015). A obtenção de fotografia aérea por veículos aéreos não tripulados (VANT) e o uso de GPS (Global Positioning System) com RTK (Real Time Kinematics - Cinemática em Tempo Real) fornecem dados rigorosos para a ortorretificação e georreferenciação dos modelos tridimensionais criados a partir de fotogrametria. Estas ferramentas foram utilizadas na monitorização das praias de Belinho, Cepães e Fieiro Alto, no município de Esposende, entre 2016 e 2017, com vista a: estudar os

balanços sedimentares em períodos curtos; avaliar as tendências evolutivas da morfodinâmica costeira local; gerar informação de base para futuros levantamentos e estudos de monitorização (Gomes, 2018).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizados os VANT DJI Phantom 4 Pro, Dji Inspire 1 e Sensefly SwingletCam (figura 1a), para 3 levantamentos de fotografia aérea (figura 1b) entre novembro de 2016 e novembro de 2017 (figura 1c). Para a ortorretificação dos ortomosaicos e posterior produção de modelos digitais de superfície (MDS), os levantamentos foram acompanhados de colheita de pontos de controlo no solo (GCP- Ground Control Points) com recurso ao equipamento de GPS Trimble 5800 (figura 1d). As imagens aéreas obtidas foram processadas com o software AgiSoft PhotoScan para fotogrametria e obtenção dos MDS (figura 1e).

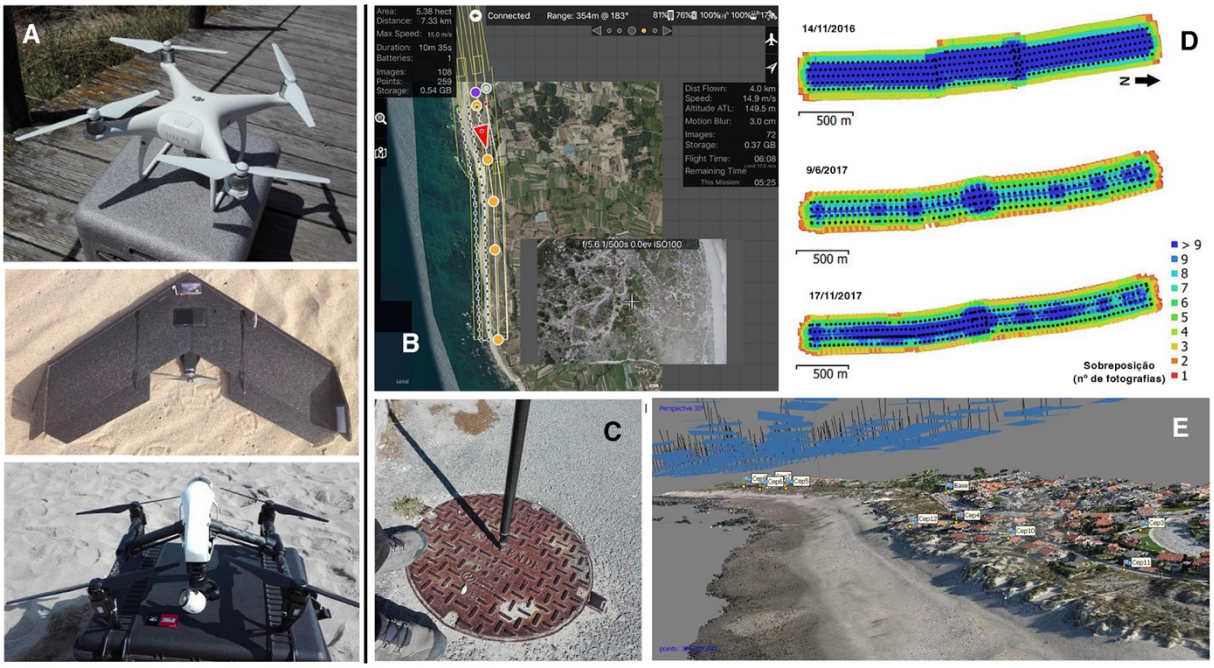


Figura 2 - Veículos aéreos não tripulados (VANT), operacionalização dos levantamentos de fotografia aérea e construção de modelos digitais de superfície (MDS) das praias de Belinho, Cepães e Fieiro Alto, no município de Esposende: a) modelos VANT Dji Phantom 4 Pro, Sensefly SwingletCam e DJI Inspire; b) visualização gráfica em tempo real de levantamento de fotografia aérea com recurso ao software Map Pilot durante voo do VANT na praia de Belinho; c) obtenção de pontos de controlo no solo (GCP- Ground Control Points); (d) localização exata de cada fotografia e respetivas sobreposições nos levantamentos realizados a 14 de novembro de 2016, 9 de junho de 2017 e 17 de novembro de 2017 nas praias de Belinho e Fieiro Alto; e) interface do software AgiSoft PhotoScan com a nuvem de pontos densa com a localização da posição da câmara fotográfica e dos GCP.

Os MDS serviram de base a análises com recurso ao software QGIS, comparando-se variações volumétricas de sedimentos e variação da linha de vegetação com vista à identificação de eventos de deposição e erosão, tal como determinação de recuo ou avanço da linha de costa.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os dados obtidos com os 3 levantamentos realizados evidenciam uma elevada dinâmica sedimentar nas praias em estudo num período de apenas 1 ano. A análise detalhada dos MDS

produzidos para cada sector e da variação da linha de vegetação permitiu identificar diferentes taxas de migração ao longo do sector, bem como observar tendências evolutivas (figura 2).

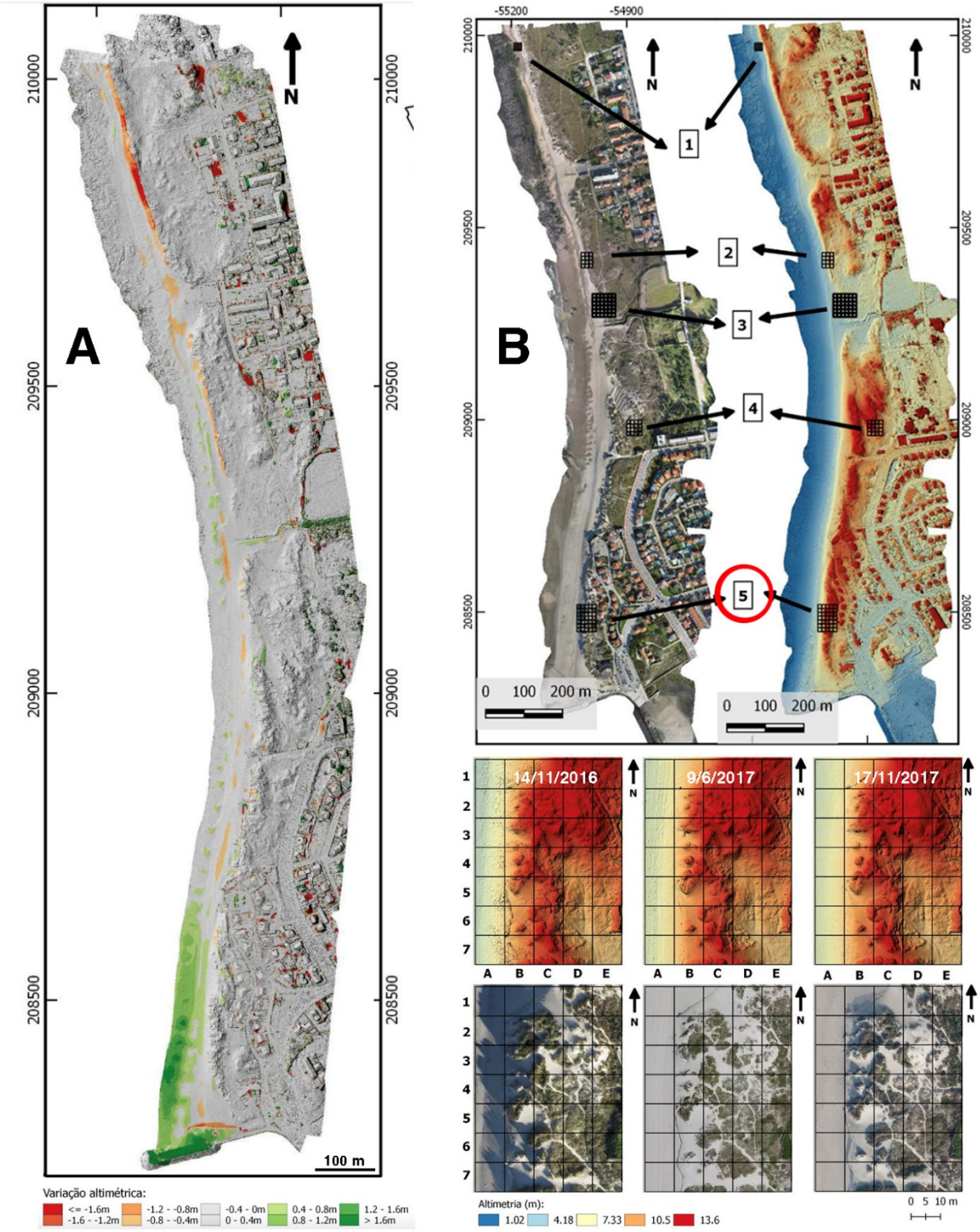


Figura 2 - Análise da morfodinâmica na praia de Cepães, município de Esposende, entre novembro de 2016 e novembro de 2017: a) variação altimétrica; b) localização de áreas analisadas com detalhe, com exemplo de grelha (nº 5), onde ocorreu elevado ganho sedimentar com forte influência da implementação de paliçadas.

A interferência sazonal é determinante na morfodinâmica das praias em estudo, com variações significativas entre os levantamentos efetuados em novembro (de 2016 e de 2017) e o levantamento realizado em junho de 2016. Na variação anual (novembro a novembro), foi possível identificar uma tendência de ganho de volume sedimentar no sentido de norte para sul da praia de Cepães (figura 2a), o que não pode ser dissociado da existência do esporão que bloqueia a deriva litoral. Também se percebeu a importância das paliçadas presentes na retenção sedimentar (figura 2b). A análise da variação anual da linha de vegetação permitiu identificar áreas com cerca de 2 metros de recuo no intervalo temporal estudado. Nas praias de Belinho e Fieiro Alto foi possível identificar variações anuais e tendências distintas, com o setor sul (Belinho) a acumular sedimentos, ao contrário do setor norte (Fieiro Alto) que apresenta tendência erosiva.

3. CONCLUSÕES

A conjugação do uso de VANT com processamento fotogramétrico da fotografia aérea permite obter dados topográficos com elevada precisão, com rapidez e com reduzido custo, quando comparado com os métodos tradicionais. Tendo isso em consideração, bem como a diversidade de informação contida nos MDS e ortofotomapas, estas ferramentas constituem uma mais-valia para trabalhos de monitorização costeira e devem ser consideradas como uma ferramenta prioritária na produção de informação para o ordenamento do território e a gestão ambiental. As metodologias aqui apresentadas têm gerado dados relevantes para o estudo da morfodinâmica de sistemas costeiros. O presente trabalho integra-se num conjunto de trabalhos de monitorização realizados no litoral norte de Portugal (Henriques *et al*, 2024). Pretende-se que esta monitorização constitua um programa contínuo, com levantamentos frequentes que produzam informação com capacidade para dar resposta às necessidades de gestão de cada setor costeiro.

Referências

Bio, A., Bastos, L., Granja, H.M., Pinho, J.L., Gonçalves, J.A., Henriques, R., Madeira, S., Magalhães, A., Rodrigues, D. (2015). Methods for coastal monitoring and erosion risk assessment: two Portuguese case studies. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 15(47), 63.

Gomes, M. (2018). *Monitorização e modelação da morfodinâmica costeira através de veículos aéreos não tripulados (VANT): Casos de estudo nas praias de Belinho, Fieiro Alto e Cepães*. Tese de Mestrado em Geociências, Universidade do Minho, Braga.

Gonçalves, J.A., Henriques, R. (2015). UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104, 101-111.

Henriques, R. (2006). *Monitorização da zona costeira tendo em vista a sua vulnerabilidade – Aplicação à zona costeira noroeste de Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho.

Henriques, R., Chikhradze, N., Correia, J., Gomes, P., Gomes, M., Gonçalves, C., Maia, J., Peixoto, P., Silva, J., Pereira, P. (2024). Estudo da dinâmica recente no litoral norte de Portugal com recurso a veículos aéreos não tripulados e fotogrametria. *Comunicações Geológicas* (em publicação).

Loureiro, E. (2006). *Indicadores geomorfológicos e sedimentológicos na avaliação da tendência evolutiva da zona costeira (aplicação ao concelho de Esposende)*. Tese de Doutoramento, Universidade do Minho.

ESR dating in Quaternary Geomorphology - evolution and applicability

Datação por ESR na Geomorfologia do Quaternário – evolução e aplicabilidade

M. P. Gouveia [1*], P. P. Cunha[1], A. A. Martins[2], C. Falguères[3], P. Voinchet[3]

[1] University of Coimbra, MARE-Marine and Environmental Sciences Centre; Dep. of Earth Sciences
[2] University of Évora, Department of Geosciences, ICT – Institute of Earth Sciences
[3] Université of Sorbonne HNHP UMR 7194 - Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, MNHN-CNRS-UPVD, Département Homme et Environnement, Muséum National d'Histoire Naturelle, France
[*] mariamportogmail.com

Resumo

Apresenta-se os tipos de materiais possíveis de datar por electron spin resonance (ESR) e a evolução do método ao longo dos últimos anos. Caracteriza-se a metodologia de datação por ESR, em grãos de quartzo opticamente branqueados, e a sua aplicabilidade para estudos geomorfológicos do período do Quaternário.

Key-words: *ESR dating, geomorphological processes, Quaternary, dating methodology*
Palavras-chave: *datação por ESR, processos geomorfológicos, Quaternário, metodologia de datação*

ABSTRACT

The development of precise numerical dating tools has become crucial for interpreting paleoenvironmental proxies, landscape evolution, geomorphic processes, paleoclimate records, and archaeological studies.

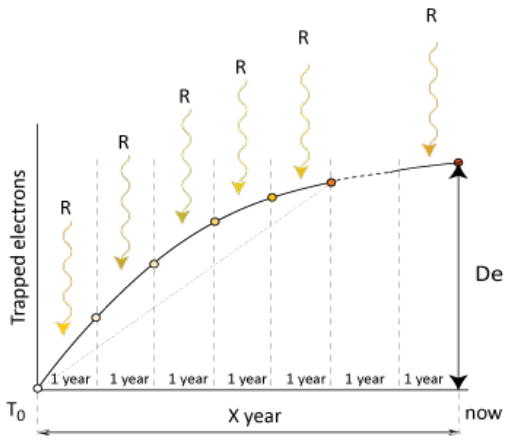
Numerous numerical dating techniques are currently available, with different specifications, depending on their applicability, age range of interest, the quality of the preserved material and according to the event that is being dated. Trapped charge dating refers to two main techniques, luminescence (OSL/ISRL) and electron spin resonance (ESR), founded on the energy stored in crystal materials over time due to natural radioactivity. The age of a sample is related to the amount of radiation the sample has absorbed over its lifetime under the effect of natural radioactivity (Fig. 1).

The first ESR application was performed by Ikea in 1975 on calcite stalactites from Japanese Caves. Over the past fifty years, a wide range of applications has been developed in different types of materials, such as fossil bones, tooth enamel (Voinchet et al., 2003, 2007), silicates (e.g. heated and optically bleached quartz grains, silex), continental and marine carbonates (Bahain et al., 1994), including shells, foraminifera, and corals.

Animal teeth and optically bleached quartz are the primary materials used in ESR nowadays; corals and mollusc shells are employed much smaller but have consistently been used over the past few decades. Quartz is one of the most common minerals on the planet and has a variety of paramagnetic ERS centres in its structure, enabling the dating of various geological contexts. Given its wide dating range (from decades up to at least three million years), the ESR dating on quartz grains is usually applied to study Quaternary geomorphological processes.

This research focuses on the methodology applied in optically bleached quartz grains to obtain an accurate interpretation in accordance with the geomorphological context and the age results.

This method has been successfully applied in the study of Middle Pleistocene formations in England and France, which were compared with combined ESR/U-series applied on dental enamel, providing a chronological framework for the Earliest Acheulian in Europe (Voinchet et al., 2015). In Portugal, ESR ages were obtained from the culminant unconformity-bounded sequence (UBS13 unit) in the Mondego and Lower Tejo Cenozoic sedimentary basins (West Iberia). The sedimentary deposits of this probable Upper Pliocene to Lower Pleistocene unit were used to test the potentialities of the ESR dating method for such old formations (Gouveia et al., 2020). The multiple centres approach (Fig. 2, Al and Ti-Li paramagnetic centres) was used in ESR dating of fluvial and marine Pleistocene terraces, where finite ages were obtained for almost sedimentary samples.



De (equivalent dose) - total amount of trapped electrons

Da (annual dose) : amount of radiation (R) received per year

Figure 1. Graphic representation of the equivalent and annual doses for ESR age determination.

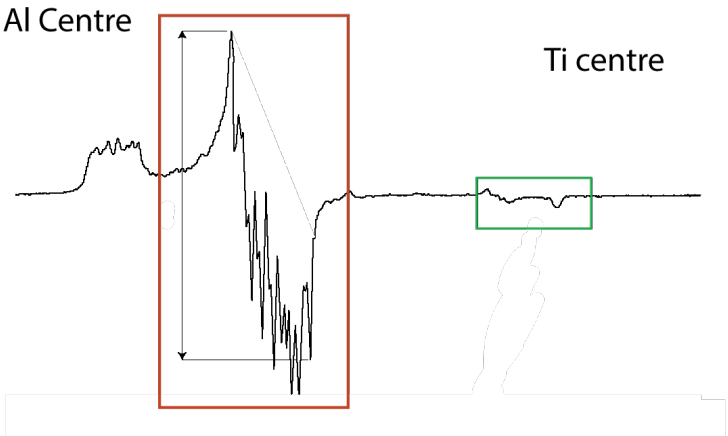


Figure 2. ESR signal in Aluminium and Ti paramagnetic centres.

References

Bahain, J. J., Yokoyama, Y., Masaoudi, H., Falguères, C., & Laurent, M. (1994). Thermal behaviour of ESR signals observed in various natural carbonates. Quaternary Science Reviews, 13(5-7), 671-674. https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0277379194900965

Gouveia, M.P., Cunha, Pedro P., Falguères, C., Voinchet, P., Martins, A.A., Bahain, J.J., & Pereira, A. (2020). Electron spin resonance dating of the culminant allostratigraphic unit of the Mondego and Lower Tejo Cenozoic basins (W Iberia), which predates fluvial incision into the basin-fill sediments. Global and Planetary Change 184, 103081. http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha. 2019.103081.

Voinchet, P., Falguères, C., Laurent, M., Toyoda, S., Bahain, J. J., & Dolo, J. M. (2003). Artificial optical bleaching of the Aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments. Quaternary Science Reviews, 22(10-13), 1335-1338. https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0277379103000623

Voinchet, P., Falguères, C., Tissoux, H., Bahain, J. J., Despriée, J., & Pirouelle, F. (2007). ESR dating of fluvial quartz: estimate of the minimal distance transport required for getting a maximum optical bleaching. *Quaternary Geochronology*, *2*(1-4), 363-366. https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101406000288

Voinchet, P., Moreno, D., Bahain, J. J., Tissoux, H., Tombret, O., Falguères, C., Moncel, M.-H., Schreve D., Candy I., Antoine P., Ashton N., Beamish M., Cliquet D., Despriée J., Lewis S., Limondin-Lozouet N., Locht J.L., Parfitt S., Pope M., (2015). New chronological data (ESR and ESR/U-series) for the earliest Acheulean sites of Northwestern Europe. Journal of Quaternary Science, 30, 610-622. https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jqs.2814

Programação em R aplicada na compartimentação geomorfométrica do relevo, Aquidauana-MS, Brasil

Programming in R applied to geomorphometric compartmentalization of the relief, Aquidauana-MS, Brazil

E. F. Leite[1 *], E. M. de Carvalho[1]

[1] Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Campus de Aquidauana-MS, PPGGEO/CPAQ
[*] emerson.leite@ufms.br

RESUMO
Este estudo usa programação em R para classificar unidades geomorfométricas do relevo do município de Aquidauana-MS. Através da análise de dados derivados do MDT, altitude, declividade, perfil e plano de curvatura, foram identificadas 24 unidades geomorfométricas, destacando a divisão entre a planície pantaneira e as áreas da serra de Maracaju, auxiliando no refinamento dessas unidades.
Palavras-chave: *análise do relevo, geomorfometria, Pantanal, Aquidauana, Mato Grosso do Sul*

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho propõe como objetivo a classificação geomorfométrica do relevo do município de Aquidauana, no Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil, com base na análise dos modelos digitais do terreno apoiada pela linguagem de programação em R.

O avanço das geotecnologias trouxe novas ferramentas para a cartografia geomorfológica. Agora, os mapeamentos geomorfológicos utilizam essas tecnologias para representar com maior precisão o relevo. Os estudos ambientais estão se beneficiando de *softwares* modernos, auxiliando no levantamento e interpolação de dados para resultados mais exatos. Este desenvolvimento propicia a busca por alternativas que suportem a identificação e caracterização de unidades homogêneas do relevo com técnicas de inferência espacial (Silveira *et al*., 2014; Santos *et al*., 2020).

A geomorfometria é o campo que quantifica a superfície topográfica. Com o avanço tecnológico, os Modelos Digitais de Elevação (MDE) têm sido amplamente utilizados para essa análise, permitindo extrair variáveis que representam a morfologia do relevo e são essenciais para a compreensão de processos como escoamento, infiltração, erosão e transporte de materiais. O que representa, desta maneira, uma contribuição para o desenvolvimento da cartografia geomorfológica, desde o reconhecimento da área até estudos específicos de compartimentação (Tinós *et al*., 2014; Silveira *et al*., 2014; Cruz *et al*., 2017; Santos *et al*., 2020).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

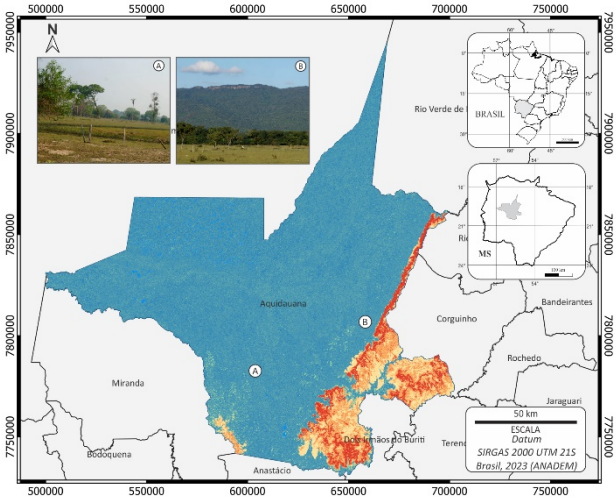
O estudo foi realizado no município de Aquidauana-MS, Brasil. Foi empregada uma técnica de classificação baseada em árvore de decisão (Santos *et al*., 2020) em linguagem de programação R, utilizando os dados de modelo digital do terreno (MDT) ANADEM que remove o viés causado pela vegetação no modelo digital de elevação (MDE) Copernicus GLO-30, e está disponível para toda a América do Sul (Brasil, 2023). Ressalta-se que dados MDE Copernicus apresentam qualidade altimétrica para mapas topográficos de 1:25.000 Classe B e 1:50:000 Classe A (Cremon *et al*., 2022).

Foram consideradas as variáveis geomorfométricas: na ***altitude*** adotou-se os valores altimétricos maiores e menores que 200 metros, considerando esta cota altimétrica definidora dos limites do Bioma Pantanal (Silva e Abdon, 1998); a ***declividade*** foi considerada em porcentagem, sendo definida áreas com declividades menores que 5% graus, entre 5 e 15%, e acima de 15%; o ***plano de curvatura*** foi considerado nas classes Convergente (valores negativos) e Divergente (valores positivos); por fim, o ***perfil de curvatura*** foi analisado como convexo (valores negativos) e côncavo (valores positivos); resultando em 24 unidades geomorfométricas.Tanto para o perfil quanto para o plano de curvatura, o complemento considera a metodologia de Zevenbergen e Thorne, C.R. (1987).
Utilizou-se os *softwares* Qgis (QGIS Development Team, 2024), R (R Core Team, 2023) e Rstudio (Posit team, 2024), bem como os pacotes spatialEco (Evans e Murphy, 2023) e terra (Hijmans, 2024). O *script* desenvolvido pode ser obtido em https://link.ufms.br/q6oQI.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O município de Aquidauana, no Estado do Mato Grosso do Sul, Brasil, possui uma área territorial de 17.087,02 km^2, sendo um dos municípios da região de planejamento do Pantanal. Apresenta uma amplitude altimétrica de 630 metros, sendo a mínima de 88 metros no Pantanal e a máxima de 718 metros na Serra de Maracaju. A média altimétrica é de 148 metros com um desvio padrão de 75.5.
Em relação à declividade, as inclinações do relevo menores que 5% são características predominantes no Pantanal ocupando 87% da área do município, mostrando sua capacidade de acumulação de água em detrimento do escoamento, favorecendo a ocorrência de processos de agradação. A inclinação do terreno desempenha um papel fundamental em processos da dinâmica do relevo. Declives entre 5% e 15% e acima de 15% estão ocupando, respectivamente 9,5% e 3,5% da área do município, sendo características do relevo da Serra de Maracaju e prolongamentos. Observa-se a inclinação mais acentuada na região leste do município, o que pode intensificar o escoamento superficial e os processos erosivos.
Como resultado da aplicação da árvore de decisão definiu-se 24 Unidades Geomorfométricas. As Unidades I a IV (Figura 1) apresentam altitudes menores que 200 metros e declividades inferiores a 5%. A unidade I se distingue das demais por apresentar um plano de curvatura convergente e perfil de curvatura côncavo, e ocupa uma área territorial de 1823,03 km², o que representa 11% do município. Ocupando 6847,78 km² (40%) a unidade II também apresenta plano de curvatura convergente mas com perfil de curvatura convexo. Ja a unidade III apresenta uma área de 4733,02 km² (28%), caracterizada por um plano de curvatura divergente e perfil de curvatura côncavo. A unidade VI tem como característica o plano de curvatura divergente e perfil de curvatura convexo ocupando uma área de 1017,78 km² (6%) do município de Aquidauana. São áreas do Bioma Pantanal onde ocorrem os processos de inundação periódica e acumulação de sedimentos. Considerando a litologia, essas unidades são caracterizadas pela Formação Pantanal, composta por depósitos aluviais inconsolidados e semiconsolidados, constituídos por sedimentos arenosos, síltico-argilosos e alguma matéria orgânica.
Apresentando altitudes menores que 200 metros e declividades entre 5 e 15%, temos as unidades V a VIII, ocupando apenas 1,5% da área total do município. As unidades V e VI apresentam plano de curvatura convergente, mas são diferentes no perfil de curvatura, onde perfil côncavo caracteriza a unidade V e o perfil convexo caracteriza a undiade VI. Ocupam respectivamente, 27 e 103 km² do município, representando alguns elementos de transição do

relevo. Com plano de curvatura divergente, as unidades VII e VII se diferenciam pelo perfil côncavo (unidade VII) e convexo (unidade VIII), ocupando uma área de 111 e 19 km² respectivamente.



Unidade Geomorfometrica	Altitude	Declividade	Plano de Curvatura	Perfil de Curvatura
Unidade I	< 200 m	< 5%	Convergente	Côncavo
Unidade II	< 200	< 5%	Convergente	Convexo
Unidade III	< 200	< 5%	Divergente	Côncavo
Unidade IV	< 200	< 5%	Divergente	Convexo
Unidade V	< 200	> 5% - < 15%	Convergente	Côncavo
Unidade VI	< 200	> 5% - < 15%	Convergente	Convexo
Unidade VII	< 200	> 5% - < 15%	Divergente	Côncavo
Unidade VIII	< 200	> 5% - < 15%	Divergente	Convexo
Unidade IX	< 200	> 15%	Convergente	Côncavo
Unidade X	< 200	> 15%	Convergente	Convexo
Unidade XI	< 200	> 15%	Divergente	Côncavo
Unidade XII	< 200	> 15%	Divergente	Convexo
Unidade XIII	> 200	< 5%	Convergente	Côncavo
Unidade XIV	> 200	< 5%	Convergente	Convexo
Unidade XV	> 200	< 5%	Divergente	Côncavo
Unidade XVI	> 200	< 5%	Divergente	Convexo
Unidade XVII	> 200	> 5% - < 15%	Convergente	Côncavo
Unidade XVIII	> 200	> 5% - < 15%	Convergente	Convexo
Unidade XIX	> 200	> 5% - < 15%	Divergente	Côncavo
Unidade XX	> 200	> 5% - < 15%	Divergente	Convexo
Unidade XXI	> 200	> 15%	Convergente	Côncavo
Unidade XXII	> 200	> 15%	Convergente	Convexo
Unidade XXIII	> 200	> 15%	Divergente	Côncavo
Unidade XXIV	> 200	> 15%	Divergente	Convexo

Figura 1. Compartimentação Geomorfométrica do Município de Aquidauana-MS, Brasil. A. Unidade I no Pantanal. B. Transição Unidades I a 3 para Unidade XXIII, vista da Serra de Maracaju.

Compondo uma área de apenas 6 km² de extensão somadas e representando elevações residuais na área analisada, temos as uniades IX a XII, que apresentam altitudes menores que 200 metros e declividades superiores a 15%. A unidade IX apresenta plano de curvatura convergente e perfil de curvatura côncavo. A unidade X, também apresenta o plano de curvatura convergente e perfil de curvatura convexo.

Com altitudes maiores que 200 metros e declividades inferiores a 5% são as unidades geomorfométricas XIII a XVI. A unidade XIII apresenta um plano de curvatura convergente e perfil de curvatura côncavo. A unidade XIV se caracteriza por um plano de curvatura convergente e perfil de curvatura convexo. Com plano de curvatura divergente, a unidade XV apresenta perfil de curvatura côncavo e a unidade XVI presenta perfil de curvatura convexo. Estas unidades apresentam formas de relevo dissecadas de topos tabulares e residuais de superfícies aplanadas, ocupando 713 km² de área estudada.

Ja as unidades XVII a XX representam 890 km² de área, e apresentam declividades entre 5 e 15%, sendo que as unidades XVII e XVIII apresentam um plano de curvatura convergente e, respectivamente, um perfil de curvatura côncavo e convexo. As unidades e XIX e XX são caracterizadas por plano de curvatura divergente e perfis côncavo/convexo, respectivamente. Nessas áreas o relevo é esculpido em rochas sedimentares da Formação Aquidauana e Formação Furnas, caracterizadas principalmente por arenitos com granulometria variável. Cerca de 636 km² são de áreas com declividade acima de 15%, caracterizando as unidades geomorfometricas XXI a XIV. Apresentando um plano de curvatura convergente estão as unidades XXI e XXII e com plano de curvatura XXIII e XXIV apresentam plano de curvatura divergente. As unidades XXI e XXIII apresentam perfil de curvatura côncavo, e as unidades XXII e XXIV o perfil de curvatura é convexo. São áreas marcadas por frentes de *cuestas* (Arenito da Formação Aquidaua e Furnas), e por vertentes onde a drenagem já instalou estreitas faixas de relevos dissecados.

4. CONCLUSÃO

Os resultados evidenciaram as áreas onde predominam os modelados de acumulação e dissecação no município. Os modelados de acumulação correspondem aos depósitos aluvionares do Pantanal, caracterizadas por extensas áreas de acumulação inundáveis (Aai) e secundariamente áreas de planície fluviolacustres (Apfl). Por sua vez, os modelados de dissecação apresentam formas de topo convexo, tabular e residuais de superfícies aplanadas.

Em suma, a criação de scripts em R para estudos geomorfológicos proporciona resultados eficazes e uma excelente reprodutibilidade em poucas linhas. O estudo permitiu uma análise abrangente das principais unidades geomorfológicas e suas características, destacando áreas distintas do relevo com diferentes níveis de risco para processos erosivos. A unidades geomorfométricas podem desempenhar um papel fundamental em estudos de risco erosivo e contribuir para o refinamento das unidades geomorfológicas na área de estudo.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Fundação de Apoio para o Desenvolvimento do Ensino, Ciência e Tecnologia do Estado de Mato Grosso do Sul (Fundect), Governo do Estado de Mato Grosso do Sul; a Universidade Federal de Mato Grosso do Sul – UFMS/MEC – Brasil; a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

Referências

Brasil. Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico; Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (2023). Nota técnica: ANADEM – Modelo digital do terreno para a América do Sul. Brasília: Porto Alegre. Acessado: 2024-02-21.

Cremon, É. H.; Bettiol, G. M.; Magna Júnior, J. P.; Macedo, F. C.; Rabelo, M. W. de O. Avaliação da altimetria do MDE COP-30 no Centro-Oeste do Brasil. Rev. Bras. Cartogr, vol. 74, n. 3, 2022. DOI: http://dx.doi.org/10.14393/rbcv74n3-60846

Cruz, A., Martins, M., Gomes, A., Dinis, P. (2017). Análise morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Caculuvar (Angola). 8º Congresso Nacional de Geomorfologia. 4-7 de outubro. I Faculdade de Letras da Universidade do Porto.

Evans JS, Murphy MA (2023). _spatialEco_. R package version 2.0-2, https://github.com/jeffreyevans/spatialEco.

Hijmans R (2024). _terra: Spatial Data Analysis_. R package version. 1.7-71, https://CRAN.R-project.org/package=terra.

Posit team (2024). RStudio: Integrated Development Environment for R. Posit Software, PBC, Boston, MA. URL http://www.posit.co/.

QGIS Development Team, (2024) QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. http://qgis.osgeo.org.

R Core Team (2023). _R: A Language and Environment for Statistical Computing_. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. https://www.R-project.org/.

Santos, V. S. dos S., Robaina, L. E. De S., & Trentin, R. (2020). Compartimentação geomorfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Jaguari – Oeste do RS. Geosul, Florianópolis, v. 35, n. 76 p. 87-106, http://doi.org/10.5007/2177-5230.2020v35n76p87

Silva, J. dos S. V. da, Abdon, M. de M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. Pesq. agropec. bras., Brasília, v.33, Número Especial, p.1703-171 1, out. 1998.

Silveira, R. M. P., Silveira, C. T. da, Oka-Fiori, C. (2014). Emprego de técnicas de inferência espacial para identificação de unidades de relevo apoiado em atributos topográficos e árvore de decisão. Revista Brasileira de Geomorfologia, São Paulo, v.15, n.1, (Jan-Mar) p.87-101.

Tinós, T. M, Ferreira, M. V., Zaine, J. E., Riedel, P. S. (2014). Técnicas de visualização de modelos digitais de elevação para aprimorar a análise do terreno. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 33, n. 2, p.202-215.

Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms, 12: 47-56.

Estimativa das perdas de solo nas unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Barra Nova, região do Seridó, Nordeste do Brasil

Estimation of soil losses in the Geomorphological units of the Barra Nova River Basin, Seridó region, Northeast Brazil

T. D. S de Medeiros[1 *], J. Y. G. dos Santos[2], S. R. O. Vital [3]

[1] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geografia (GEOCERES), Caicó/RN, Brasil.
[2] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia do CERES, Caicó/RN, Brasil.
[3] Universidade Federal da Paraíba, Departamento de Geociências, João Pessoa/PB, Brasil.
[*] jose.yure.santos@ufrn.br

RESUMO
O presente estudo teve como objetivo estimar e analizar as perdas de solo nas unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Barra Nova, região do Seridó, Nordeste do Brasil, a partir da utilização da USLE em ambiente de SIG. Para tanto foram utilizados dados de sistemas sensores, precipitação, solo e técnicas de SIG, em que se constatou que os tipos de uso da terra junto com as características físico-naturais da bacia tendem a agravar a suscetibilidade a erosão, predominantemente, moderada, mas que existem focos de usos da terra que demonstram predisposição para perdas de solo maiores.

Palavras-chave: *Geomorfologia, Perdas de solo; USLE.*
Key-words: *Geomorphology, Soil losses; USLE.*

1. INTRODUÇÃO

A erosão dos solos constitui-se hoje em um problema ambiental que afeta todas as regiões do globo. Compreender esse processo torna-se difícil pela complexidade de fatores atuantes, como clima, vegetação, solos, geologia, geomorfologia da área e as modificações feitas pelo homem.
O Semiárido brasileiro, assim como as demais regiões semiáridas do mundo, possui características exclusivas nos aspectos físico-naturais (Vital e Girão, 2015) que são importantes para o processo de formação do território, principalmente no entorno de canais fluviais, ao longo das principais bacias hidrográficas.
A partir das intervenções antrópicas, à medida que mais áreas são desmatadas para a produção agrícola, o processo de erosão tende a se acelerar. Sendo importante a análise dos processos erosivos a partir da compreensão do uso da terra, da morfodinâmica e produção de sedimentos, já que esses fatores são centrais para a modelagem do relevo das bacias hidrográficas.
Vital e Girão (2015), afirmam que para entender as mudanças da paisagem é fundamental conhecer e compreender a morfodinâmica da área, além de relacioná-la as ações antrópicas de uso da terra, isso porque estaria atrelado de forma significativas a essas mudanças. Logo, a morfodinâmica respalda sobre os aspectos físico-naturais ligados a erosão, e o uso da terra aponta como o homem interfere e/ou intensifica esse processo. Neste sentido, é importante realizar análises das implicações das alterações do uso da terra na produção de sedimentos e conhecer as relações que esses usos possuem com a geomorfologia.
Assim o presente estudo teve como objetivo estimar e analizar as perdas de solo nas unidades Geomorfológicas da Bacia do Rio Barra Nova, região do Seridó, Nordeste do Brasil, a partir da

utilização da Equação Universal de Perdas de Solo (USLE) em ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para delimitar a bacia, sua rede de drenagem e aspectos do relevo, foram utilizados os dados do Modelo Digital de Elevação (MDE) disponibilizado pelo ALOS PALSAR, em resolução espacial de 12,5 metros. Outro produto necessário foram imagens de satélite para realizar os mapeamentos prévios, posteriormente validados em campo, que deram origem ao mapa de uso e ocupação do solo. Foram adquiridas imagens do sensor orbital CBERS 4 – PAN 10, com resolução espacial de 10 metros. Essas imagens estão disponíveis no sítio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Para confecção do mapa Geomorfológico foi necessário o MDE, o mapa hipsométrico, o mapa de declividade e imagem de satélite do CBERS 4 – PAN 10. O MDE serviu para extrair curvas de nível de 25 m, a hipsometria e declividade para as classificações e a imagem de satélite para as confirmações das formas de relevos mapeadas por vetorização em tela.

Na categorização das formas de relevo o produto foi elaborado sob as orientações da proposta de Ross (1992), o qual aponta seis níveis taxonômicos que representam as morfoestruturas, morfoesculturas, padrões de formas semelhantes, as formas de relevos individualizadas dentro dos padrões semelhantes, as vertentes ou setores das vertentes e, por fim, as formas menores produzidas pelos processos atuais, respectivamente. O mapeamento produzido nesta pesquisa apresenta classificação até o 4º táxon. Quanto a nomenclatura das unidades mapeadas, para os três primeiros táxons seguiu-se a proposta de Morais Neto *et al.* (2008), Diniz *et al.* (2017), Vasconcelos *et al.* (2019); já o 4º táxon, a nomenclatura parte do Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009).

Para a estimativa das perdas de solo foi utilizada a USLE (Wischmeier e Smith, 1978) em ambiente SIG. Para tanto foram utilizados dados de precipitação disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para determinação do fator erosividade da chuva; dados do Programa Nacional de Solos do Brasil (PronaSolos) para determinação do fator de erodibilidade do solo; o MDE citado anteriomente para gerar o fator topográfico; o fator de cobertura do solo para cada tipo de cobertura foi obtido na literatura e para o fator de práticas conservacionistas foi adotado o valor de 1 por não se ter informações da adoção de tais práticas na bacia. Para um maior detalhamento da metodologia vide Medeiros (2021).

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foi possível identificar no 1º táxon, como morfoestrutura, a unidade Cinturão Orogênico Brasiliano. No 2º táxon, como morfoesculturas, percebe-se três unidades: Planalto Borborema, Depressão Sertaneja e Planaltos Sedimentares. Para o 3º táxon, que são as subunidades morfoestruturais (os padrões de formas de relevo), foram mapeadas três, a saber: subunidade Depressão Interplanáltica do Piranhas-Açu, Compartimento Seridó e Chapadas Sotopostas em Embasamento Cristalino. O 4º táxon compreende os modelados: planície (até os 125 m), Pediplano Retocado Desnudado (dos 125 aos 350 m), Encostas com Cobertura Coluvial (350 aos 450 m), Encostas sem Cobertura Coluvial (450 aos 600 m), Dissecação de topos convexos (600 aos 700 m) e Dissecação de topos tabulares (acima dos 700 m).

A erosividade da chuva apresentou valores que variam de 3.517,79 a 4.713,72 MJ.mm.ha^{-1}.hr-1.ano^{-1}, sendo considerado muito forte segundo a classificação da Eletrobrás (1988), citada por Carvalho (2008).

Em relação ao fator de erodibilidade do solo, a área da bacia hidrográfica é composta de 4 tipos de solos: Argissolo Vermelho, Luvissolo Crômico, Neossolo Litólico e Neossolo Regolítico; que apresentaram os respectivos valores de erodibilidade: 0,35; 0,31; 0,27; e 0,10. O Argissolo Vermelho apresenta um maior valor de erodibilidade, seguido do Luvissolo Crômico e o Neossolo Regolítico com o menor valor. O Argissolo se apresenta apenas na área sul da bacia, representando 4,15% da área total da bacia, seguido pelos Neoossolo Regolítico que representa 7,22% do total da bacia e se localiza no sopé do Planalto da Borborema. O Neossolo Litólico que abrange 21,25% da área se encontra mais nas áreas de exposição rochosas do Planalto Borborema e próximo ao exutório tendo como característica comum os afloramentos rochosos e o Luvissolo que está presente em quase toda a área de Depressão Sertaneja representa 64,71% da área total da bacia.

Em relação ao fator de cobertura do solo, os Reservatórios Artificiais (água) ficaram com valor 0; Cidades 0,001; Vilas (sem estrutura) 0,01; Extração Mineral de Minerais não Metálicos (mineração) 0,25; Cultura temporária (agricultura de sequeiro) 0,2; Caatinga Arbórea (Caatinga Nativa) 0,0167; Caatinga Arbustiva (Raleamento) 0,0067; Caatinga degradada (Capim) 0,0084; Pastagem 0,025.

A distribuição do Fator LS para a área da Bacia do Rio Barra Nova, expressa valores que variam de 0 a 40,48. A classe com maior significância foi a de 0 a 1,11 que ocorreu na maior porção da bacia destacando-se principalmente na área de Pediplano Retocado Desnudado. Em menor área na bacia, mas que merece atenção, estão as áreas classificadas na classe 13,34 a 40,48, pois as mesmas representam uma variação abrupta na altimetria, significando também um maior grau de declividade, o que indica serem áreas com grande potencial de perda de solo.

Com base nos fatores da USLE foi estimada uma perda de solo média de 29,90 t.ha^{-1}.ano^{-1} por ano, podendo ser considerada como moderada de acordo com a classificação proposta por Irvem *et al.* (2008): <5 Muito baixa; 5 – 12 Baixa; 12 – 50 Moderada; 50 – 100 Severa; 100 – 200 Muito Severa; >200 Extremamente Severa. A classe moderada é a predominante ocupando 41,13% da bacia, seguida das classes Muito Baixa (23,62%), Baixa (16,31%), Severa (11,00%), Muito Severa (4,67%) e Extremamente Severa (3,27%). A classe que apresentou um maior potencial de perdas de solo foi a Extração de Minerais Não Metálicos, seguido do Cultivo Temporário Diversificado e Caatinga Arbórea, que na atualidade encontra-se predominantemente nas áreas de alto declive e consequentemente elevado fator topográfico, o que faz com que esse fator acabe tendo um maior peso para a estimativa de perda de solo.

A análise da estimativa da perda de solo por tipo de relevo, nesse caso os modelados mapeados, apresentou a ocorrência da classe Moderada em 8 (Planície, Pediplano Retocado Desnudado 150, Pediplano Retocado Desnudado 200, Pediplano Retocado Desnudado 250, Pediplano Retocado Desnudado 350, Encosta sem Cobertura Coluvial, Dissecação de Topos Convexos, Dissecação de Topos Tabulares) enquanto que os outros 2 estão um como Severo (Encosta com Cobertura Coluvial) e o outro como Muito Severo (Maciços).

Quando realizada a análise com a geomorfologia, a partir das unidades morfoesculturais, as 3 áreas (Depressão Sertaneja, Planalto Borborema e Planaltos Sedimentares) se enquadram na classe moderada, registando os Planaltos Sedimentares uma média de 42,24 t.ha^{-1}.ano^{-1}, o Planalto da Borborema com 35,31 e a Depressão Sertaneja com 32,44 t.ha^{-1}.ano^{-1}. Embora a

depressão sertaneja possua uma maior degradação da vegetação de Caatinga, por ser uma região mais aplainada, possui um baixo fator topográfico, o que faz com que a sua média de perdas de solo sejam inferiores, porém próximas das áreas do Planalto da Borborema e Planaltos Sedimentares que contam com fatores topográficos elevados nas suas porções escarpadas.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados levantados para mesurar a suscetibilidade da Bacia Hidrográfica do Rio Barra Nova a processos erosivos apontam para uma bacia com perda de solo em grau moderado, com os usos mais agressivos, em termos de perdas de solo, a Extração de Minerais Não Metálicos, seguido do Cultivo Temporário Diversificado.

Quanto a geomorfologia da bacia, as 3 unidades morfoesculturais se enquadram na classe moderada, sendo que os Planaltos Sedimentares apresentaram uma maior média de perda de solo. Já as formas de relevo que apresentaram as maiores perdas foram as Encosta com Cobertura Coluvial e os Maciços, por possuírem um elevado fator topográfico, que acaba influênciando consideravelmente as perdas de solo em uma bacia.

Assim, pode-se constatar que os tipos de uso da terra junto as características físico-naturais da Bacia Hidrográfica do Rio Barra Nova tendem a uma suscetibilidade a erosão, predominantemente, moderada, mas que existem focos de usos da terra que demonstram predisposição para perdas de solo maiores.

AGRADECIMENTOS

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de Mestrado do primeiro autor.

REFERÊNCIAS

Carvalho, N. O. Erosão. In: Hidrossedimentologia prática. Rio de Janeiro: Editora Interciência. 2008. p. 33-72.

Diniz, M. T. M.; De Olveira, G. P.; Maia, R. P.; Ferreira, B. Mapeamento geomorfológico do Rio Grande do Norte. Revista Brasileira de Geomorfologia. São Paulo, v.18, n.4, out- dez, p.689-701, 2017.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual Técnico de Geomorfologia. 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

Irvem, A.; TOPALOGLU, F.; UYGUR, V. Estimating spatial distribution of soil loss over Seyhan River Basin in Turkey. Journal of Hidrology (336-1), 2007. p. 30 – 37.

Medeiros, T. D. S. Dinâmica Geomorfológica e Suscetibilidade Erosiva na Bacia Hidrográfica do Rio Barra Nova, Região do Seridó, Nordeste do Brasil / Thiago Douglas Silva de Medeiros. - Caicó, 2021. 97f.

Morais Neto, J. M.; Green, Paul Frank; Karner, G. D.; Alkmim, F. F. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 16, p. 23-52, 2008.

Ross, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. Rev. do Depto. Geografia, v. 6, n. 1, p. 17-29, 1992.

Vasconcelos, P. R. M.; DE Oliveira Vital, S. R.; DOS Santos, C. L.; Diniz, M. T. M. Caracterização geomorfológica da carta de Jardim do Seridó (SB.24-Z.B-V), nordeste do Brasil. Caderno de Geografia, v.29, n.59, 2019.

Vital, S. R. O.; Girão, O. Análise Morfodinâmica da Bacia do Alto Curso do Rio Taperoá (PB). Revista Okara: Geografia em debate. João Pessoa, PB. v. 9, n. 1, p. 4 – 25, 2015.

WIschmeier, W. H.; Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: Guide to Conservation Farming. US Department of Agriculture Handbook – MD, 58 p.

Voçorocas na Serra do Tepequém, Norte da Amazônia Brasileira: morfometria e solos

Gullies at the Serra do Tepequém, Northern Brazilian Amazon: morphometry and soils

L. C. B. Neta[1 *], A. A. T. Gomes[2], S. S. Tavares Júnior[3]

[1] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Roraima-Brasil
[2] Universidade do Porto, Departamento de Geografia, Centro de Est. de Geog. e Ordenamento do Território, Portugal
[3] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Roraima-Brasil

[*] luiza.camara@ufrr.br; albgomes@gmail.com e stelio.tavares@ufrr.br

ABSTRACT

This study examines Barata gully, Tepequém mountain, Amazonia, characterising the erosive feature and analysing the physical properties of the soil. Using a DSM, orthophotos, and field data, we analysed geomorphological features, like area of regressive erosion, banks of the channel, slopes, and pipes. Analyses revealed a silty-sandy soil, rich in quartz, with muscovite flakes and kaolinite matrix. Erosion follows NE-SW-oriented faults and fractures, and diamond mining increased erosion.

K**ey-words:** *Erosion, Gully, Soil vulnerability, Tepequém Mountains*

1. INTRODUÇÃO

A análise da gênese e evolução de voçorocas, proporciona uma compreensão valiosa sobre os mecanismos dos processos erosivos e sua influência na evolução das paisagens. São vários os fatores que podem levar à formação de voçorocas, como as propriedades físicas e químicas do solo (Poesen et al., 2003; Valentin et al., 2005; Singh et al., 2022; Corrêa et al. 2023), o uso e cobertura da terra e a intensidade da precipitação (Poesen, 2018). A erosão em ravinas e voçorocas, é um problema ambiental no Brasil, devido às mudanças na dinâmica de bacia hidrográfica, causado por perdas de solo, assoreamento de canais fluviais e remodelamento do relevo (Bacellar et al., 2005; Bacellar, 2023). Portanto, é relevante investigar a vulnerabilidade de solos tropicais ao processo erosivo na serra do Tepequém (Norte de Roraima), por se tratar de uma paisagem que se encontra sob intensa atividade erosiva linear, que se desenvolve na cobertura das planícies aplainadas e secundariamente em encostas de colinas. As feições erosivas lineares são uma das manifestações mais visíveis na paisagem da serra e destacam-se devido a sua magnitude e ampla distribuição. A deflagração desses processos erosivos tem sido atribuída à vulnerabilidade física dos solos e às estruturas geológicas da área, intensificadas pela atividade garimpeira diamantífera (Beserra Neta et al. 2007). No presente trabalho são apresentados os resultados de estudos efetuados numa das feições erosivas da Serra do Tepequém, denominada "voçoroca do Barata", e que teve como objetivos principais: i) caracterizar o modelado da feição erosiva linear e ii) analisar as características físicas do solo existente na área.

2. ÁREA DE ESTUDO

A feição erosiva linear estudada localiza-se nas superfícies aplainadas da serra do Tepequém, no estado de Roraima (Norte da Amazônia brasileira), entre as coordenadas

geográficas de 3° 42' e 3° 50' latitude N e 61° 40' e 61° 48' longitude W. A serra do Tepequém é composta por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados de idade Paleoproterozóico e por rochas vulcânicas ácidas a intermédias (Fernandes Filho et al., 2012). O relevo define-se por superfícies aplainadas com altitudes de 575 a 670 m, cujos limites se constituem por morros e colinas residuais até 744 m e vertentes de entorno que se elevam até 1.100 m. Nesta paisagem domina a savana arbustiva graminosa, a floresta ombrófila densa que recobre as escarpas de entorno. O clima, segundo a classificação de Köppen é tropical úmido - "Am", com estações sazonais bem definidas, sendo o período seco ocorrendo de setembro a março e o período úmido, de abril a agosto. Os valores de precipitação média anuais variam entre 1.800mm a 2.250mm, com temperatura média anual 25° C (Beserra Neta et al., 2015).

3. METODOLOGIA

O desenvolvimento do estudo baseou-se em três etapas distintas: (1) levantamento de dados bibliográficos, cartográficos e de sensores remotos sobre a área de estudo; (2) Dados de campo: (a) Descrição dos perfis de solo e rochas ao longo dos taludes das voçorocas e coleta de amostras de solos, (b) Medição de parâmetros morfométricos da voçoroca (profundidade, largura, comprimento e direção do canal principal) e (c) Aquisição de imagens fotográficas de vários setores de montante para jusante do canal, adquiridas a partir do uso de veículos aéreos não tripulados (VANT), modelo Mavic 2 DJI; (3) Análise laboratorial: granulometria (frações areia, silte e argila) a partir dos procedimentos de Teixeira et al. (2017); determinação mineralógica por Difração por Raio X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada com Espectrometria de Dispersão de Raios X (EDS). A interpretação do modelado realizou-se a partir da ortofoto (3 cm/pixel) e do Modelo Digital de Superfície (MDS) elaborado em ambiente ArcGIS, com validação de campo. Os dados granulométricos e a identificação dos minerais foram tratados com os softwares SYSGRAN e XPERT, respectivamente.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A atividade de mineração artesanal na serra do Tepequém, datam dos anos de 1930 alcançando picos nas décadas de 1960 e 1980. Esta atividade se instalou nos canais fluviais e erosivos (voçorocas) promovendo mudanças significativas no modelado da paisagem. Portanto, sugere que a gênese das voçorocas na serra do Tepequém remontam do período anterior à atividade da mineração. A voçoroca do Barata vem sendo estudada *in loco* desde 2003, apresenta-se como uma grande incisão na paisagem da serra do Tepequém, seu canal ocupa uma área de 44.143,8 m², e o volume erodido de 106.026,80 m³. Através da análise das características morfométricas verifica-se que a voçoroca do Barata tem um comprimento do talvegue de aproximadamente 879,7 m e declive de 16^0. Quanto à forma é definida como linear, com canal em forma de 'V" a montante e 'U' a jusante, tendo influência do fluxo superficial e subsuperficial preferencial. As dimensões são variáveis ao longo do canal, atingindo de 5 a 10,7 m de profundidade e de 8 a 14,2 m de largura. No que diz respeito à forma, o canal principal mostra-se retilíneo com forte linearidade na direção NE-SW nos setores montante e jusante, enquanto no setor mediano apresenta uma forma de canal mais aberto. O modelado do canal quanto à linearidade (Fig. 1 a) e direção sugere um condicionamento litoestrutural, visto que este segue o contato entre o siltito e o arenito, observado *in loco. Quanto* ao setor mediano, a maior abertura do canal decorre da interferência antropogênica derivada da atividade da

mineração artesanal, hoje inativa. Os vários setores da voçoroca apresentam características dinâmicas específicas, como: deslizamentos de solo e rocha nos taludes, presença de ravinas e áreas de abatimento, e dutos (*pipes*) nas superfícies aplainadas do entorno. Os solos são arenosos sílticos, com forte variação na distribuição granulométrica na zona saprolítica (Fig. 1 b,c), o que reflete as variações litológicas, de arenitos e siltitos, que constituem a Formação Tepequém. Os solos da área são constituídos predominantemente de quartzo, contendo ainda muscovita e caulinita (Fig. 1d,e).

Pela análise dos dados mineralógicos verifica-se que o quartzo é o mineral mais abundante em todos os horizontes analisados, com teores variando de 43 a 98 %. A muscovita é mais expressiva em solos de textura areno-siltosas a silto-arenosas, atingindo 45% no perfil de alteração saprolítica da voçoroca do Barata.

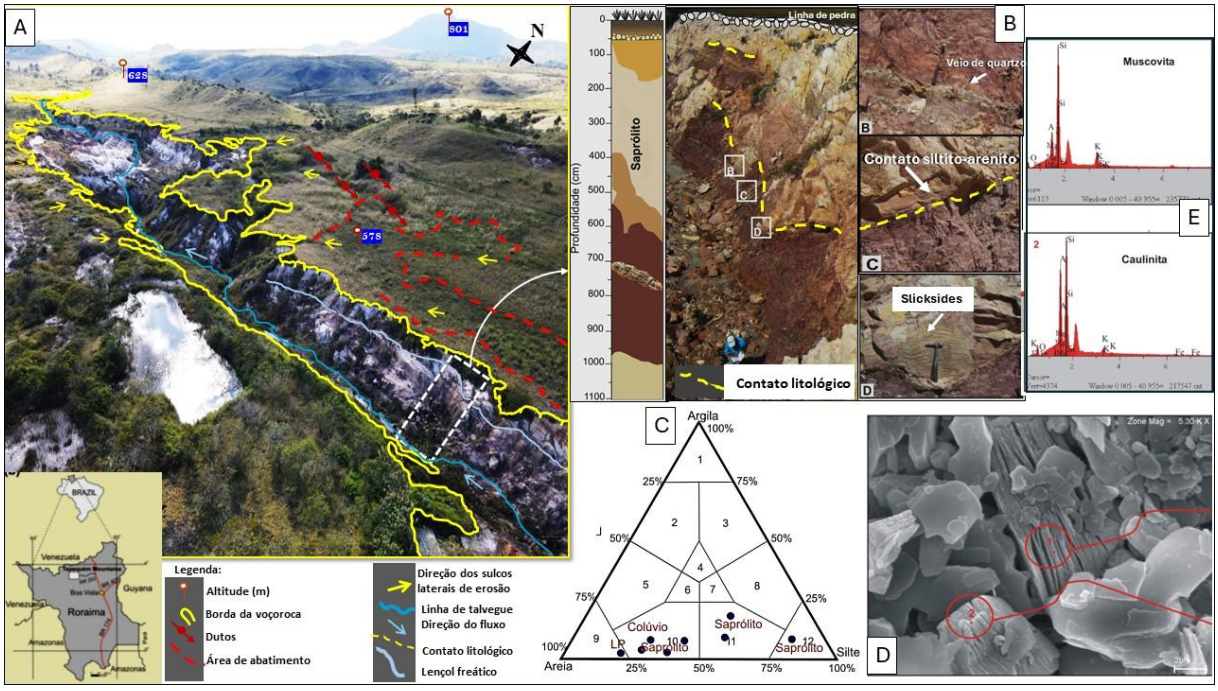


Figura 1. A) Canal da voçoroca do Barata; B) Detalhe do perfil litológico exposto no talude (veio de quartzo, contato siltito-arenito e marcas de slicksides); C) Distribuição granulométrica nos diagramas de Shepard; D) Micromorfologia e análise química semiquantitativa de partículas obtidas por MEV e EDS em solos e E) presença de muscovita e caulinita.

No que diz respeito ao uso do solo, as evidências são as cavidades elaboradas pelos garimpeiros na atividade da mineração do diamante, na porção mediana do canal da voçoroca e ao longo das planícies do entorno da feição erosiva, com intuito de canalizar as águas pluviais e potencializar o processo erosivo, aproveitando a diferença potencial do terreno, objetivando alcançar mais facilmente o horizonte de cascalho subjacente.

5. CONCLUSÕES

Estes resultados evidenciam que a voçoroca do Barata tem o processo erosivo favorecido pela natureza do solo/sedimento, de aspecto silto-arenoso rico em quartzo, com placas de muscovita e matriz caulinítica incoesa. Este solo/sedimento está assentado sobre um paleo-relevo inclinado para SW, fortemente fraturado e falhado, desenvolvido sobre rochas sedimentares, sobretudo arenitos da Formação Tepequém. Neste solo se instalou o raso lençol freático que, aliado ao substrato ou paleo-relevo inclinado, deu origem a um forte fluxo aquoso

subsuperficial, propiciando a formação de dutos (*pipings*), áreas de abatimento, e por consequência, voçorocas. A voçoroca apresenta-se concordante com as principais orientações estruturais de direção NE-SW que secionam o substrato da serra do Tepequém. A atividade garimpeira diamantífera pode ter contribuído na intensificação da frente erosiva linear. Portanto, o estabelecimento das feições erosivas lineares é favorecido pelo material arenoso a siltoso incoeso das planícies aplainadas e pela forte interferência antrópica e um relevo ainda parcialmente desprotegido da cobertura vegetal.

Referências

Bacellar, L.A.P., Coelho Netto, A.L. & Lacerda, W.A. (2005) Controlling factors of gullying in the Maracujá Catch-ment, southeastern Brazil [Fatores de controle das voçorocas na Bacia do Maracujá, sudeste do Brasil] *Earth Surface Processes and Landforms*,30(11)1369–1385, https://doi.org/10.1002/esp.119

Bacellar, L.A.P. (2023) Interações reciprocas entre relevo, água e voçorocas: estudo de caso da região do Complexo Bação – Minas Gerais [Reciprocating Interactions Between Relief, Water, and Gullies: A Case Study in the Bação Complex Region - Minas Gerais] *Revista Brasileira de Geomorfologia*, *24*(00). https://doi.org/10.20502/rbgeomorfologia.v24i00.2364

Beserra Neta, L.C., Costa, M.L. & Borges, M.S. (2007) A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva [The Intermountain Plain of Tepequém, Roraima, and Its Erosive Vulnerability] In: Rosa-Costa, L.T, Klein, E.L. & Viglio, E.P. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 5 (89-100), SBG

Beserra Neta, L.C., Tavares Júnior, S.S. & Costa, M.L (2015). Tepequém Mountains: A Relict Landscape in the Northern Amazon [Serra do Tepequém: uma paisagem relíquia no norte da Amazônia] In. Vieira, B.C., Salgado, A.A.R. & Santos, L. J. C. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Brazil* 24 (265-273), Elsevier DOI 10.1007/978-94-017-8023-0

Corrêa, G.R. et al. (2023) Relação solo-ambiente em área degradada por voçoroca no Triângulo Mineiro, Minas Gerais [Soil-environment relationship in a gully-degraded area in the Triângulo Mineiro, Minas Gerais] Revista Brasileira de Geomorfologia, 24 (3) https://doi.org/10.20502/rbg.v24i3.2384

Fernandes Filho, L.A, Pinheiro, R.V.L., Truckenbrodt, W & Nogueira, A.C.R. (2012) Deformação das rochas siliciclásticas paleoproterozoicas do Grupo Araí como exemplo das reativações de falhas do embasamento, Serra do Tepequém, Roraima, norte do Brasil [Reactivation of Basement Faults in the Paleoproterozoic Siliciclastic Rocks of the Araí Group, Serra do Tepequém, Roraima, Northern Brazil] *Revista Brasileira Geociências* 42(4)785-798 www.sbgeo.org.br

Poesen, J. (2018) Soil erosion in the Anthropocene: research needs [Erosão do solo no Antropoceno: necessidades de pesquisa] *Earth Surf Proc Land* 43(1) 64–84. https://doi.org/10.1002/esp.4250

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G. & Valentin, C. (2003) Gully erosion and environmental change: importance and research needs [Erosão de ravinas e mudanças ambientais: importância e necessidades de pesquisa]. *Catena* (50) 91-133, https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00143-1

Singh, N. *et al*. (2022). Role of physico-chemical properties of the soil in badlands forming processes around Chitrakoot, India [Papel das propriedades físico-químicas do solo nos

processos de formação de badlands ao redor de Chitrakoot, Índia]. *Land Degrad Dev.(*33) 739–755

Teixeira, P.C.; Donagemma, G.K.; Fontana, A. & Teixeira, W.G. (2017) *Manual de métodos de análise de solo* [Soil Analysis Methods Manual]. Embrapa

Valentin, C., Poesen, J., Li, Y. (2005) Gully erosion: Impacts, factors and control [Erosão de ravinas: Impactos, fatores e controle] *Catena* (63) 132–153
https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.001

Influência Antrópica nos Lagos da Savana Amazônica Brasileira

Anthropogenic Influence on Brazilian Amazonian Savanna Lakes

L. C. B. Neta[1 *], R. A. Alves[2], L. D. Cunha[3]

[1] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Roraima-Brasil
[2] Universidade Federal de Roraima, Programa de Pós-graduação em Geografia, Roraima-Brasil
[3] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Roraima-Brasil
[*] luiza.camara@ufrr.br; raquel.ar@yahoo.com e luciana.cunha@ufrr.br

ABSTRACT
This study highlights the anthropogenic influence on Brazilian savannah lakes (Roraima). Through field data and remote sensing data analysis, the lake's dynamics over 40 years were analyzed. The main pressure vectors on the lake were the disorderly urban occupation that is expanding, from 0.60% (1984) to 20.82% (2024), reflecting on the lake ecosystem.

K**ey-words:** *Savanna, Amazon, Lake, Anthropogenic action.*

1. INTRODUÇÃO

A Amazônia Legal registou na última década um aumento de 13,12% (IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2022) da sua população, este crescimento e a mudança no uso da terra tem exercido pressão sobre áreas de preservação permanente. O ambiente lacustre estudado localiza-se no norte da Amazônia brasileira (Bonfim-Roraima), no quadrante 2°20'00" e 3°20'00" N e 59°00'00" e 61º00'00" W (Figura 1), tem uma área territorial de 8.079,914 km².
Nesse ambiente é expressiva a ocorrência de lagos, os quais estão espacializados principalmente na planície de inundação dos rios. Na última década, a população da cidade de Bonfim (área limitrofe dos lagos) passou de 10.943 para 13.923 de hab., esse crescimento aumentou as pressões sócioambientais de diferentes fatores e magnitudes (Santos Neto, Tavares Junior e Souza, 2013; IBGE, 2022).
Nesta ótica, esse estudo teve como objetivos: (I) avaliar de forma espaço-temporal a dinâmica de uso e ocupação da terra na bacia (Lago Italiano) na savana Amazônica, Roraima- Brasil e (II) Identificar os vetores de pressão e os possíveis impactos sobre os elementos naturais presentes na paisagem.

2. ÁREA DE ESTUDO

O ambiente lacustre estudado denominado Lago do Italiano faz parte da microbacia do córrego João Gracia (área de 1656,20 hectares) pertencente a Bacia do Rio Arraia. A paisagem da região se desenvolve nas unidades morfoestruturais: Patamar em Crista Estruturado, Planalto Dissecado Norte Amazônia, Relevos Residuais de Roraima e Depressão Boa Vista, (Beserra Neta e Tavares Junior, 2008).

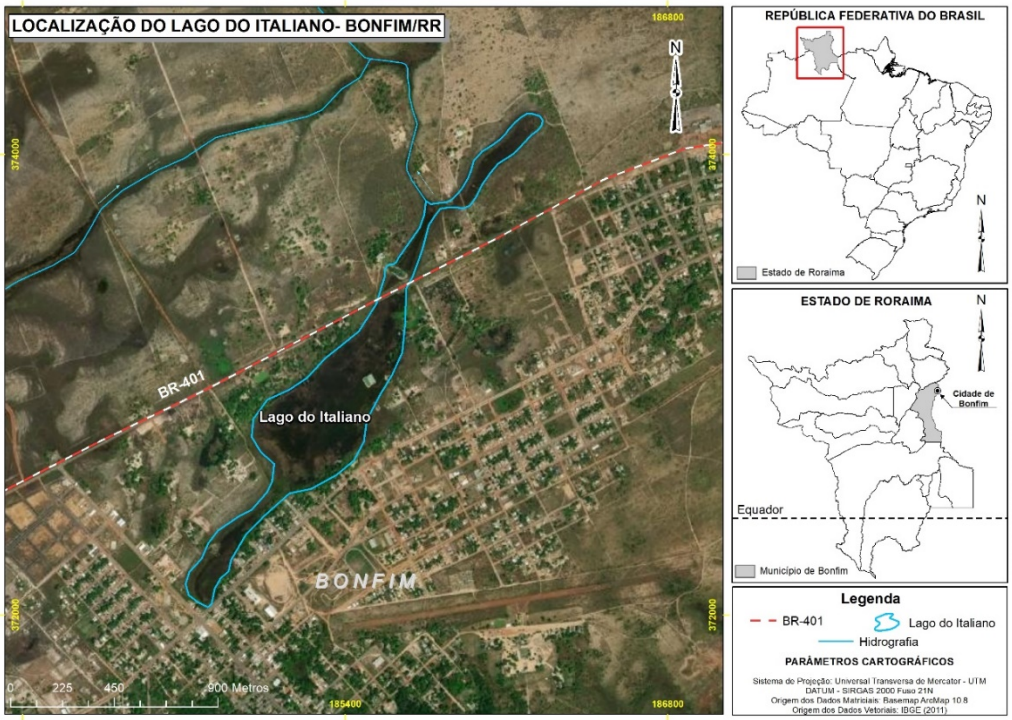


Figura 1. Mapa de Localização do Lago do Italiano, na savana Amazônica Brasileira

Nesses domínios, a morfologia de maior representatividade, é impressa por extensa superfície plana, com a presença de pequenos remanescentes e colinas amplas, que apresentam drenagem com entalhe pouco acentuado (Alves e Beserra Neta, 2018). A diversidade dos solos está relacionada à natureza do material de origem, sendo em geral arenosos, distróficos e ácidos (Melo *et al*., 2006). Sob a influência do domínio climático, da classificação de Koppen (Aw) com indice de precipitação 1.400mm anuais, e do forte condicionante geológico-pedológico, a região possui vegetação peculiar, composta principalmente por áreas abertas que integram uma extensa área contínua de savanas do norte da América do Sul (Miranda e Absy, 2000).

3. METODOLOGIA

Foi realizado levantamento bibliográfico, de campo para identificar os usos conflitivos da terra frente à vulnerabilidade do ambiente. Imagens de sensores remotos Landsat 5, e Sentinel 2A foram processadas em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica), onde foi utilizada a base cartográfica contínua do IBGE (2011). Para a classificação supervisionada foi utilizada a ferramenta *Daximum Likelihood* da extensão *Spatial Analyst Tools* do ArcMap 10.8. A análise multitemporal referente aos usos e ocupação da terra abrangeu o período de 1984 a 2024.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise das características morfométricas define o Lago em análise, como alongado, apresentar largura de 25 a 78 m. Esse lago, ocupa uma área de ~3.750m^2, é um sistema intermitente, de baixa profundidade aproximadamente 4 m, com padrão de conexão com fluxo de drenagem. A vegetação encontrada em seu entorno apresenta um estrato graminoso intercalado com fragmentos arbóreos, típicos da savana amazônica.

Na bacia hidrográfica em que se insere o Lago estudado, a urbanização está em plena expansão passando de 0,60 % em 1984 para 20,82% em 2024. No entorno da malha urbana o aumento progressivo de áreas de plantio (de 6,05% para 10,63%) é resultante da implantação de projetos de assentamentos rurais, que influenciaram a ocupação, a qual tinha como principal objetivo a ocupação populacional do espaço amazônico (Oliveira e Bethonico, 2013).

Observou-se um aumento no percentual de floresta de cobertura de superfície na malha urbana, e decrescimo de cobertura savânica, que passou de 84,04% para 44,14. Tais mudanças podem estar relacionadas a inserção de vegetação secundária na área urbana. As superfícies ocupadas pelos recursos hídricos apresentaram um aumento entre o período de 1984 e 1994, quando os corpos hídricos que ocupavam 10,67% da superfície passaram a ocupar 26% da área. Entre 2004 e 2024, houve decréscimo da superfície lagunar de 18,12% para 16,10% respectivamente (Figura 2), uma das possíveis explicações reside nos longos períodos de estiagem registados para região, nos quais os lagos intermitentes tem o espelho d´água reduzido (Alves e Beserra Neta, 2018).

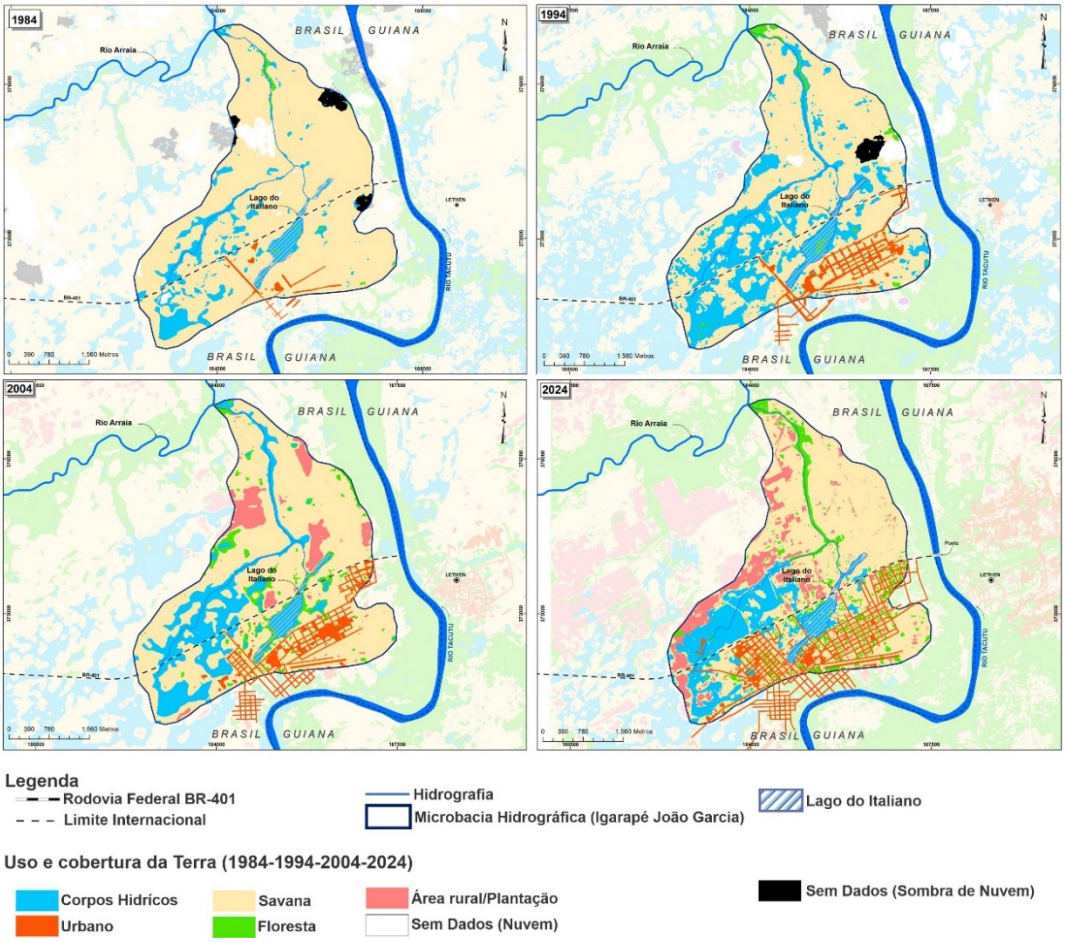


Figura 2. Mapa de uso e cobertura da terra no Lago do Italiano, Bonfim-Roraima-Brasil entre 1984 a 2024

Os principais usos conflitivos observados na bacia em estudo são: o descarte de lixo e lançamento inadequado de efluentes, os quais promovem o risco de acumulação sedimentos e substâncias químicas a eles associados, além do risco de assoreamento e eutrofização do lago. Também foi observado a remoção da vegetação ripária, para instalação de moradias, abertura de arruamentos, cortes e aterros no terreno. Esses usos acarretam mudanças na morfologia, como consequência, os fluxos são direcionados gerando novos padrões de drenagens e alterando os padrões paisagísticos originais do lago.

Os resultados de tais mudanças, por meio das atividades antrópicas repercutem no ecossistema e alcançam os corpos d'água receptores, neste sentido, os lagos, funcionam como ecossistemas complexos, com interação dinâmica ligada à bacia hidrográfica, recebendo e refletindo a influência dos processos que nela se desenvolvem.

5. CONCLUSÕES

O Lago do Italiano está sob contínua interferência antrópica, o que tem aumentado o potencial de impactos sobre a bacia hidrográfica onde ele se insere. A complexidade dos conflitos de uso e ocupação da terra, exige estratégias ambientalmente sensíveis as quais possam promover práticas de uso que equilibrem a necessidade de desenvolvimento econômico-social com a proteção do ambiente natural.

Referências

Alves, R.A & Beserra Neta, L.C. (2018) Compartimentação geomorfológica e classificação morfológica dos ambientes lacustres nas savanas da região nordeste de Roraima. [Geomorphological compartmentalization and morphological classification of lake environments in the northeastern Roraima savannas]. *Revista Acta Geográfica*, UFRR, 12 (29) 1-18 doi: 10.5654/acta. v12i29.3669

Beserra Neta, L.C. &Tavares Junior, S.S. (2008). Geomorfologia do Estado de Roraima por Imagens de Sensoriamento Remoto [Geomorphology of Roraima State through Remote Sensing Imagery]. In: Silva, P. R. & Oliveira, R.S. (Org.). *Roraima 20 anos As Geografias de um novo Estado* (169-192)UFRR

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2024). *Censo Demográfico 2022* [Demographic Census 2022] http://www.ibge.gov.br

Melo, V.F., Schaefer, C.E.G.R., Fontes, L.E.F., Chagas, A.C., Lemos Júnior, J.B. & Andrade, R.P. (2006) Caracterização física, química e mineralógica de solos da Colônia Agrícola do Apiaú (Roraima, Amazônia) sob diferentes usos e após queima. [Physical, chemical and mineralogical characterization of soils from the Apiaú Agricultural Colony (Roraima, Amazon) under different uses and after burning] *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 30(6),1039-1050https://doi.org/10.1590/S0100-06832006000600013

Miranda, I.S. & Absy, M.L (2000). Fisionomia das Savanas de Roraima, Brasil [Physiognomy of the Roraima Savannas, Brazil] *Acta Amazônica*, 3 (31), 423-441 https://doi.org/10.1590/1809-43922000303440

Oliveira, R.V. & Bethonico, M.B.M. (2013) Fatores Históricos de Ocupação e Evolução Demográfica do Município de Bonfim-RR [Historical Factors of Occupation and Demographic Evolution of the Municipality of Bonfim-RR] In: Filho, A.R. & Beserra Neta, L.C (Orgs.) *Bonfim: Um Olhar Geográfico*. (123-140) Ed. UFRR

Santos Neto, A.P.R., Tavares Junior, S.S. & Souza, V. (2013) Paisagens Lacustres e a Expansão Urbana no Município Bonfim-RR [Lake Landscapes and Urban Expansion in the Municipality of Bonfim-RR] In: Filho, A.R & Beserra Neta, L.C (Orgs.) *Bonfim: Um Olhar Geográfico*. (65-82) Ed. UFRR

Application of Digital Shoreline Analysis System (DSAS) for analyzing sandy coast dynamics in Essaouira, Morocco

Aplicação do Digital Shoreline Analysis System (DSAS) para a análise da dinâmica de litorais arenosos em Essaouira, Marrocos

A. Khouz[1, 2, 3*], J. Trindade[1,2], S.C. Oliveira[2,4], F. El Bchari[1,5], B. Bougadir[3]

[1]Universidade Aberta, Centro de Estudos Globais, Lisbon, Portugal; jorge.trindade@uab.pt (J.T.); abdellah.khouz@gmail.com (A.K.); elbchari@uca.ac.ma (F.E.),

[2]University of Lisbon, Institute of Geography and Spatial Planning, Centre of Geographical Studies, Lisbon, Portugal; cruzdeoliveira@edu.ulisboa.pt (S.O),

[3]Cadi Ayyad University, Higher School of Technology Essaouira, Laboratory of Applied Sciences for the Environment and Sustainable Development (SAEDD), Marrakech, Morocco; b.bougadir@uca.ac.ma (B.B.),

[4]University of Lisbon, Associate Laboratory Terra, Lisbon, Portugal,

[5]Cadi Ayyad University, Polydisciplinary Faculty of Safi, Department of Earth Sciences, Marrakech, Morocco; elbchari@uca.ac.ma (F.E.).

* Correspondence: abdellah.khouz@gmail.com

ABSTRACT

Coastlines change research plays a crucial role in understanding the evolution and ensuring effective risk management. This is essential for minimizing impacts on the environment and society. Our study aims to assess the coastal dynamics of sandy systems in Essaouira. By employing advanced techniques such as DSAS and GIS, we aim to analyze shoreline changes, erosion rates, and susceptibility to sand movement. The insights gained from our investigation into the sandy coastal system will provide valuable input for making informed decisions regarding territorial management.

Key-words: *Coastline changes, risk management, sandy systems, shoreline analysis, erosion rates.*

1. INTRODUCTION

The study of coastline change is essential for understanding how they evolve over time and for the management of risks and minimization of losses to both the environment and society (Baig et al. 2020). Many researchers have developed monitoring and prediction techniques that utilize different remote sensing imagery/data and Geographic Information Systems (GIS). The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) tool, created by the Coastal Change Hazards project at the US Geological Survey, allows for the analysis of shoreline positions, over time enabling the computation of statistics related to shoreline change rates. It provides three functions; establishing a baseline, generating transacts and calculating change rates (Baig et al., 2020). Recent studies have extensively focused on assessing shoreline changes qualitatively using approaches derived from DSAS.

Different methods, such, as shoreline movement (NSM) shoreline change envelope (SCE) endpoint rate (EPR) linear regression rate (LRR) and weighted regression rate (WLR) have been explored in various studies (Sytnik et al., 2018; Nassar et al., 2019; Yasir et al., 2020; Baig et al., 2020; Quang et al., 2021). These studies have shown the advantages of these approaches when analyzing the historical and temporal variations in cliff geometry and shoreline positions (Nassar et al., 2019; Baig et al., 2020).

Our study aims to analyze spatial and temporal shoreline changes along the coast of the Essaouira province over the last four decades using DSAS and GIS techniques. Specifically, we seek to estimate changes in the local erosion/accretion budget and delineate susceptible areas prone to coastal erosion. Through this analysis, we aim to contribute to a better understanding of coastal dynamics in the Essaouira province, thereby informing decision-making processes related to coastal management and risk mitigation strategies.

2. STUDY AREA AND METHODOLOGY

The coastal region of Essaouira province in Morocco is positioned along the African Atlantic coast and spans a length of 134 km. This area boasts a rich and diverse coastal system, featuring estuaries, bays, sandy beaches, spits, cliffs, and rocky shore platforms (Weisrock, 1980; Simone, 2000; Lharti et al., 2006; Khouz et al., 2022;). The region is bordered to the north by the Tensift Estuary and to the south by the village of Timzguida Ouftas. It is also flanked by municipalities within the Essaouira Province on the eastern side. The western boundary is marked by the Atlantic Ocean and the presence of the Mogador Island facing Essaouira City. Although most of the coastal region remains in a semi-natural state, there are densely populated areas, particularly in Essaouira City (Fig. 1).

Our research will follow a specific framework to classify the different components and characteristics of the coastal system dynamic nature within Essaouira province. Additionally, we will use DSAS and GIS tools to analyze the spatial and temporal long-term changes that have occurred along the shoreline of the Essaouira province coast over the past four decades. This analysis will enable us to identify trends and patterns of erosion and accretion, as well as determine areas that are susceptible to sand movement.

To analyze the coastal erosion and accretion patterns, we employed a series of steps. First, we conducted Geo-referencing, Mosaic & Merging, and Shoreline extraction and delineation using multi-temporal aerial photos from 1975, 1985, 1991, 2009, 2016, and 2020. The DSAS was then utilized to calculate the temporal rates of coastal erosion and accretion in meters per year. In this calculation, we employed the vegetation limits as the main proxy for the coastline position, while the wet-dry boundary indicator, was chosen as a secondary proxy to calculate the emerged beach area, enhancing the interpretation of shoreline dynamics.

Linear regression rate (LRR), End Point Rate (EPR), and Weighted Linear Regression (WLR) techniques were applied to determine shoreline change rates. Additionally, GIS analysis was used to classify the shoreline into eroding and accreting regions. This comprehensive analysis allows for the identification of erosion and accretion trends and patterns, as well as the identification of areas prone to sand movement.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The EPR statistical method therefore ignores the information resulting from intermediate periods, i.e. the rates of coastline change only consider the data resulting from the delineation of the coastline indicator on aerial photographs from 1975 to 2016 and the 2020 ortho-image.

There was a decrease in the emerged beach area between the years 1975, 1984, 1991, 2009, 2016 and 2020. This decrease is more evident: i) near the northern sector of Essaouira, in the "Soleil" beach (Fig. 1): ii) in the old town of Essaouira coastal sector; iii) in the northern part of Tagharte beach, near the mouth of Oued Ksob; iv) and to the south between Oued Ksob and Cap Sim.

The hypothesis of a substantial reduction in beach area between 1975 and the 2020s could be linked to rising sea levels and longshore drift sediment supply reduction, which would lead to a retreat of the coastline, because most of these systems have not direct human interventions.

To provide a more detailed view of coastline dynamics, the between the oldest and the most recent coastline (Fig. 1) was compared using the statistical method of EPR. Results are consistent with the question raised above concerning where the greatest losses in beach area have occurred. It is evident from the map that both shoreline indicators have declined sharply, highlighting sectors A, B, C, D, E and F in the red of the study area, which have contributed most to the decline in beach area over the periods considered.

The distance between the oldest and most recent shoreline was calculated between each period studied, obtaining EPRs for each defined profile respectively (Fig. 1). The EPR is reclassified into 5 classes: -34-15 m/y, -15-10 m/y, -10-5 m/y, -5-0 m/y, 0-1 m/y, 1-5 m/y and 5-25 m/y.

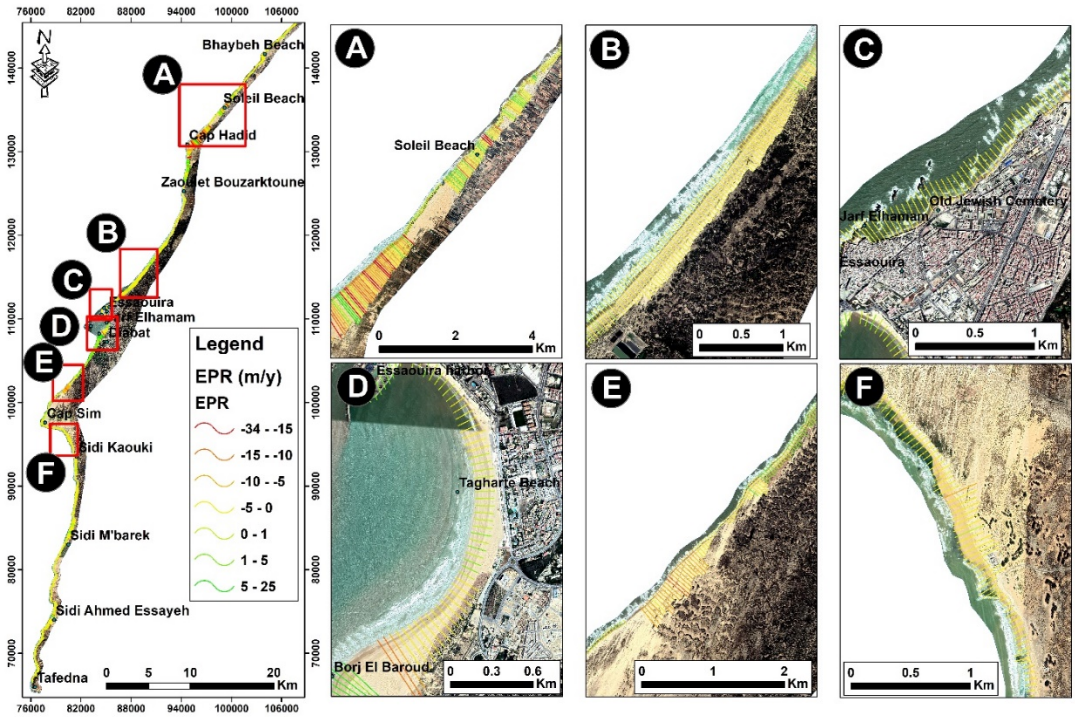


Figure 1. Diachronic variation with End Point Rate in the Essaouira province sandy coast, Morocco. Coastal sectors A to F located by letters in the main map.

By comparing aerial photos from 1975 and 2020 in sector C (Fig. 2-A), we can conclude that the beach next to the rampart of Essaouira's old town has undergone considerable erosion in the last 45 years. This is borne out by a field visit, which revealed that the rampart has been heavily damaged by waves, whereas many old maps show that there used to be a wide beach.

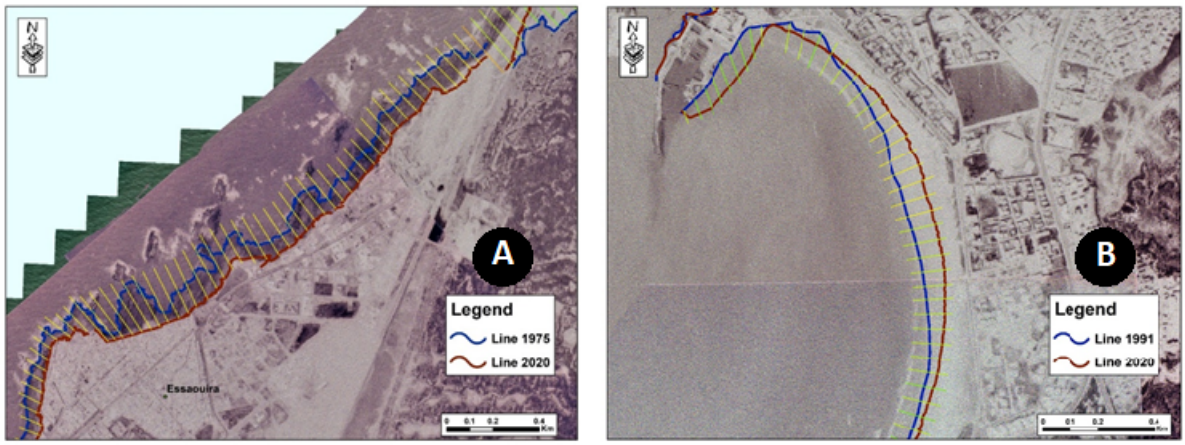


Figure 2. A: Comparing the 1975 and 2020's coastlines in the northern coastal sector of Essaouira C sector. B: Comparing the 1991 and 2020's coastlines in southern coastal sector of Essaouira D sector. Morocco.

As mentioned above, 6 sectors were identified whose average trend showed a decline in the coastline indicator. The rest of the study area varies between very low erosion values and high accretion values, with a maximum of 25 m/y recorded in the extreme south of sector A, south of the "Soleil" beach. As for Tagharte beach (Sector D), the maximum accretion of 1.1 m/y was recorded in the median part of the zone at roundabout level and the extreme north in the area in the shadow of Essaouira port, as also shown in Fig. 2-B, comparing the 1991 and 2020 lines.

These results highlight the absence of anthropogenic influence on the study area, whose changes depend on the natural components that drive the dynamics of the area, except for sectors C and D. In sector D, the influence of the proximity of the anthropogenic zone is remarkable, limiting the size of the beach-dune system and making it more vulnerable to the advancing sea.

As far as Tagharte beach is concerned, and in general and taking into account differences in the local geomorphological context, the results obtained are well below the maximum rates recorded on the sandy coasts of Morocco and Portugal, for example. Hind et al. (2017) recorded an average of 1.4 m/year in the Moroccan Kenitra coast, and, in Portugal, Bettencourt e Ângelo (1992), Pires et al. (2007), and Rocha et al. (2007), mentioned in their research values of coastline recession in Maceda of 12.5 m/year.

4. CONCLUSION

The research focused on examining the morphosedimentary dynamics of the sandy coast in Essaouira province, and it was conducted at both regional and local scales. At the regional scale, an analysis using DSAS was carried out by comparing aerial photos spanning from 1975 to 2020 to study long-term coastline dynamics. This allowed for an in-depth investigation of the coast's behavior over the past four decades and in local scale.

Sector A experienced the most pronounced maximum recession, with a retreat of 34m. Sectors D and E followed with recessions of 13m and 10m respectively. In contrast, sectors B, C, and F displayed smaller recessions, with sector C exhibiting substantial erosion near the rampart of Essaouira's old town when comparing aerial photos from 1975 and 2020. This erosion was observed during a field visit, where the rampart was found to be heavily damaged by waves, indicating the loss of a previously wide beach.

Six sectors showed an overall decline in the coastline indicator, while other parts of the study area exhibited varying levels of erosion and accretion. The southern part of sector A recorded the highest accretion value, reaching 25m south of the "Soleil" beach. Tagharte beach (Sector D) experienced a maximum accretion of 1.1m in its median and northern parts, particularly in the area near Essaouira port. Spatial analysis also revealed small erosion oscillations in certain cliffs in the southern part of the study area. These findings align with the results obtained from rock system modelling, indicating low accretion values along this particular stretch of coastline.

The results suggest that anthropogenic influences have had minimal impact on the study area, which appears to be relatively remote from human activities. The changes observed in the area primarily depend on natural components that drive its dynamics, except for sectors C and D. Sector D, in particular, shows a notable influence from the proximity of anthropogenic zones, leading to a reduction in the size of the beach-dune system and increased vulnerability to sea encroachment.

References

Baig, M. R. I., Ahmad, I. A., Shahfahad, Tayyab, M., & Rahman, A. (2020). Analysis of shoreline changes in Vishakhapatnam coastal tract of Andhra Pradesh, India: an application of digital shoreline analysis system (DSAS). *Annals of GIS*, 26(4), 361-376.

Bettencourt, P., & Angelo, C. (1992). Midwest coastal zone (Espinho-Nazaré): morphological framing and recent evolution. *Geonovas*. A Geologia e o Ambiente, 7-30.

Genz, A. S., Fletcher, C. H., Dunn, R. A., Frazer, L. N., & Rooney, J. J. (2007). The predictive accuracy of shoreline change rate methods and alongshore beach variation on Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 23(1), 87-105.

Khouz, A., Trindade, J., Oliveira, S., El Bchari, F., Bougadir, B., Garcia, R., & Jadoud, M. (2022). Landslide susceptibility assessment in rocky coast subsystem of Essaouira coastal area–Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* Discussions, 2022, 1-37.

Lharti, S., Rodríguez, G. S. F., Daoudi, L., el Mimoun, A., & Ali, A. B. (2006). Morfologia y Sedimentologia del complejo playa/dunas costeras de Essaouira (Marruecos atlantico): Modelo de transporte costero. *Geomorfología y Territorio*: Actas de La IX Reunión Nacional de Geomorfología, Santiago de Compostela, 13-15 de Septiembre de 2006, 401–418.

Hind, A., Aïcha, B., Soufiane, H., Mounir, H., Tarik, B., Boko, M., & Bouchaib, M. (2017). Evaluating the impacts of sea-level rise on the Moroccan coast: quantifying coastal erosion and inundation in a Atlantic alluvial plain (Kenitra coastal). Episodes *Journal of International Geoscience*, 40(4), 269-278.

Nassar, K., Mahmod, W. E., Fath, H., Masria, A., Nadaoka, K., & Negm, A. (2019). Shoreline change detection using DSAS technique: Case of North Sinai coast, Egypt. *Marine Georesources & Geotechnology*, 37(1), 81-95.

Pires, A., Vinagre, A., Gomes, A. A., & Chaminé, H. I. (2007). Aplicação SIG ao Ordenamento do Território na frente urbana de Espinho: uma previsão baseada na análise histórica da dinâmica costeira: a prediction based on historical analysis of coastal dynamics. *Plublicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos,* Volume V, APGeom, Lisboa. p. 281-291

Quang, D. N., Ngan, V. H., Tam, H. S., Viet, N. T., Tinh, N. X., & Tanaka, H. (2021). Long-term shoreline evolution using DSAS technique: A case study of Quang Nam province, Vietnam. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(10), 1124.

Rocha, J., Ferreira, J. C., Simões, J., & Tenedório, J. A. (2007): Modelling coastal and land use evolution patterns through neural network and cellular automata integration. *Journal of Coastal Research*, SPEC. ISSUE 50, 827–831,

Simone, Y. C. (2000). *Le Géosystème Dunaire Anthropisé d'Essaouira-Est (Maroc atlantique): Dynamique et Paléoenvironnements.* [PhD Thesis]. Université de Provence-Aix-Marseille I.

Sytnik, O., Del Río, L., Greggio, N., & Bonetti, J. (2018). Historical shoreline trend analysis and drivers of coastal change along the Ravenna coast, NE Adriatic. *Environmental earth sciences*, 77, 1-20.

Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., & Ergul, A. (2009). *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0-an ArcGIS extension for calculating shoreline change (No. 2008-1278)*. US Geological Survey.

Weisrock, A. (1980). Géomorphologie et paléo-environnements de l'Atlas atlantique (Maroc). Thèse d"état, Paris I, 931 p.

Yasir, M., Sheng, H., Fan, H., Nazir, S., Niang, A. J., Salauddin, M., & Khan, S. (2020). Automatic coastline extraction and changes analysis using remote sensing and GIS technology. IEEE Access, 8, 180156-180170.

Dunes as Geomorphological Green Infrastructure: harnessing nature's defences for coastal protection

Dunas como Infraestrutura Verde Geomorfológica: aproveitando as defesas da natureza para proteção costeira

C. J. Santos[1 *], J. C. Ferreira[1]

[1] NOVA School of Science and Technology, NOVA University Lisbon, Department of Environmental Sciences and Engineering, MARE – Marine and Environmental Sciences Centre, ARNET – Aquatic Research Network Associate Laboratory, Campus de Caparica, Portugal
[*] csj.santos@fct.unl.pt

ABSTRACT
Dunes, vital coastal barriers, face degradation from human development. An integrative review found 8 mostly post-2020 nature-based dune restoration studies, involving mostly planting of native vegetation, sand trapping fences, elevated pathways to manage paths and restrict access, aiding ecosystem recovery. Excavation notches show promise as a novel approach. Combining these techniques can establish resilient dune ecosystems, outperforming traditional grey solutions.

Key-words: *nature-based solutions, coastal defence, green infrastructure, resilience.*
Palavras-chave: *soluções com base na natureza, defesa costeira, infraestrutura verde, resiliência.*

1. INTRODUCTION

Dunes represent highly dynamic geomorphic formations and vital coastal ecosystems (Jordan & Fröhle, 2022). They are ridges of loose, wind-blown sand, typically occurring along extensive beaches where sediment is abundantly available and can extend for several kilometres along the coast, with heights varying up to 100 meters (Jordan & Fröhle, 2022; Singhvi et al., 2022).
Dunes act as crucial natural barriers against erosion, flooding, and storm surges along coastal areas, by absorbing the forces of the sea, protecting hinterland against flood events, and reducing wave action (Fernández-Montblanc et al., 2020; Fordeyn et al., 2019). The process of dune succession fosters high species diversity, transforming dunes into ecologically rich habitats (Jordan & Fröhle, 2022; Singhvi et al., 2022). Dune vegetation not only enhances resilience, functional richness, density, and cover, but also contributes to the overall protection capacity of dunes against flooding and coastal erosion, as it plays a crucial role in stabilizing and shaping the coastal environment by exhibiting adaptive mechanisms such as rhizome production (Singhvi et al., 2022). When submerged, this vegetation increases friction, thereby reducing the propagation of wave energy landward and limiting the area affected by wave action (Fernández-Montblanc et al., 2020; Jordan & Fröhle, 2022). Dune resilience, coupled with the ecological richness fostered by dune succession, underscores the importance of these ecosystems as both geomorphologically significant and ecologically valuable coastal features. Despite this, sandy protection strategies are often replaced with grey infrastructures, causing harm to ecosystem health (Fordeyn et al., 2019; Singhvi et al., 2022). Since the mid-19th century, coastal development and associated hard-engineering practices, such as urbanization, uncontrolled tourism expansion, and agriculture, have proliferated – resulting in a significant loss of approximately 25% of European dune systems (Fordeyn et al., 2019; Jordan & Fröhle, 2022). To

address this issue, there has been a growing interest in nature-based restoration of dune ecosystems as a sustainable approach to rebuild these critical systems and improve protection services. This research aims to describe and analyse current case studies on nature-based dune restoration by compiling a comprehensive analysis of documented empirical evidence.

2. METHODOLOGY

This literature review focuses on dune restoration as a nature-based approach for coastal resilience – allowing for the selection and analysis of relevant empirical studies. The methodological approach followed was divided into three phases (Figure 1).

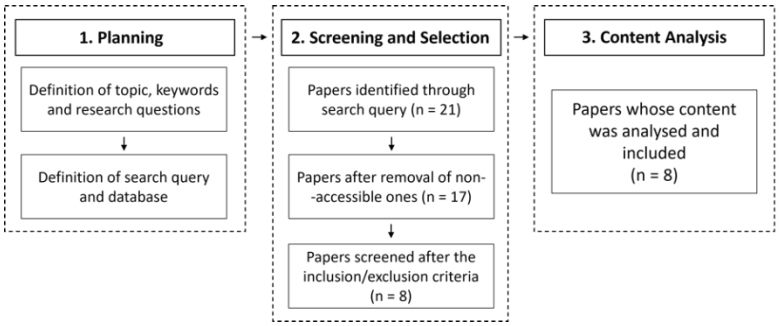


Figure 1. Methodological approach followed, with the three main steps: planning, screening and selection, and content analysis.

Based on the aim of the current review, the main objective was to answer the research question: "What is currently being done in matters of nature-based dune restoration?". To ensure the resulting documents answered the research question, focusing specifically on dune restoration as a nature-based approach, the authors defined "nature-based solutions", "dune ecosystems", and "restoration" as the keywords – resulting in the search query "nature-based* AND dune AND restoration". The "*" operator was used to find words starting with the same letters and for proximity searches, meaning the expression "nature-based*" broadened the search to include statements similar to nature-based solutions, e.g. nature-based alternatives, nature-based approaches.

To gather the most comprehensive information, the query searched across all fields of both the Scopus and Web of Science databases. This search yielded the same 21 documents in each database; consequently, the decision was made to only assess the documents retrieved from Scopus. While no specific filter was applied, only peer-reviewed papers written in English were retrieved and, therefore, included for analysis. Following an initial screening to remove inaccessible documents, papers that did not address dune restoration approaches or were not empirical studies focusing on a specific location were excluded. This process resulted in the identification of 8 documents, which were then subjected to thorough analysis, within the Content Analysis step, with particular attention given to the abstract, results, discussion, and conclusions sections. During this process, specific aspects of the documents were logged into a database: author(s), publication title and year, type of empirical case (modelling or case study), as well as a compilation of the most relevant information on the restoration approaches.

3. RESULTS AND DISCUSSION

Focused on analysing empirical studies specifically addressing dune restoration as a nature-based solution, this research identified only eight documents meeting the necessary criteria. However, this does not necessarily mean that dune restoration is a completely novel approach.

Indeed, while most assessed documents were published between 2020 and 2023 – indicating the emerging recognition of dune restoration as a nature-based alternative – there was one propelling study on the reestablishment of naturally functioning dunes in the beaches of New Jersey (Nordstrom et al., 2000).

In terms of geographical distribution, all case studies were conducted in the northern hemisphere, with three in the United States of America, two in Spain, and one each in France, Germany, and Italy. Despite dune ecosystems being present on all continents except Antarctica (Jordan & Fröhle, 2022), these results do not fully represent the significance and vulnerability of these systems. Instead, they underscore the limited direct association of dune restoration with nature-based solutions.

Among the assessed documents, three primary restoration measures emerged: planting native vegetation (and removing exotic flora), managing paths and restricting accesses, and excavating notches. The latter was mentioned in only one document, distinguishing itself from aforementioned more common measures.

A summary of restoration measures described in the published literature are displayed in Table 1.

Table 1. Restoration measures described in the literature.

Restoration Measure	Description	References
Planting of native vegetation	Most studies focus on this approach. Native vegetation differs between geographic locations, and for it to thrive, it first requires the removal of exotic species. Sand trapping fences are often coupled with this approach because they stabilize the system against wave, wind, and human action. Sand accretion, elevation, and vegetation cover increased, forming a foredune ridge and hummocks. Dune invertebrates returned, shorebirds roosted, and a federally threatened shorebird nested. This strategy enhanced coastal protection and ecosystem resilience, showing promise for urban shoreline management.	Fantinato et al. (2023); Garcia-Lozano et al. (2022); Johnston et al. (2023); Walker et al. (2023); Eichmanns et al. (2021); Nordstrom et al. (2000)
Managed Paths and Restricted Access	Although not mentioned in all analysed documents, this approach showed potential for dune restoration in New Jersey and the Catalan/Valencian shorelines – due to the impact of human activity on dune longevity. Common management practices, like beach cleaning, reduce dune ecological value. Proposed changes include elevated pathways and restricting access to certain areas to prevent trampling, alongside measures like sand traps and revegetation. Sustainable management fosters dune restoration, contrasting with degraded areas from artificial interventions. Elevated pathways offer a nature-based solution to enhance dune resilience and conservation.	Garcia-Lozano et al. (2022); Nordstrom et al. (2000)
Excavated Notches	Excavating experimental notches in coastal dunes, especially in drier climates like southern Europe, is a nature-based approach to restore dunes. Research in SW France showed that these notches altered dune profiles and vegetation, increasing sand accretion and rejuvenating plant communities. Although the effects were spatially limited, this method has potential to reinstate ecological dynamics and promote landward dune migration. Further large-scale experiments in chronically eroding areas are recommended for broader application.	Laporte-Fauret et al. (2021)

Despite the scarcity of nature-based restoration studies not necessarily indicating a lack of investment in such measures, it underscores the need for further research. Conventional grey protection strategies remain prevalent due to their proven efficacy and minimal space

requirements, despite being costly to build and maintain, ecologically destructive, and lacking self-adaptability (Waryszak et al., 2021; Young et al., 2023). Shifting towards nature-based approaches is essential, recognizing that no single intervention eliminates all risks: sometimes, a holistic approach combining both nature-based and grey infrastructure offers the best solution (Singhvi et al., 2022).

4. CONCLUSIONS

While dune restoration practices have been documented for decades, particularly in academic literature, the adoption of nature-based approaches remains relatively novel, evidenced by the limited number of case studies available. Traditional methods involve native vegetation planting and the removal of exotic species. Additionally, strategies like excavating notches and controlling access to specific areas are gaining traction. Combining these approaches could enhance the long-term health of dune ecosystems post-restoration.

Acknowledgements

This work was funded by Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT, Portugal), through the strategic projects UIDB/04292/2020 (https://doi.org/10.54499/UIDB/04292/2020) and UIDP/04292/2020 (https://doi.org/10.54499/UIDP/04292/2020) granted to MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, and the project LA/P/0069/2020 (https://doi.org/10.54499/LA/P/0069/2020) granted to the Associate Laboratory ARNET - Aquatic Research Network.

References

Fantinato, E., Fiorentin, R., Della Bella, A., & Buffa, G. (2023). Growth-survival trade-offs and the restoration of non-forested open ecosystems. *Global Ecology and Conservation*, *41*. https://doi.org/10.1016/j.gecco.2023.e02383

Fernández-Montblanc, T., Duo, E., & Ciavola, P. (2020). Dune reconstruction and revegetation as a potential measure to decrease coastal erosion and flooding under extreme storm conditions. *Ocean and Coastal Management*, *188*. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.105075

Fordeyn, J., Lemey, E., & Perk, L. (2019). A HOLISTIC APPROACH TO COASTAL PROTECTION FOR THE PRINS HENDRIK POLDER. *Wodcon XXII (2019) Enhance the Harmony between Dredging and Ecology*.

Garcia-Lozano, C., Roig-Munar, F. X., Santana-Cordero, A. M., Martí-Llambrich, C., & Pintó, J. (2022). MANAGEMENT OF COASTAL DUNES ON THE CATALAN AND ON THE VALENCIAN COMMUNITY SHORELINES (SPAIN). *Geographical Research Letters*, *48*(2), 363–376. https://doi.org/10.18172/cig.5175

Johnston, K. K., Dugan, J. E., Hubbard, D. M., Emery, K. A., & Grubbs, M. W. (2023). Using dune restoration on an urban beach as a coastal resilience approach. *Frontiers in Marine Science*, *10*. https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1187488

Jordan, P., & Fröhle, P. (2022). Bridging the gap between coastal engineering and nature conservation?: A review of coastal ecosystems as nature-based solutions for coastal protection. *Journal of Coastal Conservation*, *26*(2). https://doi.org/10.1007/s11852-021-00848-x

Laporte-Fauret, Q., Castelle, B., Michalet, R., Marieu, V., Bujan, S., & Rosebery, D. (2021). Morphological and ecological responses of a managed coastal sand dune to experimental notches. *Science of the Total Environment*, *782*. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146813

Nordstrom, K. F., Lampe, R., & Vandemark, L. M. (2000). Reestablishing Naturally Functioning Dunes on Developed Coasts. *Environmental Management*, *25*(1), 37–51.

Singhvi, A., Luijendijk, A. P., & van Oudenhoven, A. P. E. (2022). The grey – green spectrum: A review of coastal protection interventions. *Journal of Environmental Management*, *311*. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.114824

Walker, I. J., Hilgendorf, Z., Gillies, J. A., Turner, C. M., Furtak-Cole, E., & Nikolich, G. (2023). Assessing performance of a "nature-based" foredune restoration project, Oceano Dunes, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, *48*(1), 143–162. https://doi.org/10.1002/esp.5478

Waryszak, P., Gavoille, A., Whitt, A. A., Kelvin, J., & Macreadie, P. I. (2021). Combining gray and green infrastructure to improve coastal resilience: lessons learnt from hybrid flood defenses. *Coastal Engineering Journal*. https://doi.org/10.1080/21664250.2021.1920278

Young, A., Runting, R. K., Kujala, H., Konlechner, T. M., Strain, E. M. A., & Morris, R. L. (2023). Identifying opportunities for living shorelines using a multi-criteria suitability analysis. *Regional Studies in Marine Science*, *61*. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.102857

Desenvolvimento de ravinas após remoção de árvores em áreas ardidas no NW de Portugal

Gully erosion in areas affected by wildfires and salvage logging in NW Portugal

A. Vieira[1 *], A. Bento-Gonçalves[1], J. Novais[1], J. Rocha[1]

[1] Universidade do Minho, Departamento de Geografia, Centro de Estudos em Comunicação e Sociedade (CECS), Guimarães.
[*] vieira@geografia.uminho.pt

RESUMO

Neste estudo analisámos uma área no noroeste de Portugal afetada por um incêndio florestal. Duas parcelas foram analisadas, uma que sofreu remoção da madeira imediata e outra apenas após o inverno. Na primeira ocorreram impactes graves na estrutura do solo, compactação do solo e ocorrência de ravinas, especialmente nos caminhos utilizados para remoção das árvores, praticamente ausentes na segunda. Após levantamento com drones e monitorização da erosão, elaborámos modelos digitais de elevação e avaliámos a dinâmica erosiva, registando-se o desenvolvimento de ravinas com profundidades superiores a 1,5m e valores muito significativos de mobilização de sedimentos.

Palavras-chave: erosão pós-incêndio, ravinamento, impactes da extração de madeira.
K**ey-words:** *post-fire erosion, gullying, impacts of logging.*

1. INTRODUÇÃO

O aumento da frequência, magnitude e extensão dos grandes incêndios florestais, nas últimas décadas, tornou-se uma grande preocupação social e ambiental em todo o mundo (Bento-Gonçalves *et al*., 2012). A destruição da vegetação pelos incêndios florestais torna os solos vulneráveis à erosão, promovendo a remoção de nutrientes e componentes minerais.

Outro fator que afeta e agrava a erosão do solo das áreas percorridas por incêndios florestais é a remoção das árvores queimadas imediatamente após o incêndio, prática que deixa os solos desprotegidos, compactados e danificados pela operação das máquinas, que ocorre sem que sejam consideradas quaisquer medidas de proteção e conservação do solo.

A remoção das árvores imediatamente após um incêndio pode ser realizada com o objetivo de recuperar parte do valor da madeira (Moreira *et al*., 2012), mas também para reduzir o risco de infestação por pragas (Santolamazza-Carbone *et al*., 2011) ou mesmo facilitar o reflorestamento posterior (Peterson *et al*., 2009; Moreira *et al*., 2012). Também é justificada pelo maior risco de futuros incêndios, devido à acumulação de árvores queimadas e ramos caídos (McIver e Ottmar, 2007; Keyser *et al*., 2009). Contudo, esta prática, realizada essencialmente com a aplicação de maquinaria pesada de corte e transporte de madeira, produz significativa compactação do solo, cria sulcos, altera a repelência do solo à água e reduz a cobertura vegetal do solo, resultando em taxas de recuperação da vegetação mais lentas e escorrência superficial mais elevada em comparação com áreas não intervencionadas (Wagenbrenner *et al*., 2016), promovendo uma erosão acelerada (Wagenbrenner *et al*., 2015; Fernandez e Vega, 2016).

Assim, com o objetivo de avaliar a importância e o impacte da remoção das árvores após os incêndios na erosão dos solos, monitorizámos uma área ardida no verão de 2022, acompanhando a dinâmica dos processos erosivos e quantificando a evolução das formas originadas, tendo sido possível confirmar o efeito destas práticas na erosão do solo.

2. METODOLOGIAS

No presente caso de estudo, analisámos uma área no concelho de V. N. Famalicão, localizado no noroeste de Portugal, onde um incêndio florestal com severidade baixa a moderada queimou 155 hectares de povoamentos de *Eucalyptus globulus*, em julho de 2022. As características naturais da área ardida, com declives acentuados, solos pouco profundos, afetados por valores significativos e concentrados de precipitação (que se revelaram particularmente excecionais durante o mês de dezembro de 2022), potenciam um elevado risco de erosão do solo. Várias manchas de floresta foram objeto de exploração madeireira após o incêndio, incluindo a utilização de maquinaria pesada, removendo a camada de vegetação que poderia proteger os solos da ação da precipitação do outono e inverno subsequentes. Na área afetada pelo incêndio identificámos parcelas onde a madeira queimada foi extraída em outubro de 2022 (parcela SW), antes da ocorrência de episódios de precipitação, e outras parcelas onde a extração da madeira apenas ocorreu após o período de precipitação mais intensa (já no final de janeiro de 2023 – parcela NE).

Para avaliar o impacte da remoção das árvores na erosão do solo, foram realizados levantamentos aerofotogramétricos nas áreas de estudo, com recurso a drones (UAV) (modelos DJI Phatom 4 e DJI Mavic Air 2), em três momentos distintos (em 22 de novembro de 2023, 3 de fevereiro e 3 de março de 2024), com o objetivo de produzir modelos digitais de elevação (MDE) de alta resolução e permitir a avaliação da dinâmica da erosão produzida pelas práticas de remoção de madeira queimada. As imagens foram tratadas com recurso ao software Agisoft Metashape e procedeu-se à modelação e análise das superfícies geradas, ao cálculo dos volumes de perda de solo e à criação de perfis transversais em vários setores das ravinas identificadas. Outras técnicas de levantamento foram implementadas com o objetivo de complementar e validar os procedimentos de modelação e os resultados obtidos a partir dos dados do MDE. A monitorização contínua permitiu ainda obter um registo fotográfico da evolução dos processos erosivos e do desenvolvimento das ravinas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na sequência do acompanhamento do processo de remoção da madeira queimada foi possível identificar as áreas críticas, correspondentes aos trilhos de maior circulação das máquinas. Estes constituíram as linhas preferenciais de desenvolvimento dos processos de erosão mais intensos e de evolução das ravinas. Determinante para a ocorrência do processo erosivo e seu agravamento foram as condições climáticas adversas e, particularmente, a intensa precipitação ocorrida no período de outono e inverno subsequente ao incêndio e à remoção da madeira ardida da parcela SW. Com efeito, o volume de precipitação ocorrido entre outubro de 2022 e janeiro de 2023 foi bastante significativo (Figura 1), totalizando 1466,9 mm. Acresce a ocorrência de períodos curtos de precipitação bastante intensa, com valores diários que atingiram os 85,1 mm (como foi o caso do dia 28 de outubro).

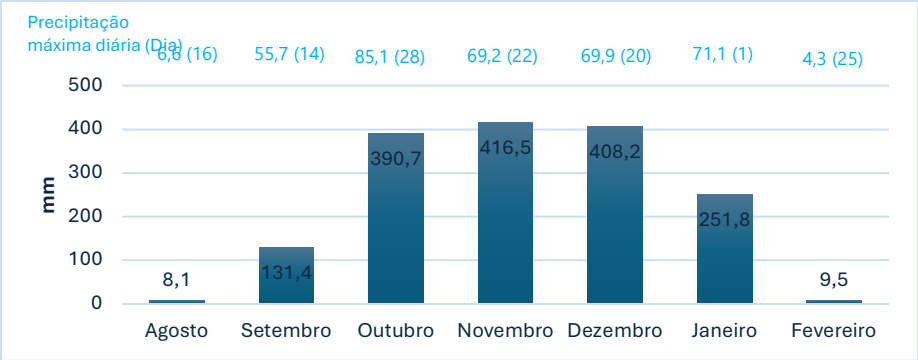


Figura 1. Distribuição mensal das precipitações entre agosto de 2022 e fevereiro de 2023. Fonte: dados obtidos a partir de pluviómetro instalado na área de estudo.

Consequentemente, a ação erosiva da precipitação sobre os solos desprotegidos e a escorrência superficial gerada conduziu à mobilização dos sedimentos, preferencialmente nas áreas fragilizadas pela atuação da maquinaria pesada e ao desenvolvimento de ravinas. O levantamento da superfície topográfica ao longo do período de monitorização permitiu-nos a modelação dessas superfícies e a delimitação das áreas afetadas por ravinamentos (Figura 2), tendo sido identificadas 4 ravinas, com volumetrias diferentes.

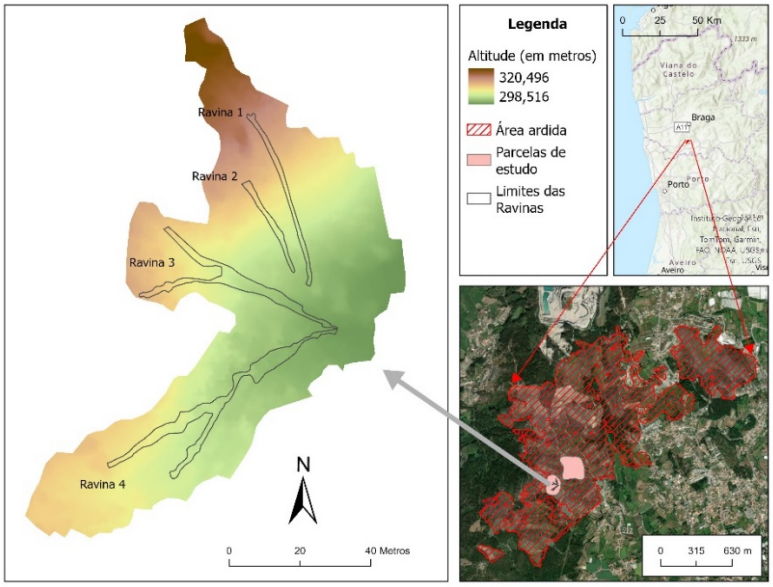


Figura 2. Modelo digital de superfície da área em estudo, com a delimitação das áreas das ravinas.

Da análise comparativa dos três momentos foi possível quantificar o volume aproximado de solo mobilizado/erodido (Quadro 1). A ravina 2, com 15,95 m^3 de solo erodido, e a ravina 1, com 20,62 m^3, foram as que sofreram um desenvolvimento mais reduzido. Trata-se de ravinas com uma área de contribuição da escorrência mais reduzida, facto que talvez explique a menor expressão dos processos. Por seu lado as ravinas 3 e 4, com 139,45 m^3 e 121,73 m^3 respetivamente, tiveram um desenvolvimento mais acentuado, quer em área, quer em profundidade. A ravina 3 foi a que revelou uma maior mobilização de materiais, ainda que não corresponda à ravina com maior comprimento ou até área total (a ravina 4 apresenta cerca de 222 m^2 de área e cerca de 70 m de comprimento e a ravina 3 161 m^2 de área e cerca de 60 m de

comprimento). Contudo, instalou-se numa vertente com maior declive e menos extensa, fatores que poderão justificar, pelo menos em parte, este comportamento. Aliás, nesta ravina foram medidas a maiores profundidades, atingindo mais de 1,50 metros num dos setores.

Quadro 1. Volume de solo mobilizado das ravinas, obtido a partir dos modelos digitais de terreno calculados com recurso ao software Agisoft Metashape, para cada uma das datas.

Volume erodido (m^3)	Ravina 1	Ravina 2	Ravina 3	Ravina 4
22/11/2022	13,207 m^3	10,524 m^3	96,112 m^3	88,621 m^3
03/02/2023	16,855 m^3	13,238 m^3	124,761 m^3	108,631 m^3
03/03/2023	20,616 m^3	15,950 m^3	139,445 m^3	121,728 m^3

Outro aspeto analisado foi a taxa de evolução das ravinas, tendo-se verificado que em todas as ravinas o processo foi mais intenso e acelerado no primeiro período (até 22 de novembro de 2022). Também foi possível constatar, de forma geral, um aprofundamento das ravinas nos primeiros períodos, a que se seguiu o avanço lateral e remontante das formas erosivas. Na parcela NE, onde a remoção da madeira apenas ocorreu no final de janeiro de 2023, não se observou o desenvolvimento de ravinas.

4. CONCLUSÕES

A monitorização da área de estudo permitiu-nos constatar uma evolução acentuada dos processos erosivos do solo nas áreas afetadas pelo incêndio florestal e posteriormente sujeitas a remoção mecanizada de madeira antes do período de chuvas. Os processos de remoção mecanizada geraram compactação do solo, preferencialmente concentrada nos caminhos utilizados para a extração da madeira, que acabaram por funcionar como linhas preferenciais ao escoamento superficial. Esses processos foram favorecidos pela ocorrência de períodos de chuvas intensas, desencadeados após a retirada da madeira. Como resultado da conjugação destes fatores, registou-se o desenvolvimento de grandes ravinas e, consequentemente, valores muito significativos de remoção de sedimentos. Os processos de modelação de superfície demonstram a ocorrência de elevadas taxas de erosão nas áreas de estudo. Por outro lado, as áreas submetidas à retirada da madeira após períodos de chuvas intensas não sofreram processos erosivos hídricos intensos. Consequentemente, para além da necessidade de serem definidas medidas mitigadoras dos impactes no solo destas práticas de extração das árvores afetadas por incêndios, consideramos que seria extremamente importante a sua proibição entre a data do incêndio e o final do inverno subsequente.

Referências

Bento-Gonçalves, A., Vieira, A., Úbeda, X., & Martin, D. (2012). Fire and soils: Key concepts and recent advances. Geoderma, 191, 3–13. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.004

Fernández, C., & Vega, J. A. (2016). Effects of mulching and post-fire salvage logging on soil erosion and vegetative regrowth in NW Spain. Forest Ecology and Management, 375, 46–54. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.05.024

Keyser, T. L., Smith, F. W., & Shepperd, W. D. (2009). Short-term impact of post-fire salvage logging on regeneration, hazardous fuel accumulation, and understorey development in ponderosa pine forest of the Black Hills, SD, USA. International Journal of Wildland Fire 18, 451-458. https://doi.org/10.1071/WF08004

McIver, J. D., & Ottmar, R. (2007). Fuel mass and stand structure after post-fire logging of a severely burned ponderosa pine forest in northeastern Oregon. Forest Ecology and Management, 238(1–3), 268–279. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2006.10.021

Moreira, F. et al. (2012). Setting the Scene for Post-Fire Management. *In*: Moreira, F., Arianoutsou, M., Corona, P., De las Heras, J. (eds) Post-Fire Management and Restoration of Southern European Forests. Managing Forest Ecosystems, vol 24. Springer, Dordrecht.

Peterson, D. L., Agee, J. K., Aplet, G. H., Dykstra, D. P., Graham, R. T., Lehmkuhl, J. F., Pilliod, D. S., Potts, D. F., Powers, R. F., & Stuart, J. D. 2009. Effects of timber harvest following wildfire in western North America. Gen. Tech. Rep. PNW-GTR-776. Portland, OR: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station. 51 p

Santolamazza-Carbone, S., Pestaña, M., & Vega, J.A. (2011). Post-fire attractiveness of maritime pines (Pinus pinaster Ait.) to xylophagous insects. J Pest Sci 84, 343–353. https://doi.org/10.1007/s10340-011-0359-0

Wagenbrenner, J. W., MacDonald, L. H., Coats, R. N., Robichaud, P. R., & Brown, R. E. (2015). Effects of post-fire salvage logging and a skid trail treatment on ground cover, soils, and sediment production in the interior western United States. Forest Ecology and Management, 335, 176–193. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.09.016

Wagenbrenner, J. W., Robichaud, P. R., & Brown, R. E. (2016). Rill erosion in burned and salvage logged western montane forests: Effects of logging equipment type, traffic level, and slash treatment. Journal of Hydrology, 541, 889–901. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.049

EVOLUÇÃO DE PAISAGENS DE LONGO TERMO

Transient state at the High Parana fluvial network derived from channel morphology and knickpoint analysis

Estado transitório da rede fluvial do Alto Paraná derivado da morfologia de canais e análise de quebras de declive

L. Antón [1,2 *], G. De Vicente[2] , F. A. Jiménez-Cantizano[1]

[1] Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Departamento de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias. Madrid, Spain.
[2] Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Geodinámica, estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid, Spain.
[*] lanton@ccia.uned.es

ABSTRACT

Upstream of the confluence with the Paraguay, the Paraná drainage network is characterized by hundreds of waterfalls. To explore the signals of transient geomorphological response, quantitative analysis along a ~500 km reach in the High Paraná is performed. The Parana and 32 tributaries are analyzed using streams' long profiles, knickpoints and morphometry. Results indicate that the studied streams actively dissect the highland topography, and illustrate differentiated processes of adjustment and reorganization, likely in response to recent deviations from an initial state.

Key-words: *Paraná Basin, knickpoint, stream, long profile, fluvial downcutting, landscape dissection.*
Palavras-chave: *Paraná Bacia, knickpoint, rio, perfil longitudinal, rebaixamento fluvial, dissecação da paisagem.*

1. INTRODUCTION

Rivers are the most effective in shaping the topography, evolving as dynamic systems to adjust to one or more external forces that impose states of disequilibrium. Thus, many of the geological processes influencing the evolution of the Earth's surface may be inferred by analyzing the fluvial network morphology. The transient responses of river longitudinal profiles give rise to pronounced deviations from the equilibrium concave-up longitudinal profile. Within these anomalies, prominent breaks in slope described as knickpoints record perturbation events in pre-existing reaches upstream and new adjustment states downstream. In this way, knickpoints are used in geomorphological studies to analyze either tectonic activity and/or base-level changes.

The Paraná watershed is one of the largest catchments in South America (Fig. 1). Upstream of the confluence with Paraguay River, the Paraná drainage network is characterized by the presence of hundreds of waterfalls developed over basaltic rocks. In this work, a quantitative analysis of the Paraná's drainage network, upstream of confluence with Paraguay, is performed based on topographic data. The morphometric analysis of the streams provides a for the characterization of the shape of the long profiles and the distribution of large-scale knickpoints in the Parana River and its main tributaries. Results will allow the identification and interpretation of transient signals generated by temporary deviation from initial conditions.

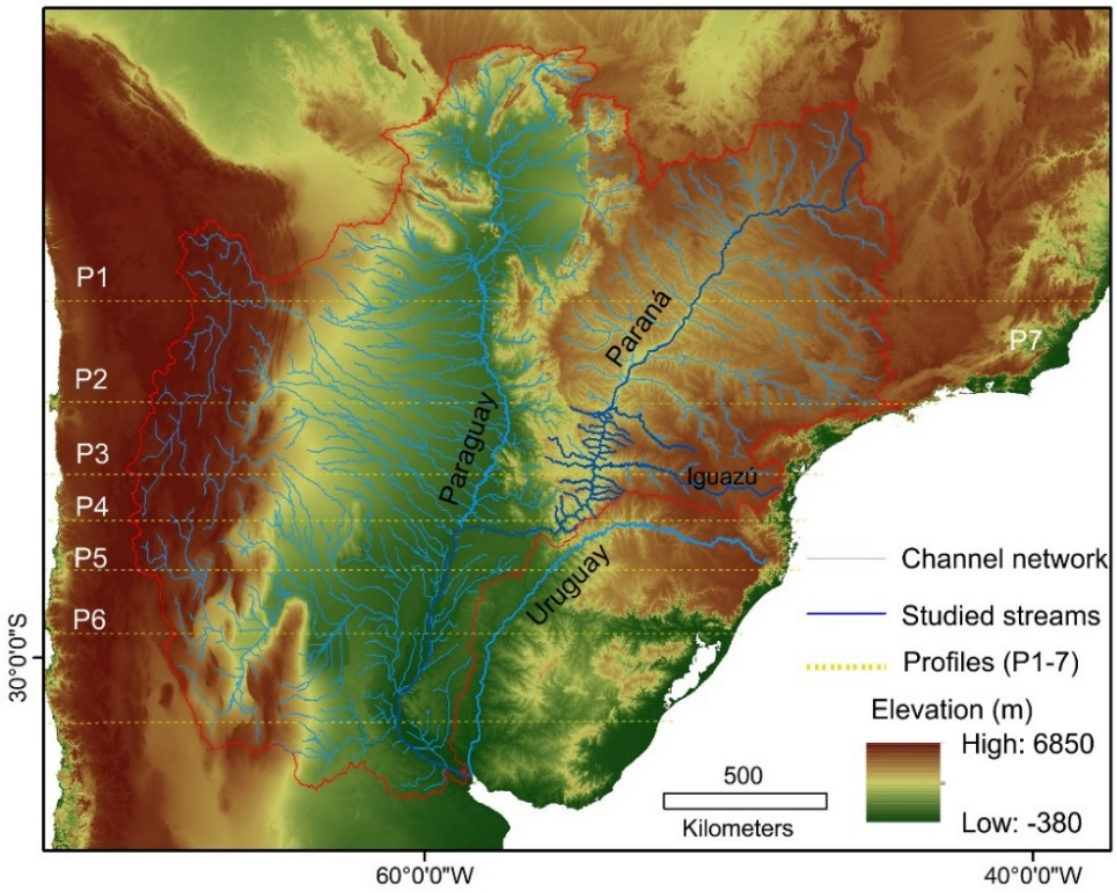


Figure 1. Digital Elevation Model (DEM) of Central South America. Paraná watershed (red line), channel network and studied steams. See Figure 2 for cross section (P1 to 7).

2. GEOLOGICAL FRAMEWORK

Together with the Paraguay, Uruguay and La Plata River systems, the Paraná is one of the four sub-basins that form La Plata Basin. The Paraná catchment comprises several geological units (Andes Mountains, Chaco-Pampa Plain, Eastern Plains, Jurassic-Cretaceous Highlands and Brazilian Shield) and can be divided into Upper Paraná, High Paraná, Middle Paraná and Lower Paraná (Bonetto, Neiff, & Di Persia, 1986). The Paraná River (~4000 km long) flows NNE-SSW along fault lines across a broad basaltic plateau to the city of Posadas where it turns west to meet the Paraguay confluence (Figs.1 and 2). Our study focused on the High Paraná basin, from the Yacyretá-Apipé Falls (Yacretá dam) and the Guairá Falls or Salto das Sete Quedas do Guaíra (Itaipu dam). In this area, the basin is almost entirely developed on Paleozoic-Mesozoic sedimentary and volcanic rocks (tholeiitic basalts associated with the break-up of South America and Africa) (Milani & Ramos, 1998) (Fig. 3). The High Paraná is characterized by numerous structural lineaments, which exert a strong structural control on the orientation of streams and waterfalls. A significant example is illustrated by the location and orientation and orientation of the Iguazu Falls (Stevaux & Latrubesse, 2010).

3. METHODS

Channel network, stream's longitudinal profiles (Pastor-Martín, 2018) and topographic cross sections were extracted from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) v. 4.1 with 90 m of

spatial resolution (Farr et al., 2007) (Figs. 2 and 3). The Parana River and 32 main tributaries were selected, along a ~500 km stretch of river in the High Parana (Fig. 2). To explore the signal of the transient geomorphic response, the streams were analyzed by means of streams' longitudinal profiles, knickpoints characterization and morphometric analysis (Figs. 3 and 4).

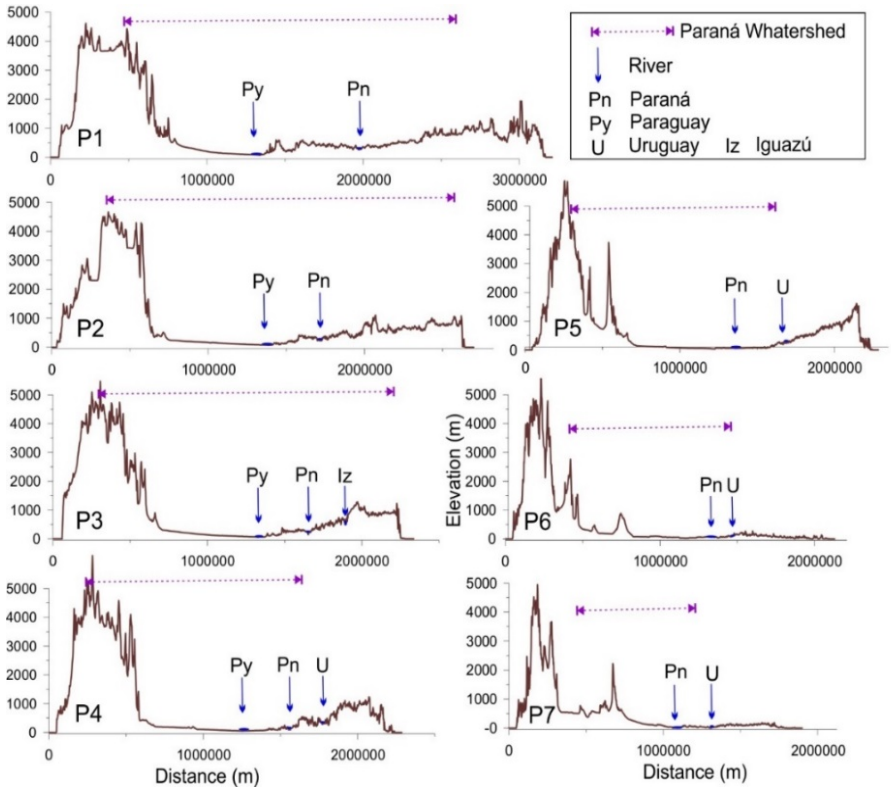


Figure 2. Topographic cross sections of the Paraná watershed (see Fig. 1 for Profiles location). The topographic signature of the geological unit can be observed (from east to west the Andes mountains, the Chaco-Pampa Plain, the Jurassic-Cretaceous Highlands and the Brazilian Shield).

4. RESULTS AND DISCUSSION

The Paraná catchment presents some peculiar morphologies. It covers almost the entire central South American continent. Upstream, two large rivers (Paraná and Paraguay) flow NNE-SSW parallel to each other. To the south, the Paraná turns 90 and flows W-E to join the Paraguay (Figs. 1 and 2). The central part of the catchment, through which the Paraguay flows, is a low topography area (< 100 m elevation, > 3000 km upstream from the mouth). In contrast, the Paraná basin (High and Upper Paraná) is an elevated area (300-500 m.a.s.l.) which seems to correspond to a former independent catchment area.

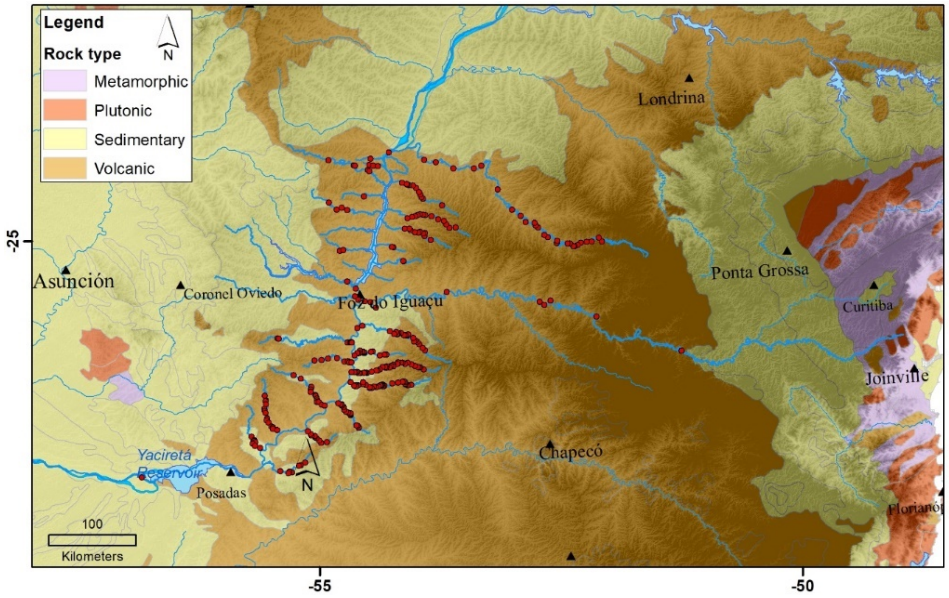


Figure 3. Geological map of the study area and knickpoints distribution.

The High Parana is dissecting an elevated area, characterized by the presence of waterfalls. Upstream of the Paraná-Paraguay confluence, the main channel and tributary network are characterized by the presence of numerous knick-points. 273 knickpoints were extracted from the streams' long profiles, using normalized Stream Gradient index and contrasting slope anomalies in Google Earth (Figs. 3 and 4). In the area, the rivers mostly flow on the basaltic units and almost all the identified knickpoints are developed on this resistant lithology. Long profile morphology and knickpoint distribution show significant anomalies in the Paraná, upstream of Yacretá (~1300 km from the outlet) and at the former Sete Quedas Falls (currently Itaipu Dam and Reservoir, ~1800 km from the outlet) (Figs. 3 and 4). At the latter, the elevation of the Paraná drops by 180 m over a reach of 60 km. This anomaly can be clearly identified in the pattern and distribution of knickpoints (Fig. 4). Except for the Iguazu and Piquiri rivers (E bank), there are no significant differences on the streams' length between the east and west banks of the main trunk. However, the tributaries' length and catchment area increase upstream, with a repeated pattern upstream of Yacreta and Sete Quedas (Fig. 4). Data suggest that the High Parana is in a transient stage, with streams actively incising and dissecting the highland topography. This illustrates a strong process of adjustment and reorganization most likely in response to recent changes in the drainage network.

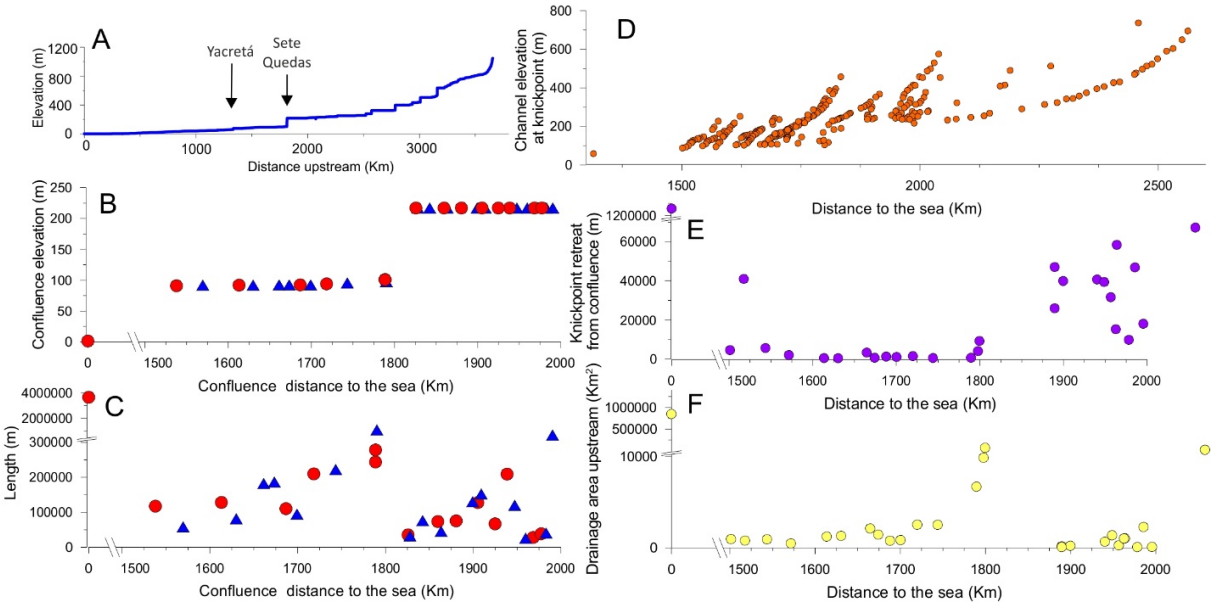


Figure 4. A) Parana long profile; B) Confluence elevation of the Paraná tributaries; C) Tributaries length; D) knickpoints identified at the tributary system; E) Retreat of the first knickpoint of tributaries; F) Drainage area upstream first knickpoints.

Acknowledges

This work is supported by Grants REGAGE22e00043264640 and UNED50.

References

Walker (Eds.), *The Ecology of River Systems* (pp. 541-598). Dordrecht: Springer Netherlands.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., . . . Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2), n/a-n/a. doi:10.1029/2005RG000183

Milani, E., & Ramos, V. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, 473–484. doi:10.25249/0375-7536.1998473484

Pastor-Martín, C. A., & L. Fernández-Gonzalez, C. (2018). FLUNETS: A New MATLAB-Based Tool for Drainage Network Ordering by Horton and Hack Hierarchies. *Geographia Technica*, 13(2), 114-124. doi:10.21163/GT_2018.132.09

Stevaux, J., & Latrubesse, E. (2010). The Iguazu falls, Brazil-Argentina. *Geomorphological Landscapes of the World*, 101-110.

Lower reaches of signature rivers: Quaternary evolution of the Thames and Tejo compared

Os cursos inferiores de rios identitários: a comparação da evolução dos rios Thames e Tejo

D.R. Bridgland*[1], E. Littlewood1[1], P. P. Cunha[2]

1 Durham, Geography Department, DH1 3LE, UK

2 University of Coimbra, Department of Earth Sciences, MARE – Marine and Environmental Sciences Centre/ARNET – Aquatic Research Network, 3030-790 Coimbra, Portugal

* d.r.bridgland@durham.ac.uk

ABSTRACT

Signature rivers of their countries, and flowing through capital cities, the Thames and Tejo both evidence early human occupation from their Pleistocene terrace sediments. Their substrate geology is comparable but there are obvious climatic differences, and the Tejo has ~3 times the length and ~5 times the catchment area of the Thames. The edge of the continental shelf is a short distance from the mouth of the Tejo, whereas the Thames is >750 km, by way of the submerged 'Manche' channel, from the shelf break: the Tejo thus shows much stronger marine base-level influence in its evolution.

Key-words: *Thames, Tejo, estuary, fluvial, terraces, Palaeolithic*

Palavras-chave: *Thames, Tejo, estuário, fluvial, terraços, Palaeolítico*

1. INTRODUCTION

The objective of this paper, based on Anglo-Portuguese collaboration, is a comparison of the signature rivers of the two countries, the Thames and the Tejo, in terms of their geomorphological evolution, palaeoenvironments and early prehistoric human occupation. Emphasis is given to the lower tidal reaches of both rivers, flowing through the capital cities London and Lisboa.

The Tejo is Iberia's longest river (~1000 km), with a catchment of ~80,000 km^2; two-thirds of its length is in Spain, with 47 km forming the Spain–Portugal border with Portugal. Only ~350 km long and with a catchment area of ~16,000, km^2 the Thames is wholly contained within England, although its source in the Cotswolds Jurassic escarpment is close to the border with Wales, to the west, whereas its estuary issues into the southern North Sea, on the English East Coast.

The early Holocene Tejo estuary extended >130 km inland, perhaps reflecting the narrow continental shelf offshore from the mouth of the river at Lisbon. In contrast, the Thames is >750 km, by way of the submerged 'Manche' (Rhine–Thames) channel, from the Atlantic shelf break.

This provides a potential explanation for the much stronger marine base-level influence shown by the Tejo throughout the Pleistocene, whereas the Thames has been remote from such influence during Pleistocene cold stages. Its terrace formation has thus been attributed to climatic drivers, overprinted on epeirogenic uplift. Human occupation, evidenced from stone artefacts, is well documented in both rivers. There are differences in these records, not least because of contrasting raw-material usage: flint in the Thames and quartzite in the Tejo.

2. METHODOLOGY

The work builds on mapping, section recording and sampling of the sedimentary archives from these rivers over more than a century, the sampling being for analyses of sediment contents, including macro and microfossils and archaeological material, providing evidence for palaeoenvironmental reconstruction and relative dating (e.g., Schreve, 2001; White et al., 2013; Mozzi et al., 2000). Geochronology using luminescence, electron-spin resonance and amino-acid analyses has also been applied (e.g., Martins et al., 2009, 2010; Penkman et al., 2011).

3. RESULTS

The data amassed from these two river systems provides detailed reconstructions of their morpho- and litho-stratigraphical archives, from which their Quaternary evolution can be elucidated. Whereas in Spain there are up to sixteen terraces (e.g., Silva et al., 2017), the Portuguese Tejo has six terraces (e.g., Cunha et al., 2017, 2023; Martins et al., 2010; Fig. 1), formed since inversion of the former subsiding Lower Tejo Cenozoic Basin, re-opened to the Atlantic since ~3.7 Ma. The Tejo terraces are inset into the basin-fill and represent floodplain levels that punctuated the otherwise progressive incision from the culminant surface of basin infill to the modern valley floor (Cunha et al., 2017; Martins et al., 2009, 2010).

The Thames valley is similarly cut into a Cenozoic basin-fill sequence, although these are older Palaeogene sediments filling the London Basin, which was inverted in the mid-Cenozoic. This was a larger river system in the early Quaternary, with headwaters in the English Midlands, and perhaps the Welsh Borders and parts of Wales (e.g., Bridgland, 1994), as well as a more northerly lower course that extended into East Anglia, with an exit into the North Sea up to 150 km further to the north (e.g., Allen et al., 2022). During Pleistocene sea-level lowstands, the Thames has been a tributary of the much larger Rhine, feeding into a Rhine–Thames delta (Cameron et al., 1992) prior to MIS 12 and then flowing through the English Channel after the Strait of Dover was formed by glacial-lake overflow during that glacial stage (Gibbard, 1985). The full Thames sequence is best seen in the area west of London, from where the terrace sediments diverge to follow older and younger courses, that through London to the modern estuary having been generated by diversion following glacial-lake overflow ~450.000 years ago.

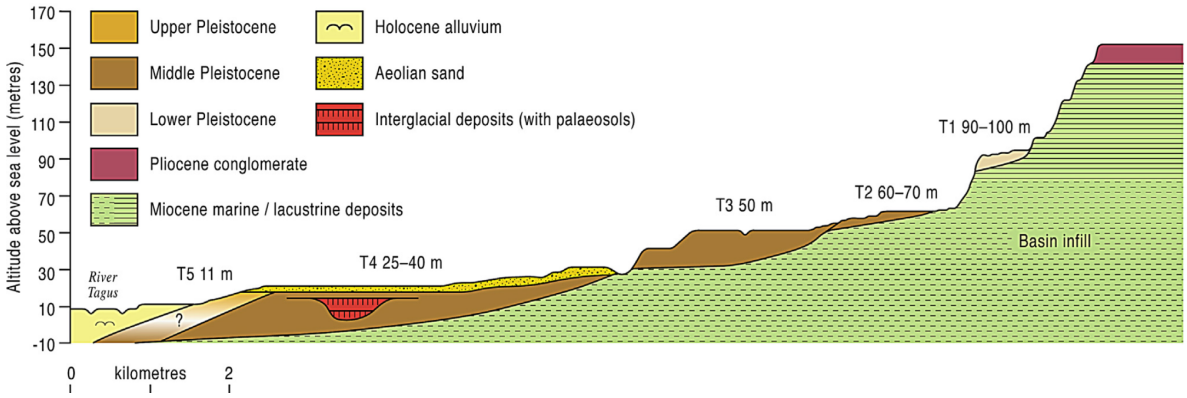


Figure 1. Idealized transect through the terraces of the lower Tejo in the. Santarem / Almeirim reach. Data from Cunha et al. (2017); reproduced from Bridgland and Westaway (2014).

4. DISCUSSION

There are numerous points of comparison that can be highlighted, recently explored in the context of geo-and archaeo-heritage (Cunha et al., 2023); the present paper seeks to develop understanding of geomorphological and palaeoenvironmental mechanisms relevant to this comparison:

The lower reaches of both rivers have been strongly influenced by marine–estuarine incursions, although pre-Holocene evidence from fossils is optimal in the Thames on calcareous substrates, whereas the lower Tejo is dominated by acidic groundwaters that impede preservation.
Thus biostratigraphy is better developed in the Thames, with the most valuable information obtained from mammals and molluscs.
The rich Lower and Middle Palaeolithic archaeological content of the terrace deposits in both systems provides an important means of comparison, although there are potential differences in relation to raw material for tool-making: flint in the Thames and quartzite in the Tejo.
In the light of raw-material differences. it is unclear whether handaxes from the Tejo can be grouped along lines of morphometric typologies, as are those from the Thames (Roe, 1968; Bridgland and White, 2015; Ashton and Davis, 2021; see Figure 2).

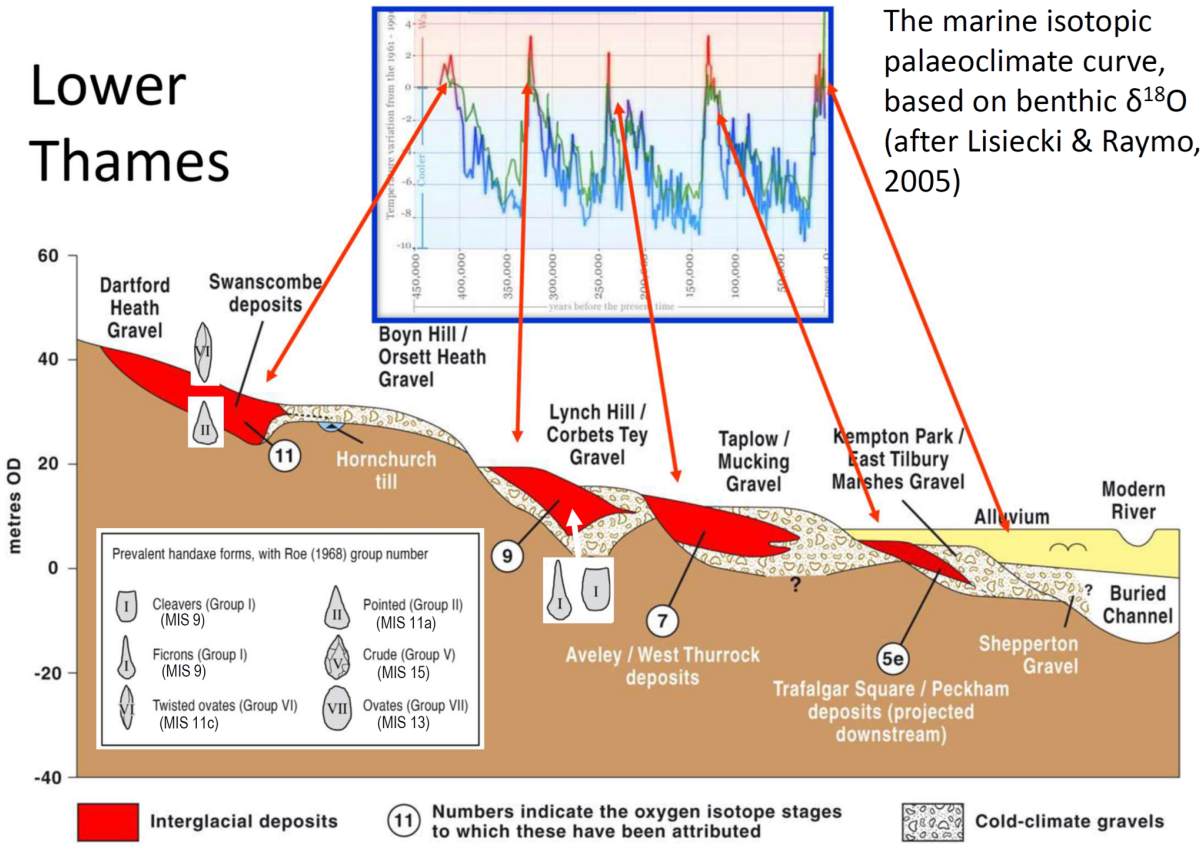


Figure 2. Idealized transect through the terraces of the Thames, east of London, showing the relation to climatic fluctuation and the chronological significance of Palaeolithic handaxe typology (after Roe, 1968; Bridgland and White, 2015)

In the post-diversion Thames record there has been close synchrony between Milankovitch climatic fluctuation, responsible for the marine oxygen isotope stages (e.g., Lisiecki and Raymo, 2005), and terrace formation, with each glacial and interglacial stage well represented (Fig. 2); such synchrony is less clearcut in the Tejo (Fig. 1), although geochronology shows close matching between different climatic episodes and fluvial activity, especially in the last ~300,000 years.

5. CONCLUSIONS

There is strong potential for using evidence from Palaeolithic artefacts to improve understanding of palaeoenvironmental evolution in both these river systems.

Improved geochronological data from the Thames would greatly assist comparison of the sedimentary archives of the two systems.

References

Allen, P., Bain, D. R., Bridgland, D. R., Buisson, P., Buylaert, J.-P., Bynoe, R., George, W. H., Haggart, B. A., Horne, D. J., Littlewood, E.-M., et al. (2022) Mid–late Quaternary fluvial archives near the margin of MIS 12 glaciation in southern East Anglia, UK; amalgamation of multi-disciplinary and citizen-science data sources. *Quaternary* 5, 37. https://doi.org/10.3390/quat5030037

Ashton, N. & Davis, R. (2021) Cultural mosaics, social structure, and identity: The Acheulean threshold in Europe. *Journal of Human Evolution* 156, https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2021.103011

Bridgland, D. R. (1994) *Quaternary of the Thames*. Chapman & Hall, London.

Bridgland, D. R. & Westaway, R. (2014) Quaternary fluvial archives and landscape evolution: a global synthesis. *Proceedings of the Geologists' Association* 125, 600-629.

Bridgland, D. R. & White, M. J. (2015) Chronological variations in handaxes: patterns detected from fluvial archives in NW Europe. *Journal of Quaternary Science* 30, 623-638.

Cameron, T. D. J., Crosby, A., Balson, P. S., Jeffery, D. H., Lott, G. K., Bulat, J. & Harrison, D.J. (1992) *The Geology of the Southern North Sea.* HMSO, London.

Cunha, P. P., Martins, A. A., Buylaert, J.-P., Murray, A. S., Raposo, L., Mozzi, P. & Stokes, M. (2017). New data on the chronology of the Vale do Forno sedimentary sequence (Lower Tejo River terrace staircase) and its relevance as fluvial archive of the Middle Pleistocene in western Iberia*. Quaternary Science Reviews* 166, 204-226.

Cunha, P. P., Bridgland, D. R., Figueiredo, S., Martins, A. A., Allen, P. & White, M. J. (2023). Quaternary Earth-science and Palaeolithic conservation initiatives in the Tejo (Tagus), Portugal: Comparison with the Lower Thames, UK. *Proceedings of the Geologists' Association* 134, 476-489.

Gibbard, P. L. (1985) *The Pleistocene History of the Middle Thames Valley*. Cambridge University Press.

Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. (2005) A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. *Paleoceanography* 20, PA1003, http://dx.doi.org/10.1029/2004PA001071.

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 (1-2) pp.75-91.

Martins, A. A., Cunha, P. P., Buylaert, J.P., Huot. S., Murray, A. S., Dinis, P. & Stokes, M. (2010) K-feldspar IRSL dating of a Pleistocene river terrace staircase sequence of the Lower Tejo River (Portugal, western Iberia) *Quaternary Geochronology* 5 (2-3) pp.176-180.

Mozzi, P., Azevedo, T., Nunes, E. & Raposo, L. (2000) Middle terrace deposits of the Tagus River in Alpiarça, Portugal, in relation to early human occupation. *Quaternary Research* 54, 359-371.

Penkman, K. E. H., Preece, R. C., Bridgland, D. R., Keen, D. H., Meijer, T., Parfitt, S. A., White, T. S. & Collins, M. J. (2011) A chronological framework for the British Quaternary based on *Bithynia* opercula. *Nature* 476, 446-449.

Roe, D.A. (1968). British Lower and Middle Palaeolithic hand axe groups*. Proceedings of the Prehistoric Society* 34, 1-82.

Schreve, D. C. (2001) Differentiation of the British late Middle Pleistocene interglacials: the evidence from mammalian biostratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 20, 1693-1705.

Silva, P. G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P. & Martínez-Grãna, 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.

White, T. S., Preece, R. C. & Whittaker, J. E. (2013) Molluscan and ostracod successions from Dierden's Pit, Swanscombe: insights into the fluvial history, sea-level record and human occupation of the Hoxnian Thames. *Quaternary Science Reviews* 70, 73-90.

Estabilidade do divisor no maciço montanhoso Gerês – Larouco

Divide stability in the Gerês – Larouco mountain range

J. Costa[1,2*], A. Gomes[1,2], E. Figueira[1]

[1] Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Departamento de Geografia
[2] Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras da Universidade do Porto
[*] jorge.costa1997@hotmail.com

RESUMO

Analisa-se a estabilidade do divisor no maciço montanhoso Gerês – Larouco (bacias do Lima e Cávado), através da aplicação dos parâmetros de Gilbert e do índice χ. Os resultados mostram uma tendência geral para a estabilidade. No entanto, em setores específicos, os resultados indicam migração do divisor para Sul, i.e., a bacia do Lima está agressiva relativamente à do Cávado. Discrepâncias entre parâmetros, em cursos de água de setores de paisagem transiente, exigem pesquisas mais aprofundadas.

Palavras-chave: *Geomorfologia Fluvial; Evolução da paisagem; Parâmetros de Gilbert; Chi.*
Key-words: *Fluvial Geomorphology; Landscape Evolution; Gilbert's parameters; Chi.*

1. INTRODUÇÃO

Avaliar a estabilidade dos divisores da rede de drenagem é fundamental para compreender a evolução da paisagem a longo termo. Os divisores marcam o limite entre bacias hidrográficas e os correspondentes fluxos de água superficiais que moldam a evolução do relevo. Inicialmente, as análises topográficas entre bacias hidrográficas vizinhas assumiam que a mobilidade dos divisores e as capturas fluviais eram modificações menores (Whipple et al., 2017). Este quadro conceptual reforçou-se com uma geração de modelos de evolução da paisagem nos quais os interflúvios estabilizam rapidamente, contudo, estudos recentes têm verificado que o potencial de mobilidade dos interflúvios assume mais importância na evolução do relevo que os primeiros modelos indicavam (Whipple et al., 2017).

Atualmente, a aplicação de índices morfométricos como os parâmetros de Gilbert e o índice χ (Chi), permitem avaliar e quantificar o estado da rede de drenagem e dos seus divisores. Os parâmetros de Gilbert (elevação do canal, declive e gradiente), devido ao seu método de cálculo de "cima para baixo", são particularmente sensíveis a diferenças junto dos divisores. Estes fatores fazem com que estes parâmetros apresentem uma visão "instantânea" do comportamento dos divisores, sendo considerados a melhor escolha para avaliar o estado atual da rede de drenagem. Ou seja, se os divisores estão atualmente em movimento ou em equilíbrio (Forte & Whipple, 2018). O índice χ corresponde a uma derivação da equação do modelo *stream-power*. É calculado através de um método de "baixo para cima", fazendo com que seja particularmente sensível à variabilidade espacial na resistência da rocha, clima e tectónica em toda a bacia hidrográfica. Portanto, representa uma visão mais integrada e a "longo prazo" da estabilidade dos divisores, fazendo do χ uma escolha melhor para avaliar tendências futuras na estabilidade dos divisores. No entanto, a falta de uma escala de tempo clara e a dependência de um cenário futuro e incerto dificulta a interpretação dos seus resultados (Forte & Whipple, 2018; Willet et al., 2014). Em última análise, usar os parâmetros de Gilbert e o índice χ em conjunto, maximiza a informação que se pode extrair sobre a estabilidade dos divisores (Forte & Whipple, 2018).

Assim, este estudo procura: (1) avaliar o potencial de mobilidade do divisor entre as bacias hidrográficas do Cávado e do Lima, no interflúvio montanhoso Gerês – Larouco (Figura 1),

através de indicadores morfométricos; e (2) verificar se a mobilidade do divisor é uniforme em toda a sua extensão.

2. METODOLOGIA

Neste estudo, aplicamos índices morfométricos à rede de drenagem e às bacias hidrográficas para avaliar a estabilidade do divisor no interflúvio montanhoso Gerês – Larouco (Noroeste da Península Ibérica – Figura 1B), *i.e.,* entre as bacias hidrográficas dos rios Cávado e Lima (Figura 1A). Litologicamente, este interflúvio é constituído, essencialmente, por rochas granitóides (granitos, gnaisses e migmatitos). No entanto, no setor oriental do divisor existe um pequeno setor em que o divisor é composto por rochas metamórficas (formação Pelito-Grauváquica). Geomorfologicamente, este divisor abrange duas paisagens distintas. O setor ocidental apresenta caraterísticas de uma paisagem transiente, com vales muito encaixados e cursos de água com perfis longitudinais rejuvenescidos. O setor oriental apresenta caraterísticas de uma paisagem relíquia com os cursos de água a mostrar perfis longitudinais próximos do equilíbrio. Os índices morfométricos foram calculados através de um modelo digital de elevação SRTM (resolução espacial de 30 metros), disponível em: https://www.earthdata.nasa.gov/. Foi projetado para um sistema métrico para assegurar a compatibilidade com o software Matlab.

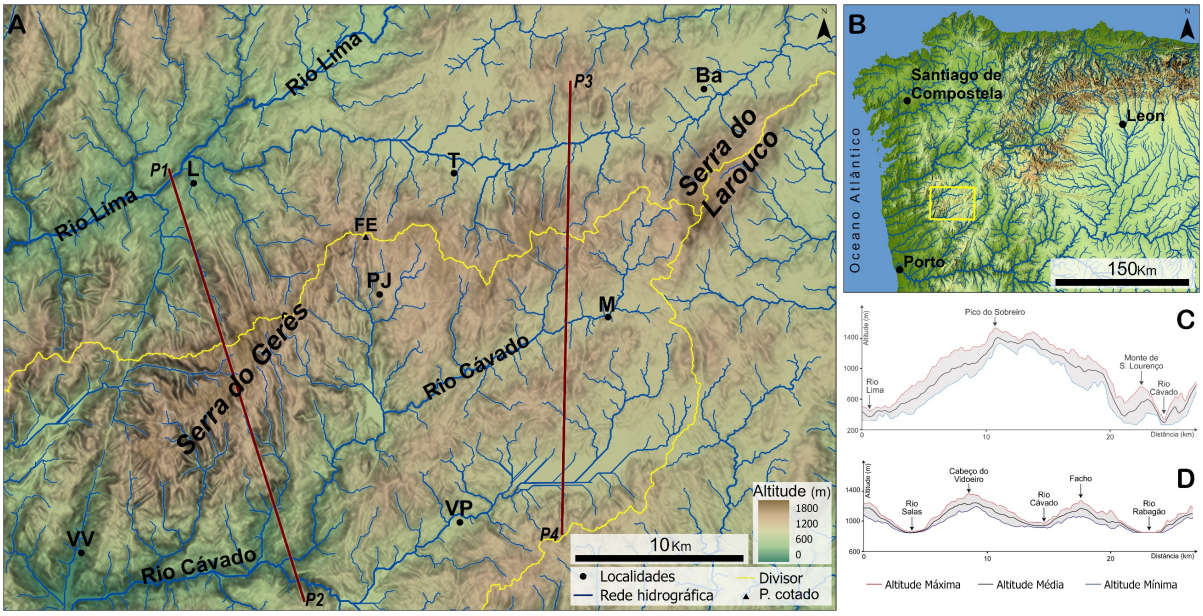


Figura 1. Relevo da área de estudo: A) Hipsometria e rede hidrográfica (Ba – Baltar; L – Lobios; M – Montalegre; PJ – Pitões das Júnias; T – Tourém; VP – Vilar da Ponte; VV – Vilar da Veiga); B) Localização da área de estudo na Península Ibérica; C) Perfil swath entre Lobios e Paradela; D) Perfil swath entre Bande e a barragem do Alto Rabagão.

Os índices morfométricos aplicados à rede de drenagem foram calculados no MATLAB, através do conjunto de ferramentas *TopoToolbox* (Schwanghart & Scherler, 2014) e das suas extensões *DivideTools* (Forte & Whipple, 2018) e *Topographic Analysis Kit – TAK* (Forte & Whipple, 2019). Relativamente à rede de drenagem, a função *AcrossDivide* foi utilizada para calcular quatro parâmetros: (1) elevação do canal; (2) declive; (3) gradiente; e (4) χ. Para cálculo do índice χ, foi utilizado um nível de base de 5 metros e uma concavidade de referência de 0,5. No caso das bacias hidrográficas, a função *ProcessRiverBasins* foi utilizada para calcular vários parâmetros relativos às bacias processadas, tais como: (1) integral hipsométrica; (2) gradiente médio; (3) declive médio; (4) K_{sn} médio. Para esta análise foram selecionadas todas as bacias a partir de nível 3 (critério de *Strahler*), ou inferior, que constituem o interflúvio do maciço montanhoso compreendido entre as serras do Gerês e do Larouco.

Posteriormente, o interflúvio foi dividido em duas secções de acordo com os resultados dos índices morfométricos aplicados às bacias hidrográficas. Para finalizar, os valores do χ e dos parâmetros de Gilbert foram comparados estatisticamente através da função *AcrossDivide* em todo o divisor, nas duas secções definidas previamente e em locais específicos ao longo do divisor.

3. RESULTADOS

Relativamente aos resultados dos índices aplicados às bacias hidrográficas (Figura 2A), observa-se uma tendência geral de valores inferiores nas bacias localizadas no setor oriental do interflúvio. Em comparação, as bacias localizadas no setor ocidental apresentam os valores mais elevados. Os valores da integral hipsométrica variam entre 0.25 e 0.69, com a bacia de Pitões das Júnias a revelar o valor mais elevado. A leste desta bacia foram observados os valores mais baixos. Nas restantes variáveis - Gradiente médio, Declive médio e K_{sn} médio - os valores mais elevados observam-se a oeste da bacia de Pitões das Júnias, enquanto esta bacia e as bacias localizadas a leste registam os valores menores.

Tendo em conta estes resultados e a fisionomia da paisagem, o divisor foi dividido em dois setores. O primeiro, entre a Portela do Homem e a Fraga da Espinheira, correspondente à paisagem transiente: maior incisão (Figura 1C) e bacias hidrográficas longe do equilíbrio (Figura 2A). O segundo, entre a Fraga da Espinheira e o Larouco, correspondente à paisagem relíquia: menor incisão (Figura 1D) e bacias hidrográficas próximas do equilíbrio (Figura 2A).

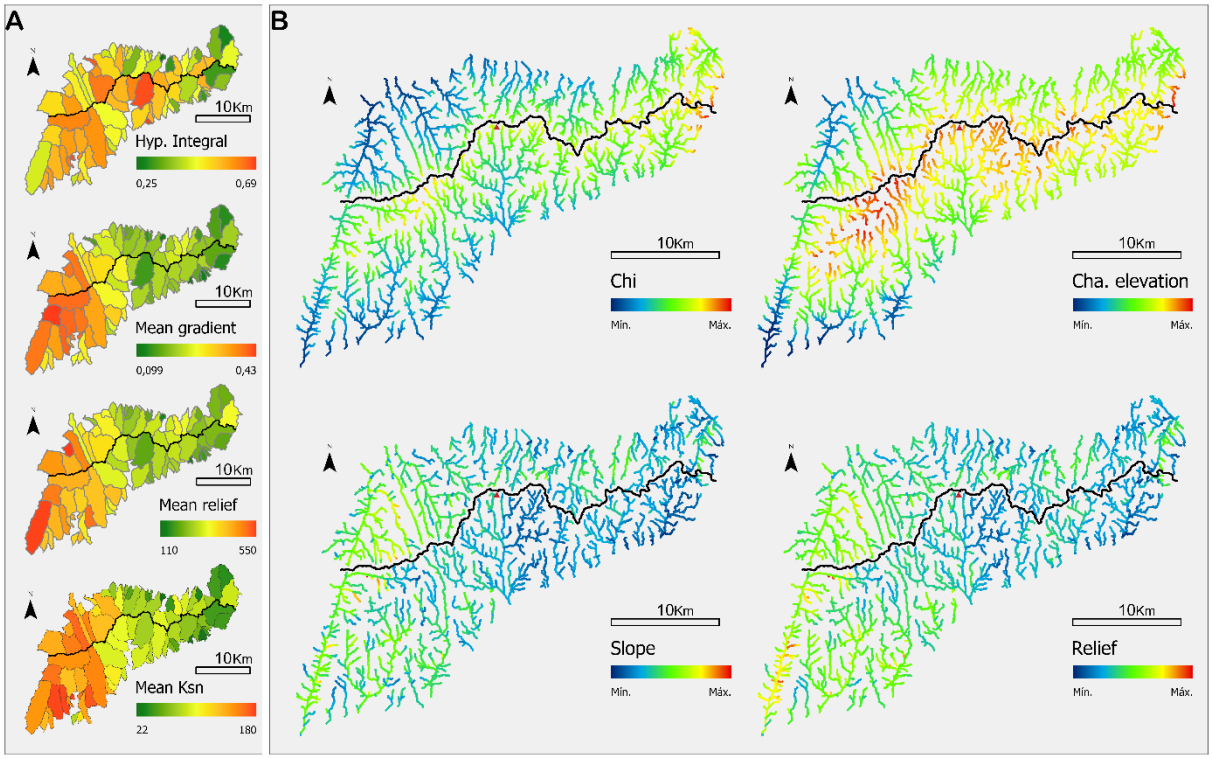


Figura 2. Resultados dos parâmetros morfométricos calculados para o interflúvio montanhoso Gerês – Larouco: A) Bacias hidrográficas; B) Rede de drenagem.

Relativamente à estabilidade do divisor (Figura 2B), os resultados obtidos indicam que o divisor no interflúvio montanhoso Gerês – Larouco está em equilíbrio. A média dos valores das cabeceiras dos cursos de água da bacia do Lima apresentam valores inferiores de elevação do canal e χ, e valores superiores de gradiente e declive, em comparação com a média dos valores das cabeceiras dos tributários do rio Cávado. No entanto, o desvio-padrão é superior à diferença

entre as médias dos dois rios em todas as variáveis, justificando assumir como tendência global, a situação de equilíbrio.

Analisados separadamente, os setores transiente-relíquia mantêm a tendência do interflúvio completo, excetuando os valores do χ na paisagem transiente (Figura 3B). Neste caso, os valores das cabeceiras dos cursos de água da bacia do Lima são inferiores aos das cabeceiras do Cávado e o desvio-padrão é inferior à diferença entre as médias dos dois rios. No entanto, em locais específicos, nas Minas dos Carris e em Pitões das Júnias (Figura 3) a situação do divisor é diferente e aparenta estar a mover-se para Sul. Nestes locais, as cabeceiras dos cursos de água da bacia do Lima mostram valores inferiores de elevação do canal e χ, e valores superiores de gradiente e declive, em comparação com os valores das cabeceiras dos cursos de água da bacia do rio Cávado. Adicionalmente, nestes locais o desvio-padrão é inferior à diferença entre as médias dos dois rios em todas as variáveis.

4. Discussão e conclusões

De acordo com os resultados obtidos (Figura 3), podemos inferir que o divisor, globalmente, está em equilíbrio. E que não apresenta variabilidade entre o setor do divisor inserido na paisagem transiente e o setor do divisor na paisagem relíquia. Contudo, no caso do setor da paisagem transiente (figura 3B), os valores de χ indicam que o divisor está em desequilíbrio e se desloca para sul. Tendo em conta o método de cálculo do χ (Forte & Whipple, 2018), podemos interpretar que esta secção do divisor esteja atualmente em equilíbrio, mas que a longo prazo, o divisor se desloque para sul. No entanto, estas discrepâncias obtidas entre os parâmetros de Gilbert e χ em cursos de água de setores de paisagem transiente do divisor Gerês - Larouco exigem pesquisas mais aprofundadas.

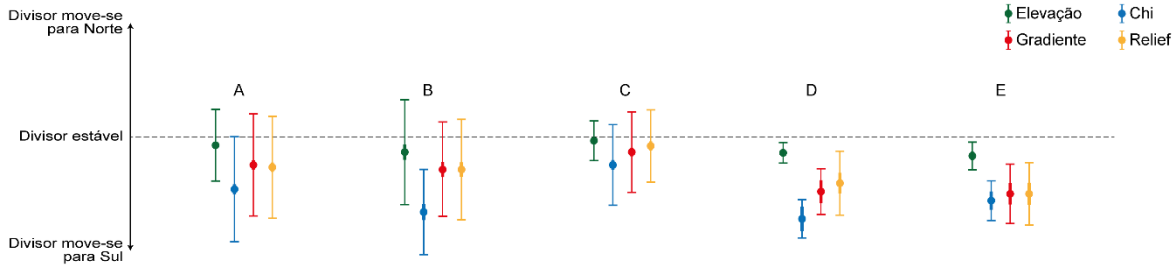


Figura 3. Resultados da aplicação dos parâmetros Gilbert e χ do divisor Gerês – Larouco, por setor: A – divisor completo, B – setor transiente, C – setor relíquia, D –setor das Minas dos Carris, E – setor de Pitões da Júnias.

Para casos específicos ao longo do divisor, como nos Carris (Figura 3D) e em Pitões das Júnias (Figura 3E), os resultados indicam que atualmente o divisor está em desequilíbrio e move-se para Sul. Esta tendência é visível tanto nos valores dos parâmetros de Gilbert como no χ. Este comportamento muito localizado que mostra agressividade bacia do Lima face à bacia do Cávado, poderá relacionar-se com fatores locais, tais como: nível de base local do rio Cávado e do rio Salas, diferenças litológicas do substrato (granitos e gnaisses) com textura, mineralogia, fracturação e resistência diferenciado.

Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia: bolsa 2021.05304.BD; programa COMPETE 2020 (FEDER), enquadrado nas atividades da UIDB/04084/2020 – CEGOT financiado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (COMPETE 2020), com a ref. POCI-01-0145-FEDER-006891.

Referências

Forte, A. M., & Whipple, K. X., (2018). Criteria and tools for determining drainage divide stability [Critérios e ferramentas para determinar a estabilidade da divisória de drenagem]. *Earth and Planetary Science Letters*, 493, 102-117. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.026

Forte, A. M., & Whipple, K. X. (2019). Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox [Comunicação breve: O *Topographic Analysis Kit* (TAK) para o TopoToolbox]. Earth Surface Dynamics, 7, 87-95. https://doi.org/10.5194/esurf-7-87-2019

Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences [Comunicação Breve: TopoToolbox 2 – Software baseado em MATLAB para análise topográfica e modelagem em ciências da superfície terrestre]. Earth Surface Dynamics, 2(1), 1-7. https://doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014

Whipple, K. X, Forte, A. M., DiBiase, A., Gasparini, M., & Ouimet, W. B. (2017). Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution [Escalas de tempo da resposta da paisagem à migração de divisas e captura de drenagem: Implicações para o papel da mobilidade das divisas na evolução da paisagem]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 122, 248-273. https://doi.org/10.1002/2016JF003973

Willett, S. D., McCoy, S. W., Perron, J. T., Goren, L., & Chen, C. Y. (2014). Dynamic Reorganization of River Basins [Reorganização dinâmica das bacias hidrográficas]. Science, 343(6175), 1248765. https://doi.org/doi:10.1126/science.1248765

Megaleques em clima tropical úmido e tectônica ativa na Bacia Sedimentar do Pantanal (Brasil)

Megafans in a humid tropical climate and active tectonics of the Pantanal Sedimentary Basin (Brazil)

E. M. Facincani[1 *], P. P. Cunha[2], C. L. P. Miranda Junior[1]

[1] Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, Faculdade de Engenharias, Arquitetura e Urbanismo e Geografia (FAENG), Laboratório de Geologia e Paleontologia, Cidade Universitária, Av. Costa e Silva-Pioneiros- Campo Grande-Estado de Mato Grosso do Sul, 79070-900; edna.facincani@ufms.br
[2] Universidade de Coimbra, Centro de Ciências do Mar e do Ambiente/ ARNET, Departamento de Ciências da Terra - FCTUC; Rua Sílvio Lima; Univ. Coimbra - Pólo II, 3030-790 Coimbra, Portugal; pcunha@dct.uc.pt

RESUMO

A Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP) tem 400x250 km, 150000 km² de área e 400m de espessura de Quaternário. Maioritariamente, a BSP é ocupada por megaleques aluviais tributários do Rio Paraguai, que drena para sul e ocupa uma planície aluvial com 6 km de largura máxima. Os megaleques têm média de 152 km de comprimento, 71 km de largura e 10116 km² de área. Cada megaleque tem tamanho proporcional à área de drenagem a montante, declives longitudinais médios de 46 cm/km, e uma rede distributária de canais perenes, com frequentes avulsões associadas a grande mobilidade radial. Nos setores distais dos megaleques, em planícies fluviais interleques, há lagos perenes pouco profundos e com densa vegetação aquática. A BSP apresenta três grandes geometrias sigmóides, constituindo uma depressão tectonicamente ativa. Desligamentos esquerdos profundos, de orientação N-S, determinaram a geometria sigmóide de bacias *pull-apart*, a contínua subsidência da BSP e a manutenção do gradiente com os relevos que alimentam os acarreios sedimentares. A maior subsidência localiza-se no sopé da bordadura W da depressão, determinando o traçado N-S do Rio Paraguai e a drenagem dos megaleques para leste. O clima causa uma forte agilizarão caulinítica, bem como a drenagem perene que assegura a erosão nos relevos marginais alimentadores da dinâmica sedimentar. As avulsões são determinadas pela evolução da topografia sedimentar e por eventos de elevada e longa precipitação (aumentam o caudal e levam ao transbordo). A dinâmica dos sistemas sedimentares é determinada pela variabilidade nas precipitações (de anual a intervalos longos) e pela subsidência tectônica, principalmente por desnivelamentos em falhas ativas do tipo transcorrente com componente inversa.

Palavras-chave: *Dinâmica sedimentar, Quaternário, avulsão, neotectónica, Pantanal.*
K**ey-words:** *Sedimentary dynamics, Quaternary, avulsion, neotectonics, Pantanal*

1. INTRODUÇÃO

A fisiografia da Bacia Sedimentar do Pantanal (BSP) (no centro-oeste do Brasil) é caracterizada pela presença de grandes leques aluviais (megaleques), predominantemente arenosos, que chegam a atingir, em média, 152 km de comprimento, 71 km de largura e 10116 km² de área, ocupando a maior parte de uma depressão tectonicamente ativa (Figura 1) (Facincani, 2007; Facincani *et al*., 2011). Na BSP domina um clima tropical úmido, com temperatura média anual de 24ºC, precipitação média de 1220 mm/ano e janeiro o mês mais chuvoso, com média de 156 mm.

A criação do desnível topográfico resultou, principalmente, de movimentação tectónica. Os leques dominados por fluxos gravíticos formam-se, principalmente, próximos às escarpas da bordadura do Planalto de Maracaju-Campo Grande. Estes megaleques apresentam larguras entre 5 e 10 km, estão associados a pequenas ribeiras que drenam o planalto e podem ser reconhecidos em fotografias aéreas e imagens de sensores remotos, devido ao padrão radial de

drenagem. Os vários leques coalescem formando uma rampa de sopé, com largura em torno de 8 km, alongada na direção NE-SW (Cordeiro *et al*., 2010). A BSP é uma das mais relevantes no Quaternário da América do Sul com evidências de tectônica ativa.

A BSP é circundada pelos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira a leste, Guimarães e Parecis a norte, Urucum e Amolar a oeste e Serra da Bodoquena ao sul (Figura 1).

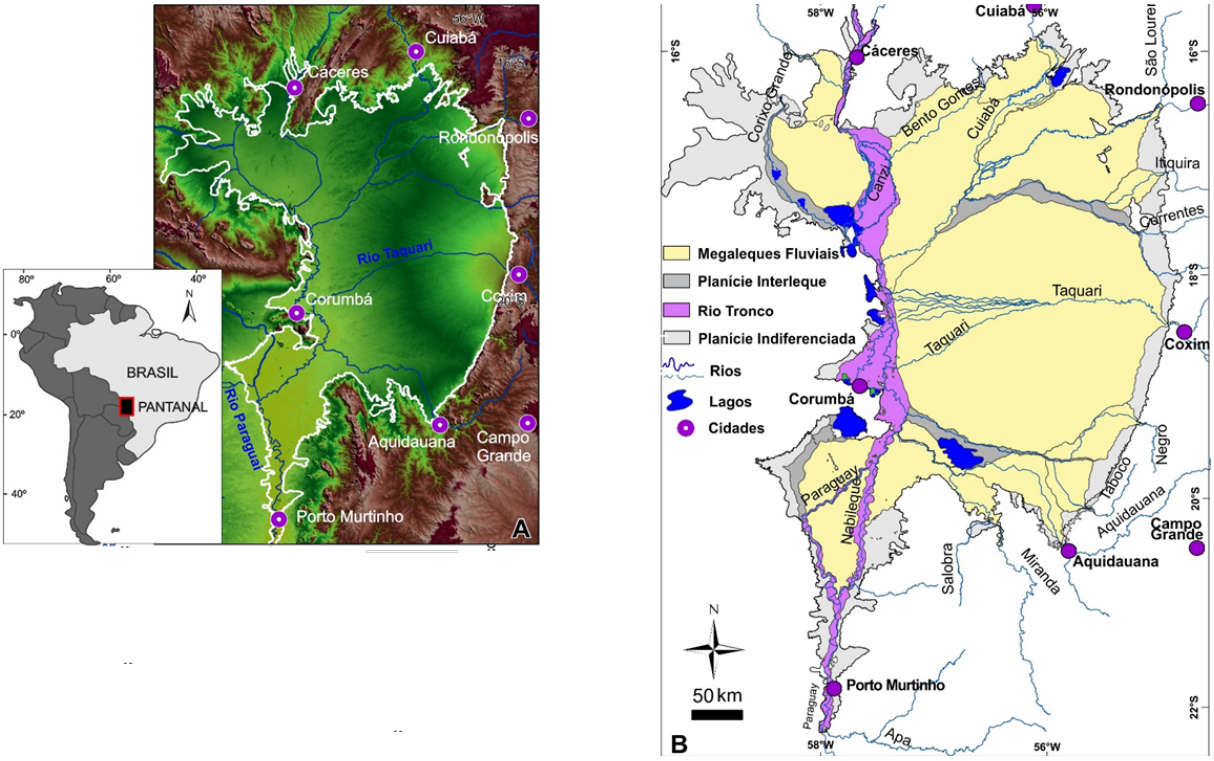


Figura 1. Localização da Bacia do Pantanal. A. Modelo digital de elevação destacando a Bacia do Pantanal (polígono branco); B. Mapa geomorfológico do Pantanal (modificado de Assine et al., 2015).

Este trabalho visa a caracterização da dinâmica sedimentar dos sistemas deposicionais e da tectônica presente na Bacia Sedimentar do Pantanal, com enfoque nos principais megaleques fluviais que se desenvolvem em clima tropical úmido.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho foram realizados levantamentos bibliográficos e cartográficos. Seguiu-se o método de Soares & Fiori (1976) para análise e interpretação de imagens Landsat 8 sensor OLI, adquiridas de forma gratuita do site Earth Explorer (2024) referentes à BSP. Foram utilizadas as órbitas/ponto: 225/072, 073, 074; 226/071, 072, 073, 074, 075; 227/072, 073, 074; 228/071, 072.

Os dados sísmicos utilizados são referentes a uma parceria entre a Universidade Federal de Mato Grosso do Sul com o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo iniciada em 2003.

A instalação de equipamentos sismográficos na BSP permite seu monitoramento sísmico com dados da localização (latitude e longitude), magnitude e profundidade.

Atualmente, há 30 estações sismográficas (permanentes e temporárias) compostas por um sensor de banda larga de alta sensibilidade, com resposta plana na faixa de 120 s e uma

amplitude de 50 Hz (Streckeisen STS-2), usando um registrador Taurus M-2569 que possui grande flexibilidade para acessar e transmitir dados via Internet, além de receptores internos de GPS e painéis solares.

3. RESULTADOS

A BSP possui amplo trato deposicional dominado por sistemas de leques aluviais (gravíticos e fluviais), lagos/áreas palustres e rio coletor. Os leques dominados por fluxos gravitacionais são caracterizados por ser uma área transicional com predominância de fácies de fluxos de detritos sedimentares, constituindo depósitos mal calibrados, com matriz arenosa e presença de seixos a blocos dispersos; apresentam-se localmente laterizados. Os megaleques fluviais são constituídos por fácies predominantemente arenosas, com características em função das unidades litológicas da área fonte, e discriminados nos leques de São Lourenço, Itiquira, Taquari, Negro, Taboco, Aquidauana, Jauru, Paraguai, Cuiabá, Miranda e Nabileque (Figura 1).

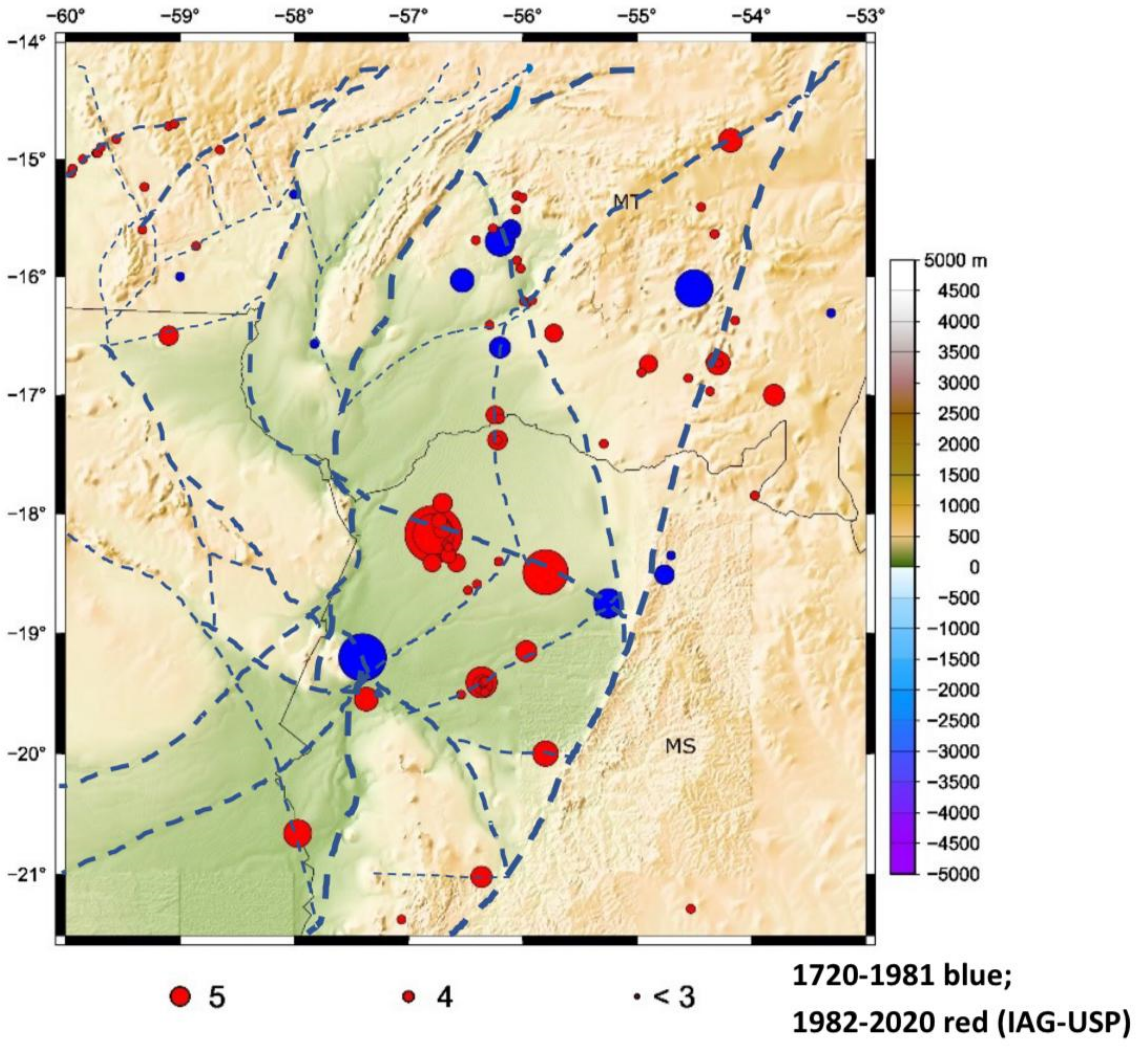


Figura 2. Localização dos sismos associados aos lineamentos estruturais e hipsometria da área de estudo.

A BSP é marcada por um controle estrutural bem evidenciado pelo padrão de drenagem e relevo, com indicação de descontinuidades estruturais. A rede de drenagem está condicionada por segmentos retilíneos, com direções preferenciais E-W e N-S e, secundariamente, NE-SW e NW-SE. O relevo na porção leste e norte da bacia é marcado por lineamentos com direção NE-SW, enquanto nas porções oeste e sul predomina a direção NW-SE. Os movimentos neotectônicos desempenham um papel fundamental na configuração morfotectônica na BSP. As planícies interleques controladas por descontinuidades estruturais é um forte indicador que estas controlam os limites dos megaleques fluviais. A bacia sedimentar apresenta áreas representadas por lagos/zonas palustres, evidências de avulsões, escarpas de sopé e ocorrência de sismos, indicando locais de maior subsidência tais como o Brejão do Negro. Assim, as planícies aluviais interleques e lagos apresentam forte influência por estes lineamentos neotectônicos, exercendo controle lito-estrutural na dinâmica de sedimentação e na morfotectônica (Figura 2). Os mecanismos focais dos eventos sísmicos dos anos de 1964 (5.4), 2009 (4.8) e 2015 (4.0) apresentaram as ocorrências de falhas com mecanismo predominantemente do tipo transcorrente com componente inversa, orientadas na direção E-W (Dias *et al*., 2016).

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A Bacia Sedimentar do Pantanal apresenta três grandes geometrias sigmóides, sendo uma depressão tectônicamente ativa. Sob clima tropical úmido, a BSP é ocupada maioritariamente por megaleques fluviais tributários do Rio Paraguai; este rio drena a depressão para sul e apresenta planície aluvial com 6 km de largura máxima.

Os megaleques têm em média 152 km de comprimento, 71 km de largura e 10116 km2 de área. Cada megaleque tem um tamanho proporcional à área de drenagem a montante. Apresentam declives longitudinais médios de 46 cm/km e uma rede perene distributária de canais, com frequentes avulsões associadas a grande mobilidade radial. Nos setores distais dos megaleques, em planícies fluviais interleques, há lagos perenes pouco profundos (largura <50 km), e com densa vegetação aquática.

A denudação nos relevos adjacentes leva a que se acumulem predominantemente areias nos megaleques, silte-argila nas planícies aluviais interleques e argila com matéria orgânica nos lagos/pântanos.

A atividade de desligamentos esquerdos profundos, de orientação N-S, determinou a geometria sigmóide de sub-bacias *pull-apart*, a contínua forte subsidência da BSP e a manutenção do gradiente com os relevos que alimentam os acarreios sedimentares.

A maior subsidência localiza-se no sopé da bordadura W da depressão, determinando o traçado N-S do rio coletor, a drenagem dos megaleques para leste, dado a BSP ser hidrologicamente aberta.

O clima causa uma forte argilização caulinítica, bem como a drenagem perene que assegura a erosão dos relevos marginais alimentadores da dinâmica sedimentar.

A dinâmica dos sistemas sedimentares é determinada pela variabilidade nas precipitações (de anual a intervalos longos) e pela subsidência tectônica, principalmente por desnivelamentos em falhas ativas do tipo transcorrente com componente inversa.

As avulsões são determinadas pela evolução da topografia sedimentar e por eventos de elevada e longa precipitação (que aumentam o caudal dos cursos de água e levam ao seu transbordo).

Referências

Assine, M. L. et al. (2015). The Quaternary alluvial systems tract of the Pantanal Basin, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 45, 475-489.

Cordeiro, B. M. et al. (2010). Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do Rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). Brazilian Journal of Geology, 40(2), 175-183.

Dias, F. L. et al. (2016). The 2009 earthquake, magnitude mb 4.8, in the Pantanal Wetlands, west-central Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, n. AHEAD, p. 0-0, 2016. ISSN 0001-3765.

Facincani, E. M. (2007). Geomorfologia e Geologia do Cenozóico do Médio Vale do Rio Aquidauana, Borda Sudeste da Bacia do Pantanal, MS. Instituto de Geociências e Ciências Exatas-Universidade Estadual Paulista, UNESP, Rio Claro, Relatório de Pós-Doutorado. 100 p.

Facincani, E. M., et al. (2011). Sismicidade da Bacia do Pantanal Mato-Grossense. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), 13, 314-317.

Soares, P. C., & Fiori, A. P. (1976). Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia Geomorfológica, v. 16, n. 32, p. 71-104.

Neotectónica no Hemigraben do Tacutu (Roraima, Amazônia): análise de evidências geomorfológicas

Neotectonics in the Tacutu Hemigraben (Roraima, Amazonia): Analysis of geomorphological evidences

S. S. Tavares Júnior[1 *], A. Gomes[2], L. C. Beserra Neta[3]

[1] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Roraima - Brasil
[2] Universidade do Porto, Departamento de Geografia, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Portugal
[3] Universidade Federal de Roraima, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Roraima - Brasil
[*] stelio.tavares@ufrr.br, albgomes@gmail.com, luiza.camara@ufrr.br

RESUMO

A região centro norte de Roraima, Amazônia brasileira, é composta por uma superfície aplanada, vegetação savânica, e unidades areno – argilosas que recobrem parcialmente litologias do *hemigraben* Mesozóico do Tacutu. A análise do MDE InSAR permitiu identificar, na superfície aplanada e áreas vizinhas, degraus topográficos com desníveis inferiores a 10 m que se prolongam por dezenas de quilómetros. Estes degraus podem representar estruturas rúpteis associadas a atividade neotectónica. Estas estruturas são compatíveis com o arranjo tectono - estrutural do hemigraben e com as evidências de movimentação dos sedimentos superficiais depositados entre o Pleistoceno final e Holoceno final.

Palavras-chave: *Neotectônica, SAR, MDE, Hemigraben Tacutu, Amazônia*
Key-words: *Neotectoics, SAR, DEM, Hemigraben Tacutu, Amazonia*

1. INTRODUÇÃO

O Estado de Roraima, no extremo norte do Brasil, é um palco exuberante da geodiversidade amazônica. De norte a sul, planaltos, serras, tepuis, *inselbergs*, depressões e planícies aluviais compõem um mosaico geomorfológico único. A geodiversidade de Roraima também possui forte importância sócio-econômica, relativa ao potencial de desenvolvimento devido ao uso sustentável dos recursos minerais e ao geoturismo.

Nesse mosaico geomorfológico, destaca-se na região centro – norte de Roraima uma extensa área de relevo plano a suavemente ondulado, uma rede de drenagem de intenso controle estrutural e constituição litológica composta por sedimentos semi–consolidados arenosos, siltosos e argilosos, com níveis lateríticos intercalados, que integram a denominada Formação Boa Vista (Reis et al., 2016; Wankler et al., 2012). As idades da Formação Boa Vista (FBV), obtidas pelo método OSL (*optically stimulated luminescence*, mostram que os sedimentos foram depositados entre Pleistoceno final e o Holoceno final (Oliveira et al., 2023).

As unidades sedimentares da Formação Boa Vista recobrem formações geológicas mais antigas da bacia sedimentar do Tacutu, bem como as rochas cristalinas do embasamento (Wankler et al., 2012). A bacia sedimentar do Tacutu, em termos geotectônicos, define um hemigraben evoluído a partir de um rift abortado no Mesozoico, cuja orientação principal NE-SW está condicionada pela orientação estrutural do Cinturão de Cisalhamento do Mesoproterozoico Guiana Central - CCGC (Costa et al., 1991).

Esta pesquisa tem como objetivo identificar e caracterizar, mediante a análise de modelos digitais de terreno gerados pela técnica InSAR e imagens óticas, anomalias topográficas e

hidrográficas, que possam corresponder a estruturas geológicas rúpteis recentes, relacionando-as com prováveis eventos de neotectônica na área recoberta pela Formação Boa Vista.

2. ÁREA DE ESTUDO

A Figura 1 mostra a extensão da superfície recoberta pela Formação Boa Vista, predominantemente por toda a região Centro - Norte de Roraima. De acordo com Reis et al. (2016), a Formação Boa Vista é composta por sucessões de clásticos continentais, depositados em ambiente fluvial, com predominância de arenitos, siltitos e argilitos.

O clima na área é do tipo é "Am", tropical úmido, com estações sazonais bem definidas, com período seco de outubro a março, e período úmido, de abril a setembro. Os valores de precipitação média anuais variam entre 1.500 mm a 1.600 mm para o período úmido e de 300 mm para o período seco. A temperatura média anual é de 25° C (Wankler et al., 2012).

O relevo da área comporta uma superfície aplanada e suavemente ondulada com altitudes entre os 70 m e os 90 m, cuja monotonia é interrompida por *inselbergs* (altitude máxima de 887 m) formados por rochas de composição granítica e gnáissicas do Proterozoico, e basálticas do Mesozoico. Na paisagem dominam Latossolos Arenosos e Latossolos Vermelhos, recobertos por savana graminosa com arbustos esparsos e mata ciliar densa ao longo das margens dos cursos fluviais (Vale Júnior et al., 2023). A rede de drenagem tem como principal canal, o rio Branco, formado pela junção dos rios Urariquera e Tacutu, cujo curso percorre no sentido norte – sul, desaguando no rio Negro, um dos formadores do rio Amazonas.

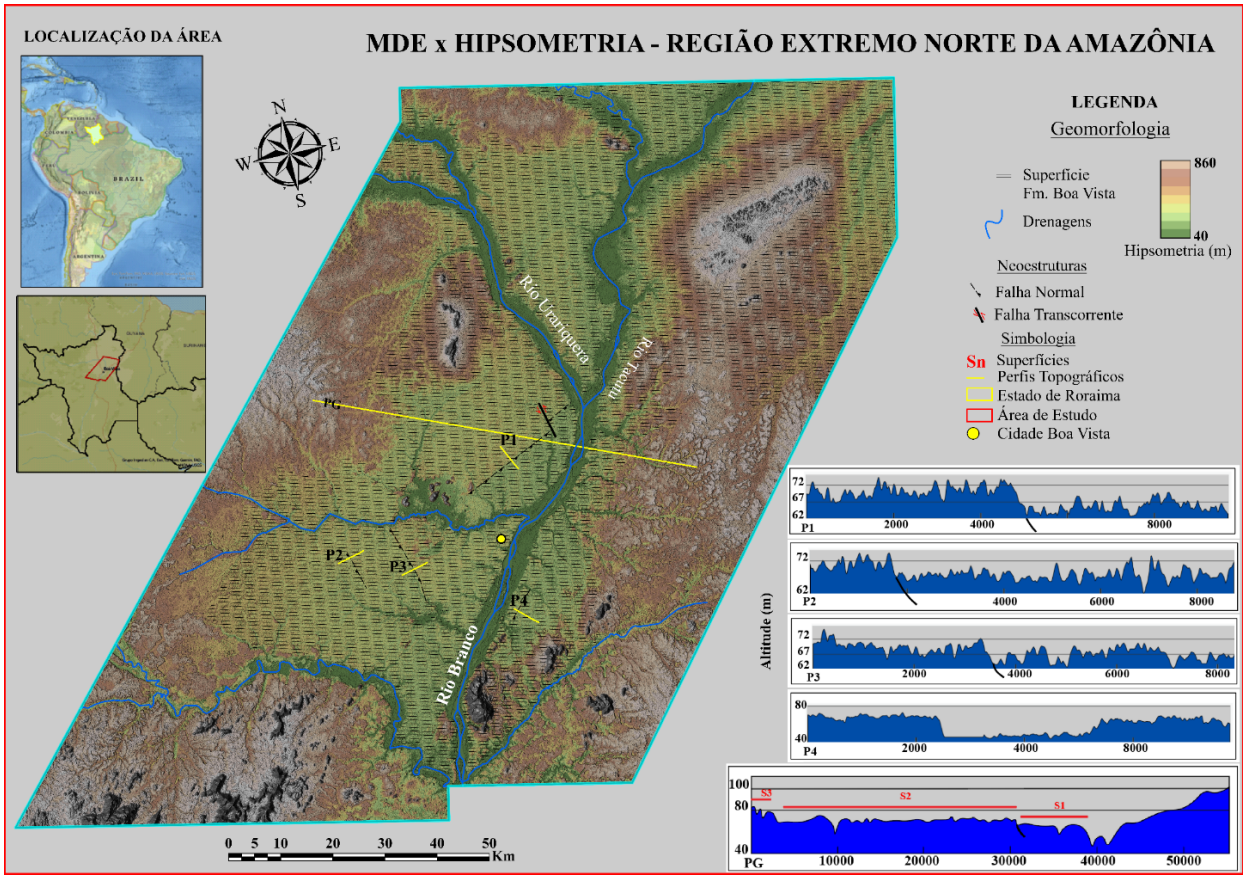


Figura 1. MDE da área de estudo, destacando as possíveis estruturas rupteis (fraturas, falhas normais e transcorrentes) representativas das descontinuidades topográficas, perfis topográficos e a superfície de recobrimento da Formação Boa Vista.

3.METODOLOGIA

Estudos geomorfológicos têm se beneficiado do uso de imagens SAR, devido à sua característica de fornecer informações referentes às propriedades elétricas (relativas à umidade) e físicas (relativas à geometria) dos objetos da superfície (Henderson e Lewis, 1998).

No entanto, desde meados dos anos 70, Graham (1974) demonstrou que a diferença de fase entre dois sinais de onda retroespalhados de mesma área de resolução, estão associados à topografia do terreno. A técnica InSAR consiste no conjunto de processamentos desta diferença de fase, cujos produtos resultantes, entre outros, correspondem aos modelos digitais de elevação (MDE's) de alta precisão, por permitirem a análise de irregularidades topográficas na ordem centimétrica a métrica (<8m).

Nesta pesquisa, o método InSAR utilizado foi a interferometria diferencial, que compara a fase de duas imagens SAR adquiridas em diferentes datas. Os pares de cenas SAR interferométricos utilizados foram adquiridos em 24/10/2023 e 04/01/2024, pela missão Sentinel-1 da Agência Espacial Europeia (ESA) no formato SLC (*Single Look Complex*), resolução espacial de 10 m x 10 m, polarização VV e *baseline* = 37 m, para minimizar os efeitos de correlação atmosférica e topográfica.

O MDE foi gerado a partir da fase interferométrica, conforme etapas de processamento realizadas no *software* SNAP v.9.0.4, que incluíram operações de co-registro, geração do interferograma, desdobramento da fase (*unwrapping*), geração da fase de elevação e geo-codificação, conforme, salvo adaptações, metodologias apresentadas por Graham (1974), Massonnet e Feigl (1998) e Paradella et al. (2021). A partir do MDE foram obtidos produtos relativos aos perfis topográficos e mapas da rede de drenagem, hipsometria e do relevo sombreado, através de operações de geoprocessamento no software ArcGis Pro 3.2.

Ainda no ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), a realização de análises foto-interpretativas sobre os produtos gerados, permitiram a vetorização de feições lineares correspondentes a estruturas geológicas com implicações geomorfológicas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O mapa da Figura 1 mostra alinhamentos formados por descontinuidades topográficas na superfície constituída pelas litologias da Formação Boa Vista, provavelmente correspondentes a estruturas geológicas rúpteis recentes, certificadoras de eventos tectônicos distintos.

O arranjo de orientação preferencial NE-SW dessas estruturas juntamente com alinhamento de lagoas e o condicionamento estrutural da rede de drenagem são concordantes com a disposição espacial do *hemigraben* do Tacutu, cujas unidades litológicas são recobertas pela Formação Boa Vista.

Aspectos geomorfológicos e estruturais relativos à continuidade lateral, orientação estrutural preferencial NE-SW, cinemática primária destral e conformidade espacial e relacional ao modelo de fraturamento de Riedel, interpretados no mapa para os lineamentos representativos das descontinuidades topográficas sugerem a classificação de estruturas de falha ou fratura.

A Figura 1 mostra ainda os perfis topográficos elaborados transversalmente às dimensões longitudinais dos desníveis topográficos.

O primeiro P1 é transversal à descontinuidade topográfica de cerca de 28 Km de continuidade lateral e mostra um desnível topográfico em torno de 3,7 m. Considerando sua direção NE-SW e a de σ1, sugere-se tratar de uma falha do tipo normal, em que uma das extremidades se encontra deslocada por uma falha transcorrente sinistral, ou seja, antitética R'.

Os perfis topográficos P2 e P3 correspondem a seções transversais aos lineamentos estruturais de orientação supostamente antitética R' ou de fraturas P, pois não se verificam indicativos cinemáticos. Estes lineamentos promoveram desníveis topográficos na ordem de 7,5 m e 6 m, respectivamente.

O desnível altimétrico seccionado pelo perfil topográfico P4, apresenta extensão de cerca de 4,6 m, disposição espacial e orientação estrutural coincidente a da falha mestre do *hemigraben* do Tacutu.

5. CONCLUSÕES

As feições geomorfológicas e o arranjo tectono–estrutural caracterizados a partir de análises no MDE, obtido via técnica InSAR, contribuíram para evidênciar prováveis atividades neotectônicas, responsáveis pelas tênues variações altimétricas no relevo plano da superfície muito plana do fundo da área deprimida, coberta pelas litologias quaternárias da Formação Boa Vista.

As atitudes das feições estruturais concordantes à orientação estrutural do *hemigraben* do Tacutu, corroboram ao indicativo de reativações de antigas suturas crustais relacionadas ao CCGC.

Esse estudo demonstra a relevância do conhecimento geomorfológico para diversas áreas, como planejamento urbano, gestão de recursos naturais, mitigação de riscos geológicos e a necessidade de continuar as pesquisas científicas, além de fornecer *insights* sobre a dinâmica da paisagem na região de abrangência da superfície estruturada pela Formação Boa Vista.

Contudo, no sentido de continuidade, irão desenvolver-se atividades de campo mais refinadas com uso de GPR (*Ground Penetrating Radar*) e análise dos dados resultantes de levantamentos aerofotogramétricos.

Referências

Costa, J.B.S., Pinheiro, R.V.L., Reis, N.J., Pessoa, M.R. & Pinheiro, S.S. (1991) Hemigraben do Tacutu: uma estrutura controlada geométrica do cinturão de cisalhamento Guiana central [Hemigraben do Tacutu: A Geometrically Controlled Structure of the Central Guiana Shear Belt] *Rev. Bras. Geociências* (10) 119–130 https://dialnet. unirioja.es/revista/614/V/10

Graham, L.C. (1974) Synthetic interferometer radar for topographic mapping [Radar interferômetro sintético para mapeamento topográfico], *Proceeding of the IEEE (*62)763-768.

Henderson, F.M. & Lewis, A. J. (1998) Principles and applications of imaging radar [Princípios e aplicações de imagem e Radar], United States of America, John Wiley & Sons, Inc.

Massonnet, D.& Feigl, K.L. (1998) Radar Interferometry and its Application to Changes in the Earth's Surfaces [Interferometria Radar e sua Aplicação às Mudanças nas Superfícies Terrestres], *Reviews of Geophysics*, 36 (4)441-500 https://doi. org/10.1029/97RG03139

Oliveira, A.C, Holanda, E.C., Tatumi, S. H. & Yee, M. (2023) OSL and radiocarbon dating and evidence of palaeo-wildfires in Quaternary deposits of the Tacutu basin, northwestern Brazil [Datação OSL e por radiocarbono e evidências de paleoincêndios em depósitos quaternários da bacia do Tacutu, noroeste do Brasil], *J. of South American Earth Sciences*(127)https://doi.org/10.1016/j. jsames. 2023. 104377

Paradella, W.R., Mura, J.C. & Gama, F.F. (2021) Monitoramento DInSAR para mineração e geotecnia [DInSAR Monitoring for Mining and Geohazards] Oficina dos Textos

Reis, N.F., Araújo, M.A., Carvalho, I.S., Vasconcelos, C.G., & Lima, D.A. (2016). Sedimentology, stratigraphy, and paleoecology of the Neogene Boa Vista Formation, Roraima Basin, Brazil [Sedimentologia, estratigrafia e paleoecologia da Formação Neogênica Boa Vista, Bacia de Roraima, Brasil] *Journal of South American Earth Sciences* (69) 1-22

Vale Júnior, J. F. *et al.* (2023) Pedologia In: Ferreira, A.A., Mendonça, A.L.A. & Gonçalves, S.L.F. (Org.)

Zoneamento Ecológico-Econômico do Estado de Roraima. Diagnóstico de Recursos Naturais [Roraima State Ecological-Economic Zoning Natural Resources Assessment] PIATAM Governo de Roraima (pp. 114-356) https://zee-rr. institutopiatam.org.br

Wankler, F. L., Evangelista, R.A. de O. & Sander, C. (2012) Sistema aquífero Boa Vista: “estado de arte” do conhecimento e perspectivas [Boa Vista Aquifer System: "state of art”, knowledge and perspectives] *Acta Geográfica* 6 (12) 21-39 10.5654/actageo2012.0612.0002

Terraces of the Guadiana River between the Pulo do Lobo water fall and Pomarão - discussions about the evolution of the river in the late Pleistocene and Holocene

Os terraços do rio Guadiana, entre a cascata do Pulo do Lobo e o Pomarão - discussão acerca da evolução do rio durante o Plistocénico final e o Holocénico

A. Martins[1 *], N. Moreira[2], A. Araújo[3], R. Melo[4]

[1] Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Instituto de Ciências da Terra - Polo de Évora; aam@uevora.pt
[2] IIFA - Universidade de Évora, Instituto de Ciências da Terra - Polo de Évora
[3] Universidade de Évora, Departamento de Geociências, Instituto de Ciências da Terra - Polo de Évora
[4] Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa

ABSTRACT

The terraces of the Guadiana River were mapped in the stretch between Pulo do Lobo and the Pomarão village. In this work we used the river terraces to estimate the uplift rate and to understand the main controls driving the river's incision throughout the late Pleistocene and Holocene. Four terrace levels were identified upstream of Pulo do Lobo and five terraces in the downstream reach. Uplift rates ranging between 0.071 m/ka and 0.041 m/ka were estimated. Since the mid-Holocene to the Present, the eustatic sea level variation appears to have been the main trigger for river incision.

Key-words: *Guadiana River; fluvial terraces; OSL dating; uplift rate; Holocene evolution*
Palavras-chave: Rio Guadiana; terraços fluviais; datação OSL; taxa de soerguimento; evolução holocénica

1. INTRODUTION

The terraces of the Guadiana River are poorly known in its lower reach, between the "Pulo do Lobo" (PL) water fall and the Pomarão village, located, respectively, at 85 km and 45 km from the river mouth. Feio (1947) carried out a relevant work about the terraces of the Guadiana River, up to Mértola small town, but constrained by the limitations of the topographical base maps from that time. In turn, detailed geomorphological mapping of the Guadiana River terraces downstream of Mértola has yet to be done. In this study we made a review of the cartography of the Guadiana River terraces and also contributed with insights into their chronological understanding. The absence of a chronological framework concerning the Guadiana terraces limits their utilization to determine the fluvial incision rate, or the tectonic uplift rate. An attempt to determine the age of the rocky terrace located about 21 metres above the PL river gorge was made by Ortega-Becerril et al. (2018). The obtained ages do not date the formation of the rock terrace, but the moment of its subaerial exposure, after the dismantling of the alluvial cover that filled the Guadiana valley. However, the model of Guadiana River evolution, suggested by Ortega-Becerril et al., (2018) is highly questionable, as it is not credible that the alluvial cover under which the terrace has been buried could be of Pliocene age. In this work we intend to estimate the rate of tectonic uplift and to shed light on the long-term evolution of the lower reach of the Guadiana River. We also aim to know which have been the driving forces responsible for the river incision during the Holocene.

2. METHODS

Digital terrain models, with a cell size of 10 m resolution, were used to produce detailed geomorphological maps about the terraces of the Guadiana River in the reach between PL and Pomarão. A field campaign was realized to collect samples and to elaborate a stratigraphic log of the sampling site. OSL (Optically Stimulated Luminescence) dating was conducted at the Risø DTU National Laboratory, Denmark, to determine the age of the lower terrace located +10 m above the river bed (a.r.b.). To know the elevation at the coast of the ideal river profiles corresponding to the lower terraces, was used the equation (1) (Hack, 1973). Where H is the river profile elevation, K is the average stream length gradient index (SL Index) and C is the regression intercept.

$$H = C - Kln(L) \qquad \text{Equation 1}$$

3. RESULTS AND DISCUSSION

Four terrace levels were identified at PL and five terraces at Mértola and Pomarão (Fig. 1 and Table 1). At PL, terraces survey was taken immediately upstream of the 15 m high waterfall, downstream from which develops a fluvial canyon until the vicinity of Mértola. In this location, the rocky terrace, T4 +21 m (a.r.b.) is estimated to be at 11 m above sea level (a.s.l.) near the coast, while the T5 terrace (+10 m) should be situated 4 m a.s.l. at the mouth of the Guadiana River. At Pomarão, the T5 is overlain by a probable Middle Holocene sandy cover (new data). The obtained ages are stratigraphically inverted (older to the top and younger to the base) indicate that the Guadiana River has been incising since the Middle Holocene to the present day. The PL waterfall is understood as the upstream limit of an incision wave that has migrated through the valley. In the corrigendum to the 2018 article, Ortega-Becerril et al. (2021) present cosmogenic ages dating the exumation of strath terrace situated +21 m a.r.b. The maximum ages obtained were 78.5 ± 8 ka and 83.2 ± 7.5 ka. However, these ages do not necessarily correspond to the genesis of the strath surface, which will be older. In a first approach hypothesis, the correlation of the T4 with the Last Interglacial (ca. 120 ka) gives an uplift rate of ca. 0.041 m/ka, considering the eustatic sea level 6 m above the present level. In a second approach hypothesis, the correlation of the T4 with the marine isotopic stage (MIS) 7 (ca. 200 ka) gives uplift rates of ca. 0.071 m/ka to 0.043 m/ka, depending on uncertainties related to eustatic levels (Much et al., 2012). These values are consistent with those presented by Cabral (2012) for the coastal region of Algarve and inland Alentejo, which range from 0.033 and 0.066 m/ka. We do not consider it likely that the T4 terrace could be much older than 200 ka, given the similarities in elevation a.r.b. between the terraces of the Guadiana River (at Mértola) and Tejo River (at Muge). These small towns are located at the upstream limit of the tides. Using the extreme uplift rate values of 0.071 m/ka and 0.041 m/ka, the amount of uplift ranges from 0.56 to 0.32 m over the last ~8000 years (the maximum age of the sandy cover overlying the T5). This suggests that the 4 m elevation of terrace T5 at the mouth of the Guadiana River is primarily attributed to changes in the eustatic component from the Middle Holocene to the present day, with a lesser contribution of the apparent sea level falling resulting from continental uplift. This fact is consistent with a higher temperature and eustatic sea level during the Middle Holocene compared to the present day (Briggs et al., 2014; Vinther et al., 2009; Jones, et al., 2023).

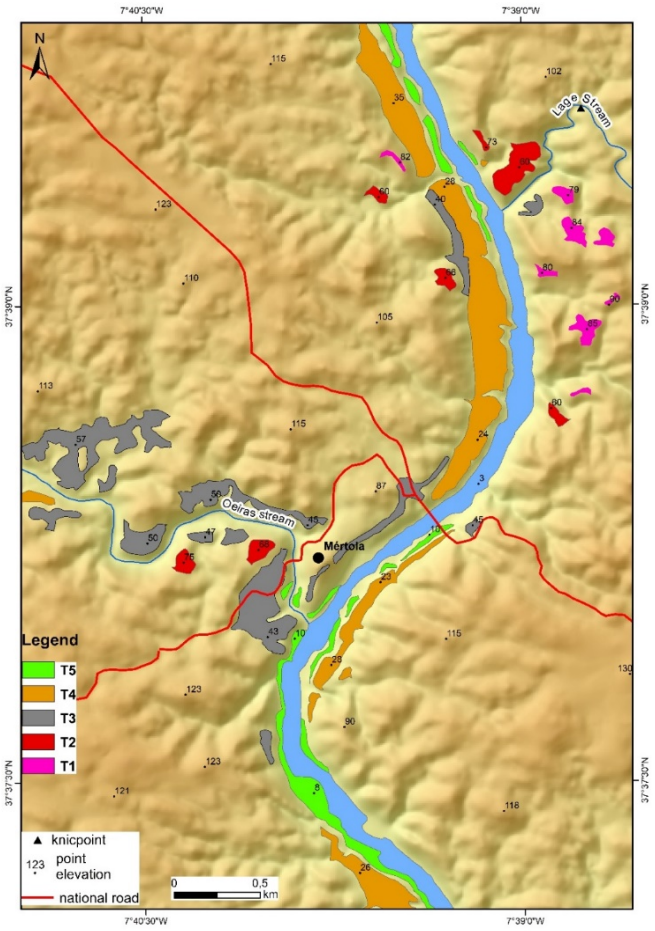


Figure 1. Geomorphological map of the Mértola area, representing the five terrace levels of the Guadiana River. The T4 terrace (+21 m a.r.b.) correspond to the *strath* terrace hanging 21 m above the Pulo do Lobo canyon. The T5 +9 m a.r.b. is buried by an alluvial cover at Pomarão (downstream out of the map). OSL samples were taken there.



Figure 2. Fieldwork was undertaken in 2022 at the Pomarão site to gather samples for OSL dating. The orange hue indicates the presence of sandstone overlying the T5 terrace.

Table 1. Elevation (m) above the river bed (a.r.b.) of the different terrace levels, at Pulo do Lobo, Mértola, Pomarão and at the mouth of the Guadiana River (Castro Marim).

LOCATIONS	T1	T2	T3	T4	T5	RIVER BED
PULO DO LOBO	+70	+51	+28	+6	-	31
MÉRTOLA	+82	+57	+37	+21	+9	3
POMARÃO	-	+58	-	+19	+10	0
AT THE MOUTH				+11	+4	

4. CONCLUSIONS

The Guadiana River boasts the formation of four terraces upstream of the PL waterfall, and an additional five downstream. While absolute ages are still unavailable, certain chronological indicators are discerned on the two lower terraces of the Guadiana River (T4 +21 m and T5 +10 m). The T4 is older than 78.5 ± 8 ka, but it shouldn't be much older than the MIS 7 (ca. 200 ka). The Middle Holocene sedimentary cover, overlying the T5, should be understood as the minimum age of this terrace, whose *strath* surface is older. The low rates of tectonic uplift in the area travelled by the Guadiana River are believed to have had a minimal impact on the Middle Holocene sea level's relative altitude (4 m), as the primary factor influencing this elevation is attributed to the eustatic component.

Acknowledgements

This work was supported by FCT, through the funding of Earth Sciences Institute (UIDB/04683/2020).

References

Briggs, R. D., Pollard, D., & Tarasov, L. (2014). A data-constrained large ensemble analysis of Antarctic evolution since the Eemian. *Quat. Sci. Rev.*, 103, 91-115.

Cabral, J. (2012). Neotectonics of mainland Portugal: state of the art and future perspectives. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 71-84. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39206.

Feio, M. (1946). Os Terraços do Guadiana a jusante do Ardila. Serviços Geológicos de Portugal, *Separata do tomo XXVII das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*.

Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1, 421-429.

Jones, T. R., Cuffey, K.M., Roberts, W.H.G. et al. (2023). Seasonal temperatures in West Antarctica during the Holocene. *Nature*, 613, 292–297. https://doi.org/10.1038/s41586-022-05411-8).

Muhs, D. R., Pandolfi, J. M., Simmons, K. R., & Schuman, R. R. (2012). Sea-level history of past interglacial periods from uranium-series dating of corals, Curaçao, Leeward Antilles islands. *Quaternary Research*, Volume 78, Issue 2, 157 – 169. DOI: 10.1016/j.yqres.2012.05.008.

Ortega-Becerril J. A., Garzón, G., Tejero, R., Meriaux, A. S., Delunel, R., Silke, M., & Georg, R. (2018). Controls on strath terrace formation and evolution: The lower Guadiana River, Pulo do Lobo, Portugal. *Geomorphology*, 319, 62-77. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.015.

Ortega-Becerril J. A., Garzón, G., Tejero, R., Meriaux, A. S., Delunel, R., Silke, M., & Georg, R. (2021). Corrigendum to "Controls on strath terrace formation and evolution: The lower Guadiana River, Pulo do Lobo, Portugal" *Geomorpholog*y 319, (2018) 62–77. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107247.

Vinther, B., Buchardt, S., Clausen, H. *et al.* (2009). Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature*, 461, 385–388. https://doi.org/10.1038/nature08355.

PERIGOS E RISCOS GEOMORFOLÓGICOS

Modelling the superficial formation thickness at slopes organized on agricultural terraces at Douro Demarked Region

Modelação da espessura das formações superficiais em vertentes organizadas em terraços agrícolas na Região Demarcada do Douro

C. Bateira[1 *], S. Pereira[2], P. SantAnna[3], G. N. Lima[2], F. Alves[4], M. Natário[4], J. Valente[4]

[1] Univ. do Porto, Dep. Geografia, Riskam-IGOT-CEG/FLUP-UPorto, Via Panorâmica ao Campo Alegre, s/n, Porto Portugal.
[2] Univ. do Porto, Dep. de Geografia, CEGOT, Via Panorâmica ao Campo Alegre, s/n, Porto; Univ. de Lisboa, IGOT, CEG.
[3] Univ. do Porto, Dep. de Geografia, Via Panorâmica ao Campo Alegre, s/n, Porto.
[4] Symington Family Estates, Vinhos SA. Vila Nova de Gaia, Portugal.
[*] carlosbateira@gmail.com.

ABSTRACT
The study focuses on the spatial modelling of the surface formations (SF) thickness that support the construction of agricultural terraces at the Douro Demarcated Region (RDD). The methodology uses an arithmetic model that integrates curvature, slope and normalized slope height. The validation was based on two approaches: (i) the field observation and measure of the terrace riser when the contact between the SF and the parent material is observable; (ii) the construction of electrical resistance profiles up to 2.5m depth. We considered that electrical resistance below 200Ω corresponds to SF materials.

Key words: *Surface formations thickness, terraced slopes, Douro valley.*

RESUMO
O estudo incide sobre a modelação espacial da espessura das formações superficiais (FS) que suportam a construção de terraços agrícolas na Região Demarcada do Douro (RDD). A metodologia baseia-se num modelo aritmético que integra a curvatura, o declive e a altura normalizada da vertente. A validação baseou-se em duas abordagens: (i) observação e medição dos taludes de terraços quando o contacto das formações superficiais com a rocha mãe é observável; (ii) construção de perfis de resistência elétrica até à profundidade de 2,5m. Considerou-se que a resistência elétrica inferior a 200Ω corresponde a materiais das FS.

Palavras-chave: *Espessura das formações superficiais, vertentes em terraços, Vale do Douro.*

1. INTRODUCTION

The Douro Valley is undergoing important changes in the vineyard systematization, in the steep-slope landscapes, both at economic and social levels, with implications on vine production with the widespread use of mechanization. This involves rebuilding the terraces adapted to the size of the machinery used. The new terraces have platform width of 2.30m to 2.50m, one vine row and earthen embankments.

During the construction process of the agricultural terraces, the slope regularisation of previous vineyard system recovers the morphology of the pre-installation vineyard. Subsequently, new terrace construction is based on the decision of the number of vine rows for each terrace. After the new terrace's construction, the platform's superficial formation materials (rock, thin soil layer and residual organic matter) are turned upside down to a meter deep to provide ventilation to the upper part of the superficial formation installed in the platform and prepare the installation of the vineyard.

This intervention determines a very significant change in the soil structure, which presents an absence of soil layers resulting from paedogenesis. The characteristics of these surface formations (SF) have an anthropic genesis, which also controls their thickness and structure. However, before the first vineyard installation the original SF thickness is very close to the SF thickness after regularization and before the new terrace's construction. The thickness of SF is an essential parameter for modelling terrace instability, both for statistical and mathematically based models.

The application of different models for soil thickness evaluation, with different methodologies, at different scales and different areas presents different performances (Catani et al., 2010; Pelletier et al., 2016).

The main objective of this study is to model and validate the SF thickness on metamorphic formations that support the vineyard installation, as well as evaluate the thickness of the SF after the installation of the new terraces.

This work is a contribution to the LivingSoiLL project that aims to create a network of five Living Laboratories (LL) across Europe, with at least 50 demonstration sites, focusing on permanent crops with economic, social, and cultural importance in the EU. These LLs will act as multidisciplinary and transdisciplinary collaborative platforms for code design, co-development and co-implementation of solutions that promote the conservation/restoration of soil health. By promoting locally adapted innovative and holistic solutions, spreading sustainable soil management practices, and strengthening soil literacy, the project aims to contribute to the global improvement of soil health and environmental resilience. In the case of the Luso-Galaico LL, its main objectives are: (i) to study/develop innovative solutions to mitigate soil degradation in vineyards and olive groves; (ii) test solutions at demonstration sites in different agricultural systems and environments; (iii) co-create successful local solutions for healthy soils (LivingSoiLL, 2024).

2. STUDY AREA

This study focused on a micro basin of 52.6ha located in the Pinhão village, on the North margin of Douro Valley, Portugal (Fig. 1). The elevation range is 209m and varies between 62m and 394m and the slope aspect is predominantly south. The lithology presents several stratified levels of pre-Cambrian and Cambrian phyllites and schists. The vineyards occupy 20.8 ha of the micro basin, mostly in terraces, with wall support with dry rock or earthen embankment. The area has a Mediterranean climate with an average annual rainfall of 658mm. However, while the temporal distribution of precipitation predominantly occurs in the wet season, heavy rainfall episodes ranging between 40mm/h and 80mm/h are frequent in the spring and fall seasons. Two precipitation events occurred on December 22, 2022, with 243mm for 30 days and return period (RP) of 3.6 years and on January 1, 2023, with 278mm for 30 days and RP of 5.5 years.

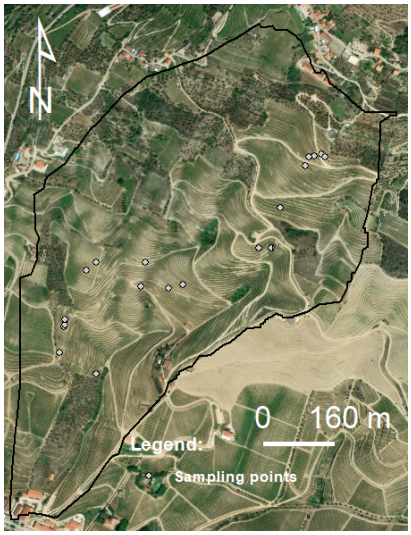


Figure 1: Micro basin at Bonfim estate and sampling points of the SF thickness.

The basin undertakes a terrace reconstruction, with the implementation of terraces with large platforms (3.5m) with two vine rows, narrower platforms with one vine row (2.3m)

and a new drainage system. The terrace installation changes the SF characteristics and promotes water erosion and riser instability.

3. DATA AND METHODS

The information that supports the entire modelling was extracted from an unmanned aerial vehicle (UAV) flight that allowed the construction of a DEM with a 10cm spatial resolution. This model supports the altimetry used to model the SF thickness at two different scales. The modelling of the original slope morphology, before the installation of terraces, uses contour lines with equidistance of 5m. This information built a generalized DEM of the basin with a spatial resolution of 5m. This DEM allows the extraction of information on the slope angle, slope curvature, and normalized height for the hillslope to integrate as model parameters to assess SF thickness. With a detailed DEM with a spatial resolution of 40cm, we performed the new slope morphology with the new terraces and calculated the thickness of the excavated and mobilized materials during the terrace construction.

To validate the thickness obtained we measured the SF at 19 points (Fig. 1), with observation and measure of the parent rock contact with SF at the terrace risers. Additionally, we used electric resistivity tomography (ERT) that allowed the construction of eight electrical resistivity profiles, in sampling areas where direct field observation is not possible. We considered that the values under 200Ω correspond to SF materials (Palacky et al., 1991). These profiles support the analysis of the SF thickness. We calculate the correlation between sampling points and modelled points with the obtained data and validate the results of the SF thickness map.

4. RESULTS

The estimated maximum thickness is approximately 6m, the minimum is approximately 40cm, and the average value is 1.4m. The most frequent thickness of SF is the class of 0.5m-1m, with 39% of the basin area, followed by the class of 1m-1.5m, with 19.9% (Fig. 2). Considering the model variables, the greater thicknesses are located along the water lines and the wider areas of the lower classes along the upper part of the basin. The interfluves have lower values of the SF thicknesses, up to 1m. The correlation between observed values and estimated SF thickness values is good with a R^2 = 0.87, which corresponds to the adjustment of a potential trend line (Fig. 3).

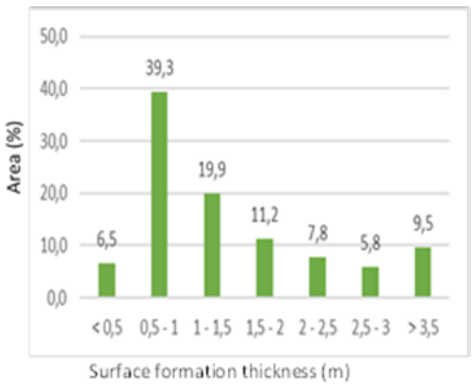


Figure 2. Areas by the surface formation thickness (m).

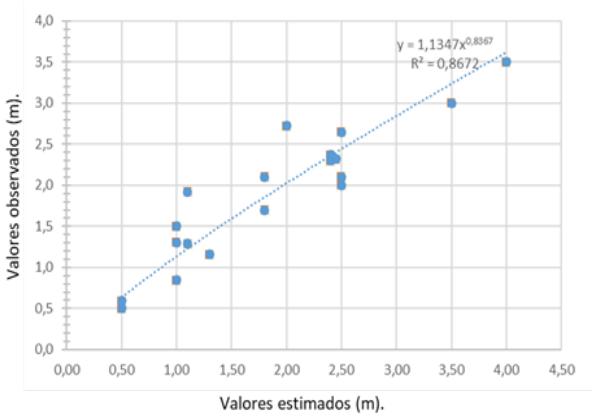


Figure 3. Correlation of observed surface formation thickness and estimated thickness.

The validation process presents some problems. The direct field measure of the SF thickness along the risers is higher than the vertical measure due to the riser inclination, although that difference is not relevant, especially at the higher values at a high slope gradient. This can explain part of the missing adjustment of the model to some of the higher values of direct field observation. The interpretation of the resistivity profiles focuses on the central part of the profile but must consider the interpretation of all profile but not only at the most profound place at the central part. The terrace construction mobilizes huge blocks at the middle of the profile resulting in huge electrical resistivity in part of the profile. Meanwhile, the lower levels under the block register lower resistivity values, contributing to the riser instability. All these elements can contribute to the SF thickness modelling.
SF thickness for the terraced area at the micro basin identifies the higher thickness along the water lines and the different thicknesses along the terraces due to the excavated and deposited materials for the platform construction. Nevertheless, the results are promising and ask for a wider validation.

CONCLUSIONS

The SF thickness is a very important parameter for slope instability modelling. The detailed cartography can represent a significant improvement in the evaluation of landslide modelling quality in areas with huge human activity. The proposed model is a promising solution since the validation process indicates a high value (R^2=0.87) for the potential trend curve. We must state that this model, built for metamorphic regions, may not adjust to other environments with different types of weathered materials. In that case needs calibration to produce acceptable results.

Acknowledgements

Work funded under the project LivingSoiLL - Co-creating solutions for soil health in Living Labs, Horizon Europe Framework Program (HORIZON-MISS-2023-SOIL-01). Living labs: Portugal, Spain, France, Poland and Italy.

Bibliography

Catani, F., Segoni, S., Falorni, G. (2010). *An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale*. Water Resources Research, Vol. 46, doi:10.1029/2008WR007450,

LivingSoiLL - Healthy Soil to Permanent Crops Living Labs (2024).
https://www.citab.utad.pt/projects/823/show,

Palacky, G.J. (1991). Resistivity characteristics of geological targets, in M. N. Nabighian (ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics.* Vol. 1, Soc. Explor. Geophys., pp. 53–129

Pelletier, J. D., P. D. Broxton, P. Hazenberg, X. Zeng, P. A. Troch, G.-Y. Niu, Z. Williams, M. A. Brunke, and D. Gochis (2016). *A gridded global data set of soil, immobile regolith, and sedimentary deposit thicknesses for regional and global land surface modelling*, J. Adv. Model. Earth Syst., 8, 41–65, doi:10.1002/2015MS000526.

Uma nova cartografia de solos à escala 1:100 000 para Portugal continental

A new soil cartography at 1:100,000 scale for mainland Portugal

G. Batista [1], M. Conceição[1], R. A. C. Garcia[1,2], S. C. Oliveira[1,2], A. Trindade[3], C. M. Viana[1,2], J. Rocha[1,2*]

[1] Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos
[2] Laboratório Associado Terra
[3] Direção-Geral de Agricultura e Desenvolvimento Rural
[*] Jorge.rocha@edu.ulisboa.pt

RESUMO

Portugal enfrenta desafios na disponibilização precisa e atualizada da cartografia de solos a nível nacional, com dados dispersos entre várias fontes e instituições, apresentando inconsistências de escala, metodologia e formatos. A Carta Geral dos Solos (escala 1:1000 000) de 1971 necessita de atualização urgente para atender às demandas atuais. Este esforço envolve harmonizar e validar dados cartográficos em diferentes escalas (1:100 000 e 1:25 000), requerendo colaboração entre diversas instituições e especialistas para melhorar a qualidade e uniformidade da informação cartográfica sobre os solos em Portugal.

Palavras-chave: *solos; WRB; cartografia; compatibilização; normalização*
K**ey-words:** *soils; WRB; cartography; compatibility; normalization*

1. INTRODUÇÃO

Portugal não dispõe de uma completa cobertura de informação cartográfica de solos a uma escala adequada às necessidades de gestão ambiental. Embora existam várias fontes de dados (além das várias cartas de solos publicadas), elas são muitas vezes inconsistentes e insuficientes para fornecer a informação geral e rigorosa para enfrentar globalmente os problemas associados à governança dos solos no âmbito das políticas ambientais. Além disso, também se relata a atividade de estruturação da informação de base para a elaboração da cartografia a partir da informação das cartografias anteriores e do legado de informação disponível.

A informação cartográfica disponível sobre os solos (distribuição e caracterização) em Portugal foi produzida por várias instituições e abrange a totalidade do território continental, apresentando algumas sobreposições. Esta informação está dispersa por várias instituições e é heterogénea sob o ponto de vista da escala, das metodologias (de campo e analíticas) utilizadas, da densidade de informação, do sistema de classificação utilizado e dos formatos de publicação cartográfica, muitos dos quais resultantes da sua conversão analógico-digital; além disso, apresenta também deficiências ou lacunas de caracterização e de classificação (em parte resultantes da evolução contínua dos conhecimentos sobre o recurso solo e da forma de abordagem do mesmo) que importa ultrapassar. Apesar da aquisição de nova informação e dos novos conhecimentos adquiridos, a atual Carta Geral dos Solos do País na escala 1:1000 000 – única ferramenta de suporte de ações de sensibilização, de ordenamento do território, de cartografia temática de âmbito nacional e de disponibilização de mais e melhor informação para a síntese cartográfica à escala da União Europeia e global - apresenta-se pouco adequada e em contraste com o que sucede em relação a outra cartografia temática de base relevante para a gestão integrada do território. Urge, assim, articular, uniformizar e disponibilizar a informação

cartográfica existente sobre os solos do País, reforçando a sua qualidade e o grau de aproveitamento da mesma para os diferentes âmbitos de aplicação.

2. DADOS

A Carta Geral dos Solos do País (escala de 1:1000 000) de 1971 utiliza um sistema de classificação que não sofreu a necessária atualização, encontrando-se bastante desajustada. Assim, é indispensável a atualização da mesma, utilizando um sistema de classificação universal e que se ajuste às necessidades atuais e futuras.

O presente artigo descreve os trabalhos desenvolvidos para a correção, harmonização e validação da cartografia de solos de Portugal, tanto à escala 1:100 000 (Regiões de Trás-os-Montes e Alto Douro, Entre Douro e Minho e Zona Interior Centro) como à escala 1:25 000 (cartografia de Séries do ex-SROA/CNROA; as denominadas Cartas Complementares de Solos) que abrange as regiões a sul do rio Tejo e algumas da Região Centro e, em menor extensão, da Região Norte. Devido às inúmeras dificuldades em recolher informação e/ou à qualidade da existente, o processo de harmonização da cartografia dessas duas escalas tem sido efetuado em paralelo, conforme a disponibilização de dados.

3. MÉTODOS

A operacionalização dos objetivos referidos exige necessariamente a reunião de sinergias e o envolvimento e participação de várias instituições responsáveis pela informação cartográfica de solos, bem como outras responsáveis por estudos de índole diversa respeitantes à caracterização de solos. Para o efeito é indispensável assegurar a organização e a coordenação de um vasto e sólido grupo de especialistas (de formação diversificada e complementar). Importa também englobar as variadas entidades (públicas ou privadas) com interesse direto (a vária escala) na utilização de informação respeitante ao recurso solo.

3.1. Definição da base cartográfica

A organização da referida Carta Geral de Solos exige, à partida, que sejam consideradas as variadas unidades geológicas (com o apoio de especialistas com conhecimentos e sensibilidade sobre as relações entre a diferenciação litológica e a formação do solo) e as formas de relevo, de modo a permitir segregar globalmente as diferentes unidades morfológicas ou fisiográficas "homogéneas" (quanto à litologia e ao relevo), o que exige necessariamente um suporte do Modelo Digital do Terreno (MDT) – como foi, aliás, a metodologia seguida em alguns programas de cartografia de solos desenvolvidos no Norte e Centro do País. Tal diferenciação é crucial para otimizar a delimitação das unidades cartográficas de solos e a aderência destas aos dois fatores primordiais na diferenciação das características e na distribuição das mesmas nas regiões mediterrâneas. A Carta Geral dos Solos deve basear-se em prévia síntese do relevo e das unidades geológicas, sugerindo-se a utilização da carta geológica à escala 1:500 000 (ou maior quando disponível e justificável), do MDT, da Carta de Ocupação do Solo (COS), das Cartas de Unidades de Paisagem e das Cartas derivadas de indicadores obtidos com informação de cartografia temática relevante, como base de diagnóstico.

3.2. Reorganização e atualização da informação

A organização da Carta Geral dos Solos tem de atender forçosamente à diversidade da informação associada à escala, às metodologias, à densidade e qualidade de informação, ao

sistema de classificação e ao formato de publicação dos diferentes documentos cartográficos anteriormente produzidos. Por isso, à partida, consideram-se esquematicamente duas grandes áreas para o território do Continente, a tratar em abordagem diferenciada como em seguida se explicita.

Regiões de Trás-os-Montes e Alto Douro, de Entre Douro e Minho e Interior Centro

A reorganização e a síntese da cartografia destas regiões (Figura 1a) estão relativamente facilitadas pelo facto da cartografia de solos existente (na escala 1:100 000) ter sido efetuada no contexto conceptual das *land units*, através da prévia delimitação de unidades fisiográficas homogéneas quanto ao clima, geologia e relevo. Além disso, essa cartografia apresenta uma densa informação quanto à descrição morfológica das unidades de solo e à respetiva caracterização analítica básica, tendo sido utilizadas metodologias padronizadas internacionalmente e sistemas de classificação de índole global. Finalmente, a informação dos perfis de solos de referência inclui na generalidade a respetiva localização e a especificação dos parâmetros indispensáveis ao seu enquadramento ambiental.

Porém, as cartas das regiões em apreço foram publicadas em diferentes formatos e as respetivas legendas apresentam, ainda assim, alguma diferenciação que vai desde a Legenda da FAO (1974), à Legenda Revista da FAO (1988) e à WRB (versão 1998), respetivamente. Assim, para eliminar as eventuais diferenças e garantir a devida uniformidade de informação é imprescindível:

(i) Proceder em primeiro lugar à conversão analógico-digital da cartografia temática de base disponível, utilizada para a elaboração da Carta de Solos de Trás-os-Montes e Alto Douro e à avaliação da consistência interna das unidades cartográficas de solos com as unidades fisiográficas homogéneas;

(ii) Compatibilizar a delimitação das unidades fisiográficas homogéneas e as unidades cartográficas de solos confrontantes na fronteira de cada par dessas regiões;

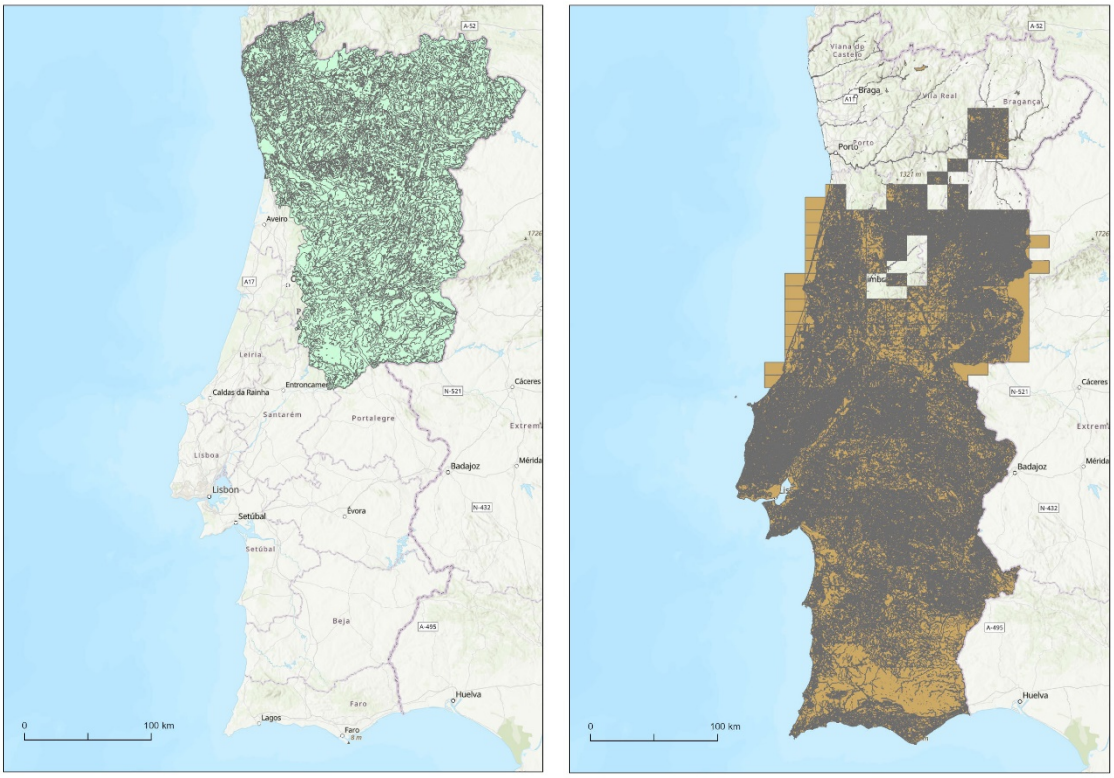
(iii) Ultrapassar as inconformidades entre as legendas das cartas referidas através da elaboração de tabelas de equivalência e da sua integração num sistema de transformação da informação para a WRB (versão 2006 ou 2014 ou outra mais recente) e assegurando a compatibilização com a *Harmonized World Soil database* (HWSD) a ser desenvolvida pela rede internacional de informação de solos (INSII).

Regiões do Algarve, do Alentejo e do Litoral Centro

Nestas regiões a cartografia existente em formato vetorial e matricial georreferenciados, foi elaborada na escala 1:25 000 (as designadas Cartas de Séries), a qual serviu de base para a sua publicação em papel, na escala 1:50 000 (Figura 1b). A sua integração na CGSP reveste-se de uma muito maior complexidade do que no caso anterior, dado que a cartografia não se apresenta estruturada com informação obtida de uma prévia diferenciação de unidades fisiográficas básicas ou homogéneas, não estando assim as respetivas unidades cartográficas suficientemente sistematizadas de acordo com os fatores dominantes da formação do solo, a que se associa o facto da informação sobre as unidades geológicas só posteriormente ter sido suficientemente aprofundada (Monteiro, 2004).

Acresce, ainda, o facto do sistema de classificação utilizado (Classificação dos Solos de Portugal) não ter sido alvo da devida atualização e compatibilização com os sistemas de classificação globais. Simultaneamente foi-se diluindo o sistema de padronização metodológica (de campo e

laboratorial) e aumentando o número de unidades de solo (constantes dos documentos cartográficos) incompletamente caracterizadas ou sem qualquer caracterização. Com efeito, a informação da memória descritiva respetiva é muito pouco densa (incompleta) e muitas das unidades de solo foram classificadas de forma inconsistente, nomeadamente as consideradas nas áreas da Zona Litoral Centro que assentam exclusivamente em rochas sedimentares.



a) b)

Figura 1. Polígonos da carta de solos à escala 1:100 000 (a) e da carta de solos à escala 1:25 000 (b).

5. CONCLUSÕES

A atualização da Carta Geral dos Solos de Portugal (CGSP) é uma importante oportunidade para unificar o sistema de classificação (e de comunicação) e as diferentes metodologias, organizar informação e bases de dados gerais e temáticas, ultrapassar e colmatar deficiências de caracterização, promover a melhoria e a reorganização da cartografia existente, estimular a utilização de novas tecnologias e adequar a informação a um melhor apoio ao ordenamento do território, à prevenção da degradação do solo e à gestão e conservação dos recursos naturais. Estas são condições indispensáveis para transferir conhecimento, apoiar legislação, integrar a proteção do solo noutras políticas ambientais e de conservação de recursos e estimular e orientar a investigação, promovendo o desenvolvimento e a investigação de solos, centrando-se em lacunas, prioridades e sinergias identificadas, melhorando as interações entre a comunidade científica envolvida na condução básica e aplicável das ações de I&D sobre os solos e as comunidades dos utilizadores finais e *stakeholders*, de forma a aumentar o impacto, através da adaptação e da difusão dos conhecimentos e das tecnologias desenvolvidas.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através do programa Science4Policy [2024.00178.S4P24].

Referências

FAO (2006) - Guidelines for soil description, 4th edition. Rome, FAO.

Monteiro, F. Girão, (2004) – Factores Determinantes do Hidromorfismo em Solos do Sul de Portugal. Dissertação de Doutoramento em Engenharia Agronómica: Instituto Superior de Agronomia, UTL, Lisboa.

Delimitação de Distritos de Solos em Portugal continental

Delimitation of Soil Districts in mainland Portugal

M. Conceição[1], G. Batista[1], R. A. C. Garcia[1,2], S. C. Oliveira[1,2], A. Trindade[3], C. M. Viana[1,2], J. Rocha[1,2*]

[1] Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos
[2] Laboratório Associado Terra
[3] Direção-Geral de Agricultura e Desenvolvimento Rural
[*] Jorge.rocha@edu.ulisboa.pt

RESUMO

A Diretiva de monitorização do solo da União Europeia (UE) visa promover práticas sustentáveis de gestão do solo nos Estados-Membros. Esta diretiva propõe o estabelecimento de Unidades de Solo (US) dentro de Distritos de Solo designados para monitorização e governança eficazes do solo. Abordar a heterogeneidade do solo e do uso do solo requer metodologias sofisticadas, incluindo técnicas estatísticas avançadas e modelação integrativa. Os algoritmos de *machine learning*, análises geoestatísticas e sistemas de informação geográfica emergem como ferramentas cruciais para esta finalidade. A metodologia proposta envolve a avaliação da qualidade do solo, utilizando dados climatológicos, de uso do solo, de elementos do solo e litológicos para mapear unidades de solo verdadeiramente multiúso. A harmonização dos sistemas de monitorização ao nível nacional e a criação de um observatório de solo abrangente são enfatizadas para melhorar a confiabilidade dos dados e facilitar a tomada de decisões informadas. Este projeto destaca a importância da participação das partes interessadas e visa apoiar práticas sustentáveis de gestão do solo, promovendo a sustentabilidade agrícola e o desenvolvimento rural na UE.

Palavras-chave: *Distritos de Solos; Unidades de Solos; Modelação; SIG*
K**ey-words:** *Soil Districts; Soil Units; Modeling; GIS*

1. INTRODUÇÃO

A Diretiva de Monitorização do Solo (DMS) da União Europeia (UE) é um instrumento legislativo fundamental destinado a promover práticas sustentáveis de gestão do solo nos estados membros. A diretiva delineia o estabelecimento de Unidades de Solo (US) dentro de Distritos de Solo designados, servindo como entidades fundamentais para monitorização e governança do solo. No entanto, a natureza heterogénea da tipologia do solo e do uso do solo nos estados membros apresenta desafios significativos na delineação eficaz dessas unidades. Abordar esta complexidade requer metodologias sofisticadas e colaboração interdisciplinar.

Os avanços recentes em técnicas estatísticas e modelação proporcionaram novas oportunidades para a delineação precisa de US. Algoritmos de *machine learning* (ML), análises geoestatísticas e sistemas de informação geográfica (SIG) emergiram como ferramentas valiosas neste contexto. Várias abordagens numéricas, incluindo *fuzzy clustering* e análise de componentes principais, têm sido propostas para a delineação de US, aproveitando diversas fontes de dados ambientais e do solo.

No entanto, alcançar US verdadeiramente multiúso permanece um desafio devido às interações intrincadas entre as propriedades do solo. Em resposta a esses desafios, propõe-se uma metodologia dinâmica que integra a avaliação da qualidade do solo. Um ponto central para a metodologia proposta é a utilização de algoritmos de ML e a integração de conjuntos de dados diversos. Os dados climatológicos, os mapas de uso do solo, os dados de elementos do solo e a informação litológica estão entre os principais inputs considerados. As tarefas focadas em

mapeamento litológico, unidades de resposta climática e agrupamento de unidades de solo constituem componentes integrais do quadro proposto, visando desenvolver uma metodologia robusta de delineação de US.

A harmonização dos sistemas de monitorização ao nível nacional é enfatizada, juntamente com o estabelecimento de um observatório de solo abrangente. Estas iniciativas melhoram a confiabilidade dos dados e facilitam a avaliação da saúde do solo, contribuindo para a tomada de decisões baseada em evidências. Além disso, o projeto sublinha a importância da participação e colaboração das partes interessadas, especialmente entre os agentes de desenvolvimento rural.

Ao criar um sistema de informação para registar os resultados da análise de solo e as práticas culturais, o projeto visa apoiar a tomada de decisões baseada em evidências ao nível da exploração agrícola e informar as políticas de desenvolvimento rural. Em última análise, o projeto procura avançar com práticas sustentáveis de gestão do solo através da colaboração interdisciplinar e metodologias inovadoras adaptadas aos contextos diversos dentro da UE. Através destes esforços concertados, a UE visa salvaguardar os recursos do solo para as gerações futuras, promovendo simultaneamente a sustentabilidade agrícola e o desenvolvimento rural.

2. ESTADO DA ARTE E OBJETIVOS

A Diretiva de Monitorização do Solo da União Europeia (Direção-Geral do Ambiente, 2023) prevê a definição de distritos de solo (unidades administrativas) e unidades de solo associadas (unidades de monitorização com nível mínimo de harmonização, US) como áreas para monitorização e implementação de gestão sustentável do solo. A adoção de tipologias de solo distintas a nível nacional, combinadas com uma vasta diversidade de cobertura e uso do solo, torna muito difícil estabelecer e definir estes limites. É importante salientar que estes distritos devem constituir as unidades básicas de governança para efeitos de gestão do solo e adoção de medidas para cumprir os requisitos estabelecidos na diretiva proposta, especialmente no que diz respeito à monitorização e avaliação da saúde do solo.

A uniformidade das propriedades do solo dentro das US é crucial para a gestão sustentável do solo, produtividade a longo prazo e prevenção de problemas ambientais. O estudo da variação espacial do estado de fertilidade do solo é essencial para atividades sustentáveis (Taghizadeh-Mehrjardi et al., 2020). Nas últimas décadas, avanços consideráveis em técnicas estatísticas e abordagens de modelagem permitiram a delimitação precisa de zonas agrícolas utilizando novos métodos como ML, sistemas de informação geográfica (SIG), deteção remota e geoestatística.

Foram propostas várias abordagens numéricas para a delimitação de US com base em propriedades do solo, nomeadamente análise de cluster *fuzzy k-means* (Zeraatpisheh et al., 2020), algoritmo de *clustering fuzzy c-means* e análise de componentes principais (PCA). No entanto, a seleção da técnica/abordagem apropriada depende dos propósitos para os quais as US estão a ser delimitadas. Estudos anteriores documentaram a aplicação da delimitação de US para sistemas agrícolas, utilizando várias fontes de dados ambientais e de solo, como fatores pedo-geomorfológicos, nutrientes do solo e propriedades intrínsecas do solo (por exemplo, condutividade elétrica, pH, distribuição do tamanho de partículas, matéria orgânica do solo, nitrogénio, fósforo e potássio) (Zeraatpisheh et al., 2020).

A principal razão para desenvolver US é delimitar subáreas homogéneas. No entanto, alguns testes estatísticos comumente utilizados para determinar US, como a análise de variância unidirecional, apenas consideram propriedades individuais do solo. Kerry et al. (2021)

investigaram se as US identificadas usando dados de sensoriamento, topográficos e de rendimento eram ótimas para gerir vários nutrientes ou propriedades do solo de uma vez e descobriram que embora as unidades pudessem ser usadas para gerir mais de uma propriedade, não eram verdadeiramente multiuso e não podiam ser usadas para gerir todas ou a maioria das propriedades de uma vez.

Portanto, é necessária uma metodologia dinâmica de delimitação que possa avaliar as interações das propriedades do solo e múltiplas propriedades em combinação. A avaliação da qualidade do solo pode ser considerada eficaz para representar a qualidade e sustentabilidade dos ecossistemas. Ela considera a interação de diferentes variáveis (por exemplo, propriedades do solo) e baseia-se em diferentes referências e limiares para classificar o solo em diferentes graus de qualidade do solo. A avaliação da qualidade do solo poderia ser usada como estrutura para avaliar a homogeneidade das US delimitadas.

No que diz respeito à homogeneidade das US dentro dos distritos de solo, a primeira versão da DMS (Direção-Geral do Ambiente, 2023) sugere o uso do algoritmo geoestatístico Bethel para lidar com (poucas) propriedades do solo e garantir interações das propriedades do solo com um coeficiente de variação inferior a 5% dentro de cada US.

3. METODOLOGIA

Os distritos de solos devem constituir as unidades básicas de gestão para gerir os solos e tomar medidas para cumprir os requisitos estabelecidos nesta Diretiva, especialmente no que diz respeito à monitorização e avaliação da saúde do solo. O número, extensão geográfica e limites dos distritos de solos para cada Estado-Membro devem ser determinados para facilitar a implementação do Regulamento da UE. O número mínimo de distritos de solos para cada Estado-Membro deve corresponder ao número de unidades territoriais NUTS I. Para garantir uma governança adequada dos solos, os Estados-Membros devem designar uma autoridade competente para cada distrito de solos.

Todas as ações serão realizadas em estreita ligação com a Comissão Europeia (CE), o Centro Comum de Investigação (JRC), a Parceria Portuguesa do Solo (PPS) e, em alguns casos, com agricultores e silvicultores – ciência cidadã. Uma característica importante destas tarefas é sobre conceitos. A qualidade do solo pode transformar a ciência do solo de uma ciência neutra em termos de valor num sistema de valores e até referir a qualidade do solo como promovendo ideias de um solo politicamente correto. Além disso, existem também diferentes definições e, consequentemente, diferentes entendimentos de conceitos estruturais como Qualidade do Solo, Saúde do Solo, Serviços (do Solo) do Ecossistema ou Funções do Solo que precisam de ser abordados (Weninger et al., 2024).

Ao estabelecer a extensão geográfica da malha de unidades de solos homogéneas, os Estados-Membros podem ter em conta as unidades administrativas existentes e devem procurar a homogeneidade dentro de cada distrito de solos em relação aos seguintes parâmetros: i) tipo de solo conforme definido na Base de Referência Mundial para Recursos do Solo; ii) condições climáticas; iii) zona ambiental conforme descrito no Relatório Alterra; e iv) uso do solo ou cobertura do solo conforme usado no programa de Levantamento Estatístico de Uso e Cobertura do Solo (LUCAS) (ou similar).

No que diz respeito a i) forneceremos um mapa litológico 1:100 000 para Portugal continental. Também temos acesso a dados climáticos melhores (ii) do que o conjunto de dados WorldClim sugerido. Estes dados têm uma resolução espacial de 1 km^2 e correspondem a uma normal

climatológica um pouco antiga. Utilizaremos a normal climatológica de 1982-2010 do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (já adquirida). Considerando também que temos um Mapa Oficial de Uso e Ocupação do Solo detalhado (1:25 000) (COS 2018) (iv), será possível processar informações mais detalhadas do que as sugeridas em (iii). Como tal, elaboraremos Unidades de Resposta Climática Homogéneas (URCH).

Os dados acima permitirão criar a malha geográfica de unidades de solos, que será a base de todos os processos de modelação. A segunda fase abrangerá o processo de agrupamento da malha geográfica de unidades de solos homogéneas. Isto será feito com dados de propriedades do solo fornecidos pela CE (por exemplo, Copernicus), nomeadamente conteúdo de fósforo e conteúdo de azoto total, distribuição granulométrica (argila, limo, areia), fragmentos grosseiros, pH, carbono orgânico (CO), teor de carbonato, teor de potássio extraível e capacidade de troca de catiões.

Além disso, existem também dados sobre poluentes. Por exemplo, distribuição de cobre (Cu), mercúrio (Hg) e zinco nos solos superficiais. O Cu, por exemplo, está correlacionado com as propriedades do solo (pH, textura, CO), clima e litologia. Depois de lidar com toda esta variabilidade de dados e multicolinearidade, serão aplicados e avaliados vários métodos de agrupamento (Zeraatpisheh et al., 2020).

Também é necessário estabelecer um sistema de monitorização harmonizado a nível nacional, com sistematização e padronização de indicadores para a Estratégia Europeia do Solo, que contribui para a boa aplicação, monitorização e avaliação de medidas de gestão e políticas dirigidas ao solo, em diferentes níveis, desde o nacional ao regional e local. Assim, serão testados e comparados vários métodos (Lawrence et al., 2020).

4. CONCLUSÕES

Para cumprir as obrigações relacionadas com a monitorização da saúde do solo (para recolher amostras de solo), as autoridades competentes nos Estados-Membros podem precisar de requerer aos proprietários de terras que lhes concedam o direito de aceder às suas propriedades de acordo com as regras e procedimentos nacionais aplicáveis. Os Estados-Membros também podem exigir que os proprietários de terras implementem medidas para gerir o solo de forma sustentável. Os dados da análise do solo realizada periodicamente em parcelas agrícolas, em modo de produção integrada e biológica, que beneficiam do apoio ao abrigo da Política Agrícola Comum, poderiam contribuir para a monitorização do estado de saúde do solo nas áreas agrícolas do país, ou seja, observatório do solo. Para tal, será necessário garantir a fiabilidade e harmonização dos procedimentos de recolha de amostras, métodos analíticos e recolha de dados num sistema de informação nacional. Estes dados, combinados com informações sobre práticas culturais em cada parcela, que os agricultores são obrigados a registar, permitiriam avaliar o impacto destas práticas na saúde do solo.

Agradecimentos

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através do programa Science4Policy [2024.00178.S4P24].

Referências

Direção-Geral do Ambiente. (2023). Proposal for a Directive on Soil Monitoring and Resilience. https://environment.ec.europa.eu/publications/proposal-directive-soil-monitoring-and-resilience_en

Kerry, R., Ingram, B., & Oliver, M. (2021). Sampling needs to establish effective management zones for plant nutrients in precision agriculture. Precision Agriculture'21, 653–660. https://doi.org/10.3920/978-90-8686-916-9_78

Lawrence, P. G., Roper, W., Morris, T. F., & Guillard, K. (2020). Guiding soil sampling strategies using classical and spatial statistics: A review. Agronomy Journal, 112(1), 493–510. https://doi.org/https://doi.org/10.1002/agj2.20048

Taghizadeh-Mehrjardi, R., Nabiollahi, K., Rasoli, L., Kerry, R., & Scholten, T. (2020). Land Suitability Assessment and Agricultural Production Sustainability Using Machine Learning Models. Agronomy, 10(4). https://doi.org/10.3390/agronomy10040573

Weninger, T., Ramler, D., Bondi, G., Asins, S., O'Sullivan, L., Assennato, F., Astover, A., Bispo, A., Borůvka, L., Buttafuoco, G., Calzolari, C., Castanheira, N., Cousin, I., van den Elsen, E., Foldal, C., Hessel, R., Kadžiulienė, Ž., Kukk, L., Molina, M. J., … Klimkowicz-Pawlas, A. (2024). Do we speak one language on the way to sustainable soil management in Europe? A terminology check via an EU-wide survey. European Journal of Soil Science, 75(2), e13476. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/ejss.13476

Zeraatpisheh, Mojtaba, Bakhshandeh, E., Emadi, M., Li, T., & Xu, M. (2020). Integration of PCA and Fuzzy Clustering for Delineation of Soil Management Zones and Cost-Efficiency Analysis in a Citrus Plantation. Sustainability, 12(14). https://doi.org/10.3390/su12145809.

Movimentos de massa nos distritos de Rio Claro e Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brasil): Análise da topografia e eventos recentes de precipitação

Mass movements in the districts of Rio Claro and Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brazil): Analysis of topography and recent precipitation events

M. Costa[1*], A. A. Zacharias[2], M. Santos[2], J. Gentili[3]

[1] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE), Departamento de Geografia e Planejamento Ambiental (DGPA), Campus Rio Claro, Rio Claro-SP, Brasil
[2] Universidade Estadual Paulista (UNESP), Faculdade de Ciências, Tecnologia e Educação (FCTE), Departamento de Geografia e Planejamento (DGP), Campus Ourinhos, Ourinhos-SP, Brasil
[3] Universidad Nacional del Sur (UNS), Departamento de Geografia y Turismo (DGYT), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Bahia Blanca, Argentina

*srrcostam@gmail.com

RESUMO
Chuvas intensas associadas às mudanças climáticas têm motivado estudos dos eventos hidrogeomorfológicos. Este trabalho tem como objetivo caracterizar os eventos recentes (2021 a 2023) de precipitação nos distritos de Rio Claro e Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brasil) e as características topográficas (hipsometria, declividade, orientação de vertentes e forma do terreno - planar e de perfil-) dos sítios de ocorrência de movimentos de massa.

Palavras-chave: *chuvas intensas; perigos hidrogeomorfológicos; topografia.*
K**ey-words:** *intense rains; hydrogeomorphological hazards; topography.*

1. INTRODUÇÃO

O aumento da frequência de eventos de precipitação cada vez mais intensos (que contribuem para ocorrência de processos de inundação e movimentos de massa) tem sido identificado em todo o mundo, sendo associado às mudanças climáticas (IPCC, 2022). Nesse contexto, diversos estudos se propõem a identificar os fatores determinantes dos fenômenos hidrogeomorfológicos, como a magnitude das precipitações extremas (Da Silva, Marengo e Ruv Lemes, 2024), os atributos topográficos (Bhuyan *et al*., 2024) e outras relações, como, com a geologia, cobertura vegetal, uso do solo, solo, etc. Devido à ocorrência recente (2021 a 2023) de eventos de chuvas intensas e movimentos de massa associados no Município de Rio Claro (Rio de Janeiro, Brasil) e a lacuna de estudos correlatos na região, o presente trabalho tem como objetivo caracterizar tais eventos de precipitação nos distritos de Rio Claro e Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brasil) e as características topográficas (hipsometria, declividade, orientação de vertentes e forma do terreno - planar e de perfil-) dos sítios de ocorrência de movimentos de massa.

2. MÉTODOS

2.1. Área de estudo

Os distritos de Rio Claro e Lídice estão situados no município de Rio Claro (Rio de Janeiro) (Figura 1), cujo setor (com cerca de 382 km^2) apresenta grandes desafios referente aos perigos hidrogeomorfológicos, pelas suas características topográficas, que atingem mais de 1.600 m de altitude, declividade com até 80° e orientações e formas características de uma paisagem

montanhosa e, principalmente, de "mares de morros", que segundo Ab'Sáber(2005) se caracteriza por um relevo de morros com topo e vertentes convexos. Os índices de chuva ultrapassam 1.900 mm anuais, com eventos intensos de curta duração e grande acumulado de chuva (CEMADEN, 2023).

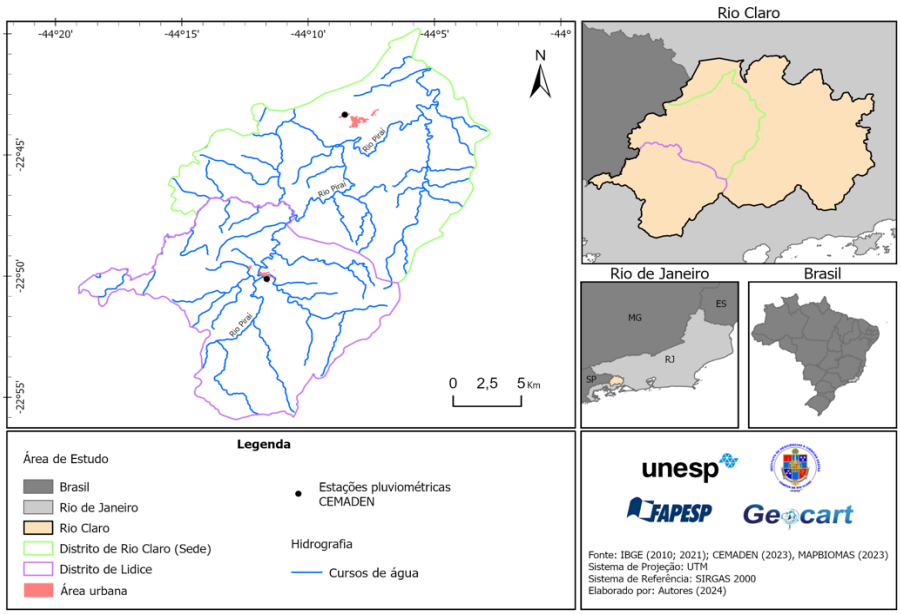


Figura 1. Localização da área de estudo: Distritos de Rio Claro e Lídice (Rio Claro, Rio de Janeiro, Brasil). Fonte: Autores (2024)

2.2. Metodologia

Para se atingir os objetivos propostos, foram realizadas as seguintes etapas: **1)** download, organização e análise dos dados diários de chuva das estações pluviométricas do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), para as duas estações disponíveis no município de Rio Claro, considerando apenas os anos isentos de lacunas nos dados diários, definindo assim, o recorte temporal desta pesquisa (2021 a 2023); **2)** levantamento dos eventos de movimentos de massa disponíveis na CPRM (2019) e dos eventos hidrogeomorfológicos divulgados pela imprensa escrita digital (local, regional e nacional) para o período de 2021 a 2023, de acordo com a proposta de López e Gentili (2021); **3)** trabalho de campo para análise dos eventos recentes; e **4**) análise de métricas topográficas a partir da elaboração dos mapas de hipsometria, declividade, orientação de vertente e de forma do terreno (plana e de perfil), a partir de MDE SRTM (resolução de 30m) no ArcGIS Pro.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Eventos de precipitações intensas

A estação pluviométrica localizada em Rio Claro/RJ apresentou uma média de chuva anual de 1.588 mm para o período em análise, e a média de dias com chuva anual de 163, enquanto Lídice/RJ é caracterizada pela média anual de 1.954 mm e 208 dias, respetivamente. Os eventos de chuva foram analisados conforme sua intensidade (Figura 2), considerando o acúmulo total em milímetros e em dias. Em Lídice, houve acúmulos significativos de até 420 mm em 23 dias, mas também destacamos os acúmulos em menor intervalo de tempo e maior quantidade de precipitação, como 285 mm em 3 dias, 250 mm em 5 dias, enquanto em Rio Claro dominam

maiores acumulados acima de 10 dias, como por exemplo 211 mm em 11 dias, que também resultaram em impactos sociais e econômicos, que foram verificados em trabalho de campo.

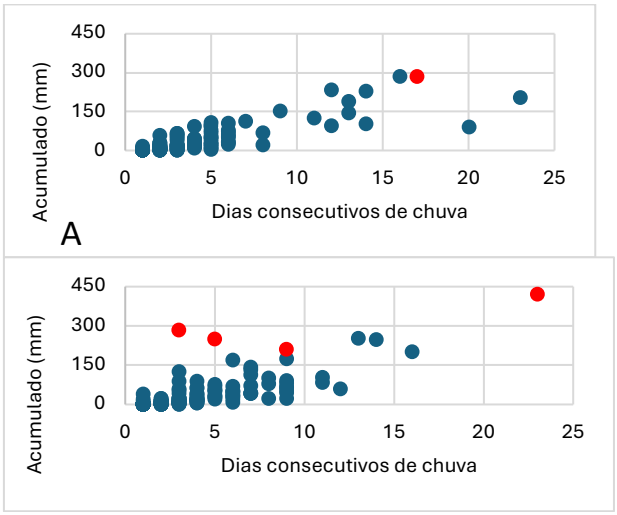


Figura 2. Eventos hidrogeomorfológicos do período de 2021 a 2023 e seus respectivos acúmulos de precipitação por dias consecutivos em Rio Claro (A) e Lídice (B). Os pontos em vermelho são eventos verificados pela imprensa escrita digital. Fonte: Autores (2024).

3.2. Condições topográficas dos lugares de ocorrência dos eventos de precipitação significativos

Dos 5 eventos de precipitação mais relevantes confirmados pela imprensa escrita digital, apenas 1 (um) permitiu localizar o local exato de instabilidade do terreno, que foi somado às 2 (duas) cicatrizes de deslizamentos e às 10 (dez) feições erosivas identificadas pela CPRM (2019), permitindo realizar análises dos dados topográficos de cada uma das instabilidades do terreno. Ao total foram analisados 13 eventos de instabilidade de terreno (sendo 1 oriundo da análise da imprensa escrita digital e 12 da CPRM), dos quais 54% ocorreram em altitude de 401-450 m, 23 % ocorreram em altitude de em 350-400 m, 54% em 401-450 m e 23 % entre 551 e 587m. Em relação a declividade, 46 % dos eventos ocorreram entre 12-20°, 31 % ocorreram entre 21-30° e 23 % ocorreram em declividade >30°. Quanto àa orientação da vertente, predominou o fator oeste, já que esteve presente em 11 dos eventos, sendo: 54 % voltados para oeste, 15 % para noroeste, 8 % para sudoeste e 23% para as demais orientações (leste, nordeste e norte). A forma de perfil associada aos eventos mostra-se 85 % predominantemente convexa, contra 15 % predominantemente côncava. E a forma plana foi de 62 % predominantemente divergente, contra 38 % predominante convergente. Portanto, grande parte dos eventos ocorreram em curvatura convexa divergente, como também discutido em Riffel et al. (2021).

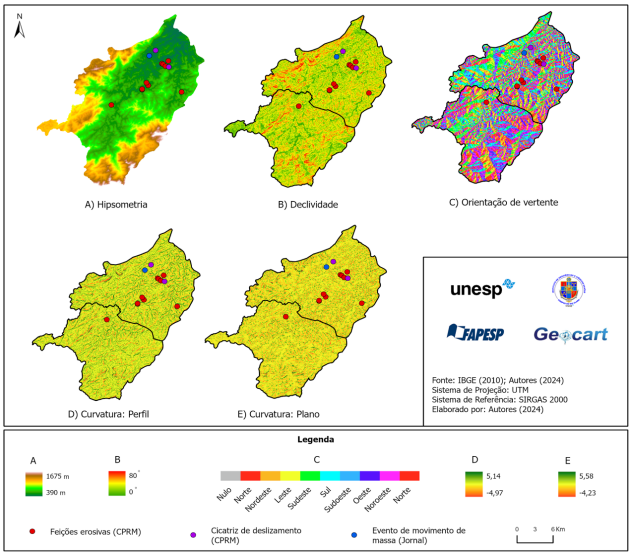


Figura 3. Configuração topográficas dos distritos de Rio Claro e Lídice. Fonte: Autores (2024).

4. CONCLUSOES

Os resultados permitiram identificar algumas análises preliminares para entender a recorrência dos eventos de movimentos de massa nos distritos de Rio Claro e Lídice, como: 1) predominância dos eventos nas baixas altitudes da área de estudo (350 a 587 m), que sugere relação com o fator poro-pressão, já que nesses setores espera-se maior infiltração/rápida saturação do solo e menor escoamento superficial, combinado, provavelmente, com o uso do solo e histórico de ocupação do município, já que as áreas com essas altitudes passaram por severas transformações antrópicas (desmatamento, plantação de café, pastagem), que colabora para eventos hidrogeomorfológicos e gravitacionais, enquanto as zonas de maior altitude, apresentam, apesar da vegetação, maior escoamento superficial; 2) predominância dos eventos nas vertentes voltadas para oeste controladas por faixas voltadas para sudeste ou noroeste, que se deve à inserção da área de estudo no cinturão orogenético Ribeira (no rift da Paraíba do Sul e no rift costeiro; e 3) predominância dos eventos nas formas convexas e divergentes, que se caracterizam por serem formas mais propícias para a ocorrência de movimentos de massa na região, como discutido em outros estudos e que reforçam o fator poro-pressão como potencial desencadeador e provavelmente associado a solos rasos desenvolvidos a partir de depósitos de colúvios e de tálus ou deslizamentos pretéritos altamente permeáveis e porosos que recobrem discordantemente o substrato granito-gnássico, em detrimento às formas côncavas e convergentes aonde o escoamento superficial e a erosão hídrica acelerada seriam mais propícios. Os resultados apontam ainda um comportamento dos eventos de precipitação diferenciado entre Lídice e Rio Claro, com eventos de precipitação intensos sugerindo variação no padrão da correlação linear de positiva a negativa em Lídice, enquanto em Rio Claro, a correlação linear é notadamente positiva (maior acumulado associado a mais dias de precipitação). Essas análises iniciais da precipitação e da topografia, ainda que apresentem fragilidades devido a falta de inventário de eventos de instabilidade do terreno para área de estudo, assim como a análise de mais fatores condicionantes, apresentam indicativos iniciais importantes para entender a relação dos movimentos de massa com a precipitação, servindo de subsídios para análises futuras e comparações.

Agradecimentos

Agradecemos a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do Processo: nº. 2023/16420-0, nº. 2023/09163-1 e nº. 2022/15464-1.

Referências

Ab'Sáber, A. N. (2005). *Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas*. São Paulo: Ateliê editorial.

Bhuyan, K., Rana, K., Ferrer, J.V. Cotton, F., Ozturk, U., Catani, F., & Malik, N. (2024). Landslide topology uncovers failure movements. *Nat Commun* 15, 2633. https://doi.org/10.1038/s41467-024-46741-7

CEMADEN. (2021). Centro nacional de monitoramento e alertas de desastres naturais. *Dados pluviométricos*. https://www2.cemaden.gov.br/mapainterativo/

CPRM. (2019). *Carta de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundação: Município de Rio Claro – RJ*. Disponível em: http://dspace.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/21434

Da Silva, R.C., Marengo, J.A. & Ruv Lemes, M. (2024). Analysis of extreme rainfall and landslides in the metropolitan region of the Paraiba do Sul River Valley and North Coast of Sao Paulo, Brazil. Theor *Appl Climatol*. https://doi.org/10.1007/s00704-024-04857-2

IPCC. (2022). *Climate change 2022: impacts, adaptation and vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, 3056 p. https://doi.org/10.1017/9781009325844

López, M., & Gentili, J. (2021). Eventos hidrometeorológicos en el Área Metropolitana de Neuquén –Argentina – a través de la prensa escrita digital (1999-2020). *Huellas*, 25 (1), 173-192. http://dx.doi.org/10.19137/huellas-2021-2510

Riffel, E. S., Guasselli, L. A., Ruiz, L. F. C., & Gameiro, S. (2021). Relação entre ponto de ruptura e padrão morfométrico em deslizamentos, bacia hidrográfica do Rio Rolante-RS. *Revista do Departamento de Geografia*, 41, e181554-e181554. https://doi.org/10.11606/eISSN.2236-2878.rdg.2021.181554

Incerteza na Inundação de Áreas Estuarinas em Contexto de Alterações Climáticas: o Caso do Estuário do Tejo

Uncertainty in Flooding of Estuarine Areas in the Context of Climate Change: The Case of the Tagus Estuary

A. Domingos[1 *], J. L. Zêzere[1, 2]

[1] Centro de Estudos Geográficos - Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa
[2] Laboratório Associado Terra
[*] amdomingos@edu.ulisboa.pt

RESUMO
As consequências do agravamento climático manifestam-se com intensidade na inundação das áreas planas e de baixa altitude adjacentes aos estuários. Os resultados das projeções de inundação nem sempre são concordantes, variando de acordo com o cenário de forçamento climático e os parâmetros utilizados no modelo. Neste estudo, são comparados três modelos publicados na literatura, analisando de forma isolada a influência do clima e da parametrização no estuário do Tejo, para aferir o impacto de cada fator na incerteza associada aos resultados.

Palavras-chave: *estuários, projeções de inundação, forçamento climático, modelos, incerteza.*

1. INTRODUÇÃO

Os estuários caracterizam-se pela biodiversidade e elevado valor socioeconómico, mas são suscetíveis à ocorrência de inundações e particularmente sensíveis à subida do nível do mar (SNM) em curso (Lopes et al., 2022; Rilo et al., 2013). À escala global, milhões de pessoas encontram-se expostas à subida do nível do mar (Hanslow et al., 2018; Antunes et al., 2019), pelo que as decisões de planeamento requerem projeções de inundação precisas (Holleman & Stacey, 2014). O estuário do rio Tejo enquadra-se neste contexto, devido às extensas áreas planas adjacentes, ocupadas por aglomerados populacionais de elevada densidade (Fortunato et al., 2017).

A precisão da modelação está dependente da metodologia utilizada e da qualidade das variáveis incluídas no modelo, exigindo projeções consistentes da subida do nível médio do mar (Hanslow et al., 2018; Lopes et al., 2022), o que não é fácil tendo em conta a incerteza associada ao tema (Horton et al., 2014). A esta variável, acrescem outras fontes de incerteza, como a adequação do modelo a diferentes escalas, obstáculos à aquisição de dados e resolução das variáveis de base (Déguénon et al., 2023; Muis et al., 2016; Savage et al., 2016). Ademais, cada estuário apresenta características únicas na sua geomorfologia e hidrodinâmica. Estas propriedades governam a circulação estuarina e condicionam a influência dos fatores externos em contexto de inundação (Hoitink & Jay, 2016; Khojasteh et al., 2021). Simular a réplica destas particularidades constitui um desafio para os modelos, constituindo outro fator promotor de incerteza nos resultados.

O presente trabalho visa identificar a incerteza nos limites da inundação no estuário do Rio Tejo, que decorre do clima e dos modelos de inundação utilizados. Adicionalmente, avalia-se a propagação dessa incerteza na identificação de um conjunto de elementos expostos à inundação estuarina.

2. MÉTODOS

A metodologia foi construída com o intuito de responder à premissa de base do trabalho: a subida do nível médio do mar é uma garantia, mas os valores apresentam variações, pelo que importa perceber qual é a influência dos cenários climáticos e dos métodos de modelação utilizados na incerteza das projeções de inundação. De modo a avaliar essa incerteza, foram sistematizados os resultados de três modelos, publicados na literatura científica: Climate Central (2021), Antunes et al. (2019) e Lopes et al. (2022).

O modelo de Climate Central (2021) inclui como variáveis a SNM, o efeito de maré e episódios de *storm surge*. A modelação é aplicada a uma escala global e apresentada numa plataforma *online*, que permite ao utilizador calibrar a previsão de inundação com base em diferentes critérios.

O modelo de Antunes et al. (2019) apresenta um conjunto de dados que prevê a inundação marítima e galgamentos costeiros à escala de Portugal continental. Este modelo, com maior ênfase no forçamento marítimo, inclui como variáveis a SNM, efeito de maré, ondulação, *storm surge* e vento. Em particular, o vento é introduzido para melhorar a eficácia do modelo nas áreas de estuário.

Por último, o modelo de Lopes et al. (2022) prevê a inundação estuarina à escala regional, através da seleção de cinco sistemas estuarinos em Portugal. São inseridos parâmetros de forçamento costeiro, como a SNM, o efeito de maré, ondulação e *storm surge*, aos quais acrescem dinâmicas estuarinas que também são consideradas. Ao contrário dos dois modelos anteriores, que usam a metodologia de tina para simular a propagação da inundação, Lopes et al. (2022) usam modelação hidrodinâmica, sustentada em critérios de conectividade hidráulica.

A cartografia de inundação publicada por cada um dos estudos foi georreferenciada sobre imagem de satélite e validada com recurso ao Erro Quadrático Médio (EQM). Posteriormente, as áreas inundáveis foram adquiridas através de um processo de vetorização manual. Para o estudo de Lopes et al. (2022), foram considerados os resultados reais do modelo, cedidos pelos autores. Os dados vetorizados deste modelo agiram como ferramenta extra para validação da georreferenciação, através de uma análise de sobreposição com os resultados georreferenciados a partir da cartografia publicada. De modo a promover a coerência na extensão de inundação dos diferentes modelos, foram sistematicamente removidas as áreas permanentemente alagadas atualmente. Para quantificar a exposição à inundação estuarina foram consideradas a população residente, edifícios residenciais, rede rodoviária e rede ferroviária. No tratamento da informação foi efetuado um mapeamento dasimétrico da população residente pelo número de edifícios, de modo a aumentar a resolução espacial da análise (Garcia et al., 2016).

A análise do clima e dos modelos preditores enquanto fatores de incerteza na inundação futura foi efetuada com recurso à criação de cartografia da extensão da inundação, avaliação da exposição potencial e análise estatística dos dados para cada um dos modelos considerados.

Para isolar os fatores de incerteza na inundação, foi adotada uma abordagem dual, onde:

a. A comparação direta entre diferentes cenários climáticos - RCP 4.5 e RCP 8.5 - para o ano de 2100 no mesmo modelo de inundação permite estimar o impacto do clima na incerteza, pois o método mantém-se constante, verificando-se apenas mudanças nos parâmetros de forçamento climático. Este exercício foi aplicado ao modelo de Climate Central (2021), onde foi avaliada a extensão da área inundável correspondente aos

cenários climáticos RCP 4.5 e RCP 8.5. A escolha deste conjunto de dados justifica-se por se tratarem de dados abertos, publicados na literatura científica e representativos do estado da arte na modelação de inundações à escala global.

b. A comparação entre diferentes modelos de inundação para a mesma escala temporal (2100) e o mesmo cenário climático apura a influência de cada modelo e respetiva parametrização na incerteza. As diferenças entre os modelos são observadas, numa primeira análise, pelo confronto direto entre áreas inundadas. No entanto, para determinar as consequências das diferenças, foi efetuada uma análise da exposição potencial de pessoas, edifícios e infraestruturas no final do século. O modelo de Antunes et al. (2019) não apresenta cenário de forçamento climático, mas qualifica-se para a comparação com os modelos de Climate Central (2021) e Lopes et al. (2022), nos quais foi considerado o cenário RCP 8.5.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise da estatística espacial (**Erro! Autorreferência de marcador inválida.**) mostra que existe um aumento na área inundável e nos elementos expostos com o agravamento do cenário climático do RCP 4.5 para o RCP 8.5 dentro do mesmo modelo (Figura 1A). No entanto, as assimetrias são mais pronunciadas quando os diferentes modelos competem num cenário climático equiparável (Figura 1B). Apesar de o modelo de Climate Central (2021) no cenário climático RCP 8.5 atingir a maior área inundável entre todos os modelos estudados, só possui o maior registo de exposição na população residente. O modelo de Antunes et al. (2019), apesar da menor inundação, atinge áreas críticas, o que origina maior exposição no número de edifícios, infraestruturas rodoviárias e rede ferroviária. O modelo de Lopes et al. (2022) apresenta registos amplamente inferiores aos demais na dimensão da inundação e exposição das vias de comunicação. Isto deve-se ao facto de a inundação não se propagar da mesma forma nos municípios de Vila Franca de Xira, Benavente e Salvaterra de Magos. Apesar da mancha de inundação inferior, o modelo de Lopes et al. (2022) abrange mais edifícios que o de Climate Central (2021) no cenário climático RCP 8.5, devido à incidência espacial em aglomerados populacionais no Montijo, Barreiro e, sobretudo, Costa da Caparica. Estes complexos de residência não permanente ajudam a explicar o rácio de poucos residentes expostos para um elevado número de edifícios. Estes resultados demonstram que uma área inundável mais extensa não é garantia de maior exposição dos elementos territoriais.

Quadro 1: Área inundável e quantificação dos elementos expostos à inundação no estuário do rio Tejo, por modelo, em 2100

	Climate Central (2021)		**Antunes et al. (2019)**	**Lopes et al. (2022)**
	RCP 4.5	**RCP 8.5**	**Mod.FC_2B**	**RCP 8.5**
Área inundável (km²)	419,73	437,28	401,63	162,07
Edifícios expostos (N.º)	2467	3137	9250	3188
Residentes expostos (N.º)	579	754	554	105
Rede viária exposta (km)	109,21	124,43	150,59	55,05
Rede ferroviária exposta (km)	108,53	136,64	203,63	71,64

As discrepâncias nos resultados da comparação entre modelos indicam que o impacto dos métodos é mais significativo que o impacto do clima na incerteza associada às projeções de

inundação futura. Apesar do agravamento do clima conduzir a aumentos nas métricas de inundação e exposição, as oscilações são maiores quando são comparados diferentes modelos no mesmo cenário climático.

Além do erro e diferenças na resolução da informação de base, os fatores desencadeantes incluídos no modelo são importantes para simular o funcionamento do sistema estuarino e podem modificar muito a extensão da inundação. No caso de estudo do estuário do Tejo, a influência dos elementos marítimos manifesta-se na inundação de aglomerados populacionais como a Costa da Caparica, cuja inundação tem forte influência nos resultados de exposição.

A propagação da inundação constitui outro fator que promove assimetrias entre os modelos. O uso de uma metodologia em tina contribui para um aumento da área inundável, como é visível nos modelos de Climate Central (2021) e Antunes et al (2019). Por oposição, o modelo de Lopes et al. (2022) recorre a modelação hidrodinâmica, onde os critérios de conectividade hidráulica estancam a propagação da inundação. No estuário do Tejo, a distribuição espacial da inundação também justifica incerteza nos resultados: a inundação do modelo de Climate Central (2021) tem maior expressão perto dos afluentes do rio Tejo, enquanto o modelo de Antunes et al. (2019) tem maior incidência em zonas urbanas, o que determina maior exposição dos edifícios e infraestruturas.

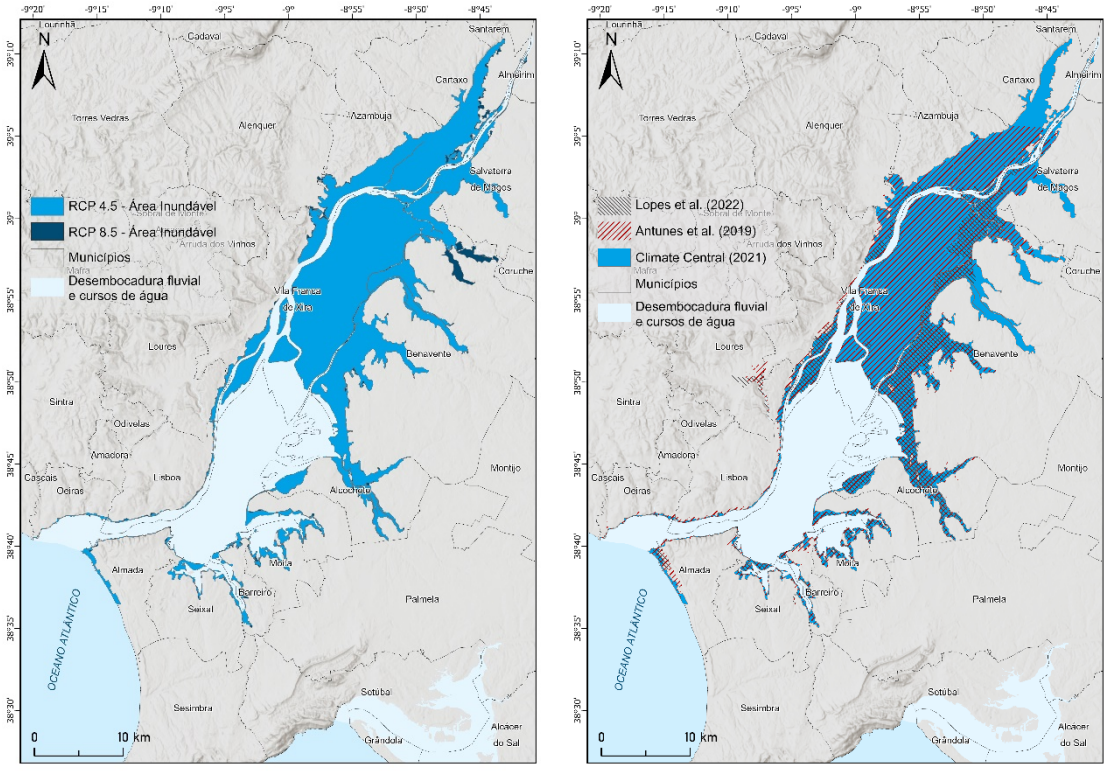


Figura 3: Projeção da inundação para o estuário do Tejo em 2100. (A) Comparação de cenários climáticos no mesmo modelo (*Climate Central*, 2021); (B) Comparação de 3 modelos no mesmo cenário climático.

Em suma, apesar do clima contribuir para a incerteza associada às projeções de inundação estuarina, os métodos utilizados na modelação da inundação desempenham um papel mais

relevante, devido à elevada importância dos parâmetros incluídos no modelo e calibração do mesmo.

4. CONCLUSÃO

A aplicação da metodologia no estuário do rio Tejo permitiu aferir que as diferenças entre os modelos, no que diz respeito às suas variáveis e parametrização, apresentam maior contributo para a incerteza nas projeções de inundação do que os diferentes cenários climáticos. Não obstante, a modelação de áreas inundáveis é um processo altamente pormenorizado, em que é muito difícil replicar todos os fatores que influenciam a ocorrência do fenómeno em ambientes complexos como o dos estuários, de modo que os resultados devem ser interpretados com prudência.

Referências

Antunes, C., Rocha, C., & Catita, C. (2019). Coastal flood assessment due to sea level rise and extreme storm events: A case study of the atlantic coast of Portugal's mainland. *Geosciences (Switzerland)*, *9*(5), 6–8. https://doi.org/10.3390/geosciences9050239

Climate Central. (2021). *Coastal Risk Screening Tool*. https://coastal.climatecentral.org/

Déguénon, S. D. D. M., Adade, R., Teka, O., Aheto, D. W., & Sinsin, B. (2023). Sea-level rise and flood mapping: A review of models for coastal management. *Natural Hazards*. https://doi.org/10.1007/s11069-023-06225-1

Fortunato, A. B., Freire, P., Bertin, X., Rodrigues, M., Ferreira, J., & Liberato, M. L. R. (2017). A numerical study of the February 15, 1941 storm in the Tagus estuary. *Continental Shelf Research*, *144*, 50–64. https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.06.023

Garcia, R. A. C., Oliveira, S. C., & Zêzere, J. L. (2016). Assessing population exposure for landslide risk analysis using dasymetric cartography. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *16*(12), 2769–2782. https://doi.org/10.5194/nhess-16-2769-2016

Hanslow, D. J., Morris, B. D., Foulsham, E., & Kinsela, M. A. (2018). A Regional Scale Approach to Assessing Current and Potential Future Exposure to Tidal Inundation in Different Types of Estuaries. *Scientific Reports*, *8*(1), 7065. https://doi.org/10.1038/s41598-018-25410-y

Hoitink, A. J. F., & Jay, D. A. (2016). Tidal river dynamics: Implications for deltas. *Reviews of Geophysics*, *54*(1), 240–272. https://doi.org/10.1002/2015RG000507

Holleman, R. C., & Stacey, M. T. (2014). Coupling of Sea Level Rise, Tidal Amplification, and Inundation. *Journal of Physical Oceanography*, *44*(5), 1439–1455. https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0214.1

Horton, B. P., Rahmstorf, S., Engelhart, S. E., & Kemp, A. C. (2014). Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews*, *84*, 1–6. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.002

Khojasteh, D., Glamore, W., Heimhuber, V., & Felder, S. (2021). Sea level rise impacts on estuarine dynamics: A review. *Science of The Total Environment*, *780*, 1–16. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146470

Lopes, C. L., Sousa, M. C., Ribeiro, A., Pereira, H., Pinheiro, J. P., Vaz, L., & Dias, J. M. (2022). Evaluation of future estuarine floods in a sea level rise context. *Scientific Reports*, *12*(1), 8083. https://doi.org/10.1038/s41598-022-12122-7

Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H. C., Aerts, J. C. J. H., & Ward, P. J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nature Communications*, *7*(May). https://doi.org/10.1038/ncomms11969

Rilo, A., Freire, P., Guerreiro, M., Fortunato, A. B., & Taborda, R. (2013). Estuarine margins vulnerability to floods for different sea level rise and human occupation scenarios. *Journal of Coastal Research*, *65*, 820–825. https://doi.org/10.2112/SI65-139.1

Savage, J. T. S., Bates, P., Freer, J., Neal, J., & Aronica, G. (2016). When does spatial resolution become spurious in probabilistic flood inundation predictions? *Hydrological Processes*, *30*(13), 2014–2032. https://doi.org/10.1002/hyp.10749

Geomorphological Coastal Slope Instability and Susceptibility Mapping in Safi, Morocco

Instabilidade geomorfológica em vertentes costeiras e cartografia de susceptibilidade em Safi, Marrocos

A. Khouz[1, 2, 3], J. Trindade[1,2*], S. C. Oliveira[2,4], R. A. C. Garcia[2,4], F. El Bchari[5], M. Chaibi[5], B. Bougadir[3]

[1]Universidade Aberta, Centro de Estudos Globais, Lisbon, Portugal; jorge.trindade@uab.pt (J.T.); abdellah.khouz@gmail.com (A.K.), elbchari@uca.ac.ma (F.E.),
[2]University of Lisbon, Institute of Geography and Spatial Planning, Centre of Geographical Studies, Lisbon, Portugal; cruzdeoliveira@edu.ulisboa.pt (S.O.); rgarcia@edu.ulisboa.pt (R.G.),
[3]Cadi Ayyad University, Higher School of Technology Essaouira, Laboratory of Applied Sciences for the Environment and Sustainable Development (SAEDD), Marrakech, Morocco; b.bougadir@uca.ac.ma (B.B.),
[4]University of Lisbon, Associate Laboratory Terra, Lisbon, Portugal,
[5]Cadi Ayyad University, Polydisciplinary Faculty of Safi, Department of Earth Sciences, Marrakech, Morocco; elbchari@uca.ac.ma (F.E.); m.chaibi@uca.ma (M.C.).

* Correspondence: jorge.trindade@uab.pt

ABSTRACT

Rocky cliff coasts constitute approximately half of the world's coastline and support human activities and diverse ecosystems but are prone to landslides, a key geomorphological process. This study assesses mass movement susceptibility along Safi's coast in Morocco by analyzing 297 mass movements using topographic, geological, and hydrological predisposing factors according to the information value model. The susceptibility model revealed that 40.62% of Safi's rocky coast is highly susceptible to slope instability.

Key-words: *Rocky coasts, Coastal slope instability, Landslide susceptibility, IV model, Geomorphological processes, Safi, Morocco*

1. INTRODUCTION

Coastal areas, serving as vital transition zones between land and sea, are shaped by complex processes and sustain diverse ecosystems. However, intensified human activity along coastlines has led to unsustainable land use practices and conflicts exacerbated by natural dynamics like sea level rise and coastal erosion (El Bchari et al., 2019; Mbark, 2021; Ougougdal et al., 2020). Rocky cliff coastlines, constituting over half of the world's coastlines, are particularly prone to erosion and landslides due to factors like wave action, tides, cliff morphology, and geology and rainfall (Sunamura, 1992; Young & Carilli, 2019).

This research aims to evaluate mass movement susceptibility in Safi's coastal cliff systems and identify the key predisposing factors influencing the spatial distribution of various mass movement types. The main objectives include: (i) categorizing the type and location of each mass movement, (ii) pinpointing the most significant conditioning factors governing the spatial distribution of different mass movement types, (iii) assessing and weighting the various conditioning factors using the Information Value (IV) method, (iv) determining mass movement susceptibility in Safi's coastal cliffs for different mass movement types and categorizing susceptible areas based on mass movement occurrence, and (v) validating the susceptibility map through Receiver Operating Characteristic (ROC) - Curve Area Under the Curve (AUC) analysis.

2. STUDY AREA AND METHODOLOGY

The coastal area of Safi (Fig. 1-A), extending approximately 30 km from Cap Cantin to the Safi harbor, in Morocco, displays diverse cliff morphologies influenced by lithological composition and rock resistance (Minoubi, 1998; Witam, 1988). These cliffs, ranging from 9 m to 145 m in height, feature varied cross-profile slopes and distinct geological layers, including Upper Jurassic limestones, lower Cretaceous bioclastic limestone, and Plio-Quaternary sandstones (Elfakih et al., 2020). The region's hydrogeology, characterized by two aquifer systems, contributes to coastal processes, with springs along the cliffs influencing mass movement dynamics. Fractures and fault zones in sandstone and limestone beds play a crucial role in cliff instability, with predominant fracture directions impacting collapse susceptibility (Ferré & Ruhard, 1975). Safi's semi-arid climate, experiencing irregular rainfall and winds predominantly from the E and NE, further influences coastal dynamics (Minoubi, 2018). The Safi coastal region is also characterized by diverse geological features and landslides are a prevalent in coastal slope. In the nearby areas, different factors such as elevation, slope, lithology, and drainage play significant roles as predisposing factors in landslide susceptibility (Khouz et al., 2022).
Alongside the natural coastal dynamic processes, Safi's population growth and coastal urbanization pose growing challenges, with increased overcrowding in coastal zones and shifts from agricultural to industrial sectors (Minoubi, 2018).

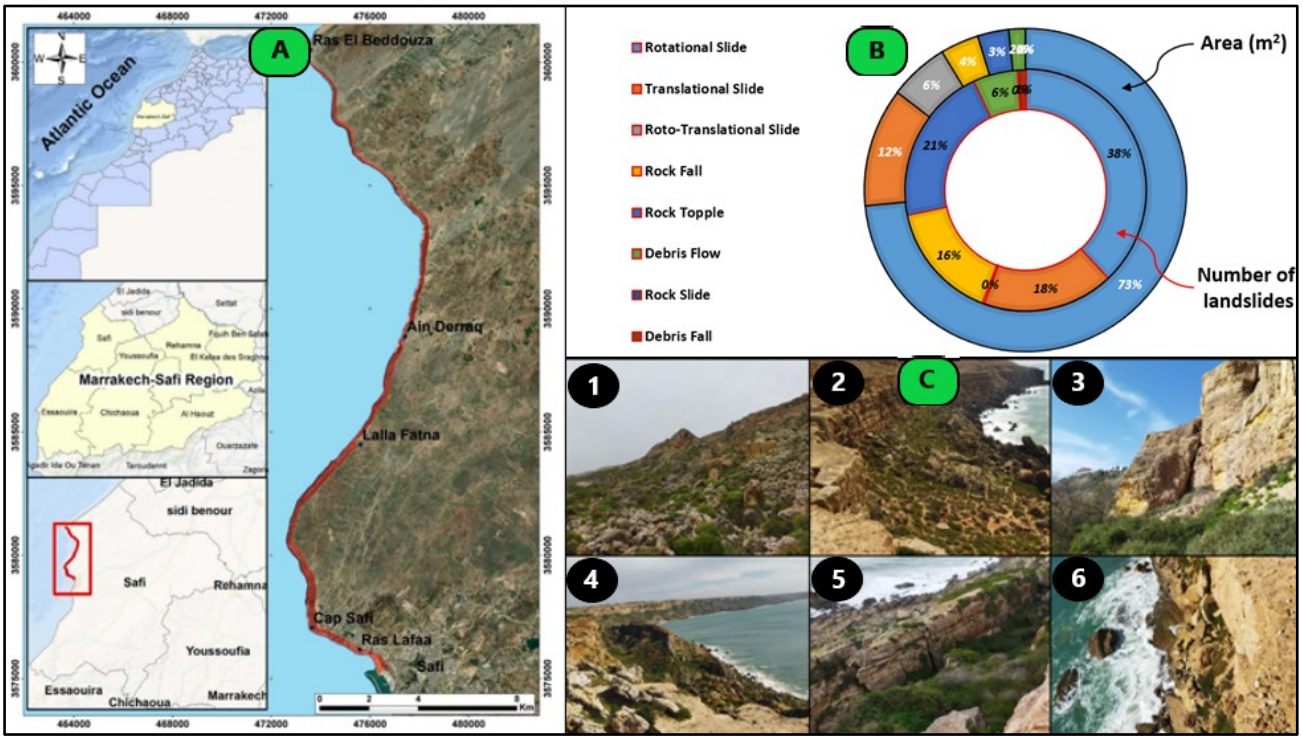


Figure 1-A. Location of the Safi coastal area. B. The relative distribution of mass movements by number and area in Safi coastal area. C. Mass movement type examples in Safi coastal area: 1, 2 and 3: Rotational slide with back tilting. 4 and 5: Translational slide with seaward tilting. 6: Rock falls.

Using diverse data sources, the study analyses coastal mass movement susceptibility, highlighting the significance of field surveys and validation (Marques et al., 2011). The methodology outlines the creation of a mass movement inventory based on field data, orthophotomaps and satellite images interpretation and field validation. Slope instability classification was based on failure surface type, and the compilation of 14 conditioning factors grouped into categories such as topographical, geomorphological, lithological, and hydrogeological (Marques et al., 2011; Gilham, 2018; Khouz et al., 2022; F. Marques, 2018), which are: Aspect, Slope, Curvature profile, Curvature plan, Cliff Height, Topographic Position Indec (TPI), Slope Over Area Ratio (SOAR), Slope deposit protection, Beach protection,

Permanent drainage, Spring presence, Cliff Lithology and Cliff Toe lithology. Employing the Information Value method (Yin & Yan, 1988), susceptibility models are developed using pixels and elementary terrain units (ETU), subsequently validated through ROC curves and AUC analysis (Beguería, 2006; Frattini et al., 2010; Rosa et al., 2021; Shano et al., 2020). The establishment of ETUs follows Marques et al. (2011) methodology, defining terrain unit boundaries based on cliff topography and segmenting into 50 m wide sections along the cliff top line. The study results in the evaluation of 681 terrain units of rocky cliffs, assessing stability through the percentage of unstable area in each slope unit.

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. MASS MOVEMENTS IN THE CLIFFS OF SAFI

The mass movements detected underwent classification based on Cruden and Varnes (1996), identifying 14 distinct types including deep-seated and shallow landslides, rotational and translational slides, and various rock and debris movements. Verification and validation processes, overseen by experts and field workers, led to adjustments in landslide boundaries and the discovery of previously unidentified ones.

The final inventory comprises 297 landslide records, prominently featuring rotational slides (113 occurrences) and rock topples (63 occurrences), with rockslides being the least frequent (one record) (Fig. 1-B). Rotational slides dominate the study area (73%) often accompanied by larger, deeper-seated, and more extensive translational slides. For the ETU, the entire area exhibits some degree of slope instability, reflected in the identification of 681 terrain units, with 86% being fully or partially affected by mass movements, and 20,632 unstable pixels (58%). The non-uniform distribution of mass movements is evident, particularly in the central and southern sections characterized by thicker cliff toes and a higher prevalence of rotational and translational slides (Examples in Fig. 1-C).

3.2. COASTAL LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY ASSESSMENT

Evaluating the probability of mass movements in rocky cliffs through the IV model encompassed two methodologies for identifying areas prone to mass movements: one based on pixel-level geoinformation distribution and the other involving the analysis of elementary terrain units.

3.2.1 PIXEL TERRAIN UNITS

Mapping of landslide susceptibility was classified into four categories) using IV model scores (very low (score < -1), low (-1 < score < 0), moderate (0 < score < 1), and high susceptibility (score > 1)) for each mass movement conditioning factor, considering 15 types of mass movements.

Key factors influencing mass movement occurrence in Safi coastal area include cliff height, elevation, lithology, and TPI. For instance, deep-seated landslides are influenced by cliff heights and marl-sandy marls lithology, while shallow mass movements are associated with high slopes and gypsum formations. The spatial distribution of susceptibility classes for Model 1, displaying varied susceptibility levels across the Safi coastal area, with higher susceptibility in the southern and central regions due to rotational and translational slides. Approximately 40% of the cliffs are classified as highly susceptible to all mass movement types, highlighting the importance of considering diverse factors in mass movement susceptibility assessments. All other susceptibility models showed high percentages for very low susceptibility, with a maximum of 99.74% for rock slides. The exception is for deep and shallow landslides, where the highest susceptibility was 40.02% and 36.72% of the study area, respectively (Table 1).

3.2.2. ELEMENTARY TERRAIN UNITS (ETU):

The susceptibility assessment categorizes elementary terrain units (ETUs) into stabilized (42%) and unstabilized (58%) categories. Information Value scores are then reclassified into four levels as the pixels approach. Across all types of mass movements, highly susceptible areas are concentrated in the southern units of the Safi coastal region. The results of ETU landslide

susceptibility, focusing on sections near Ain Derraq and Cap Safi in the middle and southern parts of the study area as the most susceptible. These maps exhibit similar susceptibility patterns to those generated using the pixel approach but offer the advantage of defining susceptible areas in situ using the ETU.

The susceptibility assessment divides elementary terrain units (ETUs) into stabilized (42%) and unstabilized (58%) categories. Information Value scores are then reclassified into four levels as the pixels approach. Highly susceptible to mass movement areas are concentrated in the southern units of the Safi coastal region, especially near Ain Derraq and Cap Safi. The ETU mass movement susceptibility maps show similar patterns to the pixel approach but better define susceptible areas in situ.

Table 1. Percentage of mass movement susceptibility classes

Type	Models	Very low susceptibility	Low susceptibility	Moderate susceptibility	High susceptibility
All Landslides	**Model 1**	17.79%	16.73%	24.86%	40.62%
Rotational Slide	**Model 2**	22.85%	17.42%	19.77%	39.96%
Translational Slide	**Model 3**	36.68%	10.50%	16.03%	36.79%
Roto-Translational Slide	**Model 4**	81.89%	4.13%	4.51%	9.46%
Rock Fall	**Model 5**	36.22%	15.28%	20.40%	28.09%
Rock Topple	**Model 6**	72.23%	3.27%	4.00%	20.50%
Debris Flow	**Model 7**	83.95%	5.04%	3.02%	7.99%
Rockslide	**Model 8**	99.74%	0.01%	0.06%	0.20%
Debris Fall	**Model 9**	95.03%	0.14%	0.20%	4.62%
Deep Rotational Slide	**Model 10**	23.29%	16.81%	21.44%	38.46%
Deep Translational Slide	**Model 11**	63.29%	15.79%	15.96%	4.96%
Deep Landslides	**Model 12**	22.75%	15.99%	21.25%	40.02%
Shallow Rotational Slide	**Model 13**	38.50%	11.78%	15.70%	34.02%
Shallow Translational Slide	**Model 14**	37.32%	16.08%	16.70%	29.89%
Shallow Landslides	**Model 15**	32.21%	14.97%	16.10%	36.72%

3.3. COASTAL LANDSLIDE SUSCEPTIBILITY MODELS VALIDATION

The coastal landslide susceptibility models verified through comparison with independent landslide partitions designated as validation subsets. ROC curves and their respective AUC values were calculated for each model, indicating the effectiveness of the pixel and the ETU approaches. Pixel-based models generally showed AUC values exceeding 0.7, with some models categorized as acceptable, excellent, or outstanding based on their AUC scores. In contrast, most ETU-based models had AUC values below 0.7, suggesting lower validation effectiveness due to reduced resolution. However, the ETU approach remains valuable for on-site interventions. Notably, the total landslide model (Model 1) demonstrated improved prediction with an AUC value of 0.706, indicating the sensitivity of the pixel approach in enhancing model performance. Additionally, AUC graphs for rotational slides (Model 4) and translational slides (Model 7) illustrated good predictive ability, emphasizing the effectiveness of models tailored to specific landslide types compared to total landslide models.

Coastal landslide susceptibility models were verified using independent mass movement validation subsets. Receiver Operating Characteristic (ROC) curves and Area Under Curve (AUC) values were calculated for each model to assess effectiveness. Pixel-based models generally had

AUC values over 0.7, with some rated as acceptable, excellent, or outstanding. Most ETU-based models had AUC values below 0.7, indicating lower validation effectiveness due to reduced resolution, though they remain valuable for on-site interventions. The total landslide model (Model 1) showed improved prediction with an AUC of 0.706, highlighting the pixel approach's sensitivity. AUC graphs for rotational (Model 4) and translational slides (Model 7) showed good predictive ability, underscoring the effectiveness of models tailored to specific landslide types.

4. CONCLUSION

A bivariate statistical method was employed to assess landslide susceptibility across the 30 km coastal of Safi, integrating geological and morphological analyses alongside aerial photos, satellite images, and field surveys. This comprehensive approach identified 40% of the area as highly susceptible to various mass movement types, particularly rotational and translational slides, which constituted 85% of the total area affected by mass movements. Conditioning factors such as cliff height, elevation, TPI class, and specific rock formations contributed to increased susceptibility in the central and southern regions. The northern sector, characterized by wider cliff toes, exhibited comparatively lower susceptibility to landslides.

The correlation between mass movement susceptibility and factors derived from digital elevation models, such as cliff height, elevation, and slope angle, was evident in most susceptibility models, reinforcing their significance in mass movement occurrence. Human activities, notably the construction of tourist parks on translational landslides and wastewater discharge onto cliff faces, were identified as potential contributors to landslide occurrences, particularly in clay and marl-rich areas, with implications for nearby structures. Both pixel and ETU models yielded similar results, offering valuable insights for spatial planning and emergency response in the rocky cliffs of Safi, although the ETU approach's consideration of cliff morphometry may lead to less detailed landslide susceptibility classification compared to the pixel approach, despite its usefulness in territorial management. Geotechnical studies focusing on the southern Safi coastal area are recommended to deepen understanding of landslide-prone zones.

References

Balasubramani, K., & Kumaraswamy, K. (2013). Application of geospatial technology and information value technique in landslide hazard zonation mapping: A case study of Giri Valley, Himachal Pradesh. *Disaster Advances*, *6*(1), 38–47.

Beguería, S. (2006). Validation and Evaluation of Predictive Models in Hazard Assessment and Risk Management. *Natural Hazards*, *37*(3), 315–329. https://doi.org/10.1007/s11069-005-5182-6

Bonnard, C., Tacher, L., & Beniston, M. (2008). Prediction of landslide movements caused by climate change: Modelling the behaviour of a mean elevation large slide in the Alps and assessing its uncertainties. In *Landslides and Engineered Slopes. From the Past to the Future, Two Volumes+ CD-ROM* (pp. 239–250). CRC Press.

Cruden, D. M., & Varnes. (1996). The first classification of landslides? *Environmental & Engineering Geoscience*, *9*(3), 197–200.

DIKAU, R. A. (1996). *Landslide recognition: Identification, movement and causes* (Vol. 1). John Wiley & Sons Incorporated.

Dikau, R., Cavallin, A., & Jäger, S. (1996). Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology*, *15*(3–4), 227–239.

El Bchari, F., Theilen-Willige, B., & Ait Malek, H. (2019). Landslide hazard zonation assessment using GIS analysis at the coastal area of Safi (Morocco). *Proceedings of the ICA*, *2*, NA-NA.

Elfakih, T. A., Bahi, L., Akhssas, A., Ouadif, L., & Benkmil, R. (2020). Electrical resistivity tomography contribution to the characterization of underground cavities in the region of Safi, Morocco. *E3S Web of Conferences*, *150*, 03023.

Frattini, P., Crosta, G., & Carrara, A. (2010). Techniques for evaluating the performance of landslide susceptibility models. *Engineering Geology*, *111*(1), 62–72. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.12.004

Gao, Y., Li, B., Gao, H., Chen, L., & Wang, Y. (2020). Dynamic characteristics of high-elevation and long-runout landslides in the Emeishan basalt area: A case study of the Shuicheng "7.23" landslide in Guizhou, China. *Landslides*, *17*, 1663–1677.

Gilham, J. M. (2018). *Developing A Probabilistic Recession Model Through Characterisation and Quantification of the Erosion of Chalk Sea Cliffs in Brighton* [PhD Thesis]. University of Sussex.

Hoggart, K., Black, R., & Buller, H. (2014). *Rural Europe*. Routledge.

Howard, L. M., Trevillion, K., & Agnew-Davies, R. (2010). Domestic violence and mental health. *International Review of Psychiatry*, *22*(5), 525–534.

Jade, S., & Sarkar, S. (1993). Statistical models for slope instability classification. *Engineering Geology*, *36*(1–2), 91–98.

Khouz, A., Trindade, J., Oliveira, S., El Bchari, F., Bougadir, B., Garcia, R., & Jadoud, M. (2022). *Landslide susceptibility assessment in rocky coast subsystem of Essaouira coastal area – Morocco* [Preprint]. Landslides and Debris Flows Hazards. https://doi.org/10.5194/nhess-2022-76

Lin, W.-T., Chou, W.-C., & Lin, C.-Y. (2008). Earthquake-induced landslide hazard and vegetation recovery assessment using remotely sensed data and a neural network-based classifier: A case study in central Taiwan. *Natural Hazards*, *47*, 331–347.

Lowe, J. A., & Gregory, J. M. (2005). The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *363*(1831), 1313–1328.

Marques, F. (2018). Regional scale sea cliff hazard assessment at Sintra and Cascais counties, western coast of Portugal. *Geosciences*, *8*(3), 80.

Marques, F., Matildes, R., & Redweik, P. (2011). Statistically based sea cliff instability hazard assessment of Burgau-Lagos coastal section (Algarve, Portugal). *Journal of Coastal Research*, 927–931.

Mbark, S. A. (2021). Risk of Landslide and Debris Flow in Safi City" Example Sidi Bouzid Cliff" Prevention and Protection. *Cybergeo: Revue Européenne de Géographie/European Journal of Geography*.

Mengistu, F., Suryabhagavan, K. V., Raghuvanshi, T. K., & Lewi, E. (2019). Landslide Hazard zonation and slope instability assessment using optical and InSAR data: A case study from Gidole town and its surrounding areas, southern Ethiopia. *Remote Sensing of Land*, *3*(1), 1–14.

Minoubi, A. (2018). Impact des ouvrages portuaires sur l'évolution du trait de côte de la baie de Safi (littoral atlantique-Maroc). *Revue Marocaine de Géomorphologie*, *2*.

Minoubi, O. (1998). Les formations plio-quaternaires dans le domaine mesetien occidental du Maroc entre Casablanca et Safi: Géomorphologie, sédimentologie, paléoenvironnements quaternaires et évolution actuelle. *These de Doctorat d'Etat Es Sciences, Université Mohamed V*, *1646*.

Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J., & Nicholls, R. J. (2015). Future coastal population growth and exposure to sea-level rise and coastal flooding-a global assessment. *PloS One*, *10*(3), e0118571.

Oliveira, S. C., Zêzere, J. L., Lajas, S., & Melo, R. (2017). Combination of statistical and physically based methods to assess shallow slide susceptibility at the basin scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *17*(7), 1091–1109.

Ougougdal, M. A., Chaibi, M., Mercier, D., Maquaire, O., Maanan, M., Costa, S., Charif, A., & Ragaru, E. (2020). The typology of slope slides of the cliff coast of Safi-Morocco, and the role of the clay layer in triggering failure. *Journal of African Earth Sciences*, *168*, 103878.

Rabby, Y. W., & Li, Y. (2020). Landslide susceptibility mapping using integrated methods: A case study in the Chittagong hilly areas, Bangladesh. *Geosciences*, *10*(12), 483.

Reichenbach, P., Rossi, M., Malamud, B. D., Mihir, M., & Guzzetti, F. (2018). A review of statistically-based landslide susceptibility models. *Earth-Science Reviews*, *180*, 60–91.

Rosa, M. L., Sobreira, F. G., & Barella, C. F. (2021). Landslide susceptibility mapping using the statistical method of Information Value: A study case in Ribeirão dos Macacos basin, Minas Gerais, Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, *93*.

Saleem, N., Huq, M. E., Twumasi, N. Y. D., Javed, A., & Sajjad, A. (2019). Parameters derived from and/or used with digital elevation models (DEMs) for landslide susceptibility mapping and landslide risk assessment: A review. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, *8*(12), 545.

Shano, L., Raghuvanshi, T. K., & Meten, M. (2020). Landslide susceptibility evaluation and hazard zonation techniques–a review. *Geoenvironmental Disasters*, *7*(1), 1–19.

Small, C., & Nicholls, R. J. (2003). A global analysis of human settlement in coastal zones. *Journal of Coastal Research*, 584–599.

Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of rocky coasts* (Vol. 3). Wiley.

van Westen, C. J., Castellanos, E., & Kuriakose, S. L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, *102*(3), 112–131. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.010

Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special Report*, *176*, 11–33.

Varnes, D. J. (1984). LANDSLIDE HAZARD ZONATION: A REVIEW OF PRINCIPLES AND PRACTICE. *Natural Hazards*, *3*. https://trid.trb.org/view/281932

Witam, O. (1988). *Etude stratigraphique et sédimentologique de la série mésozoïque du bassin de Safi*. éditeur non identifié.

WP/WLI. (1993). *International Geotechnical Societies' UNESCO (Working Party on World Landslide Inventory), Multilingual Landslide Glossary* (Bitech Publisher, Richmond, British Columbia, Canada).

Yalcin, A. (2008). GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): Comparisons of results and confirmations. *Catena*, *72*(1), 1–12.

Yin, K. L., & Yan, T. Z. (1988). *Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides (Lausanne, Switzerland), 2*, 1269–1272.

Young, A. P., & Carilli, J. E. (2019). Global distribution of coastal cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, *44*(6), 1309–1316.

Avaliação de fatores locais responsáveis pela distribuição de ravinas em ambiente Mediterrâneo

Assessing local factors responsible for the distribution of gullies in the Mediterranean environment

B. Martins[1*], C. Pinheiro[2], A. Nunes[1], A. Bento-Gonçalves[2], C. Hermenegildo[3]

[1] Universidade Coimbra, Departamento Geografia e Turismo, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território
[2] Universidade do Minho, Departamento de Geografia, Communication and Society Research Centre
[3] Universidade do Lusófona do Porto, Departamento de Proteção Civil
[*] bmscmartins@gmail.com

RESUMO
O estudo tem como objetivo identificar os principais fatores que determinam a distribuição de ravinas no Centro de Portugal. Foram identificadas 38 ravinas na área de estudo e selecionados 11 fatores geoambientais. A Análise de Grupos (AG) identificou dois grupos de ravinas. A análise de componentes principais (ACP) identifica como fatores determinantes da sua desigual distribuição, o declive, o índice de rugosidade e o índice de severidade do incêndio de 2017. Dada a dimensão das ravinas, devem ser implementadas com urgência algumas práticas de controlo da erosão das ravinas.

Palavras-chave: *Formação de ravinas; Fatores geoambientais; Ambiente mediterrânico; Incêndios florestais; Centro de Portugal.*
K**ey-words:** *Gully formation; Geo-environmental factors; Mediterranean environment; Forest fire; Central Portugal.*

1. INTRODUÇÃO

A perda de solo por erosão é um dos processos que mais contribui para a degradação do solo (Montanarella *et al.*, 2021; Pennock, 2019), especialmente em ambientes onde a conservação do solo é árdua, como é o caso do ambiente mediterrâneo.

O principal objetivo deste estudo é identificar os principais fatores que controlam a formação e desenvolvimento de ravinas a nível local. Para tal, foram consideradas 38 ravinas e um conjunto de 11 fatores geoambientais (topográficos, hidrológicos e ambientais). Recorreu-se à análise de grupos com o objetivo de agrupar as ravinas em função das suas características morfológicas e contexto geoambiental, e utilizada a análise de componentes principais (ACP) para avaliar a importância dos fatores considerados na formação e desenvolvimento das ravinas.

Os resultados pretendem contribuir para o conhecimento dos fatores que condicionam a formação de ravinas e, desta forma, ajudar no controlo das mesmas a uma escala local.

2. METODOLOGIA

Foram identificadas 38 ravinas, localizadas na margem direita do rio Alva, no concelho de Oliveira do Hospital, as quais se desenvolvem numa área de declive acentuado, afetada por sucessivos incêndios florestais, dos quais se destaca o grande incêndio florestal que teve início a 15 de outubro de 2017, e que afetou uma área florestal com cerca de 7 600 ha. Meses depois, a 10 de dezembro de 2017, a tempestade Ana foi responsável por chuvas intensas e abundantes (IPMA, 2017). As ravinas desenvolvem-se em granitos muito alterados, formando um manto de

alteração profundo, caracterizado do ponto de vista granulométrico, pela predominância de areias grossas e finas (Martins *et al.*, 2024).

A identificação das 38 ravinas fez-se a partir da ortofotografia de 2018 com uma resolução espacial de 25 cm, disponibilizada pela Direção-Geral do Território, com recurso ao *software* ArcGIS 10.8. Foram extraídos 4 elementos de caraterização morfológica: o comprimento total (C), a largura média (Lm) e máxima (LM), relação entre largura e comprimento da ravina (RLC) e a área planar (AP), esta última calculada após delimitação da ravina. Foram considerados 11 fatores geoambientais; altitude (A), exposição das vertentes (ExV), declive (D), índice de rugosidade (IR), forma da vertente (F), severidade do incêndio (SI), severidade do incêndio após 1 ano (SI1a), mudanças da vegetação (MV), ganhos de vegetação após 1 ano (GVa1), distância a estradas (DE), e acumulação de fluxo (AF). Os parâmetros topográficos foram obtidos a partir de curvas de nível com uma equidistância de 10 m utilizadas na construção de um modelo digital de elevação (DEM) para a área de estudo. Os fatores relacionados com a alteração no uso e ocupação do solo foram obtidos a partir das imagens Landsat 8 OLI/TIRS, disponíveis em https://earthexplorer.usgs.gov/. A severidade do incêndio foi calculada a partir das modificações ecológicas conforme Key e Benson (2006).

Para classificação das ravinas foi utilizada a ferramenta de Análise de Grupo (AG), disponível no ArcGIS. Com o intuito de identificar os fatores responsáveis pela formação e distribuição das ravinas recorreu-se à análise de componentes principais (ACP), o qual permite a identificação dos componentes determinantes na formação de ravinas.

3. RESULTADOS

O quadro 1 apresenta as principais características morfológicas das 38 ravinas consideradas, bem como os valores médios para o grupo de ravinas, GR1 e GR2, definidos a partir da AG.

Quadro 1. Características morfológicas e topográficas das ravinas consideradas (*adapt.* Martins et al., 2024)

	Lm (m)	Lmax (m)	C (m)	RLC*	D (%)	AP (sqm)
Máximo	11,3	31,2	378,4	33,5	32,7	2862,5
Médio	3,8	6,8	104,9	27,6	19,3	384,4
Minimo	1,1	2,0	16,8	15,3	7,0	41,7
GR1	5,3	9,8	123,0	142,3	24,8	642,3
GR2	3,3	5,8	91,4	102,8	16,6	294,1

* Relação entre largura e comprimento da ravina

O GR1 apresenta os valores mais elevados de IR, D, AF, SIa1 e GV. Trata-se de ravinas de maior dimensão distribuídas fundamentalmente por vertentes côncavas, geralmente próximas de estradas e caminhos. O GR2 localiza-se predominantemente em vertentes convexas, expostas a sul e a este, e a altitudes mais elevadas.

A análise ACP produziu uma solução com quatro componentes (dimensões) ao considerar todas as ravinas identificadas, explicando uma variância de 72,8% (Fig. 1). A primeira componente identifica o IR, D e SI como as variáveis principais com valores de extração superiores a 0,8. Considerando os grupos de ravinas, a ACP produziu uma solução com 5 componentes, com valores de variância de 84,4% para o GR1 e 79,9% para o GR2. Para o primeiro grupo, a altitude e o declive foram identificadas como as variáveis principais, com valores de extração superior a 0,7, enquanto, para o GR2, as varáveis morfológicas e topográficas, área do canal da ravina,

curvatura, e o declive (com valor negativo) foram as que alcançaram valores de extração mais altos.

	Componente (total)				Componente (GR1)					Componente (GR2)				
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
C	0,05	0,77	-0,15	-0,29	-0,34	-0,31	0,65	0,16	0,49	0,81	0,14	-0,05	0,4	-0,05
D	0,86	-0,01	0,02	0,42	0,51	0,7	0,04	0,44	0,12	-0,28	0,9	0,04	-0,03	0,25
AP	0,17	0,91	-0,05	0,05	-0,55	-0,13	0,2	0,66	0,21	0,85	0,32	0,12	0,28	0,1
Lm	0,28	0,69	0,1	0,41	-0,51	0,05	-0,26	0,7	-0,15	0,7	0,44	0,13	-0,01	0,05
DE	0,58	-0,42	-0,04	0,21	0,79	0,48	0	0,1	0,03	-0,5	0,32	-0,48	0,21	0,28
F	-0,67	0,25	-0,28	-0,19	-0,52	0,08	0,68	-0,13	-0,12	0,52	-0,4	-0,24	0,11	0,42
IR	0,87	-0,02	0,02	0,41	0,52	0,7	0,04	0,42	0,1	-0,27	0,91	0,03	-0,04	0,25
AF	0,54	0,1	0,3	-0,4	0,34	-0,51	0	0,02	0,65	0,21	0,44	0,38	0,42	-0,48
SI	0,5	-0,14	-0,74	-0,15	-0,25	0,47	0,75	-0,12	-0,21	-0,51	-0,09	0	0,76	0,08
A	0	-0,65	0,18	-0,22	0,72	0,04	0,15	-0,38	0,19	-0,51	0,14	0,3	0,01	-0,53
E	-0,51	-0,2	0,04	0,43	-0,65	0,22	-0,39	-0,14	-0,1	-0,35	0,12	-0,13	-0,44	0,03
GV	-0,33	0,16	0,87	0,05	0,28	-0,71	-0,34	0,25	-0,15	0,39	0,12	0,4	-0,77	0,03
GVa1	0,82	0,01	0,16	-0,39	0,62	-0,56	0,36	0,23	-0,3	-0,27	-0,27	0,76	0,24	0,37
SIa1	0,75	0,02	0,26	-0,33	0,53	-0,47	0,39	0,23	-0,45	-0,19	-0,14	0,9	0,02	0,28
Variance (%)	**21,98**	**19,1**	**11,67**	**9,6**	**28,23**	**20,59**	**15,16**	**12,1**	**8,33**	**24,93**	**18,31**	**15,12**	**13,53**	**8**
Cumulative (%)	**21,98**	**40,71**	**59,34**	**72,77**	**28,23**	**48,83**	**63,99**	**76,09**	**84,43**	**24,93**	**43,24**	**58,36**	**71,89**	**79,89**

Figura 1. Método de extração: Análise de componentes principais. Total das ravinas (4 componentes extraídos); GR1 (b Grupo = 1 a 5 componentes extraídos); GR2 (c Grupo = 2 a 5 componentes extraídos) (adpatdo de Martins et al., 2024).

4. DISCUSSÃO

Na área de estudo, a presença de um manto de alteração muito profundo permitiu o desenvolvimento de processos erosivos intensos o que levou à formação de canais de grandes dimensões, muito superiores a outros, onde a base geológica (metassedimentar) é distinta. Não foram detetadas diferenças significativas no que respeita a características químico-mineralógicas do granito, nem a presença de falhas e fraturas que determinem uma maior ou menor desagregação do substrato que possam condicionar a distribuição das ravinas. De igual modo, não parecem existir diferenças climáticas capazes de determinar processos erosivos singulares que determinassem a distribuição das ravinas na área de estudo.

Os dois grupos de ravinas resultaram de contextos geoambientais distintos e, consequentemente, taxas de erosão diferenciadas. A análise ACP identificou a DE, SI, IR, D e A como varáveis com valores de extração superiores para o GR1, enquanto o IR, o D (valores de extração próximos de 0.9), F, SI, A e DE como determinantes para a formação do GR2. São vários os trabalhos que reforçam o papel de caminhos e estradas como determinantes para a incisão do canal e posterior desenvolvimento da ravina, ao contribuírem para a concentração do escoamento superficial (Valentin *et al.*, 2005; Arabameri *et al.*, 2019). No entanto, os resultados indicam que a presença de estradas e caminhos é um fator determinante na formação de ravinas de maiores dimensões (GR1), mas não para a formação das ravinas de menor dimensão (GR2). Para este grupo de ravinas o IR e o D obtiveram valores de extração superiores, sugerindo que as características topográficas (D e IR superiores) são determinantes na formação deste grupo de ravinas (GR2).

Embora o grande incêndio florestal de 2017 tenha criado mosaicos com distintos níveis de severidade, terá contribuído para acelerar os processos de erosão hídrica (Vieira *et al.*, 2015; Vieira & Bento-Gonçalves, 2021). Esta desigual distribuição, terá tido, no entanto, maior impacto no desenvolvimento das ravinas do GR1, uma vez que o valor de extração foi de 0.75.

5. CONCLUSÃO

O estudo foi realizado com o objetivo de identificar os principais fatores que determinam a formação e a evolução de um conjunto de ravinas localizadas no Centro de Portugal. Para as 38 ravinas identificadas, numa área de 11 km^2, o comprimento médio, a largura máxima e a largura média foram de 105 m, 6,8 m e 3,8 m, respetivamente. Dos 11 fatores geoambientais avaliados, as características topográficas, refletidas no D e no IR, foram os que mais determinaram a distribuição das ravinas, classificadas em 2 grupos diferenciados pelos aspetos morfológicos e por fatores ambientais. Nas ravinas de maior extensão (GR1), o papel das estradas e caminhos terá sido decisivo na sua formação e desenvolvimento. Na área de estudo, a perda de vegetação devido aos sucessivos incêndios florestais, e em especial o de 2017, parece ser o precursor essencial para a formação e evolução de ravinas, aproveitando a presença de profundos mantos de alteração que permitiram o desenvolvimento das mesmas. Dada a dimensão das ravinas e a recorrência de incêndios florestais na área de estudo, devem ser urgentemente implementadas algumas práticas de controlo da erosão das ravinas, particularmente após os incêndios florestais.

Agradecimentos

Esta investigação foi financiada por:

- Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), com fundos nacionais através da Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT, I.P.), referência UIDB/04084/2020,
- Fundos nacionais através da FCT, I.P., no âmbito do projeto de investigação "EroFire- Avaliação do Risco de erosão pós-incêndio usando marcadores moleculares", referência PCIF/RPG/0079/2018.

Referências

Arabameri, A., Cerda, A., Rodrigo-Comino, J., Pradhan, B., Sohrabi, M., Blaschke, T., Tien Bui, D. (2019). Proposing a Novel Predictive Technique for Gully Erosion Susceptibility Mapping in Arid and Semi-arid Regions (Iran). Remote Sens, 11, 2577.

IPMA (2017). Boletim climatológico – dezembro de 2017, Portugal Continental https://www.ipma.pt/resources.www/docs/im.publicacoes/edicoes.online/20180111/FwUgbvLXmdNueCABQKBI/cli_20171201_20171231_pcl_mm_co_pt.pdf

Key, C.H., Benson, N.C. (2006). Landscape assessment (LA) sampling and analysis methods. In FIREMON: Fire Effects Monitoring and Inventory System, D.C. Lutes, R.E. Keane, J.F. Caratti, C.H. Key, N.C. Benson, S. Sutherland and L.J. Gangi (Eds.). General Technical Report no. RMRS-GTR-164-CD, 1-55

Martins, B., Pinheiro, C., Nunes, A., Bento-Gonçalves, A., Hermenegildo, C. (2014). Geo-environmental factors controlling gully distribution at the local scale in a Mediterranean environment, CATENA, Volume 236. doi.org/10.1016/j.catena.2023.107712

Montanarella, L., Panagos, P. (2021). The relevance of sustainable soil management within the European Green Deal. Land Use Policy 100, 104950.

Pennock, D., 2019. Soil Erosion: The Greatest Challenge for Sustainable Soil Management. FAO–Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

Valentin, C., Poesen, J., Li, Y. (2005). Gully erosion: impacts, factors and control. Catena 63 (2–3), 132–153.

Vieira, A., Bento-Gonçalves, A. (2021). Soil Conservation: a General Perspective In: Soil Conservation: Strategies, Management and Challenges Edited by: António Vieira and António Bento-Gonçalves. isbn:978-1-53619-513-2.

Vieira, D.C.S., Fernández, C., Vega, J. Keizer, J.J. (2015). Does soil burn severity affect the post-fire runoff and interrill erosion response? A review based on meta-analysis of field rainfall simulation. J. Hydrol., 523, 452-462, 10.1016/j.jhydrol.2015.01.071

Exploração de informação proxy na modelação determinística de deslizamentos superficiais

Exploring proxy information in deterministic modelling of shallow landslides

R. Melo[1,2 *], S. C. Oliveira[1,2], F. Marques[3], J. L. Zêzere[1,2], R. A. C. Garcia[1,2]

[1] Universidade de Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Portugal
[2] Laboratório Associado TERRA
[3] Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, Instituto Dom Luiz, Portugal
[*] raquel.melo@edu.ulisboa.pt

RESUMO

No presente trabalho, aplicou-se um modelo empírico de espessura do solo e o método do talude infinito para calibrar os parâmetros de espessura e propriedades geotécnicas do solo numa bacia hidrográfica de pequena dimensão. A calibração teve, por base, 89 medições de campo de espessura do solo e a retroanálise de 81 deslizamentos superficiais. Posteriormente, estes parâmetros foram usados, como informação proxy, numa bacia de maior dimensão e com idêntico contexto geomorfológico, e validados. Desta forma, demonstrou-se que a espessura do solo e o modelo do talude infinito foram eficientemente aplicados numa área mais extensa, sem necessidade de recalibração dos parâmetros.

Palavras-chave: *deslizamentos superficiais; parâmetros geotécnicos; espessura do solo*
K**ey-words:** *shallow slides; geotechnical parameters; soil thickness.*

1. INTRODUÇÃO

Os métodos estatísticos são a abordagem mais comum utilizada para avaliar a suscetibilidade a deslizamentos superficiais, contudo, vários trabalhos demonstraram que os métodos determinísticos produzem melhores resultados em comparação com os anteriores, em particular quando se utilizam inventários de deslizamentos incompletos (Oliveira et al., 2017). No entanto, a modelação determinística raramente é aplicada a áreas extensas, nomeadamente devido ao facto de os dados de entrada necessários serem difíceis de obter. Neste trabalho, demonstramos que estes parâmetros de entrada (espessura do solo, propriedades geotécnicas) podem ser calibrados para uma pequena bacia hidrográfica (BH-A, 43 km²), localizada na Região de Lisboa, e, posteriormente, utilizados como informação *proxy* numa bacia hidrográfica independente, na mesma região, e com uma maior extensão (BH-B, 110 km²), mas cujo contexto geomorfológico é idêntico.

2. MÉTODOS

Para a calibração da espessura do solo na BH-A, aplicou-se um modelo empírico (Catani et al., 2010; Segoni et al., 2012) que combina três fatores: curvatura da vertente; posição ao longo do

perfil da vertente; e declive. A espessura do solo é expressa pelo produto dos três fatores, como demonstra a equação 1:

$$h = \mathrm{Kc} \,.\, \mathrm{C} \,.\, \eta \,.\, \psi \; - 1 \qquad [1]$$

onde h é a espessura do solo; Kc é a constante de calibração, calculada para cada classe litológica; C é um índice baseado na curvatura; η é a espessura relativa, de acordo com a posição topográfica; e $\psi \; - 1$ corresponde ao limiar crítico de declive, para cada litologia, responsável pela instabilidade. Os três índices refletem, através de valores que variam entre 0 e 1, a propensão para cada célula apresentar uma menor ou maior espessura de solo, enquanto a constante Kc, calculada com base nas medições de campo, transforma os valores (entre 0 e 1) em unidades métricas. A validação do modelo para a área de estudo BH-A foi feita através da comparação dos resultados do modelo com 89 medições de espessura do solo realizadas *in situ*. A calibração dos parâmetros geotécnicos (coesão e ângulo de atrito interno) na área de estudo BH-A foi realizada através da retroanálise de 81 deslizamentos superficiais, utilizando o método do talude infinito que incorpora o modelo de espessura do solo e um modelo hidrológico em condições estacionárias e fluxo paralelo à superfície topográfica (Sharma, 2002):

$$FS = \frac{c' + h\, cos^2\, \beta [(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sub}]\, tan\varphi'}{h\, sin\, \beta\, cos\, \beta [(1-m)\gamma_m + m\gamma_{sat}]} \qquad [2]$$

Onde c' é a coesão efetiva (kPa); h é a espessura do solo potencialmente instável; β é o declive da unidade de terreno; m corresponde à componente hidrológica do modelo e define-se como a razão entre a espessura do solo saturado e a espessura do solo potencialmente instável; φ' é o ângulo de atrito interno (°); γ_m é o peso específico natural do solo (kN m^{-3}); γ_{sat} é o peso específico do solo saturado (kN m^{-3}); e γ_{sub} é o peso específico submerso do solo (kN m^{-3}). A validação da capacidade preditiva do modelo do talude infinito foi aferida através da elaboração de curvas ROC e da determinação da área abaixo da curva (AUC).

A constante de calibração do modelo de espessura do solo e as propriedades geotécnicas aferidas para a área de estudo BH-A foram utilizadas, como informação *proxy*, nos modelos de espessura do solo e talude infinito realizados para a área de estudo BH-B. Nesta última, o modelo de espessura do solo foi validado com base em 132 medições realizadas no campo e o modelo do talude infinito foi validado recorrendo a um inventário de 175 deslizamentos superficiais existente para esta área de estudo.

3. RESULTADOS

O modelo de espessura do solo para a área de estudo BH-A registou espessuras máxima e mínima de, respetivamente, 250 cm e 0 cm. A sua validação, através da comparação dos resultados do modelo com 89 medições de espessura do solo realizadas no terreno, resultou num erro médio absoluto de 45,2 cm.

Para a área de estudo BH-A, o modelo resultante da aplicação do método do talude infinito foi reclassificado em 5 classes, com base nos valores de FS: ≤1;]1 – 1,25];]1,25 – 1,5];]1,5 – 2,0]; e >2. Este modelo foi validado por comparação do resultado com a distribuição de 81 deslizamentos superficiais ocorridos na área BH-A. A validação, realizada através de curvas ROC e estimativa da AUC, revela uma boa capacidade preditiva do modelo (AUC = 0,85). Relativamente à percentagem cumulativa de área estável e instável, estimou-se que a classe com FS≤1 abrange 2,8% da área estável e inclui 22,4% dos deslizamentos superficiais. Ao considerar-se a classe com FS≤1,5, a área estável incrementa até 14,6% e a área deslizada passa a contabilizar 63,5%.

Na área de estudo BH-B, o modelo de espessura do solo, elaborado com base na constante de calibração estimada para a área BH-A, foi validado por comparação com 132 medições de campo e os resultados revelaram que o erro médio absoluto, no valor de 47,5 cm, é apenas 2,3 cm superior ao verificado na área de estudo que serviu para a calibração do modelo. Este resultado mostra que a extrapolação do *score* da constante de calibração, para uma área com características geomorfológicas similares, produz resultados muito satisfatórios.

O modelo resultante da aplicação do método do talude infinito para a área de estudo BH-B, e que utilizou os parâmetros geotécnicos aferidos para a área BH-A, foi validado utilizando um inventário de deslizamentos superficiais com 175 ocorrências. A AUC obtida (0,82), demostrou que o modelo desenvolvido para a área BH-B teve uma capacidade preditiva inferior à verificada na área de estudo que serviu para a calibração dos parâmetros geotécnicos, mas a diferença não é muito substancial. Relativamente à percentagem cumulativa de áreas estável e instável, estimou-se que a classe com FS≤1 abrange 4,3% da área estável e inclui 32,1% dos deslizamentos superficiais. Ao considerar-se a classe com FS≤1,5, a área estável incrementa até 16,2% e a área deslizada passa a contabilizar 61,2%. Estes resultados são muito semelhantes aos obtidos na área de estudo BH-A, pelo que se considera que a extrapolação dos *scores* dos parâmetros geotécnicos funcionou de forma bastante satisfatória.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

No presente trabalho, foi demonstrada a eficácia da extrapolação da constante de calibração do modelo de espessura do solo e dos parâmetros geotécnicos (coesão e ângulo de atrito interno) para uma área de estudo independente, mas com um contexto geomorfológico idêntico. No

entanto, verifica-se a necessidade de melhorar a calibração, tanto da constante utilizada no modelo de espessura do solo, como dos parâmetros geotécnicos obtidos por retroanálise dos deslizamentos superficiais para a área de estudo BH-A, em virtude dos resultados da percentagem de área classificada como estável e instável, em cada classe de FS, não demonstrarem tratar-se de um modelo robusto. Não obstante, a utilização de dados, como informação *proxy*, para a elaboração de modelos de espessura do solo e talude infinito, em áreas independentes, mostrou que os resultados são muito idênticos, o que indica que a extrapolação dos dados de base é um procedimento viável. Este resultado é particularmente significativo, atendendo à morosidade e complexidade que caracteriza a obtenção de medições de espessura do solo e a aferição dos parâmetros geotécnicos, em áreas extensas.

Referências

Catani, F., Segoni, S., Falorni, G. (2010). An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water resources research*, 46(5).

Oliveira, S. C., Zêzere, J. L., Lajas, S., Melo, R. (2017). Combination of statistical and physically based methods to assess shallow slide susceptibility at the basin scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7), 1091-1109.

Segoni, S., Rossi, G., Catani, F. (2012). Improving basin scale shallow landslide modelling using reliable soil thickness maps. *Natural hazards*, 61, 85-101.

Sharma, S. (2002) – Slope stability concepts. In Abramson, L.W.; Lee, T. S.; Sharma, S.; Boyce, G.M. (eds), *Slope stability and stabilization methods*, John Wiley & Sons Inc., New York, p. 329-461

Contributo da avaliação da suscetibilidade a deslizamentos na mitigação da degradação dos solos em área de vinhas

Contribution of landslide susceptibility assessment to mitigating soil degradation in vineyard areas

S. Pereira [1,2*], C. Bateira[2], P. Valenzuela[3], P. Capella[2], F. Alves[4], M. Natário[4], J. Valente[4]

[1] Universidade do Porto, FLUP, Departamento de Geografia, CEGOT, Porto, Portugal.
[2] Universidade de Lisboa, IGOT, CEG, Lisboa, Portugal.
[3] Universidade de León, Departamento de Geografia e Geologia, León, Espanha.
[4] Symington Family Estates, Vinhos SA. Vila Nova de Gaia, Portugal.
[*]sspereira@letras.up.pt

RESUMO

Este estudo pretende avaliar a suscetibilidade a deslizamentos superficiais translacionais (DST) numa sub-bacia localizada na vila do Pinhão, na paisagem do vale do Douro com a vinha plantada em patamares.

No inventário identificaram-se 229 DST recorrendo a trabalho de campo. Neste trabalho foram utilizados os seguintes fatores de predisposição: declive, orientação, curvatura, índice de humidade inverso, profundidade do escoamento superficial, altura dos terraços, geologia e espessura das formações superficiais. Aplicou-se o método do Valor Informativo que permitiu identificar as classes com maior importância na explicação da suscetibilidade.

Palavras-chave: *Vale do Douro; deslizamentos; patamares; método do valor informativo.*

K**ey-words:** *Douro valley; landslides; land-embankments; information value method.*

1. INTRODUÇÃO

No âmbito da nova PAC 2023-27, os agricultores são incentivados monetariamente a adotar práticas benéficas de gestão dos solos que melhorem a biodiversidade e a resiliência às alterações climáticas. As Boas Condições Agrícolas e Ambientais, incluem medidas obrigatórias de proteção do solo contra a erosão e propõem a limitação dos solos nus, a promoção de uma lavoura reduzida e de uma cobertura mínima do solo, a agricultura de contorno em terrenos inclinados, a manutenção de socalcos e muros de pedra e o aumento da utilização de margens de relva (Matthews, 2013).

Atualmente continua a ser necessário avaliar o equilíbrio entre o controlo da erosão por escoamento superficial e o aumento da perda de solo por deslizamento em áreas de patamares agrícolas. O aumento da infiltração promovida pelos patamares pode conduzir a uma maior frequência de deslizamentos. No entanto, uma análise custo-benefício mostrou que a aplicação das medidas anti erosão supramencionadas em zonas agrícolas severamente propensas à erosão (perda de solo > 10 t ha^{-1} ano^{-1}) na UE poderia ter um benefício económico (dentro e fora do local) de 1,35 mil milhões de euros (Kuhlman et al., 2010).

Neste contexto, o projeto LivingSoiLL pretende criar uma rede de cinco Laboratórios Vivos (LV) em toda a Europa, com pelo menos 50 locais de demonstração, centrados em culturas permanentes com importância económica, social e cultural na UE. Estes LV atuarão como plataformas colaborativas multidisciplinares e transdisciplinares para a conceção de códigos, co-desenvolvimento e co-implementação de soluções que promovam a conservação/restauração da saúde do solo. Ao promover soluções inovadoras holísticas ajustadas localmente, difundir

práticas sustentáveis de gestão dos solos e reforçando a literacia do solo, o projeto visa contribuir para a melhoria global da saúde do solo e da resiliência ambiental. No caso do LV Luso-Galaico os seus objetivos principais são: (i) estudar/desenvolver soluções inovadoras para mitigar a degradação dos solos em vinhas e olivais; (ii) testar soluções em locais de demonstração em diferentes sistemas e ambientes agrícolas; (iii) co-criar soluções locais de sucesso para solos saudáveis.

Neste trabalho avaliamos a suscetibilidade a deslizamentos no laboratório vivo Luso-Galaico, na área de estudo da Quinta do Bomfim, destinada à cultura permanente da vinha em socalcos. O principal objetivo deste trabalho é estabelecer relações estatísticas entre um inventário de evento de deslizamentos e um conjunto de fatores predisposição que controlam a instabilidade de vertentes em patamares construídos para rentabilizar a produção da vinha e minimizar os efeitos da erosão em vertentes declivosas (Bateira et al., 2016).

2. ÁREA DE ESTUDO

Este estudo incidiu sobre uma sub-bacia alongada de 0,42 km^2 localizada numa propriedade na vila do Pinhão, na paisagem do vale do Douro, Património Mundial da UNESCO (Portugal) (Figura 1). A altitude varia entre 85 m e 394 m e é composta principalmente por níveis estratificados de filitos e xistos datados do pré-Câmbrico e Câmbrico. As vinhas (74,6 ha) estão organizadas maioritariamente em terraços com talude em terra, tendo apenas uma pequena parte de vinha antiga em terraços com muro de suporte com pedra em seco, ambos predominantemente virados a sul. A área tem um clima mediterrânico com uma precipitação média anual de 658 mm.

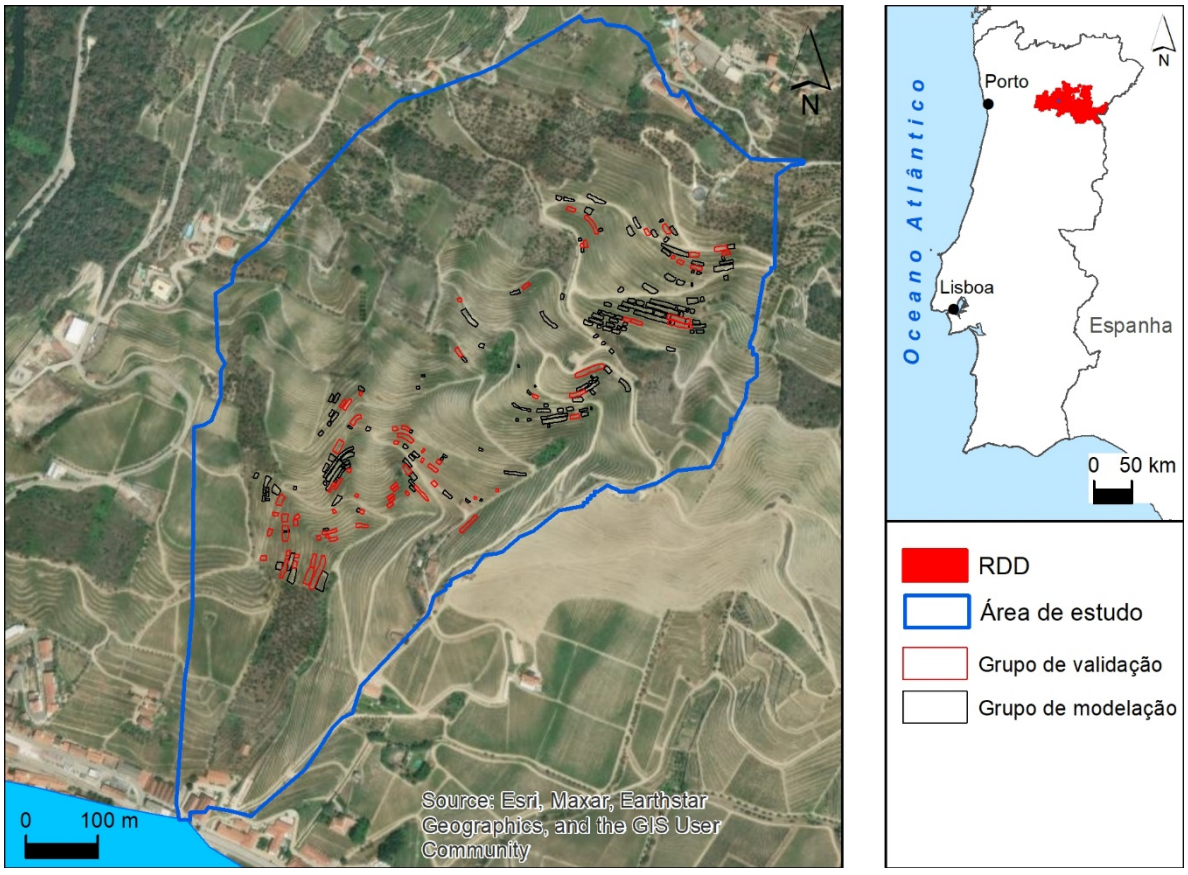


Figura 1. Localização da área de estudo e inventário de deslizamentos superficiais translacionais (grupo de modelação e grupo de validação) ocorridos em janeiro de 2023.

Recentemente, a propriedade desenvolveu um processo de renovação com a reconstrução de terraços com talude em terra, maioritariamente de grandes patamares de 2 linhas (plataforma de 3,5 m) para patamares estreitos (1 linha e plataforma de 2,3 m), juntamente com novos sistemas de drenagem. Estas alterações nas condições físicas do solo promoveram a erosão hídrica e a instabilidade dos patamares. Dois eventos de precipitação, um a 22 de dezembro de 2022 (243 mm/30 dias, PR=3,6 anos) e o outro a 1 de janeiro de 2023 (278 mm/30 dias, PR = 5,5 anos) desencadearam 229 deslizamentos superficiais translacionais que afetaram as áreas renovadas (Figura 1). Os deslizamentos apresentam uma distribuição irregular, estando mais concentrados no sector a montante, caracterizado por uma morfologia geral da vertente convexa, com declives mais elevados e onde a camada de material remobilizado é mais profunda.

A altura dos terraços afetados por instabilidade de vertente varia entre 1,5 m e 4 m. A largura do deslizamento varia entre 1,5 m e 50 m (média de 12,4 m), expondo as raízes da vinha, plantadas no limite exterior do patamar. A altura da cicatriz é inferior a 0,5 m e o deslocamento do material mobilizado geralmente não ultrapassa o terraço inferior (Figura 2).



Figura 2. Exemplos de deslizamentos superficiais translacionais ocorridos em janeiro de 2023.

3. DADOS E MÉTODOS

O inventário de evento foi realizado em fevereiro de 2023, tendo sido recolhida informação relativa à localização, comprimento máximo e área de cada deslizamento, recorrendo a trabalho de campo, com registo da localização com GPS e um MDE detalhado (10 x 10 cm). Em seguida, no software SAGA GIS foram derivados os seguintes fatores de predisposição a partir do MDE: declive, orientação das vertentes, curvatura das vertentes (perfil transversal), índice de humidade inverso, profundidade do escoamento superficial e altura dos terraços. A geologia foi obtida a partir da carta Geológica de Portugal, folha 10D, escala 1: 50 000. A espessura das formações superficiais foi estimada com base num modelo matemático adaptado para regiões de Maciço Antigo com metassedimentos.

A profundidade do escoamento superficial e a altura dos terraços foi inicialmente calculada com base no DEM detalhado, tendo sido o seu resultado convertido para células de 5 x 5 m. Todos os fatores de predisposição foram convertidos para uma estrutura de dados matricial, com células de 5 x 5 m e reclassificados.

O inventário de deslizamentos foi dividido de forma aleatória num grupo de modelação (155 deslizamentos) e num grupo de validação (74 deslizamentos). Em seguida, a suscetibilidade a deslizamentos superficiais translacionais foi avaliada com o método do Valor Informativo (VI). No final, foram calculadas as curvas de sucesso e de predição do modelo, com as respetivas Áreas Abaixo da Curva.

4. RESULTADOS

Os resultados do VI permitem identificar as classes das variáveis com maior importância na explicação da suscetibilidade na sub-bacia. Entre estas destacam-se as classes de declive de 25,1 – 30 e 30,1 – 35 graus que concentram 55% dos deslizamentos, as vertentes expostas a E e SE, as vertentes com uma curvatura em perfil transversal retilinea/plana e um índice inverso de humidade de 0.001 - 0.01, onde se concentram 61% dos deslizamentos. Destaca-se a Formação do Pinhão caracterizada por níveis estratificados de metaquartzograuvaques e xistos do Câmbrico médio, onde se encontra 92,7% da área deslizada. Na variável altura dos terraços as classes de 3,1 – 4 e 4.1 - 5 m apresentam valores mais elevados de VI, no entanto 84% dos deslizamentos ocorreram em terraços com altura entre 1 e 3 m. Na espessura das formações superficiais o VI mais elevado encontra-se na classe de 1,1 – 1,5 m, onde se registaram 46,6% dos deslizamentos. Na variável profundidade do escoamento superficial, o processo de infiltração desenvolve-se nas classes <0.05 m localizadas preferencialmente nas plataformas dos terraços, onde se registaram 96% dos deslizamentos, revelando-se um bom fator de predisposição da instabilidade de vertentes.

O modelo de suscetibilidade obtido apresenta uma AAC da curva da taxa de sucesso de 0.812 e da taxa de predição 0.764, sendo considerados resultados satisfatórios.

Adicionalmente, foi realizada uma análise sensitiva de todas as combinações possíveis entre o número de fatores de predisposição, concluindo-se que as variáveis do declive, altura dos terraços e espessura das formações superficiais permitem obter um modelo de suscetibilidade com uma AAC da taxa de sucesso de 0.769.

5. CONCLUSÕES

O trabalho é um contributo para a previsão de áreas de suscetibilidade a deslizamentos superficiais translacionais, para estimar os danos potenciais e as perdas económicas associadas à perda da formação superficial (“solo”) onde estão implantadas as vinhas nas encostas com patamares. Estes resultados contribuem para a cocriação de diretrizes para a construção de patamares de modo a evitar os efeitos da erosão do solo e dos deslizamentos, envolvendo cientistas, técnicos e produtores agrícolas locais.

Agradecimentos

Trabalho financiado no âmbito do projeto LivingSoiLL - Co-creating solutions for soil health in Living Labs, Programme Horizon Europe Framework Programme (HORIZON-MISS-2023-SOIL-01). Living labs: Portugal, Spain, France, Poland, and Italy.

Referências

Bateira, C., Costa, A., Fernandes, J., & Fonseca, B. (2016). Agricultural terraces instability at Alto Douro World Heritage (UNESCO). *Atlas de Património Cultural: Prevenção; Resposta e Recuperação de Desastres*.

Kuhlman, T., Reinhard, S., & Gaaff, A. (2010). Estimating the costs and benefits of soil conservation in Europe. *Land Use Policy*, *27*(1), 22–32. https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2008.08.002

Matthews, A. (2013). Greening agricultural payments in the EU's Common Agricultural Policy. *Bio-Based and Applied Economics*, *2*(1), 1–27. www.fupress.com/bae

Cheias e Inundações: Avaliação da perigosidade e identificação de elementos expostos. O caso da ribeira da Charneca, Cascais.

Floods: Hazard assessment and identification of exposed elements. The case of the Charneca stream, Cascais.

V. G. Pereira[1*], P. P. Santos[2], E. Reis[2]

[1] Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa
[2] Centro de Estudos Geográficos, Laboratório Associado Terra, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa
[*] vitorpereira@edu.ulisboa.pt

RESUMO

Num contexto de alteração climática, é previsível que a frequência e magnitude das cheias e inundações verifique um incremento no futuro (IPCC, 2014; Morford, 2023). Esta investigação, considerando a ribeira da Charneca, concelho de Cascais, tem como objetivo avaliar o grau de perigosidade através de modelação hidrológica e hidráulica e identificar os elementos expostos - nomeadamente população, edificado e infraestruturas - tendo em consideração o período de retorno de 100 e 500 anos. A ribeira da Charneca é um afluente da ribeira da Foz do Guincho que atravessa as localidades de Murches e Charneca, duas áreas residenciais e em expansão, especialmente ao longo da linha de água, onde se sobrepõem elevados níveis de perigosidade e de população exposta.

Palavras-chave: *Cheias e Inundações; Perigosidade; Elementos Expostos, Cascais*.
K**ey-words:** *Floods; Flood Hazard; Exposed Elements; Cascais*.

1. INTRODUÇÃO

As cheias são fenómenos naturais que ocorrem quando um corpo de água transborda para fora do seu leito normal, inundando áreas que normalmente não se encontram submersas (Ward, 1978). A nível global, tem-se verificado cheias destrutivas nas últimas décadas (Kundzewicz et al., 2013). O aumento da área urbana traduz-se na transformação do relevo natural, na impermeabilização dos solos e na construção de habitações e infraestruturas nas proximidades de linhas de água (Hyndman et al., 2017). Estas transformações, coligadas com o aumento de precipitação intensa, promovem o surgimento de cheias rápidas, sendo exacerbadas pelo escoamento superficial, provocado principalmente pela deficitária infiltração de água no solo (Hyndman et al., 2017; Sofia et al., 2017).
Neste sentido, e uma vez que se estima para o futuro próximo um aumento da frequência de eventos extremos, onde se inclui as cheias e inundações com potencial de gerar danos severos (IPCC, 2014), este trabalho apresenta como objetivos:

1. Determinar o grau de perigosidade à ocorrência de cheias na ribeira da Charneca para o período de retorno de 100 anos (T100) e 500 anos (T500);
2. Identificar os elementos expostos à cheia dos 100 e 500 anos, de acordo com o grau de perigosidade.

2. ÁREA DE ESTUDO

A ribeira da Charneca é um afluente da ribeira da Foz do Guincho. Desenvolve-se maioritariamente em meio urbano, com nascente na localidade de Murches e foz a sudoeste da localidade da Charneca. Tem uma extensão de aproximadamente 2,5 km e uma área de bacia com cerca de 1,22 km^2. O leito encontra-se maioritariamente artificializado, com diferenças significativas da sua largura e profundidade ao longo do seu percurso.

3. PROCESSO METODOLÓGICO

Inicialmente foi necessário elaborar o modelo digital do terreno (MDT) da bacia hidrográfica tendo por base a nuvem de pontos LiDAR (*Light Detection and Ranging*), com resolução de 0,25 m.

O programa HEC-HMS (*Hydrologic Modeling System*) permitiu delimitar e obter as características fisiográficas da bacia e sub-bacias hidrográficas da ribeira da Charneca.

Para o cálculo do caudal de ponta de cheia, aplicou-se o método Racional, apresentado em Hipólito e Vaz, 2017, Eq[1].

$$Q = 0{,}278\ C\ I\ A \qquad [1]$$

onde,

Q corresponde ao caudal de ponta de cheia (m^3/s)

C corresponde ao coeficiente adimensional

I corresponde à intensidade média de precipitação (mm/h)

A corresponde à área da bacia hidrográfica (km^2)

A fórmula racional pertence ao grupo dos métodos cinemáticos e baseia-se na circulação da coluna de água ao longo da bacia hidrográfica, com base no tempo de concentração. É das fórmulas mais utilizadas para bacias de dimensão reduzida (Hipólito e Vaz, 2017).

O Quadro 1 apresenta o caudal de ponta de cheia obtido para cada sub-bacia, de acordo com o período de retorno.

Quadro 1. Parâmetros e caudal de ponta para as sub-bacias da ribeira da Charneca.

Sub-bacia		Coeficiente C		Intensidade média de precipitação		Caudal de ponta	
N.º	Área km²	T100	T500	T100 mm/h	T500 mm/h	T100 m³/s	T500 m³/s
1	0,29	0,63	0,70	89,62	108,07	4,56	21,80
2	0,21	0,73	0,79	100,88	121,34	4,28	19,95
3	0,22	0,64	0,71	99,59	119,82	3,83	18,27
4	0,13	0,61	0,67	93,16	112,24	1,96	9,48
5	0,09	0,69	0,75	115,37	138,36	1,97	9,27
6	0,26	0,57	0,64	93,08	112,15	3,84	18,73
					Caudal de ponta de cheia (foz)	20,44	97,50

Para a obtenção do mapa de profundidade da coluna de água e da velocidade de escoamento da cheia foi utilizado o programa de modelação hidráulica HEC-RAS (*River Analysis System*). Aplicou-se o modelo 2D, modelo bidimensional, uma vez que se obteve o MDT com alta resolução.

A avaliação da perigosidade decorreu da aplicação da fórmula apresentada por Wallingford, 2006, Eq. [2]. O grau de perigosidade é expresso como uma função da altura da coluna da água (m) pela velocidade de escoamento (m/s).

$$HR = d\ (v + 0{,}5) \qquad [2]$$

onde,

HR corresponde à perigosidade

d corresponde à profundidade da coluna de água (m)

v corresponde à velocidade de escoamento da coluna de água (m/s)

A identificação dos elementos existentes na bacia hidrográfica teve por base a Diretiva 2007/60/CE do Parlamento Europeu e do Conselho, de 23 de outubro de 2007, onde se pretende determinar as potenciais consequências prejudiciais, nomeadamente quanto ao

número de residentes potencialmente afetados, atividades económicas e instalações com capacidade de causar danos ambientais.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Quanto ao grau de perigosidade, constata-se para o período de retorno de 100 anos, um valor residual para a classe de perigosidade muito alta, representando apenas 0,06% de toda a área inundável. Cerca de 63,59% da área é classificada com perigosidade insignificante, seguido de baixa, com 15,82% e média com 14,14%.

Porém, para o período de retorno dos 500 anos, figura 1, verifica-se um aumento significativo na área classificada com perigosidade muito alta, representando cerca de 3,82% da área total inundada. Ocorre sobretudo no leito da linha de água e imediações, principalmente em locais com maior velocidade de escoamento, ou em troços onde se observa retenção ou acumulação de água, verificando-se assim uma maior profundidade da coluna de água. Cerca de 24,02% detém classificação de perigosidade elevada e, cerca de 22,17% classificação de média perigosidade. Observa-se uma diminuição das zonas com classificação insignificante, representando cerca de 36,09% da área total.



Figura 4 - Grau de perigosidade (T500).

A área de inundação, Quadro 2, para o período de retorno de 100 anos representa cerca de 4,39% da área total da bacia hidrográfica, enquanto para o período de retorno de 500 anos, representa cerca de 8,16%.

Quadro 2. Área de inundação classificada por grau de perigosidade.

Grau de Perigosidade	Área (m^2)	
	T100	T500
Insignificante (I)	34230,34	36072,1
Baixo (L)	8513,75	13899,4
Médio (M)	7613,66	22158,29
Alto (H)	3434,14	24006,73
Muito Alto (VH)	34,49	3819,44

Apesar de a população potencialmente afetada para o período de retorno de 100 anos ser reduzida, verifica-se um número ainda significativo relativo a edificações em geral, cerca de 39 edificações. Este tipo de edificações são tendencialmente anexos com apenas um

piso, não sendo claro se alguns foram convertidos para habitação. Verifica-se a interrupção de vias de acesso local com grau de perigosidade médio e alto, bem como a via estruturante e de conexão de Cascais à Malveira da Serra. A estação de águas residuais domésticas apresenta nível de perigosidade insignificante.

Quanto ao cenário dos 500 anos, constata-se um aumento muito significativo de população potencialmente exposta. A população com exposição ao grau de perigosidade baixo a alto apresenta um aumento de 660% relativo ao cenário da cheia centenária, passando de 10 para 76 indivíduos. Verifica-se um maior número de habitações e de edifícios em geral afetados, havendo um edifício com atribuição de grau de perigosidade muito alto. Devido à proximidade da estação elevatória de água residuais domésticas à linha de água, a mesma é classificada com diferentes graus de perigosidade.

5. CONCLUSÃO

Este trabalho pretendeu determinar para a ribeira da Charneca, Cascais, o grau de perigosidade a inundações e identificar os elementos expostos para o cenário da cheia dos 100 e 500 anos. Verificou-se que as habitações e infraestruturas existente próximas da linha de água estão sujeitas a níveis de perigosidade mais elevados, principalmente para a cheia dos 500 anos. Esta situação deverá ser tida em conta, uma vez que também nestas áreas constata-se a construção de novas residências e lotes disponíveis para construção.

A metodologia adotada para o modelo hidrológico poderá ser revista e melhorada com a introdução do método do *Soil Conservation Service* (SCS). Adicionalmente, a estimação de caudais de ponta de cheia é condicionada pela utilização do posto udográfico de Lisboa (IGIDL), que poderá não representar devidamente os fatores climáticos locais – orografia e litoralidade -, nomeadamente a presença da Serra de Sintra e a proximidade ao oceano Atlântico.

A ausência de estudos na bacia hidrográfica da Charneca impede a comprovação dos resultados, no entanto, tentou-se simular, através do MDT obtido pela tecnologia LiDAR, as características do leito, nomeadamente os estrangulamentos e as passagens hidráulicas existentes. Porém, devido à dimensão reduzida da linha de água e às características do próprio leito, verifica-se que a época do ano em que ocorra o evento extremo poderá determinar zonas inundadas e níveis de perigosidade distintos, uma vez que a presença de resíduos vegetais e de canaviais influenciará o escoamento na linha de água.

Referências

Hipólito, J. R., & Vaz, A. C. (2017). *Hidrologia e recursos hídricos* [*Hydrology and water resources*]. Editora Universitária do Instituto Superior Técnico, Lisboa.

Hyndman, D., & Hyndman, D. (2017). *Natural hazards and disasters*. Cengage Learning.

IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. *Part A: Global And Sectoral Aspects*; IPCC WGII AR5. Cambridge University Press. Disponível em: https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg2/

Kundzewicz, Z. W., Kanae, S., Seneviratne, S. I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., ... & Sherstyukov, B. (2013). Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1), 1-28.

Sofia, G., Roder, G., Dalla Fontana, G., & Tarolli, P. (2017). Flood dynamics in urbanised landscapes: 100 years of climate and humans' interaction. *Scientific Reports*, 7(1), 40527.

Wallingford, HR. (2006). *R&D Outputs: Flood Risks to People Phase 2, The Flood Risk to People Methodology*. Environmental Agency/Defra Technical Report FD2321/TR1, March 2006.

Ward, R. (1978). *Floods: A Geographical Perspective*. New York. John Wiley & Sons.

Identificação dos elementos expostos à inundação em Estrela e Lajeado, Rio Grande do Sul, Brasil

Identification of flood exposed elements in Estrela and Lajeado, Rio Grande do Sul, Brazil

A. A. V. Sccoti [*1], S. Pereira[2,3], C. Bateira[3], L. E. S. Robaina[1], R. Trentin[1]

[1] Universidade Federal de Santa Maria, Departamento de Geociências, LAGEOLAM, Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil.
[2] Universidade do Porto, FLUP, Departamento de Geografia, CEGOT, Porto, Portugal.
[3] Universidade de Lisboa, IGOT, CEG, Lisboa, Portugal.
[*] anderson.sccoti@ufsm.br

RESUMO
As ferramentas do geoprocessamento permitem modelar as áreas suscetíveis à inundação e correlacioná-las com dados tabulares de censos demográficos. O objetivo deste trabalho é identificar os domicílios/estabelecimentos localizados em áreas suscetíveis à inundação em Estrela e Lajeado/RS/BR. Os dados foram extraídos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e o modelo hidrológico foi gerado no IBER. Os resultados podem servir como ferramenta para o ordenamento do território

Palavras-chave: *Inundações; Modelo hidrológico; IBER; dados censitários.*

K**ey-words:** *floods; hydrological model; IBER; census data.*

1. INTRODUÇÃO

As inundações são processos estudados pela geomorfologia fluvial e estão associadas ao aumento da disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas. As inundações podem ocorrer associadas a precipitações volumosas, as quais elevam os níveis dos caudais e promovem o transbordamento para as planícies de inundação.

Com o avanço da urbanização sobre as planícies de inundação, fruto da especulação imobiliária e da necessidade de habitação, foi fomentada a ocupação desordenada e o conflito da relação sociedade e natureza. Nos países em desenvolvimento a situação é crítica, pois os danos e perdas são elevados, indo desde a subtração de moradias e bens domésticos, até à perda de vidas (Alcantara-Ayala, 2002).

Com o propósito de auxiliar no planejamento e ordenamento do território, diversos estudos se focaram na análise e mapeamento dos desastres naturais associados à dinâmica fluvial (Luu et al., 2018; Prina e Trentin, 2018; Eckhardt et al., 2009), tendo por base a geomorfologia e o uso do geoprocessamento.

Os modelos hidrológicos gerados em Sistemas de Informação Geográfica, se mostram como alternativa para a identificação e auxílio ao mapeamento de áreas suscetíveis à inundação. O *software* IBER é um exemplo, pois possibilita a modelação bidimensional de águas superficiais, simula o comportamento do escoamento da superfície livre de rios, com base em dados hidrológicos (Bladé et al.,2014).

Estrela e Lajeado são dois municípios localizados no Rio Grande do Sul com uma área de 185,02 e 91,23 km², respetivamente. As suas áreas urbanas se encontram nas margens do rio Taquari - Antas, ocupando parte de suas planícies de inundação. As duas áreas urbanas apresentam um vasto histórico de inundação (Reckziegel, 2007, Eckhardt et al., 2009, Borges et al., Prelo). No período entre 2000 e 2023, os dois municípios registaram 52 eventos de inundação, com destaque para a inundação de setembro de 2023, que foi a segunda maior da história, ficando atrás do evento de 1941 (Zero Hora, 2023).

Com base nessas informações, este trabalho tem como objetivo modelar as áreas suscetíveis à inundação usando o *software* IBER e identificar os domicílios/estabelecimentos, recenseados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2022, expostos às inundações.

A Bacia Hidrográfica do rio Taquari-Antas, drena a porção nordeste do Rio Grande do Sul desde o topo do Planalto dos Campos Gerais, escoando em direção à Depressão Central Gaúcha, desaguando no rio Jacuí. A área total da bacia hidrográfica é de 26.430 km² com altitudes: máxima de 1.266 m, média de 599,54 m e mínima de 1 m. Os municípios encontram-se nas margens direita (Lajeado) e esquerda (Estrela) do rio Taquari-Antas. Os eventos hidrológicos extremos na BH do Taquari-Antas podem ser deflagrados por chuvas frontais e convectivas (CPRM, 2021; Rossato, 2011).

2. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos necessários para a realização deste trabalho podem ser sintetizados em duas etapas: (a) obtenção das áreas suscetíveis à inundação utilizando o IBER; (b) coleta e espacialização dos dados censitários de domicílios/estabelecimentos recenseados disponibilizados pelo IBGE.

a. Obtenção das áreas suscetíveis à inundação no *software* IBER

O IBER é um *software* de acesso gratuito, disponível em https://www.iberaula.es/. Para gerar o modelo são necessárias informações hidrológicas e cartográficas. Os dados hidrológicos de vazão (Qp) e tempo de concentração (Tc) (Quadro 1) foram obtidos no trabalho de Oliveira et al. (2018). Para este trabalho foram utilizados dados hidrológicos referentes a um tempo de retorno de 100 anos.

Quadro 1. Dados hidrológicos utilizados na obtenção das áreas suscetíveis à inundação no *software* IBER

Sub-bacia	Tc (horas)	Qp (m^3/s)
Alto Rio Taquari	79,0	15.711
Rio Forqueta	25,1	3.023
Arroio Boa Vista	11,5	767
Arroio Estrela	8,6	360

Fonte: Oliveira et al. (2018).

O Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizado tem como base as imagens Alos/Palsar (12,5 m de resolução espacial), disponíveis no *Alaska Satellite Facility* (https://asf.alaska.edu/datasets/daac/alos-palsar/). Após recortar a área de trabalho, o arquivo em *.geotiff foi transformado em *.txt no ArcGIS PRO e, posteriormente, adicionado como uma malha no IBER 2.5.2. Os dados de uso e cobertura da terra foram obtidos no projeto MapBiomas (https://brasil.mapbiomas.org/). No processamento esses dados têm como função representar as diferentes rugosidades e são inseridos como uma malha (*.txt) com distintos valores de Manning.

A validação do modelo ocorreu por meio da comparação com o modelo do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IPH-UFRGS) (Laipelt *et al.*, 2023) e informações coletadas em trabalhos de campo sobre a cota e área inundável. Mais informações sobre os parâmetros de entrada, tipos de processamento e validação dos resultados, podem ser obtidos no trabalho de Bladé et al. (2014).

b. Obtenção dos dados no IBGE

Os dados referentes aos domicílios/estabelecimentos recenseados em 2022 estão disponíveis na página do IBGE (https://www.ibge.gov.br/estatisticas/sociais/populacao.html) na aba CNEFE – Cadastro Nacional de Endereços para Fins Estatísticos. As informações foram espacializadas utilizando o QGIS 3.28, resultando numa camada de pontos localizados nas áreas inundáveis. Cabe destacar que categorias em um mesmo endereço foram quantificadas de maneira separada pelo IBGE.

Após recortar os pontos localizado em áreas suscetíveis à inundação, os mesmos foram categorizados e quantificados com auxílio dos filtros de campo do QGIS 3.28. A sobreposição das informações obtidas por meio do geoprocessamento, possibilitou identificar e interpretar a exposição às inundações dos domicílios/estabelecimentos.

3. RESULTADOS

Com os resultados obtidos no modelo hidrológico do IBER, foram identificados 20,97 km^2 suscetíveis à inundação nas áreas urbanas de Estrela e Lajeado. No Quadro 2 estão disponíveis as áreas inundáveis por município. O modelo hidrológico gerado no IBER, demonstrou um grande nível de acerto, quando comparado ao modelo hidrológico gerado pelo IPH/UFRGS (Laipelt et al., 2023) e quando confrontado com dados coletados em trabalhos de campo.

Quadro 2. Áreas suscetíveis à inundação em Estrela e Lajeado.

Município	Área urbana total (km^2)	Áreas suscetíveis à inundação- IBER (km^2)	Modelo IPH/UFGRS (km^2)	Sobreposição (km^2)
Lajeado	78,21	11,87	9,85	9,12
Estrela	18,89	9,10	8,00	7,67

Com relação aos domicílios localizados em áreas suscetíveis à inundação, foram identificados 4.279 em Estrela e 3.706 em Lajeado. No Quadro 3 é possível verificar a categorização dos tipos de domicílios expostos a eventos de inundação nas áreas urbanas de Estrela e Lajeado. Os domicílios particulares têm relevante destaque em termos numéricos.

Quadro 3. Número de tipos de endereço localizados em áreas suscetíveis à inundação.

ESPÉCIE DE ENDEREÇO	ESTRELA	LAJEADO
Domicílio Particular	3.661	3.143
Domicílio Coletivo	1	5
Estabelecimento Agropecuário	2	10
Estabelecimento de Ensino	8	4
Estabelecimento de Saúde	9	11

Estabelecimento de Outras Finalidades	508	476
Edificação em Construção	60	35
Estabelecimento Religioso	30	17

Fonte: IBGE (2022)

A identificação de estabelecimentos dedicados à saúde e à educação em áreas suscetíveis, causa preocupação, pois com a exposição desses endereços a eventos de inundação, compromete sua função. Hospitais, Posto de Saúde e escolas são estruturas utilizadas como suporte durante eventos e o fato de estarem expostas, pode representar um problema para o acolhimento de atingidos.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A identificação das áreas inundáveis por meio do modelo hidrológico gerado no IBER mostra-se como uma ferramenta de fácil utilização e que apresenta bons resultados.
A identificação das áreas inundáveis e dos tipos de domicílios/estabelecimentos expostos à inundação pode servir como uma importante ferramenta para a avaliação da vulnerabilidade a inundações, gestão da emergência, planeamento e ordenamento do território e estratégias de redução dos danos caudados em eventos de inundação.

Agradecimentos

Os autores agradecem a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão de bolsa de Pós-Doutorado, por meio do Programa Institucional de Internacionalização – CAPES/PrInt.

Referências

Alcantara-Ayala, I. (2002) Geomorphology, Natural Hazards, Vulnerability and Prevention of Natural Disasters in Developing Countries. *Geomorphology*, 47, 107-124. http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00083-1

Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J., & Coll, A. (2014). Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. *Revista Internacional de Métodos Numéricos Para Cálculo y Diseño En Ingeniería*, *30*(1), 1–10. https://doi.org/10.1016/j.rimni.2012.07.004

Borges, C. C., Robaina, L. E. S., & Sccoti, A. A. V. (no prelo). Estudo dos processos hidrológicos causadores de desastres que ocorrem nos municípios de Estrela e Lajeado, Vale do Taquari/RS[Study of the hydrological processes that cause disasters in the municipalities of Estrela and Lajeado, Vale do Taquari/RS]. *Revista Geografia Ensino & Pesquisa*.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. (2006). *Portal Geosgb*.[Geosgb Portal]. https://geosgb.sgb.gov.br/

Eckhardt, R. R., Saldanha, D. L., & Rocha, R. dos S. da. (2009). Modelo cartográfico aplicado ao mapeamento das áreas urbanas sujeitas às inundações na cidade de Lajeado/RS[Cartographic model applied to the mapping of urban areas subject to flooding in the city of Lajeado/RS]. *Revista Brasileira de Cartografia*, *60*(3). https://doi.org/10.14393/rbcv60n3-44868

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2022). *Portal Estatística*. [Statistic Portal]. IBGE – Estatística. https://www.ibge.gov.br/estatisticas/downloads-estatisticas.html

Laipelt, L., Paiva, R., Fan, F., Ruhoff, A., Collischonn, W., Moraes, S. R., & Eckhardt, R. (2023). Estimativa preliminar das áreas urbanas inundadas durante a cheia do Rio Taquari-Antas (Set-2023) via sensoriamento remoto [Preliminary estimate of urban areas

flooded during the Taquari-Antas River flood (Sept-2023) via remote sensing]. Inhttps://www.ufrgs.br/hge/wp-content/uploads/2023/09/Nota-Tecnica-Cheia-Taquari-Antas-Set-2023.pdf

Oliveira, G. G. de, Eckhardt, R. R., Haetinger, C., & Alves, A. (2018). Caracterização espacial das áreas suscetíveis a inundações e enxurradas na bacia hidrográfica do rio taquari-antas [Spatial characterization of susceptible areas to floods and flash floods in the Taquari-Antas river basin]. *Geociências*, *37*(4), 849–863. https://doi.org/10.5016/geociencias.v37i4.12312

Prina, B. Z., & Trentin, R. (2018). Tempo de retorno de inundações: aplicação metodológica [Flood return time: methodological application]. *GEOUSP Espaço e Tempo (Online)*, *22*(3), 670–686. https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geousp.2018.145266

Reckziegel, B. W. (2007). *Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no estado do Rio Grande do Sul no período de 1980 a 2005* [Survey of disasters triggered by adverse natural events in the state of Rio Grande do Sul from 1980 to 2005]. (Dissertação de Mestrado, PPGGEO/UFSM). Disponível em: https://repositorio.ufsm.br/handle/1/9268

Rossato, M. S. (2011). *Os climas do Rio Grande do Sul: variabilidade, tendências e tipologia* [The climates of Rio Grande do Sul: variability, trends and typology]. (Tese de doutoramento POSGEA/UFRGS). Disponível em: https://lume.ufrgs.br/handle/10183/32620

ZERO HORA (2023). Cheia do Taquari é a segunda maior da história do rio (Taquari flood is the second highest in the river's history). Disponível em: https://gauchazh.clicrbs.com.br/geral/noticia/2023/09/cheia-do-taquari-e-a-segunda-maior-da-historia-do-rio-clm8djpjk001o01368th6mxwh.html

Projeção do nível do mar em 2100 para a área urbana de Grossos – RN, Brasil

Sea level projection in 2100 for the urban area of Grossos – RN, Brazil

J. P. da Silva[1 *], P. V. N. Araújo[2], M. T. M. Diniz[3], J. Y. G. dos Santos[3]

[1] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Laboratório de Geoprocessamento e Geografia Física, Caicó/RN, Brasil.
[2] Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Rio Grande do Norte, Macau/RN, Brasil.
[3] Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Departamento de Geografia do CERES, Caicó/RN, Brasil.
[*] jose.yure.santos@ufrn.br

RESUMO

O presente estudo teve como objetivo realizar uma análise situacional da cidade de Grossos frente as projeções do nível do mar para 2100 com base no AR6 do IPCC. Para tanto foi realizada uma modelagem do nível do mar em modelo hidráulico estático do tipo banheira, com referencial altimétrico padronizado (altitude normal). Para representação do terreno, foi confeccionado um MDT, por meio de estereoscópia digital em imagens de VANT e ajustado ao Sistema Geodésico Brasileiro. Os resultados demonstram que a área urbana está entre 2,44 e 12,92 m de altitude, ficando fora do alcance das máximas marés atuais e terá em 2100 entre 3,79 a 8,11% do seu território afetado. Com isso, conclui-se que a cidade se encontra em área segura e com relativamente baixo risco a inundações futuras provenientes do aumento do nível do mar.

Palavras-chave: Inundação; Mudanças climáticas; Nível do mar.
Key-words: Inundation; Climate changes; Sea level.

1. INTRODUÇÃO

Na escala de tempo geológica é fato que tanto a temperatura como o nível do mar e os demais elementos que compõem o clima tiveram e terão aumentos e declínios, entretanto, na escala de tempo humana essas variações seriam imperceptíveis se não por meios de palio registros. Porém, no final do século XX e início do século XXI o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) trouxe à tona relatórios que reúnem e resume diversas percepções, por meio de artigos científicos dessa mudança climática acelerada e perceptível (*e.g*., IPCC, 2023).

De acordo com os relatórios do IPCC, o clima começou a acelerar num processo de aquecimento a partir do início da revolução industrial (1750), e quanto maior foi a mecanização e uso energético de combustíveis fosseis mais se acentua esta aceleração, fato é que de 2011 - 2020 foi quantificado um aumento de 1,1 °C se comparado com variação de 1850 – 1900 (IPCC, 2023). As temperaturas em constante elevação devido às mudanças climáticas resultam em impactos drásticos, como o derretimento das calotas polares, aumento do nível do mar e eventos climáticos extremos mais frequentes. Essas mudanças ameaçam ecossistemas, comunidades costeiras e a segurança alimentar global. A mitigação urgente é essencial para limitar os danos futuros.Só na América do Sul e América Central já somam 690 mil pessoas expostas aos riscos da elevação do nível do mar em 2020 e esse número pode aumentar em até 35% já para 2040 (IPCC, 2023).

Com isso e sabendo-se que em 2022, segundo o censo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), mais da metade da população brasileira vive na faixa litorânea (cerca de 54,8% da população) (IBGE, 2022), surge a necessidade de saber quais áreas já estão ou ficarão

susceptíveis a inundações se as modelagens preditivas do sexto relatório de avaliação do IPCC (AR6) se concretizarem.

Com esta problemática pressuposta, este trabalho teve como objetivo realizar um levantamento topográfico da zona urbana de Grossos, Estado do Rio Grande do Norte, Brasil, e projetar as possíveis elevações do nível do mar baseadas nos cenários *Shared Socio-Economic Pathways* (SSP) do AR6.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvida no recorte ubano do município de Grossos, Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. Esta região, pertence a zona estuarina do Rio Apodi-Mossoró. Em um contexto espacial favorável (região abrigada), sofre apenas influência da maré, tendo amplitudes médias diárias entorno de 1 a 2m (Aguiar et al., 2019).

Para o desenvolvimento deste trabalho utilizou-se bases de dados primárias e secundárias, na qual para o levantamento topográfico foi realizado um levantamento fotográfico com Veículo Aéreo não Tripulado (VANT) DJI – Mavic Air 2S e um levantamento de pontos de controle e checagem com aparelhos receptores do Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS) CHCNAV – I90, com base no Datum horizontal SIRGAS 2000 e Datum Vertical Modelado geoHNOR_IBITUBA. Com os dados destes dois levantamentos foi produzido o modelado topográfico da área em estudo por meio do *software* de estereoscopia digital *Agisorft MetaShape*, gerando assim um Modelo Digital de Elevação (MDE), corrigido pelos pontos de controle, que em seguida foi transformado em um Modelo Digital do Terreno (MDT), por meio da classificação da nuvem densa de pontos, utilizando os seguintes critérios: ângulo máximo de 20º; máxima distância de 1 m; declividade máxima de 8º; tamanho da célula de 100 m. O MDT final teve um erro horizontal de 11,7 cm e vertical de 6,9 cm.

Entretanto, para projetar os futuros cenários do IPCC e saber quais áreas seriam afetas, foi necessária a obtenção do nível médio do mar local e registros de marés astronômicas e meteorológicas da região, e para isso recorreu-se aos dados da Marinha do Brasil, mais precisamente da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), trabalhos de terceiros desenvolvidos nas proximidades e pesquisa bibliográfica a respeito de possíveis registros de inundações. Com estas buscas foi possível obter o nível médio do mar local e o registro das marés, e assim projetar no MDT as cotas que serão atingidas em 2100 com base nos valores fornecidos pelo IPCC para cada cenário escolhido.

Para a realização da modelagem do nível do mar para 2100, foi utilizado um modelo hidrológico estático do “tipo banheira” ou “modelo de inundação baseado em SIG”, utilizando o *software* QGis. Segundo Anderson *et al.* (2018), este tipo de modelo pode-se definir como a projeção de uma superfície de inundação em um MDT, sendo de fácil implementação e fornecendo a especificidade espacial necessária. E se tratando de uma região abrigada, o modelo se torna de grande valia.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 1a apresenta as informações de cotas da régua maregráfica utilizada para este estudo, localizada no Município de Areia Branca-RN. Apesar de distanciar aproximadamente 3km da área de estudo, a régua se encontra em um contexto identico a Grossos (em uma região abrigada dentro do estuário do Rio Apodi-Mossoro). É importante saber que nas descrições em negrito estão as informações e cálculos da DHN para calcular o nível médio do mar local, em azul são

altitudes normais (geométricas) atreladas ao Datum vertical do IBGE (geoHNOR_IBITUBA) e na cor roxa está a cota de maré mais alta já registrada, segundo Aguiar *et al*. (2019). É possível observar que os dados topográficos estão amarrados a um plano vertical (IBGE - hgeoHNOR) e os dados de maré estão atrelado a outro plano vertical (Plano local da DHN medidas a partir do NR – Nível de redução). Portanto, se fez a vinculação dos dados da régua maregráfica para o referencial altimétrico hgeoHNPOR, deixando todos os dados no mesmo referencial altimétrico. Após essa correção foi possível dar continuidade ao modelado, que foi composto pelos empilhamentos apresentados na Figura 1b. Como pode ser observado na Figura 1b, a cota de inundação consiste na soma da maior maré de sizígia já registrada (2,274 m), com a maré meteorológica de 0,1 m, segundo observações feitas por Frota *et al.* (2016), mais as incertezas das medições (0,069 m), ou seja, o *Root Mean Squared Error* (RMSE) entre o ponto gerado pelo *software* no MDT e o ponto medido com o GNSS, mais os valores dos cenários do IPCC.

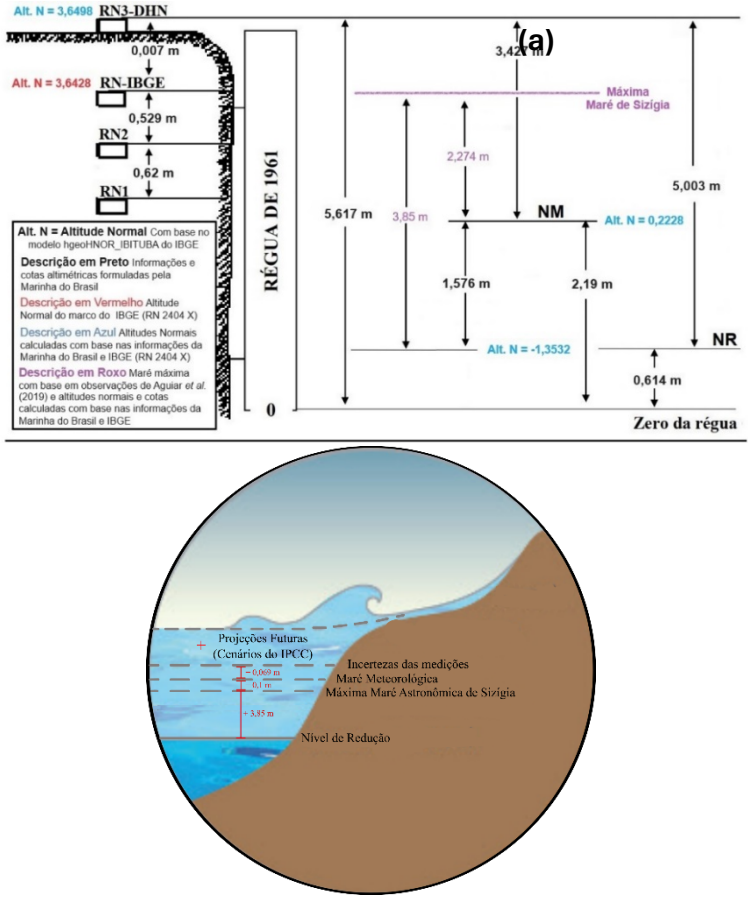


Figura 1a – Esquema do nivelamento geométrico da régua de maré de Areia Branca e nivelamento ortométrico com base nos Datum horizontal e vertical do IBGE. Fonte: Adaptado da DHN (2010); Aguiar, *et al.* (2019) e IBGE, 2023. Figura 1b – Esquema de empilhamento dos parâmetros considerados na modelagem de elevação do nível do mar para a cidade de Grossos – RN.

A partir da análise das discussões do IPCC, a respeito dos cenários SSP, foi observado que dos cinco cenários (SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 e SSP5-8.5), o primeiro e mais otimista (SSP1-1.9) será altamente improvável de se concretizar, pois depende de uma reversão do aquecimento a partir de 2050, cenário esse não considerado nesse trabalho.

Com base nos demais cenários, correlacionando com a topografia local, foi possível mapear e quantificar as possíveis áreas a serem afetadas em 2100, conforme apresentado na Figura 2.

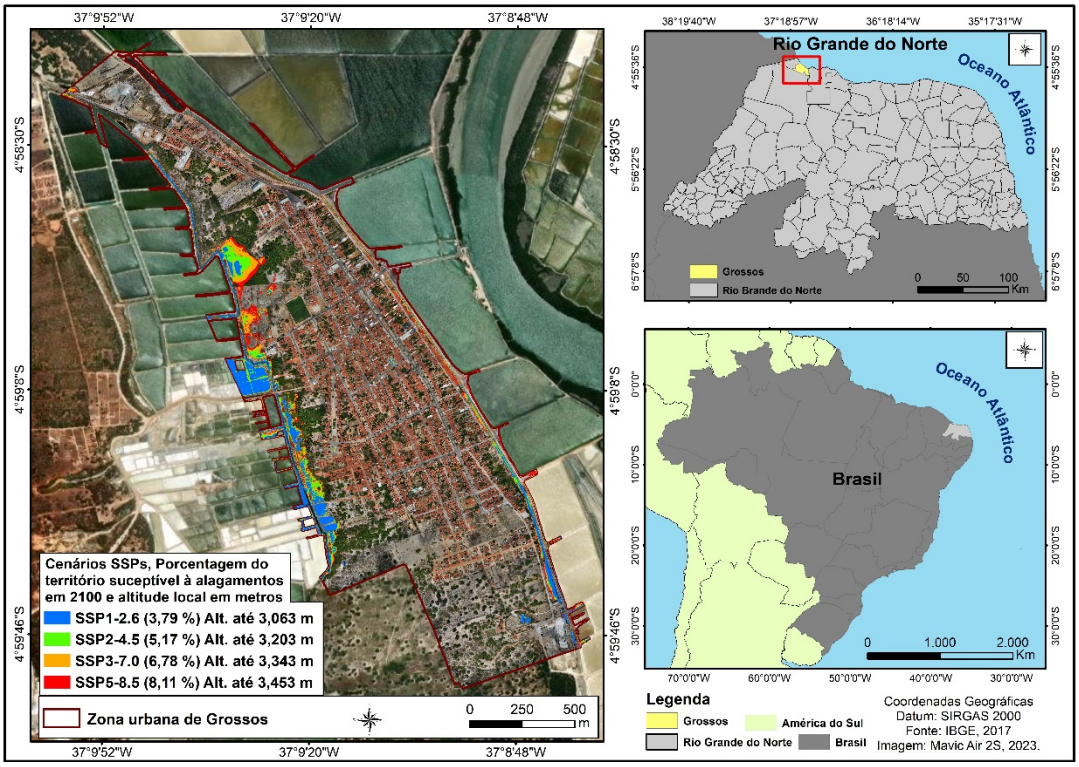


Figura 2 – Mapa de localização e situação de Grossos/RN em 2024, com modelagem dos cenários do IPCC para 2100.

Atualmente a zona urbana da cidade encontra-se cercada de tanques de salinas, não tendo contato direto com o oceano, e com cotas altimétricas entre 0 e 13 m, sendo que mais de 90% estão acima de 3,5 m. Neste sentido, conforme a projeção para 2100, a área passível de alagamentos varia entre 3,79 a 8,11 %, em casos extremos (levando em consideração apenas a influência da maré), tendo em vista que a modelagem foi realizada com base nos máximos de cada cenário e com a maré máxima de sizígia.

De forma mais minuciosa observa-se também que as áreas de risco não estão em áreas construídas, salvo a observação de apenas três casas afetas. Uma ao leste apenas no cenário SSP5-8.5 e duas a oeste sendo afetadas nos senários SSP3-7.0 e SSP5-8.5. É importante enfatizar que possíveis eventos extremos de cheias do Rio Apodi-Mossoró, agravaram os cenários modelados.

O fator principal pela ocorrência maior no lado oeste é a topografia do terreno. A região apresenta uma leve diminuição da sua cota altimétrica para o setor oeste. Além disso, é importante mencionar que as inundações que ocorrem em áreas de descontinuidade topográfica são frutos de subida do nível freático.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base neste trabalho foi possível concluir que a zona urbana da cidade de Grossos no estado do Rio Grande do Norte – Brasil está localizada em uma área segura em relação a alagamentos atuais e com baixo risco (3,79 % a 8,11 %) a inundações futuras provenientes do aumento do nível do mar para 2100. Este trabalho pode ser norteador para futuros trabalhos de ordenamento do território local. Sugere-se o desenvolvimento de futuros trabalhos de inundações costeiras, que levem em consideração efeito combinado de inundação costeira e inundação fluvial, denotando um evento extremo máximo para a região.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa SET-F do primeiro autor e pela Bolsa de Produtividade em Pesquisa do terceiro autor.

REFERÊNCIAS

ANDERSON, T.R.; FLETCHER, C.H.; BARBEE, M.M.; ROMINE, B.M.; LEMMO, S.; DELEVAUX, J.M.S. Modeling multiple sea level rise stresses reveals up to twice the land at risk compared to strictlypassive flooding methods. Scientific Reports, v. 8, p. 14484. 2018.

AGUIAR, L. S. et al. Geotecnologias de Baixo Custo Aplicadas à Avaliação de Risco por Inundação em Áreas Urbanas Costeiras em Cenários de Mudanças Climáticas. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, [S.L.], v. 42, n. 1, p. 267-290, 25 mar. 2019.

FROTA, F. F.; TRUCCOLO, E.C.; SCHETTINI, C.A.F. Tidal and sub-tidal sea level variability at the northern shelf of the Brazilian Northeast Region. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 88(3): 1371–1386. 2016.

BRASIL. Diretoria de Hidrografia e Navegação. Marinha do Brasil. DESCRIÇÃO DE ESTAÇÃO MAREGRÁFICA: f- 41. F- 41 – Padrão – Areia Branca - Continente – 30112 – Versão 2/2010. 2010.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo 2022: informações de população e domicílios por setores censitários auxiliam gestão pública: agencia ibge noticias. Agencia IBGE Noticias. 2022.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Relatório do Posicionamento por Ponto Preciso (PPP). 2023.

IPCC, 2023. Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 184.

Padrões da mortalidade causada por movimentos de vertente na ilha de São Miguel (Açores)

Mortality patterns caused by landslides on São Miguel Island (Azores)

R. F. Silva[1,2*], R. Marques[1,2], J. L. Zêzere[3,4]

[1] Instituto de Investigação em Vulcanologia e Avaliação de Riscos, Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada, Portugal.
[2] Centro de Informação e Vigilância Sismovulcânica dos Açores, Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada, Portugal.
[3] Centro de Estudos Geográficos, IGOT, Universidade de Lisboa, Rua Branca Edmée Marques, 1600–276 Lisboa, Portugal.
[4] Laboratório Associado TERRA
[*] Rui.FF.Silva@azores.gov.pt

RESUMO

O estudo dos padrões da mortalidade associada a movimentos de vertente na ilha de São Miguel para o período entre 1900 e 2020 foi suportado na base de dados NATHA. Foram catalogados 236 eventos que causaram 82 vítimas mortais, resultando numa taxa de mortalidade por evento de 0,35 e uma média de 0,7 mortes/ano. Os períodos 1930-1949 e 1990-1999 apresentam taxas de mortalidade anuais mais elevadas de cerca de 0,1 e 0,26 vítimas mortais/10.000 habitantes, respetivamente. O concelho da Povoação é o mais afetado, com 48 mortes registadas, cerca de 59% do total. O sexo masculino apresenta uma maior frequência de mortes, que ocorrem, maioritariamente, ao ar livre quando as pessoas caminham a pé em áreas rurais.

Palavras-chave: *NATHA, movimentos de vertente, mortalidade, Açores*

Key-words: *NATHA, landslides, mortality, Azores*

1. INTRODUÇÃO

A mortalidade causada por riscos naturais é geralmente difícil de avaliar de forma sistemática devido à falta de informações temporais e geográficas, bem como à discriminação da causa da morte (Shi et al., 2016). As bases de dados sobre riscos naturais podem melhorar a qualidade dos dados para o estudo dos padrões da mortalidade derivada da ação de riscos naturais, em termos de tendências temporais, distribuição espacial, impacto ou questões epidemiológicas. Os efeitos dos desastres naturais sobre as pessoas não são uniformes devido às discrepâncias na exposição ao risco, disparidades no acesso a recursos, capacidades e oportunidades, o que torna certos grupos mais suscetíveis aos impactos dos desastres naturais (Sharpe et al., 2022). Desde o seu povoamento, em meados do século XV, a ilha de São Miguel (Açores) tem sido recorrente afetada por movimentos de vertente. Numerosos indícios geomorfológicos e documentos históricos relatam eventos de instabilidade geomorfológica responsáveis por perdas socioeconómicas significativas (Marques, 2013; Silva et al., 2024). Este estudo tem como objetivo analisar a mortalidade causada por movimentos de vertente na ilha de São Miguel no período de 1900 a 2020. Os objetivos específicos do trabalho são: (1) analisar a distribuição espacial da mortalidade; (2) estudar as tendências temporais da mortalidade; e (3) analisar a dimensão do género e as circunstâncias que envolveram a ocorrência de vítimas mortais.

2. METODOLOGIA

A base de dados NATHA (Marques, 2013) é um repositório de documentos relacionados com eventos de desastres naturais que ocorreram nos Açores. Nesta base de dados estão inventariados os movimentos de vertente que causaram algum tipo de impacto, como vítimas mortais, pessoas desalojadas, danos em edifícios ou bloqueios de estradas. Os dados em análise neste estudo foram obtidos a partir da consulta de cerca de 51.000 jornais diários e 4.800 semanais. Para cada evento de movimentos de vertente é possível extrair um conjunto de dados: (1) tipologia, data de ocorrência, localização e fator desencadeante; (2) danos estruturais (danos em edifícios e redes viárias) e (3) consequências sociais (danos humanos, género das vítimas e circunstâncias das ocorrências fatais).

3. RESULTADOS

3.1. Distribuição espacial da mortalidade

Todos os municípios da ilha de São Miguel registaram vítimas mortais causadas por movimentos de vertente durante o período de 1900 a 2020 (Fig. 1). Dos 236 eventos catalogados, 32 foram responsáveis por um total de 82 vítimas mortais. A Povoação é o município com o maior número de vítimas mortais, contabilizando 48 mortes (59% do total). Segue-se Ponta Delgada (14 mortes, 17%), Ribeira Grande (8 mortes, 10%) e Vila Franca do Campo (7 mortes, 9%). Em comparação, os municípios de Nordeste e Lagoa registaram um número menor de vítimas mortais (3 e 2, respetivamente), correspondendo a 4% e 2% do total de vítimas mortais, respetivamente.

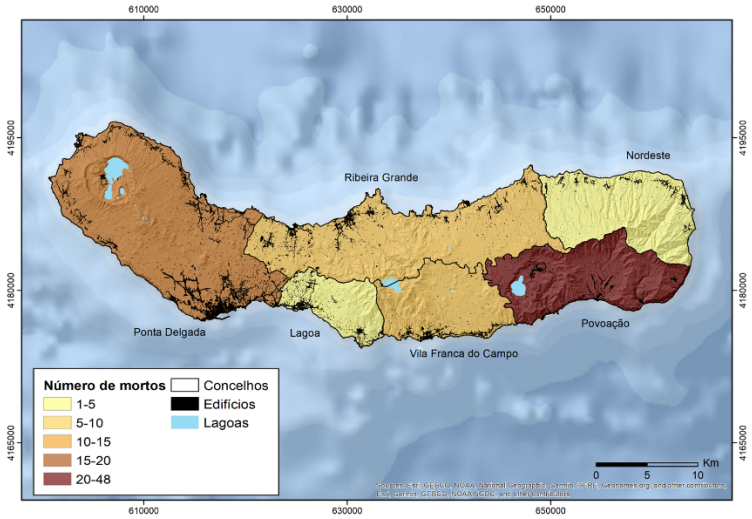


Figura 1. Número de vítimas mortais causadas por movimentos de vertente por município na ilha de São Miguel no período de 1900 a 2020.

3.2. Tendência temporal da mortalidade

Em média foram registadas 0,7 vítimas mortais por ano e a taxa de mortalidade por evento é de 0,35 (calculada pela razão entre o número total de vítimas mortais e o número total de eventos) (Fig. 2). A taxa de mortalidade obtida é fortemente influenciada pelo evento extremo de 31 de outubro de 1997. Quando este evento atípico é excluído da análise, a taxa de mortalidade cai para 0,22. Os eventos com o maior número de vítimas mortais ocorreram a 14 de outubro de 1942 e 31 de outubro de 1997 e foram ambos desencadeados por episódios de precipitação intensa. O primeiro evento ocorreu na freguesia das Furnas (concelho da Povoação) e resultou

em 7 vítimas mortais. O segundo evento teve lugar na freguesia da Ribeira Quente (concelho da Povoação) e resultou em 29 vítimas mortais.

A taxa de mortalidade anual por década revela dois períodos distintos com valores mais elevados: 1930-1949 e 1990-1999 (Fig. 3). Não foram registadas vítimas mortais de 1900 a 1929. A taxa de mortalidade por movimentos de vertente teve um primeiro aumento nas décadas de 1930 e 1940 (≈0,1 vítimas mortais/10.000 habitantes). De 1950 a 1989, houve um decréscimo (≈0,02 vítimas mortais/10.000 habitantes), com um ligeiro aumento na década de 1960. O período de 1990 a 1999 apresentou a taxa de mortalidade mais elevada (≈0,26 vítimas mortais/10.000 habitantes). No entanto, excluindo o evento extremo de 31 de outubro de 1997 da análise, verifica-se que a década de 1990 teve uma taxa de mortalidade alinhada com as quatro décadas anteriores (0,02 vítimas mortais/10.000 habitantes). Ao longo das duas primeiras décadas do século XXI, a taxa de mortalidade aumentou novamente, mantendo uma tendência estável (≈0,05 vítimas mortais/10.000 habitantes).

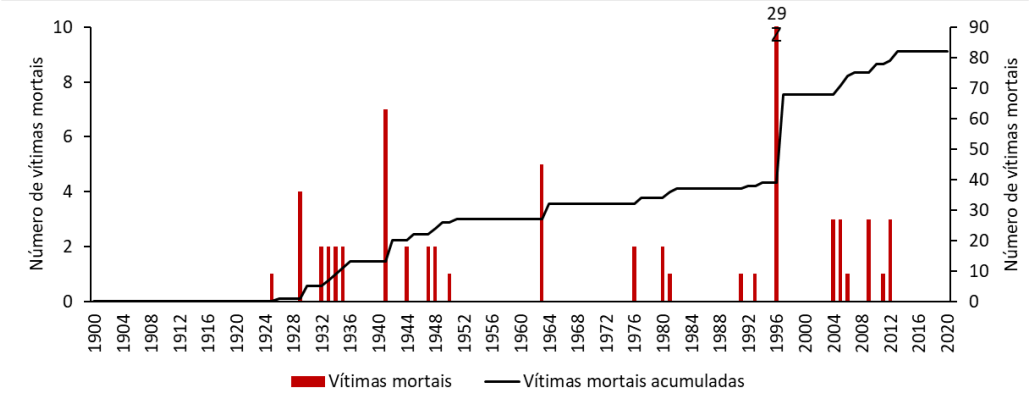


Figura 2. Distribuição temporal das vítimas mortais causadas por movimentos de vertente na ilha de São Miguel no período de 1900 a 2020.

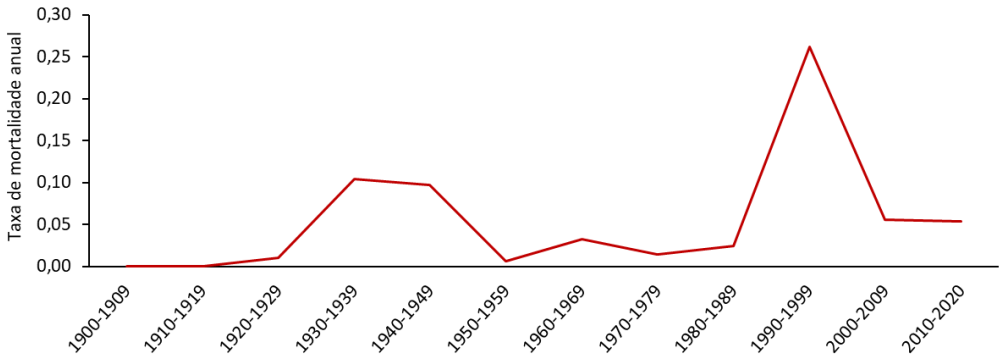


Figura 3. Taxa média de mortalidade anual por década ajustada aos censos populacionais.

3.3. Dimensão de género e circunstâncias da mortalidade

Os dados indicam que, das 82 vítimas mortais, 56 são do sexo masculino, 24 são do sexo feminino e 2 não foi possível identificar o género (Fig. 4). A maioria das mortes ocorreu quando as pessoas estavam a caminhar a pé em áreas rurais (34 vítimas mortais). Os incidentes também ocorreram quando as pessoas circulavam em veículos nas estradas e foram colhidas por movimentos de vertente (9 vítimas mortais). Dentro de edifícios em áreas urbanas, a

distribuição por género é a mesma (19 vítimas mortais). Foram também registadas 9 vítimas mortais do sexo masculino ao ar livre em áreas urbanas.

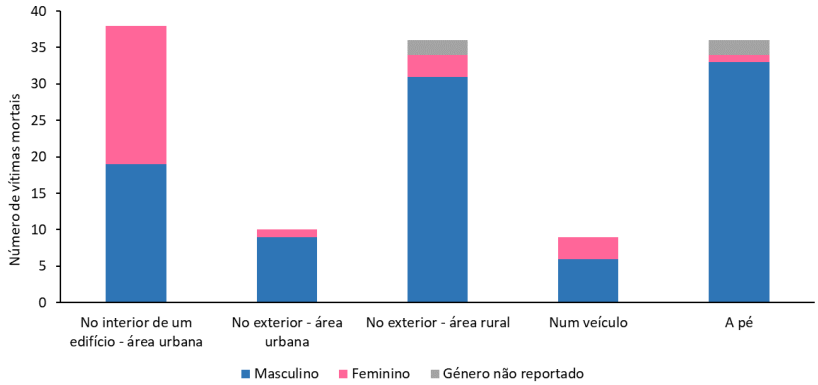


Figura 4. Circunstâncias que envolveram as vítimas mortais causadas por movimentos de vertente por género.

4. DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

Não é possível verificar um padrão na ocorrência de vítimas mortais relacionadas com movimentos de vertente na ilha de São Miguel. Os padrões espaciais de mortalidade por movimentos de vertente são explicados pela distribuição desigual de condições geológicas e geomorfológicas, mudanças no uso do solo, exposição da população e evolução da vulnerabilidade social. De todos os municípios da ilha, o município da Povoação destaca-se pelo elevado número de eventos que causaram vítimas mortais, registando 59% do total. A mortalidade na ilha de São Miguel foi mais elevada nos períodos de 1930-1949 e 1990-1999, sendo mais baixa entre os anos de 1950 a 1989. A década de 1990 é especialmente relevante devido ao evento de 31 de outubro de 1997. Nas duas décadas do século XXI, a mortalidade permaneceu estável em 0,05 vítimas mortais/10.000 habitantes. Os dados indicam que a mortalidade devida aos movimentos de vertente tem uma maior incidência sobre os homens. As circunstâncias em torno dos incidentes variaram, com a maioria das vítimas mortais a ocorrer ao ar livre quando as pessoas caminham a pé em áreas rurais. No entanto, é importante destacar a ocorrência de vítimas mortais dentro de casas em áreas urbanas, enfatizando os diversos contextos em que estes eventos ocorreram. A maior exposição do sexo masculino aos movimentos de vertente pode ser explicada por motivos culturais, relacionados com o papel social de trabalhador para o sustento do lar, que se expõe a ocupações e situações de maior risco. A compilação de dados sobre riscos naturais é um passo fundamental para a análise de riscos. O desenvolvimento de uma base de dados representa uma fonte fundamental de informação para avaliar a distribuição espacial, tendências temporais e o impacto de riscos naturais.

Agradecimentos

Este trabalho é apoiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) através da bolsa UI/BD/152207/2021.

Referências

Marques, R. (2013). *Estudo de movimentos de vertente no concelho da Povoação (ilha de São Miguel, Açores): inventariação, caracterização e análise da susceptibilidade*. Tese de doutoramento. Universidade dos Açores.

Sharpe, J.D., & Wolkin, A.F. (2022). The epidemiology and geographic patterns of natural disaster and extreme weather mortality by race and ethnicity, United States, 1999-2018. *Public Health Reports*, 137(6), 1118-1125.

Shi, P., Yang, X., Xu, W. & et al. (2016). Mapping Global Mortality and Affected Population Risks for Multiple Natural Hazards. *Int J Disaster Risk Sci* 7, 54–62. https://doi.org/10.1007/s13753-016-0079-4

Silva, R.F., Marques, R. & Zêzere, J.L. (2024). Spatial distribution, temporal trends and impact of landslides on São Miguel Island from 1900 to 2020 based on an analysis of the Azores historical natural hazards database. *Nat Hazards* 120, 2617–2638. https://doi.org/10.1007/s11069-023-06296-0

Limiares de precipitação para a ocorrência de movimentos de vertente, por unidades geomorfológicas e litológicas, em Portugal continental

Rainfall thresholds for landslide occurrence by geomorphological and lithological units in mainland Portugal

T. Vaz[1 *], J.L. Zêzere[1,2], R. Melo[1,2], S. Oliveira[1,2], P. Valenzuela[3]

[1] Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, Portugal
[2] Laboratório Associado TERRA
[3] Universidad de León. Departamento de Geografía y Geología, Santander, Espanha
[*] tvaz@campus.ul.pt

RESUMO
Neste trabalho foram determinados limiares de precipitação acumulada do evento para a ocorrência de movimentos de vertente, por unidades geomorfológicas e litológicas, em Portugal continental. Utilizando um inventário de movimentos de vertente, baseado em periódicos, e uma base de dados de precipitação diária, em formato grelha, aplicou-se uma abordagem frequencista para determinar os limiares de precipitação empíricos, para o período entre 1950 e 2008. Observaram-se variações por unidades geomorfológicas e litológicas, com limiares mais exigentes para o Maciço Antigo e para as argilas, nas curtas durações.

Palavras-chave: *movimentos de vertente, limiares de precipitação; unidades geomorfológicas; unidades litológicas*
K**ey-words:** *landslides; rainfall thresholds; geomorphological units; lithological units*

1. INTRODUÇÃO

A precipitação é o principal processo físico responsável pelo desencadeamento de movimentos de vertente em Portugal (Zêzere *et al.*, 2015; Vaz e Zêzere 2016). A identificação do seu contributo para a instabilidade de vertentes tem passado, em parte, pela identificação de limiares de precipitação, ou seja, valores que ao serem excedidos potenciam a ocorrência de movimentos de vertente. No entanto, as condições de precipitação que podem desencadear movimentos de vertente dependem igualmente das condições topográficas, climáticas, geomorfológicas e litológicas, entre outras. Desta forma, este estudo, pretende identificar a relação que diferentes unidades ambientais podem ter no comportamento dos limiares de precipitação, aplicando para o seu cálculo uma abordagem empírica baseada no método frequencista, utilizado por Brunetti *et al.* (2010) e Peruccacci *et al.* (2012, 2017).

2. METODOLOGIA

O inventário de movimentos de vertente utilizado neste estudo foi construído a partir de dados recolhidos em periódicos (Vaz, 2021), enquanto os dados de precipitação provêm de uma grelha de precipitação com resolução espacial de 0,2°, disponibilizada pelo IPMA (Belo-Pereira *et al.,* 2011) para o período 1950-2008.

Cada evento de movimentos de vertente foi definido como um ou mais movimentos ocorridos na mesma data (dia). Por seu lado, um evento de precipitação foi delimitado por um intervalo mínimo sem precipitação ou precipitação residual (inferior a 1 mm), variando a extensão deste período para 48h no período seco (maio-setembro), e 96h no período húmido (outubro-abril).

Considerando as combinações críticas de precipitação acumulada do evento (E) e duração (D) identificadas, utilizou-se o método baseado na inferência frequencista para traçar os limiares de probabilidade de excedência de 5 %, para a ocorrência de movimentos de vertente. O limiar assume, assim, a forma de uma curva potencial e é representado pela equação:

$$E = \alpha D^{\gamma} \quad [1]$$

Onde, *E* representa a precipitação acumulada do evento em mm, *D* a duração do evento de precipitação em horas, *α* o parâmetro de escala (interceção da curva), e *γ* o parâmetro de forma (declive da curva).

3. RESULTADOS

Foram identificadas 685 ocorrências de movimentos de vertente para Portugal continental, entre 1950 e 2008, para os quais se aplicou a abordagem de Brunetti *et al.* (2010) e Peruccacci *et al.* (2012, 2017).

Considerando as unidades geomorfológicas apresentadas por Pereira *et al.* (2014), foram calculadas as condições de precipitação (ED) e respetivos limiares (Quadro 1 e figura 1a). O limiar de excedência ED de 5 % referente à unidade geomorfológica do Maciço Ibérico, unidade à qual corresponde 62 % do total dos eventos de movimentos, apresenta a interceção da curva mais baixa (α = 0,59), mas exibe o declive mais acentuado (γ = 0,88), resultando em condições de precipitação com valores acumulados superiores para durações mais longas, quando comparado com as restantes unidades geomorfológicas.

Quadro 1. Limiares de precipitação ED para o desencadeamento de movimentos de vertente, por unidades geomorfológicas. D, representa a duração da precipitação (em horas). E, Precipitação acumulada do evento (em mm). PMA, Precipitação Média Anual

Unidades Geomorfológicas	Área (%)	Ocorrências (n.º)	Eventos (n.º)	Limiar 5% ED	Limiar 5% E/PMA D
1. Maciço Ibérico	70	398	367	$E=0,59D^{0,88}$	$E=8,08x10^{-4}D^{0,82}$
2. Bacias Mesozoicas pouco deformadas	8	133	107	$E=1,04D^{0,77}$	$E=1,28x10^{-3}D^{0,76}$
3. Bacias Cenozoicas	22	154	121	$E=1,14D^{0,73}$	$E=1,63x10^{-3}D^{0,71}$

No entanto, dividindo a precipitação acumulada do evento pela precipitação média anual (PMA), o que permite diminuir os efeitos relativos às diferenças climáticas regionais, as disparidades existentes entre as unidades geomorfológicas diminuem, passando o parâmetro de forma (declive da curva), referente à unidade geomorfológica do Maciço Ibérico, de 0,88 para 0,82.

Nas unidades litológicas, os granitos e os xistos contabilizam um maior número de eventos (34 % e 27 %, respetivamente), enquanto as argilas do Miocénico e os calcários apresentam a maior densidade (2,8/100 km^2 e 2,5/100 km^2, respetivamente) (Quadro 2 e Figura 1b).

Quadro 2. Limiares de precipitação ED para o desencadeamento de movimentos de vertente, por unidades litológicas. D, representa a duração da precipitação (em horas). E, Precipitação acumulada do evento (em mm). PMA, Precipitação Média Anual

Unidades Litológicas	Área (%)	Ocorrências (n.º)	Eventos (n.º)	Limiar 5% ED	Limiar 5% E/PMA D
Arenitos e conglomerados	11	14	13	-	-
Argilas do Miocénico	2	58	40	$E=2,61D^{0,59}$	$E=3,32x10^{-3}D^{0,6}$
Basaltos e Complexo vulcânico	8	49	46	$E=1,13D^{0,76}$	$E=1,22x10^{-3}D^{0,77}$
Calcários	2	71	55	$E=0,95D^{0,76}$	$E=1,07x10^{-3}D^{0,77}$
Granitos	26	226	210	$E=0,49D^{0,93}$	$E=5,56x10^{-4}D^{0,87}$
Margas	2	19	19	-	-
Quartzito e mármore	3	8	8	-	-
Depósitos quaternários	16	62	58	$E=0,82D^{0,8}$	$E=1,13x10^{-3}D^{0,8}$
Xistos	30	178	166	$E=0,9D^{0,79}$	$E=1,10x10^{-3}D^{0,78}$

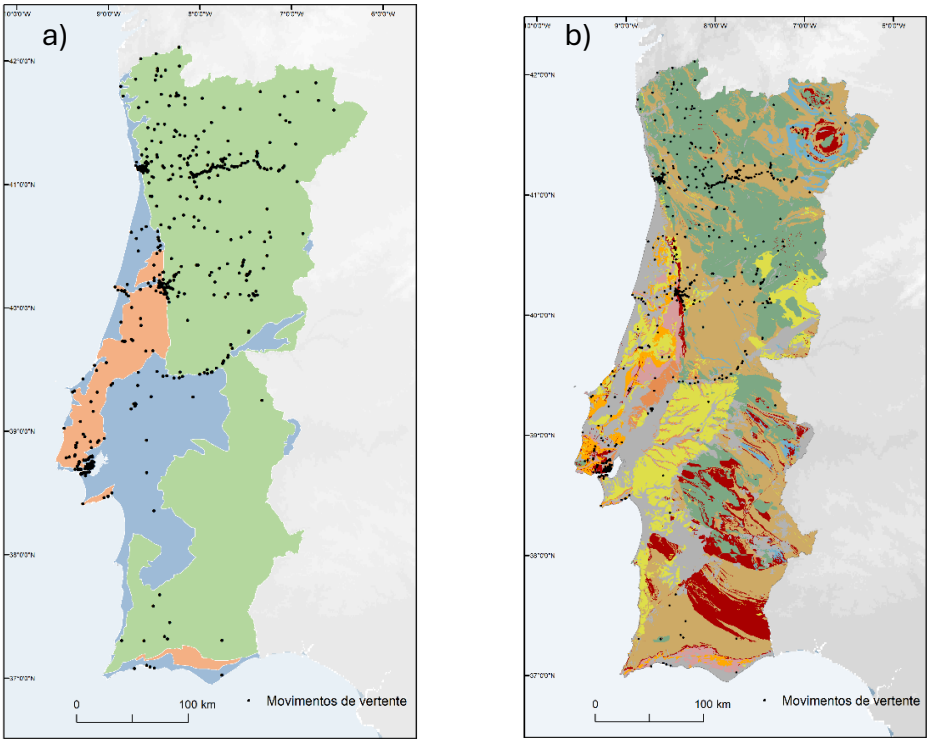


Figura 1. Movimentos de vertente por unidades geomorfológicas (a) e litológicas (b). Legendas apresentadas no quadro 1 e quadro 2. (fonte da base cartográfica: adaptado das Unidades geomorfológicas de Pereira *et al.*, 2014 e do mapa geológico de Portugal na escala 1:500 000 do LNEG).

Os limiares de excedência ED de 5 % apresentam um comportamento muito idêntico na maior parte das unidades litológicas (basalto e complexo vulcânico de Lisboa, calcários, depósitos quaternários e xistos), sendo as diferenças mais significativas assinaladas pelos granitos e pelas argilas do Miocénico, com a maior (γ = 0,93) e menor variação (γ = 0,59) de declive da curva, respetivamente. Estes padrões mantêm-se para os limiares de excedência ED normalizados (Quadro 2).

4. CONCLUSÕES

Foram identificados padrões diferenciados nos limiares de excedência ED de 5 % para as unidades geomorfológicas e litológicas. O Maciço Ibérico destacou-se como a unidade geomorfológica com o limiar mais exigente e mais dependente da duração do evento, necessitando de maiores quantitativos de precipitação para o desencadeamento de movimentos de vertente. Relativamente às unidades litológicas, as argilas apresentaram uma resposta mais exigente à precipitação nas curtas durações, passando com a duração a serem mais exigentes os granitos, seguidos pelos xistos.

A abordagem utilizada neste trabalho apresenta uma grande flexibilidade, adaptando-se à base de dados de precipitação em formato de grelha, a períodos temporais de análise curtos e a diferentes escalas de análise (regional ou nacional) e unidades ambientais. No entanto, é essencial notar que agrupar condições críticas provenientes de diferentes regiões sem proceder à sua normalização pode criar limiares enviesados.

Referências

Belo-Pereira, M., Dutra, E. & Viterbo, P. (2011). Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. Journal of Geophysical Research: *Atmospheres*, 116(D20).

Brunetti, M. T., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D. & Guzzetti, F. (2010). Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3), 447-458.

Pereira, D. I., Pereira, P., Santos, L. & Silva, J. (2014). Unidades geomorfológicas de Portugal continental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 15(4), 567-584.

Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Luciani, S., Vennari, C. & Guzzetti, F. (2012). Lithological and seasonal control on rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy. *Geomorphology*, 139-140, 79-90.

Peruccacci, S., Brunetti, M. T., Gariano, S. L., Melillo, M., Rossi, M. & Guzzetti, F. (2017). Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology*, 290, 39-57.

Vaz, T. (2021). *Movimentos de vertente desencadeados pela precipitação em Portugal continental*. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa.

Vaz, T. & Zêzere, J. L. (2016). Landslides and other geomorphologic and hydrologic effects induced by earthquakes in Portugal. *Natural Hazards*, 81(1), 71-98.

Zêzere, J. L., Vaz, T., Pereira, S., Oliveira, S. C., Marques, R. & Garcia, R. A. C. (2015). Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences*, 73(6), 2917-2936.

Avaliação do limiar de precipitação para o desencadeamento de deslizamentos translacionais superficiais em Portugal considerando os fatores de predisposição.

Modelling the rainfall threshold for shallow landsliding considering the landslide predisposing factors in Portugal

C. Villaça[1], J. L. Zêzere[1], P. P. Santos[1]

[1] Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Laboratório Associado TERRA, Universidade de Lisboa (CEG-IGOT-ULisboa)

RESUMO

Compreender a relação entre os fatores de predisposição e a intensidade e duração da precipitação necessária para desencadear deslizamentos é essencial para realizar estratégias eficazes de mitigação. Ao utilizar um conjunto abrangente de dados, composto por eventos históricos de deslizamentos translacionais superficiais, precipitações críticas associadas e dez fatores de predisposição, desenvolvemos modelos que capturam a relação entre os fatores de predisposição, a intensidade diária crítica da precipitação e as ocorrências de deslizamentos. Os modelos finais apresentam uma precisão satisfatória na avaliação da variação espacial da intensidade diária crítica da precipitação, com um erro percentual absoluto médio de cerca de 17%. Além disso, os modelos destacam a significância de cada fator de predisposição para a sua execução. Foi constatado que é necessária uma intensidade de chuva mais alta para desencadear deslizamentos translacionais superficiais na região norte de Portugal, considerando eventos de chuva crítica de 3 e 13 dias. A exposição das vertentes, declive e teor de argila no solo estão entre os principais fatores de predisposição utilizados para definir a variação espacial do limiar de intensidade de precipitação necessária para desencadear deslizamentos translacionais superficiais.

Palavras-chave: *Intensidade crítica da precipitação; fatores de predisposição; deslizamento translacional superficial; Random Forest*.
Key-words: *Critical rainfall intensity; predisposing factors; shallow landslide; Random Forest*

1. INTRODUÇÃO

Deslizamentos representam perigos significativos em todo o mundo, incluindo Portugal. Os modelos tradicionais de avaliação da suscetibilidade a deslizamentos muitas vezes encontram dificuldades na previsão precisa dessas ocorrências. Métodos de aprendizado de máquina, cada vez mais utilizados, aumentam a precisão no mapeamento de suscetibilidade a deslizamentos e na determinação de limiares de precipitação necessária para o seu desencadeamento (Distefano et al., 2022). Nosso objetivo é avaliar a variação espacial dos limiares de intensidade de precipitação, considerando os fatores de predisposição de deslizamentos translacionais superficiais em Portugal continental.

2. MÉTODOS

A área de estudo é a região continental de Portugal. O inventário de deslizamentos usado neste trabalho foi obtido de duas bases de dados construídas com informações extraídas de jornais: I) Base de dados DISASTER, que considera apenas eventos que causaram vítimas ou feridos, pessoas desaparecidas, evacuadas ou desabrigadas (Zêzere et al., 2014); II) Base de dados de deslizamentos que não causaram danos a humanos (Vaz, 2021). As bases de dados contêm informações sobre o dia e as coordenadas de cada ocorrência (a maior precisão está associada à escala 1:1000 e a menor com escala 1:25

000). As bases de dados foram filtradas para incluir apenas deslizamentos translacionais superficiais.

A quantidade e duração da chuva crítica foram extraídas da base de dados do programa Copernicus. Os fatores de predisposição considerados neste estudo incluem altitude, declive, exposição da vertente, litologia, distância ao curso de água mais próximo, distância às falhas e algumas propriedades do solo (capacidade de campo, teor de argila, areia grosseira e elementos grosseiros no solo).

Foi utilizado o algoritmo Random Forest para desenvolver modelos estatísticos e analisar a correlação entre fatores de predisposição e o limiar de precipitação responsável por desencadear deslizamentos translacionais superficiais em Portugal. Dividimos a criação do modelo em duas fases, a fase inicial e a fase final (tabela 1). Os dados foram divididos em conjunto de treino (70%) e conjunto de teste (30%) para todos os modelos elaborados neste trabalho. Durante a fase inicial, criamos quatro modelos diferentes para verificar o potencial da metodologia em extrair informações sobre a correlação entre as intensidades diárias críticas de precipitação e os fatores de predisposição dos deslizamentos.

Para observar a variação espacial do limiar de intensidade da precipitação, foi essencial definir uma duração fixa para a precipitação crítica. Durante a fase final, criamos três grupos para restringir a faixa de durações críticas de precipitação. O valor de duração crítica fixa de cada grupo é o valor mediano das faixas de durações (3, 8 e 13 dias). Com esta abordagem, pretendemos minimizar os efeitos da sobrevalorização e subvalorização das reais intensidades críticas de precipitação ao definir uma duração critica.

Tabela 1. Descrição os modelos criados

Modelo	**Dados Utilizados**	**Objetivo**	**Número de Amostras**
Modelo inicial 1 (Regressão)	Todos os deslizamentos translacionais superficiais filtrados para Portugal continental	Relacionar os fatores de predisposição com as intensidades críticas de precipitação correspondentes	186
Modelo inicial 2 (Classificação)	Conjunto de dados segregados em Grupo Norte e Grupo Lisboa	Compreender como o modelo classificaria os fatores de predisposição para diferenciar as regiões	105
Modelo inicial 3 (Regressão)	Apenas deslizamentos translacionais superficiais no Grupo Norte	Relacionar os fatores de predisposição com as intensidades críticas de precipitação correspondentes (com menos variação de valores)	40
Modelo inicial 4 (Regressão)	Apenas deslizamentos translacionais superficiais no Grupo Lisboa	Relacionar os fatores de predisposição com as intensidades críticas de precipitação correspondentes (com menos variação de valores)	65
Modelo Final 1 (Regressão)	Deslizamentos translacionais superficiais desencadeados por precipitação com duração crítica de 1 a 5 dias	Analisar a variação espacial do limiar de intensidade diária de precipitação para uma duração específica	65
Modelo Final 2 (Regressão)	Deslizamentos translacionais superficiais desencadeados por precipitação com duração crítica de 6 a 10 dias	Analisar a variação espacial do limiar de intensidade diária de precipitação para uma duração específica	74
Modelo Final 3 (Regressão)	Deslizamentos translacionais superficiais desencadeados por precipitação com duração crítica de 11 a 15 dias	Analisar a variação espacial do limiar de intensidade diária de precipitação para uma duração específica	67

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Durante a seleção dos fatores de predisposição de deslizamentos translacionais superficiais e para obter o melhor desempenho, o fator de distância às falhas foi eliminado dos modelos, devido à sua baixa importância. O modelo inicial 1 indica que o teor de argila no solo, altitude e a exposição das vertentes aumentam significativamente a precisão do modelo, enquanto a distância aos cursos de água e a litologia mostram uma fraca correlação. Notavelmente, a altitude, a exposição, o declive e a distância aos cursos de água têm pouca importância no segundo modelo inicial, sendo o teor de argila no solo o fator com maior importância. O modelo inicial 3 identifica a areia grosseira como mais importante, enquanto o modelo inicial 4 se assemelha ao modelo 1, classificando a altitude e a exposição como mais importantes. O facto do modelo inicial 2 ter pontuado extremamente baixo os fatores relacionados com a morfologia, enquanto os mesmos fatores são altamente pontuados pelos modelos iniciais 1, 3 e 4, pode indicar que esses fatores são úteis apenas para avaliar a intensidade crítica de precipitação e não para diferenciar regiões geográficas. Além disso, o fato do teor de argila ter uma importância significativa nos modelos iniciais 3 e 4, indica que o teor de argila também está sendo usado para relacionar a intensidade crítica de precipitação com os fatores de predisposição, e não apenas para diferenciar os grupos do Norte e de Lisboa.

O modelo final 1, que utilizou como variável dependente as intensidades críticas de precipitação com 3 dias de duração, mostra uma maior importância para os elementos grosseiros e declive. O modelo final 2, treinado com intensidade crítica de precipitação considerando a duração de 8 dias, concede as maiores pontuações para a exposição das vertentes e os solos com elementos grosseiros. Por fim, o modelo final 3, treinado com intensidades críticas de precipitação com 13 dias de duração, aumenta a importância do teor de argila até o topo e classifica o fator da capacidade de campo com a segunda maior importância. Litologia, distância ao curso de água e teor de areia grosseira no solo receberam constantemente baixas pontuações em todos os três modelos finais. Todos os modelos produziram performance razoáveis e mostraram-se adequados para o uso neste trabalho. Os modelos finais apresentaram valores do erro percentual absoluto médio entre 15 e 18%.

A distribuição dos diferentes limiares de intensidade diária de precipitação mostra que, se considerarmos as durações de evento de chuva crítica de 3 e 13 dias, a região norte de Portugal necessita de eventos de intensidade de precipitação mais alta para desencadear deslizamentos translacionais superficiais, em comparação com regiões abaixo da latitude 40°N, que geralmente estão associadas a menores intensidades de chuva. Esses resultados mostram que a distribuição dos diferentes limiares de intensidade de chuva segue uma tendência regional. Ao considerar durações de chuva crítica de 8 dias, a tendência não é tão evidente na escala nacional. Os resultados obtidos não significam que as regiões relacionadas a um menor limiar de chuva sejam necessariamente mais suscetíveis a deslizamentos, já que estão localizadas, na maior parte, em regiões que recebem uma quantidade menor de precipitação por ano.

4. CONCLUSÕES

Este estudo elaborou modelos de Random Forest (RF) para avaliar a influência de cada fator de predisposição na avaliação do limiar de intensidade de precipitação para a ocorrência de deslizamentos translacionais superficiais em Portugal. As principais conclusões deste trabalho são as seguintes: I) Os fatores de predisposição de deslizamentos que foram mais úteis para avaliar o limiar de intensidade de chuva para o seu desencadeamento em Portugal são a percentagem de elementos grosseiros no solo, a exposição das vertentes, o teor de argila, o declive e a capacidade de campo do solo. II) Acima da latitude 40ºN, em Portugal, o limiar de intensidade de precipitação para a ocorrência de deslizamentos é mais elevado, se considerarmos uma duração de chuva crítica de 3 e 13 dias. III) Ao considerar durações de chuva crítica de 3 e 13 dias, a parte sul de Portugal é dominada por valores de limiar de intensidade de chuva baixa, o que está em linha com a baixa precipitação média anual registada nessa parte do país. IV) Ao considerar durações de chuva crítica de 8 dias, a tendência da distribuição espacial do limiar de intensidade de chuva não é evidente na escala nacional. V) Embora estudos anteriores tenham abordado limiares de chuva para desencadear deslizamentos em Portugal (Vaz, 2021; Zêzere et al., 2015), os resultados agora conseguidos fornecem uma exploração mais detalhada das variações espaciais dos limiares de precipitação.

AGRADECIMENTOS

Esta investigação foi apoiada por fundos públicos portugueses através da FCT - Fundação para a Ciência e a Tecnologia, I.P, pela Unidade de Investigação UIDB/00295/2020 e UIDP/00295/2020. Caio Villaça foi financiado através da FCT, I.P., pela Bolsa 2022.14473.BD.

REFERÊNCIAS

Distefano, P., Peres, D. J., Scandura, P., & Cancelliere, A. (2022). Brief communication: Introducing
rainfall thresholds for landslide triggering based on artificial neural networks. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *22*(4), 1151-1157.

Vaz, T. (2021). Movimentos de vertente desencadeados pela precipitação em Portugal continental.
Tese de doutoramento, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa.

Zêzere, J. L., Pereira, S., Tavares, A. O., Bateira, C., Trigo, R. M., Quaresma, I., ... & Verde, J. (2014).
DISASTER: a GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal. *Natural hazards*, *72*, 503-532.

Zêzere, J. L., Vaz, T., Pereira, S., Oliveira, S. C., Marques, R., & Garcia, R. A. (2015). Rainfall thresholds
for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences*, *73*, 2917-2936.

PATRIMÓNIO GEOMORFOLÓGICO

Metodologia de avaliação do risco de degradação de geossítios por incêndios florestais: aplicação no Estrela Geoparque Mundial da UNESCO

Methodology for assessing the risk of degradation of geosites by forest fires: application to the Estrela UNESCO Global Geopark

J. Gonçalves[1 *], E. Castro[2], F. Loureiro[2], P. Pereira[1]

[1] Instituto de Ciências da Terra, Polo da Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga
[2] Associação Geopark Estrela, Ninho de Empresas, Rua dos Amieiros Verdes, 6260-028 Manteigas
[*] jessica_bgoncalves@outlook.com

RESUMO

Apresentam-se os resultados da aplicação a 20 geossítios do Estrela Geoparque Mundial da UNESCO de uma metodologia de avaliação do risco de degradação provocada por incêndios florestais. O risco resulta do cruzamento da perigosidade de incêndios com a vulnerabilidade dos geossítios. Os geossítios do tipo geomorfológico apresentam baixa vulnerabilidade e o nível mais elevado de risco é "médio". Este tipo de dados podem suportar estratégias de geoconservação, principalmente em áreas protegidas ou geoparques onde a perigosidade de incêndios florestais é elevada.

Palavras-chave: *Património geomorfológico; avaliação; incêndio de agosto 2022; perigosidade; vulnerabilidade.*
Key-words: *Geomorphological heritage; assessment; August 2022 wildfire; hazard; vulnerability.*

1. INTRODUÇÃO

Os incêndios florestais, predominantemente causados por atividades humanas, representam uma ameaça significativa para os elementos naturais, especialmente em países como Portugal, onde as caraterísticas climáticas e o relevo propiciam a sua ocorrência. Projeções recentes apontam para um aumento nos incêndios florestais em toda a Europa, com Portugal a enfrentar desafios consideráveis, principalmente em áreas montanhosas com reduzida densidade populacional (Parente et al., 2018; Costa et al., 2020). O incêndio ocorrido na Serra da Estrela em agosto de 2022 foi o mote para o desenvolvimento de uma metodologia de avaliação dos impactos dos incêndios florestais no património geológico. A avaliação do risco de degradação de geossítios é um tópico pouco explorado, mas de grande relevância para estratégias de geoconservação. As escassas metodologias existentes baseiam-se em conceitos como sensibilidade, fragilidade, vulnerabilidade e uso público (García-Ortiz et al., 2014; Fuertes-Gutiérrez et al., 2016; Wignall et al., 2018; Selmi et al., 2022) e consideram um conjunto de diferentes fatores (naturais e antrópicos) que afetam a integridade dos geossítios, embora não sejam especialmente vocacionadas para as particularidades relacionadas com incêndios florestais. Com os objetivos de avaliar a degradação em geossítios provocada pelo incêndio de agosto de 2022 e de desenvolver uma metodologia de avaliação do risco de degradação por incêndios florestais, foi desenvolvido um estudo que envolveu 20 geossítios do Estrela Geoparque Mundial da UNESCO (Gonçalves, 2023).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia desenvolvida considera o risco como resultante do cruzamento da perigosidade com a vulnerabilidade, à semelhança do que acontece com outras metodologias de avaliação de

riscos naturais e contrariamente ao que é proposto em trabalhos no âmbito da geoconservação, os quais não têm considerado a perigosidade. Dos 20 geossítios do Estrela Geoparque Mundial da UNESCO avaliados, 8 foram atingidos pelo incêndio que ocorreu em agosto de 2022. A avaliação dos restantes 12 justifica-se com o objetivo de conjugar a avaliação de degradação efetiva com degradação potencial (vulnerabilidade), considerando-se igualmente sítios que poderão potencialmente ter risco de degradação elevado, apesar de não terem sido afetados pelo incêndio de 2022. Os geossítios avaliados pertencem às várias tipologias consideradas pelo geoparque. Para além disso, os geossítios foram delimitados, de modo a auxiliar nos procedimentos de avaliação e a futuros procedimentos de gestão.

A perigosidade de incêndios florestais nos geossítios avaliados tem por base os dados da carta de perigosidade de incêndio rural de Portugal Continental com resolução de 25 m por pixel (ICNF, 2020) que classifica a perigosidade em 5 classes: muito baixo, baixo, médio, alto e muito alto. Estas classes foram combinadas posteriormente com as classes de vulnerabilidade para obter o risco de degradação dos geossítios. Na avaliação da vulnerabilidade consideram-se dois critérios principais (valor do geossítio e usos educacional e turístico) e parâmetros e indicadores específicos para medir o nível de degradação e/ou vulnerabilidade dos geossítios face a incêndios florestais e aos quais são atribuídas pontuações (de 0 a 3). O critério "valor do geossítio" integra quatro parâmetros: valor científico; valor cénico; valor ecológico; valor cultural. O critério "usos educacional e turístico" integra outros quatro: a) acessibilidade e condições de observação; b) sinalética; c) segurança; d) infraestruturas de informação e interpretação. A quantificação da vulnerabilidade resulta da soma das pontuações atribuídas a cada parâmetro, com o total a variar entre 0 e 24 pontos. Quanto menor for a pontuação obtida, menor o nível de degradação ou vulnerabilidade do geossítio. A conjugação dos dados da vulnerabilidade com os da perigosidade foi realizada com recurso ao software QGIS, considerando-se os polígonos com os limites dos geossítios definidos neste trabalho. 5 classes de risco foram definidas (muito baixo, baixo, médio, alto e muito alto) com base nos valores de perigosidade e de vulnerabilidade.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na figura 1 representa-se o risco de degradação de geossítios do Estrela Geoparque Mundial da UNESCO por incêndios florestais. A perigosidade de incêndios florestais é maioritariamente elevada nos geossítios avaliados, devido a fatores como relevo acidentado, uso do solo e histórico de incêndios. Apesar disso, os geossítios possuem, no máximo, um risco de degradação "médio", resultado da reduzida vulnerabilidade (70% dos geossítios avaliados apresenta baixa vulnerabilidade e 30% deles possuem vulnerabilidade muito baixa). Os geossítios avaliados são principalmente do tipo geomorfológico, menos sensíveis à degradação por incêndios florestais devido à sua elevada dimensão e à litologia (principalmente granitos) resistente aos efeitos do fogo.

A maior pontuação de vulnerabilidade obtida foi 10 (num máximo de 24, na classe "baixa vulnerabilidade") para os geossítios Poço do Inferno (BG19) e Rua dos Mercadores (BG1), ambos pertencentes à tipologia de geossítios petrológicos, e para o geossítio Lagoa Seca (GF28), pertencente à tipologia de geossítios glaciários e fluvioglaciários. A maioria dos geossítios não apresenta potencial de perda de valor científico, exceto os geossítios Fonte Paulo Luís Martins (H1) e Rua dos Mercadores (BG1). Os geossítios Planície Aluvial do Rio Zêzere (F6) e Mina dos Azibrais (M1) são vulneráveis a potenciais impactos de processos secundários, mas é improvável

que experimentem perda dos seus elementos geológicos primários. A potencial perda de valor científico está principalmente relacionada com geossítios de pequena dimensão e com processos erosivos associados à perda de cobertura vegetal, que podem ter impactos de longo prazo no geossítio. Por outro lado, todos os geossítios avaliados são vulneráveis quanto aos valores cénico, ecológico e cultural.

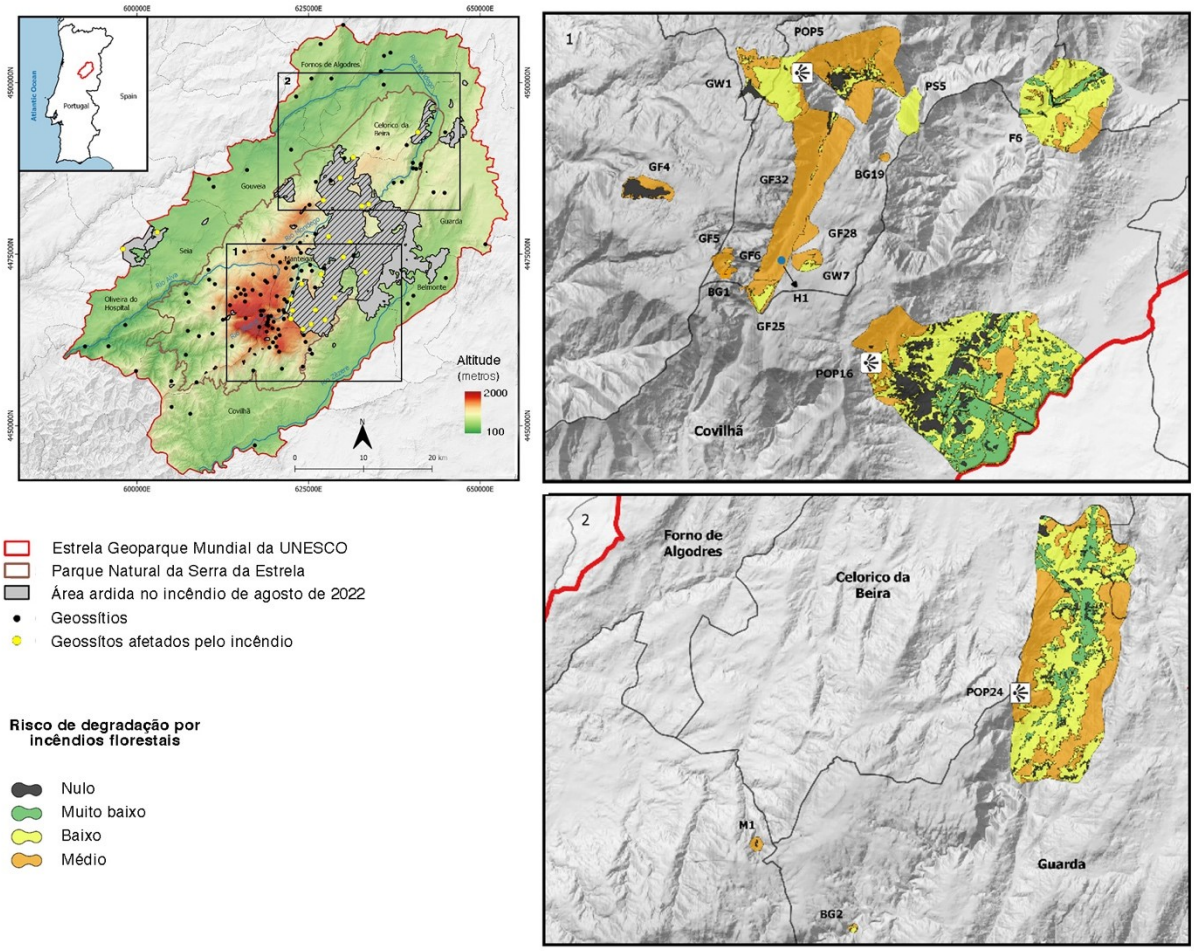


Figura 1 - Risco de degradação de geossítios do Estrela Geoparque Mundial da UNESCO por incêndios florestais.

O uso da informação matricial relativa à perigosidade (25 m por pixel), permitiu definir níveis variados de risco dentro dos limites de cada geossítio, especialmente nos de maior dimensão, como é o caso dos pertencentes à tipologia de pontos de observação da paisagem. Assim, é necessário considerar que o risco de degradação do geossítio pode variar em diferentes locais dentro do geossítio, dependendo das suas características, localização e ameaças.

4. CONCLUSÕES

O valor de um geossítio não está diretamente relacionado com a sua vulnerabilidade à degradação, mas este é um aspeto fundamental a considerar em estratégias de geoconservação. Os incêndios florestais representam uma ameaça significativa para os elementos da geodiversidade com valor patrimonial, principalmente em regiões onde a perigosidade é elevada. Neste trabalho, propôs-se uma abordagem metodológica para medir o potencial impacto dos incêndios florestais no património geológico (risco) integrando a avaliação de vulnerabilidade com dados de perigosidade. A aplicação da metodologia a 20 geossítios do

Estrela Geoparque Mundial da UNESCO revelou que a maioria dos geossítios apresenta baixa vulnerabilidade e que o nível mais elevado de risco é "médio". O valor científico permanece em grande parte inalterado devido às características dos geossítios, principalmente do tipo geomorfológico. No entanto, os valores associados (ecológico, cénico e cultural) e os usos educacional e turístico demonstram maior vulnerabilidade. Apesar das limitações metodológicas associadas à subjetividade e à necessidade de informação cartográfica com dados de perigosidade, este tipo de análise pode ser fundamental para a gestão de áreas onde a geoconservação deve ser prioridade, como é o caso de áreas protegidas ou geoparques. Com este trabalho, contribui-se para o campo pouco explorado da avaliação da degradação de geossítios, com potencial de aplicação, principalmente em regiões mais propensas a incêndios florestais.

Agradecimentos
À Fundação para a Ciência e Tecnologia pelo suporte através dos projetos UIDB/04683/2020 e UIDP/04683/2020. Ao programa PANGEA (European Master in Paleontology, Geoheritage, Applications) pela atribuição de bolsa a JG.

Referências
Costa, H., de Rigo, D., Libertà, G., Houston Durrant, T., San-Miguel-Ayanz, J. (2020). *European wildfire danger and vulnerability in a changing climate: towards integrating risk dimensions*. Publications Office of the European Union, Luxembourg.
Fuertes-Gutiérrez, I., García-Ortiz, E., Fernández-Martínez, E. (2016). Anthropic threats to geological heritage: characterization and management: a case study in the dinosaur tracksites of La Rioja (Spain). *Geoheritage*, 8, 135-153.
García-Ortiz, E., Fuertes-Gutiérrez, I., Fernández-Martínez, E. (2014). Concepts and terminology for the risk of degradation of geological heritage sites: fragility and natural vulnerability, a case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, 125, 463-479.
Gonçalves, J. (2023). *Assessment of forest fires impacts on geoheritage: the example of Estrela UNESCO Global Geopark*. Tese de Mestrado em Geociências, Universidade do Minho, Braga.
ICNF (2020). *Metodologia para a produção da Carta de Perigosidade de Incêndio Rural de cariz estrutural*. Instituto da Conservação da Natureza e das Florestas, Lisboa.
Parente, J., Pereira, M. G., Amraoui, M., Tedim, F. (2018). Negligent and intentional fires in Portugal: Spatial distribution characterization. *Science of the Total Environment*, 624, 424-437.
Selmi, L., Canesin, T. S., Gauci, R., Pereira, P., Coratza, P. (2022). Degradation risk assessment: understanding the impacts of climate change on geoheritage. *Sustainability*, 14, 4262.
Wignall, R.M.L., Gordon, J.E., Brazier, V., MacFadyen, C.C.J. Everett, N.S. (2018). *A climate change risk-based assessment for nationally and internationally important geoheritage sites in Scotland including all Earth science features in Sites of Special Scientific Interest (SSSI)*. Scottish Natural Heritage Research Report No. 1014.

A evolução geomorfológica do Baixo-Mondego e o Património Cultural de Coimbra

J. Pardal [1 *], L. Cunha[1], A. O. Tavares[2], P. P. Santos[3], L. Leitão[1]

[1] Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia e Turismo, CEGOT, Faculdade de Letras
[2] Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, CES, Faculdade de Ciências e Tecnologia
[3] Universidade de Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Laboratório Associado Terra
[*] jpardal.ambiente@gmail.com

RESUMO

A partir de documentação antiga, desde o séc. XIII, sobre as cheias históricas e os períodos de acentuado assoreamento, que afetaram mosteiros, conventos, igrejas, pontes e outras infraestruturas que guardam registos dos episódios evolutivos do rio, procedeu-se à reconstrução da história geomorfológica e hidrológica do rio Mondego, em Coimbra. Estes edifícios públicos, para além de importantes elementos do património histórico, são testemunhas da dinâmica fluvial do Mondego e, desse modo, essenciais para caraterizar o património geomorfológico e hidrológico da cidade.

Palavras-chave: Mondego, cheia, assoreamento, danos, mosteiros, igrejas, pontes

1. INTRODUÇÃO

A evolução geomorfológica da bacia do Mondego, em Coimbra e a jusante, foi muito condicionada em tempos históricos, pelos processos hidro-geomorfológicos relacionados com a "Pequena Idade do Gelo" e, sobretudo, com a evolução antrópica associada aos processos de uso e ocupação do solo no conjunto da bacia desde os tempos medievais. Há uma forte ligação entre a dinâmica fluvial do Rio Mondego e o desenvolvimento da cidade de Coimbra. O rio Mondego, tal como o conhecemos hoje, resultou de uma longa e complexa evolução em termos de geologia, geomorfologia, climatologia e hidrologia, a que a cidade se procurou adaptar (Rebelo, 2012). As cheias do rio Mondego, em Coimbra e no vale aluvionar do Baixo Mondego, são um problema secular e fazem parte integrante da história hidrológica deste rio, marcada, por vezes, por eventos de grande magnitude e severidade (Pardal et al., 2022). Neste contexto, tem sido realizado um levantamento criterioso das cheias históricas do rio Mondego na cidade de Coimbra e das suas consequências.

2. METODOLOGIA

Para um melhor conhecimento da história hidrológica do rio Mondego procedeu-se à identificação e à caracterização dos eventos de cheias do rio Mondego, em Coimbra e no Baixo Mondego, desde o ano de 1200, através da análise documental de 805 registos históricos: documentos civis e religiosos; relatórios técnicos e científicos; documentos governamentais e municipais (anais e atas); cartografia, plantas, gravuras e fotografias antigas; registos hemerográficos; registos epigráficos das alturas e dos limites de inundação. A partir destes registos procedeu-se à caraterização dos parâmetros hidrológicos em situação de cheia.

3. RESULTADOS

Uma história de cheias e inundações, acompanhada do assoreamento rápido no fundo do vale fica marcada em Coimbra pela localização dos edifícios religiosos principais, expressiva de tempos de crise, alguns após episódios de cheia, seus prejuízos territoriais e intervenções.

A compreensão histórica da relação entre o rio Mondego e a cidade de Coimbra, feita através dos seus monumentos religiosos e infraestruturas civis, não é nova (Cabral, 1791; Martins, 1940; Sanches, 1996). Neste trabalho procura-se atribuir uma perspetiva geopatrimonial a importantes elementos do património histórico e cultural da cidade, pela relevância que tiveram

e pelo retrato que permitem da dinâmica hidro-geomorfológica do rio. Esta perspetiva assenta sobretudo na narrativa sobre a evolução do rio e as suas cheias consecutivas, testemunhadas por estes edifícios de carácter religioso e civil.

Assim, tendo em consideração os fatores de natureza hidrológica, referem-se alguns elementos do património histórico de Coimbra que, tendo um significado científico, pedagógico e cultural únicos em termos geomorfológicos e hidrológicos, merecem ser também, por essa razão, conservados e sempre relacionados com a evolução do rio, da cidade e da sociedade coimbrã.

3.1. Mosteiros e igrejas

Rebelo (2012), refere que no tempo de D. Afonso Henriques, no século XII, não existiam problemas com inundações. Só assim se compreende a fundação dos mosteiros de Sant´Anna, Santa Clara e S. Domingos, das igrejas de S. Bartolomeu e Santa Cruz, na parte baixa da cidade, sem se atender à morfologia e à dinâmica fluvial, favorecendo-se o acesso e uma certa proximidade à água, para assegurar a manutenção das hortas e pomares.

Contudo, a partir do séc. XIII o rio Mondego sofreu uma profunda alteração da dinâmica fluvial, nomeadamente com o aumento da taxa de assoreamento, com as cheias e as consequentes inundações a atingirem os mosteiros e conventos de Sant´Anna (1285), Santa Clara (1331), S. Domingos (1334) e S. Francisco da Ponte (1582), todos eles a necessitarem de ser relocalizados para espaços marginais ao leito, a cotas fora do alcance das inundações. Sempre que a cheia atingia o Bairro Baixo da cidade eram afetadas as Igrejas de S. Bartolomeu, Santa Cruz, S. Tiago e a de Santa Justa, esta destruída pela cheia de 17/02/1708 (Quadro 1 e Figura 1) (Pardal et al., 2022). Para a destruição descrita contribuíram a altura e a energia hidrodinâmica do escoamento, o assoreamento do rio e os ajustes do seu percurso frente a Coimbra, ora mais próximo da cidade, ora mais próximo de Santa Clara e do Almegue.

Quadro 1. Conventos, mosteiros e igrejas de Coimbra destruídos pelas cheias do rio Mondego.

	Designação	Localização	Fundação	Cheias	Abandono	Novo
Mosteiros e Conventos	**Sant'Anna**	Entre-pontes (Cellas da Ponte)	26/06/1174 (Ocupado 1184)	1274, 1285, 1331, 1334, 1384, 1488, 1520 (grande destruição)	5/02/1561	5/02/1610 (aos Arcos)
	S. Domingos	Chão da Torre (Figueira Velha)	1227	1334, 1384, 1488, 1520, 1540, 1546 (destruição e abandono)	1540	1546 (rua da Sofia)
	S. Francisco da Ponte	Entre-pontes (Rossio Sta. Clara)	1247	1582 a 1584, 1609 (parcialmente destruído), 1617 (destruição das partes restantes)	25/11/1609	2/05/1602 (Monte Esperança)
	Santa Clara	Rossio Sta. Clara	3/04/1283 (refundado 10/04/1314)	1331, 1334, 1384, 1488, 1520, 1540, 1546, 1582,1583, 1609, 1677 (destruição do Convento, Paço e hospital)	1677	1649 (Monte Esperança)
Igrejas	**S. Bartolomeu (primitiva)**	Praça do Comércio	927	Afetada sempre que a cheias entravam no Bairro Baixo	--------	16/07/1756 (reformulação)
	Santa Justa	Terreiro da Erva	1110	Destruída em 27/02/1708	1708	24/08/1710 (1.ª pedra rua Sofia)

Na Idade Média, o crescimento da população e a ocupação de novos territórios no setor superior da bacia hidrográfica do Mondego, obrigavam ao arroteamento de terras e a queimadas para a agricultura. Estes fatores contribuíam para aumentar a erosão do solo, em função da procura de madeira e da consequente desarborização da bacia, processos determinantes para o assoreamento do rio Mondego em Coimbra. Mas a alteração climática designada como "Pequena Idade do Gelo", viria a alterar o ciclo hidrológico, com alternância entre períodos pobres e ricos em cheias, algumas de magnitude catastrófica. Aos períodos de grandes cheias estão associados os períodos de considerável assoreamento, devido à capacidade dos caudais de cheia de magnitude catastrófica em transportar grandes quantidades de sedimentos, como aconteceu entre 1331 e 1384, 1446 e 1546, 1582 e 1584, 1739 e 1788, 1842 e 1876.

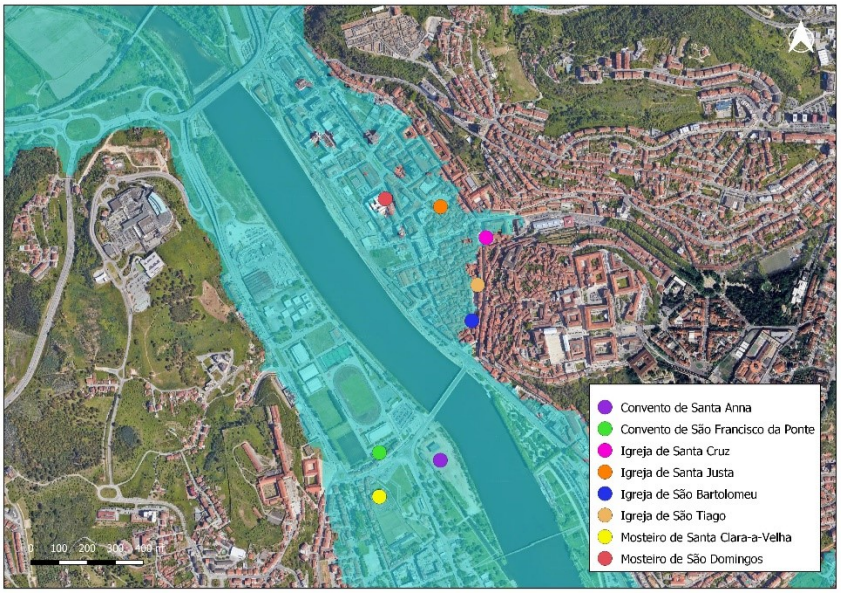


Figura 1. Localização dos conventos, mosteiros e igrejas de Coimbra destruídos pelas cheias máximas do rio Mondego, entre 1274 e 1708. Limite da maior cheia histórica conhecida, do ano de 1860.

3.2. A ponte real de Coimbra e o rio

A ponte real de Coimbra, ao permitir a deslocação entre o norte e o sul do país de pessoas, mercadorias e exércitos tinha, para os governantes, uma importância estratégica, que não podia ser negligenciada. De acordo com Alarcão (2012), , D. Afonso Henriques ordenou a reconstrução da ponte em 1132, a qual já estaria sobre uma antiga ponte romana. Ainda segundo o mesmo autor, como consequência das cheias e do assoreamento do rio, D. Manuel I determina a construção de uma nova ponte, aberta à circulação no ano de 1513.
No presente trabalho procura-se identificar alguns eventos de cheia que contribuíram, ao longo dos séculos, para a destruição parcial ou total da ponte de Coimbra, que ligava (e liga atualmente) a Portagem ao Rossio de Santa Clara (Quadro 2).

Quadro 2. Cheias catastróficas que provocaram danos nas pontes sobre o rio Mondego, em Coimbra.

Ponte Afonsina	Ponte Manuelina
Invernos de 1200 e 1201, 18/02/1331	1582 a 1584, 17/02/1708, 03/12/1739, 19/01/1764, 10/04/1769, 24/02/1788, 24/12/1821, 1822, 23/03/1843, 19/11/1852, 27/12/1860, 23/01/1872

Na sequência das tempestades ocorridas nos Invernos de 1200 e 1201, as cheias daí resultantes afetaram profundamente a Ponte de Santa Clara, tendo destruído parte da mesma. D. Sancho I, que morreu em 1212, deixou no seu testamento " … *e para se fazer ha ponte de Coimbra X maravedîos*...". A ponte viria a ser recuperada no tempo de D. Afonso II. A cheia diluviana de 18/02/1331 quebrou 4 arcos e 4 pilares da ponte, para voltar a ser parcialmente destruída e afogada, pelo forte assoreamento que se fazia sentir, consequência das cheias dos Invernos de 1582 a 1584, situação que obrigou a nova intervenção por determinação de Filipe I, através de carta régia de 17/01/1585. Os registos da cheia de 17/02/1708 davam nota que os arcos da ponte estavam entulhados e viriam a ser destruídos pela cheia de 03/12/1739. Na cheia de 24/02/1788, a força das águas destruiu 3 arcos da ponte. O Diário do Governo, n.º 278, de 24 de novembro de 1852, relatava os danos na Ponte de Santa Clara. Posteriormente, depois de um ciclo de cheias catastróficas (19/11/1852, 25/01/1856 e 27/12/1860) que causaram danos nas estruturas da ponte e acentuado assoreamento, com o entulhamento dos arcos a impedir a

navegação, é a cheia de 23/01/1872 que irá por fim à Ponte Manuelina e levar à construção da Ponte Metálica em 1875, melhorando a secção de escoamento. Esta ponte viria a ser substituída, em 1954, pela atual Ponte de Santa Clara.

3.3. Obras de regularização

A partir do séc. XVI iniciaram-se os primeiros trabalhos de defesa contra cheias. Com Diogo Castilho (1538) foi elaborado o primeiro plano de sistemas de defesa da cidade de Coimbra contra as inundações, através da construção duma parede ao longo do rio. Em 1565, António Mendes (mestre-de-obras régio) foi encarregue de elaborar o "Plano de encanamento do rio Mondego" e, em 1672, Miguel Lecoll ficou responsável pela elaboração do "Plano de defesa contra inundações".

Em 1703, os Engenheiros Manoel Mexia da Silva e Manoel de Azevedo Fortes, ambos militares, fizeram o levantamento do Mondego de Coimbra à Figueira da Foz e elaboraram a "Planta do rio Mondego", projetando um novo álveo, mais para sul, retificado depois por Guilherme Joaquim Pais de Menezes, em março de 1747.

Este trabalho seria considerado no estudo desenvolvido pelo Padre Estevão Cabral, em 1791, que viria a dirigir as obras da abertura do novo álveo do rio, com um traçado mais retilíneo, divergindo a partir da saída de Coimbra, na Quebrada Grande onde será plantada a Mata Nacional do Choupal, com o objetivo de fixar o novo álveo do Mondego. Com efeito, até então, o rio tomava a orientação norte, atravessando os campos do Bolão para, à latitude da Geria, retomar o rumo a ocidente, desenvolvendo-se, de forma desgovernada, em vários álveos, cujas ínsuas permitiam a agricultura, e por vezes a cotas superiores aos campos adjacentes. A obra iniciada por Estevão Cabral teria a sua continuidade no início do séc. XIX com a Direção de José Bonifácio e, posteriormente, de Agostinho de Almeida, ambos professores da Universidade Coimbra.

Posteriormente, com as obras do Aproveitamento Hidráulico do Rio Mondego, e entrada em funcionamento das barragens da Aguieira e Raiva no rio Mondego, e da de Fronhas no rio Alva, na década de 80 do séc. XX, alcançou-se a regularização fluvial, a correção torrencial e o controlo e defesa contra as cheias, complementada pela obra de Aproveitamento Hidroagrícola do Baixo Mondego. Mas, mais uma vez, a dinâmica fluvial veio originar um processo de forte assoreamento da albufeira do Açude Ponte de Coimbra e erosão do leito do rio a jusante desta infraestrutura hidráulica. Esta situação obrigou, em 2017, à realização de uma obra de desassoreamento da albufeira e correção do perfil do rio a jusante.

4. CONCLUSÃO

A simbiose entre cheias e assoreamento, em que o segundo potencia o efeito destruidor do primeiro, é transversal a vários séculos e levou à destruição e relocalização de mosteiros, igrejas, pontes e outros bens públicos e privados. Estas ocorrências levaram os governantes a tomarem decisões sobre as obras a realizar, de proteção à cidade e aos campos do Baixo Mondego e às populações ribeirinhas, bem como à implementação de medidas de gestão do Mondego. Nessa perspetiva, entendemos estes edifícios públicos não apenas como importantes elementos do património histórico da cidade de Coimbra, mas igualmente como importantes testemunhos da dinâmica fluvial do Mondego e dos seus impactos económicos, sociais e urbanísticos ao longo do tempo histórico. Desse modo, são elementos essenciais para a caraterização dos patrimónios geomorfológico e hidrológico na cidade de Coimbra.

Agradecimentos

À Dra. Paula França do Arquivo Histórico Municipal de Coimbra, da Câmara Municipal de Coimbra.

Referências

Alarcão, J. (2012). As Pontes de Coimbra que se afogaram no Rio. Ordem dos Engenheiros (Região Centro), Coimbra.

Rebelo, F. (2012). Rio Mondego e Coimbra: uma longa e ambivalente ligação. Revista Portuguesa de História, 43, 149-158, http://dx.doi.org/10.14195/0870-4147_43_7.

Pardal J, Cunha L, Tavares A.O, Santos P.P. Leitão L. (2022). Impact of the major floods in the river Mondego in the Coimbra region – a historical overview. "Risco de Cheias e Risco de Inundações Fluviais. Aprender com o Passado". Série "Estudos Cindínicos". Coimbra, Portugal: Associação Portuguesa de Riscos, Prevenção e Segurança. https://www.riscos.pt/wp-content/uploads/2018/SEC/10/eBook_SEC_10_09.pdf.

INVESTIGAÇÃO REALIZADA POR JOVENS GEOMORFÓLOGOS

Alexander Klimchouk (1956-2023) e a espeleogénese hipogénica: possibilidades de investigação em Portugal

Alexander Klimchouk (1956-2023) and the hypogenic speleogenesis: possibilities of research in Portugal

D. Amaral[1 *], L. A. Dimuccio[2], P. M. Callapez[3,4], L. Cunha[2]

[1] Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia e Turismo, Coimbra, Portugal
[2] Universidade de Coimbra, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Coimbra, Portugal
[3] Universidade de Coimbra, Centro de Investigação da Terra e do Espaço (CITEUC), Coimbra, Portugal
[4] Grupo de Investigación PaleoIberica, Universidad de Alcalá, Alcalá de Heñares, España
[*] diogovilasboasamaral2003@gmail.com

RESUMO

O hidrogeólogo e geomorfólogo Alexander Klimchouk (1956-2023) dedicou grande parte da sua vida profissional ao estudo da espeleogénese hipogénica, ou seja, de uma tipologia muito específica de atuação dos processos de carsificação em profundidade, ligada a uma recarga hídrica *per ascensum*. É aqui proposto um modelo cartográfico preliminar que evidencia os principais setores da Orla-Meso-Cenozoica Ocidental de Portugal potencialmente capazes de manifestar indícios de espeleogénese hipogénica.

Palavras-chave: *Geomorfologia cársica; Cavidades hipogénicas; Orla Meso-Cenozoica Ocidental; Estruturas diapíricas*
Key-words: *Karst geomorphology; Hypogenic caves; Meso-Cenozoic Border; Diapiric structures*

1. INTRODUÇÃO

Em jeito de homenagem ao colega e amigo Alexander Klimchouk, que faleceu prematuramente em maio do ano passado, este artigo aspira abrir novos caminhos e perspetivas de investigação no âmbito dos estudos de Geomorfologia Cársica em Portugal, através de uma visão que vai para além dos paradigmas e das abordagens tradicionais na definição do(s) tipo(s) de carso(s). Figura incontornável no panorama científico internacional, o hidrogeólogo e geomorfólogo Alexander Klimchouk dedicou grande parte da sua vida profissional ao estudo do carso, com particular ênfase na análise da carsificação em rochas evaporíticas e no entendimento dos processos e mecanismos que determinam a génese e evolução das cavidades de dissolução. Especialista em exploração e no estudo científico de grutas, Alexander Klimchouk faleceu no passado dia 12 de maio de 2023, deixando-nos uma bagagem de conhecimentos inestimável e, ao mesmo tempo, inspiradora para desafios científicos futuros.

De uma forma geral e claramente não exaustiva, o carso corresponde a um tipo de modelado muito particular em rochas solúveis e permeáveis (em regra por imposição da fraturação). Num ambiente assim definido, o relevo superficial e a drenagem subterrânea mostram caraterísticas muito peculiares, incluindo a presença de depressões fechadas à superfície e de cavidades ou sistemas de cavidades mais ou menos desenvolvidas em profundidade (e.g., Cunha, 1993; Ford & Williams, 2007; Palmer, 2007; Andreychouk et al., 2009; Klimchouk, 2015; Dimuccio, 2017; De Waele & Gutierrez, 2022). As águas meteóricas, ao interagirem com a atmosfera e a cobertura de solo, adquirem uma alta agressividade, proporcionando, assim, uma lenta dissolução da rocha, enquanto percolam e se escoam no interior do maciço lítico, sob a influência de um gradiente hidráulico (por gravidade), definindo a natureza epigénica do carso (White, 1988;

Ford & Williams, 2007). Em condições diferentes, a agressividade das águas que circulam na rocha solúvel pode ser adquirida em profundidade, ou através da interação com ácidos epigénicos rejuvenescidos por processos profundos, definindo, nestes casos, a natureza hipogénica do carso (Palmer, 1991, 2007).

Embora os diferentes processos e mecanismos genéticos e evolutivos das cavidades cársicas tenham sido descritos desde o início do século XX, a importância dos fluidos mineralizados ascendentes que adquirem a sua agressividade em profundidade só foi efetivamente estudada de forma sistemática nas últimas décadas (mais detalhes em Klimchouk et al., 2000, 2017; Gabrovšek, 2002; Palmer, 2007; Ford & Williams, 2007). Em particular, e na perspetiva do chamado hipercarso de Cigna (1978), no caso da carsificação hipogénica, a agressividade destes fluídos ascendentes, geralmente termais ou subsaturados, pode estar relacionada com um enriquecimento em CO_2 ou H_2S ligado a interação com gases vulcânicos ou rochas evaporíticas, a decomposição de matéria orgânica ou a oxidação de sulfetos, sendo que os respetivos processos de corrosão-dissolução nas rochas solúveis dão origem a diferentes tipologias de cavidades (e.g., labirínticas ou isoladas), com morfologias subterrâneas nas condutas muito caraterísticas e distintas das epigénicas. Estas últimas são 'aparentemente' mais comuns, em virtude da possibilidade de se desenvolverem durantes períodos/fases espeleogenéticas mais recentes, mascarando ou mesmo apagando eventuais morfologias hipogénicas mais antigas, na definição de um carso de caráter claramente poligénico. Entre os possíveis processos e mecanismos hipogénicos, a espeleogénese por ácido sulfúrico (SAS) parece ser a tipologia mais difusa (De Waele et al., 2024). Para além disso, e de acordo com Ford (2006) e Klimchouk (2007), num contexto analítico-descritivo menos focado na geoquímica e mais relacionado com uma abordagem hidrogeológica regional, o carácter hipogénico adquire-se através da atuação de águas subterrâneas ascendentes e que interagem com a rocha solúvel, em condições confinadas ou semi-confinadas, independente da recarga hídrica sobrejacente ou imediatamente adjacente, e sem a necessidade de especificar a origem da agressividade dos fluidos intervenientes.

Face estas considerações prévias, e tendo em atenção ambas as abordagens geoquímica e hidrogeológica na definição da carsificação e da espeleogénese, o objetivo deste trabalho prende-se com o cruzamento das informações de carácter lito-estratigráfico, morfo-estrutural e hidrogeológico regional, de forma a revelar quais serão os setores da Orla Meso-Cenozoica Ocidental, onde, eventualmente, existe a possibilidade de se encontrarem indícios de espeleogénese hipogénica e, assim, orientar futuras explorações espeleológicas e respetivos estudos morfogenéticos.

2. ESPELEOGÉNESE HIPOGÉNICA EM PORTUGAL (POTENCIALIDADES)

Em Portugal continental, o carso com clara expressão morfológica (carso epigénico) desenvolve-se em rochas essencialmente carbonatadas de diferentes idades e com graus de carsificação muito diferenciados, existentes nas Orlas Meso-Cenozoicas Ocidental e Meridional. No domínio do Maciço Hespérico, alguns afloramentos de mármores, dolomitos, calcários dolomíticos silicificados, brechas e mineralizações no contacto com rochas carbonatadas, também se apresentam carsificadas (Feio, 1952; Crispim, 2010). Seja como for, e ocupando uma porção muito exígua do território nacional (~5%), as unidades morfo-estruturais mais expressivas, tanto no que diz respeito à especificidade do relevo superficial, assim como à presença de sistemas de cavidades em profundidade, são aquelas que se desenvolvem na dependência dos afloramentos

carbonatados do Jurássico Médio (Cunha, 1996; Crispim, 2010; Dimuccio, 2014; Cunha & Dimuccio, 2014; Cunha et al., 2020; Rodrigues, 2020). Carso(s) comparativamente menos evidentes na paisagem, mas igualmente importantes, sobretudo de um ponto de vista hidrogeológico e geoquímico, podem ser reconhecidos, também, em rochas carbonatadas mais ou menos impuras do Jurássico Inferior e Superior, do Cretácico e do Neogénico, assim como em tufos calcários e travertinos do Quaternário (mais detalhes nas revisões de Cunha, 1996; Crispim, 2010; Dimuccio, 2014) (Fig. 1).

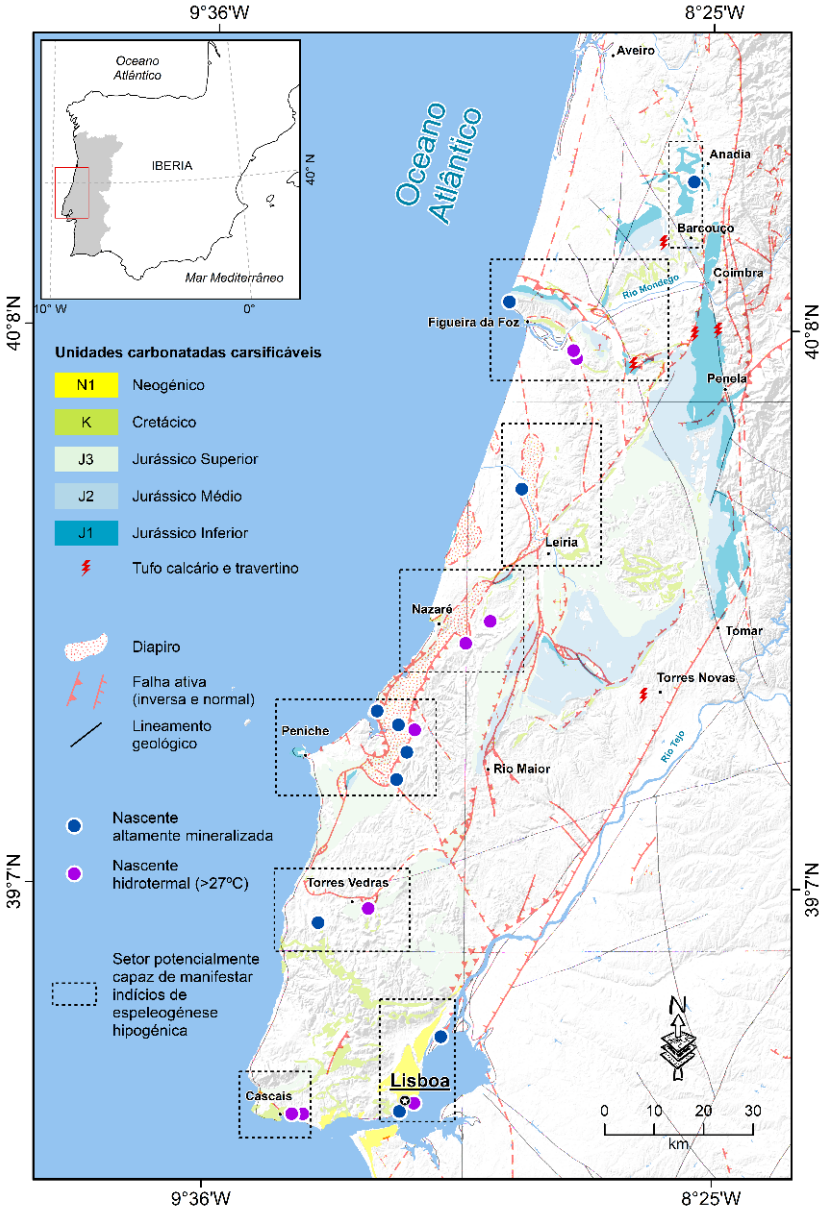


Figura 1. Distribuição espacial dos principais afloramentos das unidades lito-estratigráficas afetadas por carsificação diferenciada na Orla Meso-Cenozoica Ocidental de Portugal e individualização dos principais setores potencialmente capazes de manifestar indícios de espeleogénese hipogénica (cada setor pode incluir áreas com caraterísticas hipogénicas distintas). Incluem-se apenas as nascentes hidrotermais e altamente mineralizadas que apontam para uma interação de fluidos profundos com fontes de H_2S (mais detalhes no texto), de acordo com a Carta Hidrogeológica e da Carta das Nascentes Minerais de Portugal, ambas à escala 1:1 000 000 (1970). Utilizou-se como base cartográfica a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (Oliveira et al., 1992), e a Carta Neotectónica de Portugal Continental, à escala 1:1 000 000 (Cabral & Ribeiro, 1988).

Os rápidos avanços científicos concretizados nas últimas décadas, a nível internacional, sobre o reconhecimento e interpretação da espeleogénese hipogénica, muito deles imputáveis a Alexander Klimchouk (2007, 2012, 2013, 2015, 2017, 2019, entre muitos outros estudos), assim como a alguns trabalhos nacionais realizados em unidades calco-dolomíticas, sobretudo as de idade sinemuriana (e.g., Dimuccio, 2014), e em unidades calcárias do Cenomaniano (ainda em curso pelos autores), ambos na região de Coimbra, têm apontado para a possibilidade de reconhecer esta tipologia de carsificação também em Portugal. De facto, a presença de exsurgências hidrotermais e de outras altamente mineralizadas de tipo sulfatadas ou sulfúreas, com fluxos hídricos subterrâneos que aparentam atravessar unidades potencialmente carsificáveis, assim como a ampla interação entre os processos diapíricos (com evaporitos), a fraturação e a presença das unidades carsificáveis nos próprios flancos/núcleos das estruturas halocinéticas, são fortes indícios da possibilidade de atuação de uma espeleogénese hipogénica em alguns setores específicos da Orla-Meso Cenozoica Ocidental. Os controles lito-estratigráficos e morfo-estruturais, assim como as modalidades de circulação hídrica subterrânea, quer à escala local, quer à escala regional, são certamente os fatores preponderantes na definição do potencial de carsificação hipogénica, expresso, de forma ainda preliminar e em jeito de hipótese de trabalho, na Figura 1.

3. ALGUMAS CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em geologia e geomorfologia cársica, a própria natureza do carso com a sua marca distintiva – *i.e.*, a presença de cavidades em profundidade – associada a diferentes modelos, padrões e segmentos de sistemas de fluxo hídrico subterrâneo, por sua vez caraterizados por condições hidrodinâmicas, geoquímicas e hidrotermais distintas, permite reconhecer duas tipologias fundamentais de carsificação e de espeleogénese: (1) hipogénica, ou seja, relacionada com sistemas hidrogeologicamente estratificados, de diferentes profundidades e graus de confinamento, e com sistemas de fluxo por fraturação, funcionando como canais de comunicação entre camadas permeáveis e impermeáveis; e (2) epigénica, se ligada a sistemas hidrodinamicamente abertos, não confinados.

Considerando esta dualidade nos processos genéticos e evolutivos das cavidades cársicas, e verificando as caraterísticas lito-estratigráficas, morfo-estruturais e hidrogeológicas regionais, conseguiu-se definir espacialmente aqueles setores da Orla Meso-Cenozoica Ocidental de Portugal em que, eventualmente, poderá existir a possibilidade de encontrar evidências, diretas ou indiretas, de espeleogénese hipogénica. Embora o modelo cartográfico produzido se assuma com clara valência preliminar, parece-nos interessante e auspicioso para orientar futuras explorações espeleológicas, assim como novas investigações no âmbito dos paradigmas da moderna carsologia, em que a interpretação da génese e evolução das cavidades de dissolução deve contemplar, também, a possibilidade de uma espeleogénese de carácter francamente poligénico (hipogénico-epigénico). Não menos importante, esta análise regional é utilizada como pretexto para homenagear Alexander Klimchouk, uma das figuras emblemáticas da moderna carsologia, que, com a sua paixão pela espeleologia, o seu inato espírito crítico e as suas profundas aptidões científicas, enriqueceu fortemente o debate internacional sobre o tema, proporcionando, também, novas trajetórias a seguir por um sempre melhor e exaustivo entendimento da carsificação e da espeleogénese.

Referências

Andreychouk, V., Dublyansky, Y., Ezhov Y. & Lysenin G. (2009). *Karst in the Earth's Crust: its distribution and principal types*. Sosnowiec, Symferopol, University of Silesia.

Cabral, J., & Ribeiro, A., (1988). *Carta Neotectónica de Portugal Continental, na escala 1:1 000 000* [Neotectonic chart of mainland Portugal, at scale 1:1 000 000]. LNEG.

Cigna, A. (1978). A classification of Karstic phenomena. *International Journal of Speleology* 10, 3-9. http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.10.1.1.

Crispim, J. A. (2010). Panorama das Regiões Cársicas de Portugal. In J. M. C. Neiva, A. Ribeiro, L. M. Víctor, F. Noronha, & M. M. Ramalho (Eds.) *Geologia Clássica, Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, Volume V (pp. 469-478). Associação Portuguesa de Geólogos & Sociedade Geológica de Portugal.

Cunha, L. (1993). Geomorfologia Estrutural e Cársica. In G. S. Carvalho, A. de Brum Ferreira, & J. C. de Senna-Martínez (Eds.), *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas* (pp. 63-74). Colibri.

Cunha, L. (1996). Les Karsts Portugais, problèmes et perspectives. *Karstologia* 28 (2), 41-48. http://dx.doi.org/10.3406/karst.1996.2376.

Cunha, L. & Dimuccio, L. A. (2014). Formas e processos cársicos nos maciços calcários do centro de Portugal. O caso particular do Maciço de Sicó. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 15(4), 673-685. https://doi.org/10.20502/rbg.v15i4.542.

Cunha, L., Dimuccio, L. A., & Paiva, I. (2020). The Sicó Massif: Morphostructural aspects, Hydrology and Karstification. In G. Vieira, J. L. Zêzere, & C. Moura (Eds.), *Landscapes and Landforms of Portugal*, *World Geomorphological Landscapes* (pp. 211-227). Springer Nature Switzerland AG 2020.

De Waele, J., & Gutiérrez, F. (2022). *Karst Hydrogeology, Geomorphology and Caves*. Wiley Blackwell.

De Waele, J., D'Angeli, I.M., Audra, P., Plan, L., & Palmer, A.N. (2024). Sulfuric acid caves of the world: A review. *Earth-Science Reviews 250* (104693), 1-30. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104693.

Dimuccio, L. A. (2014). *A carsificação nas Colinas Dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-ocidental) - Fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)* [Karstification in the Dolomitic Hills south of Coimbra (central-western Portugal) - Depositional facies and stratigraphic controls on (paleo)karst in the Coimbra Group (Lower Jurassic)]. [Tese de doutoramento em Geologia, especialidade de geodinâmica externa, Universidade de Coimbra]. Estudo Geral, Repositório científico da UC. https://estudogeral.uc.pt/handle/10316/26686.

Dimuccio, L. A. (2017). Tempo e espaço num geossistema cársico: os "pilares" em que assenta e se sustenta a interpretação da sua evolução geológico-geomorfológica. In F. Cravidão, L. Cunha, A. P. Santana, & N. Santos (Eds.), *Espaços e Tempos em Geografia, Homenagem a António Gama* (pp. 207-238). Imprensa da Universidade de Coimbra.

Feio, M. (1952). *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa]. LNEG Comunicações Geológicas. https://docbase.lneg.pt/docs/Comunicacoes/communicacoes32_algarve.pdf.

Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, London.

Ford, D. (2006). Karst geomorphology, caves and cave deposits: a review of North American contributions during the past half-century. In R. S. Harmon, & C. W. Wicks (Eds.), *Perspectives*

on Karst Geomorphology, Hydrology and Geochemistry (GSA Special Paper 404). Geological Society of America.

Gabrovšek, F. (2002). *Evolution of Karst: From Prekarst to Cessation.* Založba (ZRC).

Klimchouk, A. B. (2007). *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective.* NCKRI Special Paper 1. National Cave and Karst Research Institute.

Klimchouk, A. B. (2012). Hypogene speleogenesis. In J. Shroder, & A. Frumkin (Eds.), *Treatise on Geomorphology* (220-240). Academic Press, Vol. 6.

Klimchouk, A. B. (2013). Hydrogeological approach to distinguishing hypogene speleogenesis settings. In *International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions* (pp. 99). Book of Abstracts. DIKTAS.

Klimchouk A. (2015). The Karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta Carsologica* 44(3), 289-313. https://doi.org/10.3986/ac.v44i3.2996.

Klimchouk A. (2017). Types and Settings of Hypogene Karst. In A. B. Klimchouk, A. N. Palmer, J. De Waele, A. S. Auler, & P. Audra (Eds.), *Hypogene Karst Regions and Caves of the World* (pp. 1-39). Springer.

Klimchouk A. (2019). Speleogenesis-Hypogene. In W. B. White, D. C. Culver, & T. Pipan (Eds.) *Encyclopedia of Caves* (pp. 974-978). Elsevier Inc.

Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N., & Dreybrodt, W. (Eds.) (2000). *Speleogenesis, Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society.

Klimchouk, A., Palmer, A. N., De Waele, J., Auler, A. S., & Audra, P. (Eds.) (2017). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer.

Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes M. T. & Monteiro J. H. (1992). *Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000*. 5.ª edição. Serviços Geológicos de Portugal.

Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of American Bulletin*, 103, 1-21. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103%3C0001:OAMOLC%3E2.3.CO;2.

Palmer, A. N. (2007). *Cave Geology*. Allen Press.

Rodrigues, M. L. (2020). The Limestone Massif of Estremadura. In G. Vieira, J. L. Zêzere, & C. Moura (Eds.), *Landscapes and Landforms of Portugal, World Geomorphological Landscapes* (229-250). Springer Nature Switzerland AG 2020.

White, W. B. (1988). *Geomorphology* and *Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University press, Inc.

Avaliação do uso de geossintéticos na resposta hidrológica e erosiva de solos na sequência de um incêndio florestal

Evaluation of the use of geosynthetics in the hydrological and erosive and response of soils following a forest fire

L. Carvalho.[1 *], A. Nunes[2], A. Figueiredo[2]

[1] Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia, Universidade de Coimbra, 3004-530 Coimbra, Portugal
[2] Universidade de Coimbra, Departamento de Geografia, CEGOT, Universidade de Coimbra, 3004-530 Coimbra, Portugal
[*] lianabeatrizdeoliveira@gmail.com

RESUMO

Este estudo avalia a resposta hidrológica e erosiva de solos sujeitos a diferentes métodos de proteção, na sequência de um incêndio florestal, que ocorreu na região de Coimbra em setembro de 2023. Para o efeito, utilizaram-se técnicas de simulação de chuvas, por aspersão, as quais permitiram de modo sistemático, a realização de testes comparativos entre solos protegidos por palha, fibra de coco e com a cobertura natural. Os resultados mostram a eficácia da aplicação de geossintéticos de fibra de coco e da palha na proteção dos solos, na sequência de incêndios florestais, sobretudo pelo controlo que exercem no transporte de sedimentos.

Palavras-chave*: Incêndios, Erosão dos solos; Resposta Hidrológica; Simulação de Chuvas; Geossintéticos; Portugal.*
K**ey-words:** *Wildfires, Soil Erosion; Hydrological Response; Rainfall Simulations; Geosynthetics; Portugal.*

1. INTRODUÇÃO

O abandono das terras agrícolas tem sido uma tendência nas áreas rurais da região mediterrânea, especialmente em Portugal Continental. Este abandono, resultou do despovoamento rural de áreas isoladas e mais vulneráveis economicamente (Nunes *et al.*, 2010). Geraram-se, como resultado, importantes transformações na paisagem e um aumento dos incêndios florestais, causados principalmente pela desestruturação práticas tradicionais de uso do solo, com consequências intensas nos processos erosivos.

Os solos, componentes fundamentais ao suporte da vida vegetal, são um dos elementos particularmente vulneráveis à ação dos incêndios florestais, sendo muitas vezes negligenciados, e sofrendo alterações significativas quando afetados pelo fogo. A introdução generalizada de plantações de eucalipto, principalmente no centro de Portugal, em combinação com a sua propensão natural ao fogo, merece especial referência. Quando afetados pelo fogo, para além da destruição do coberto vegetal, os solos estão associados a uma pronunciada repelência à água, fatores que intensificam os processos de erosão hídrica da camada edáfica superficial. Sendo assim, é necessário a adoção de medidas de mitigação da erosão pós-incêndios, visando principalmente a redução da energia cinética das gotas de chuva e do escoamento superficial, que direta ou indiretamente favorecem a infiltração de água e limitam o desprendimento e o transporte de partículas do solo.

Os tratamentos de mitigação podem ser classificados em três tipos principais: (i) aumento da cobertura protetora do solo, a partir de goessintéticos que diretamente criam uma camada, podendo ser orgânica (palha, resíduos florestais) ou inorgânica (fibra de coco, geomantas); (ii) reforço da recuperação da vegetação; (iii) retenção do escoamento

através de barreiras físicas nas encostas e/ou nos cursos de água (Girona-García *et al.*, 2021).

Atualmente, a técnica mais experimentada em contexto científico dentre os geossintéticos é a da palha, principalmente pelo seu baixo custo e alto desempenho (Prats *et al.,* 2012). Ainda assim, materiais tais quais as fibras de coco surgem como uma alternativa de proteção rápida e a curto prazo, promovendo temporariamente uma proteção ao solo – entretanto, o uso desta técnica no combate à erosão dos solos em incêndios florestais ainda não foi avaliada.

O principal objetivo do presente trabalho é comparar o desempenho dos geossintéticos, constituídos por fibra de coco e por palha em relação à cobertura natural do solo, numa área ardida recentemente na Região de Coimbra, a partir de técnicas de simulações de chuva e análises de solo em laboratório.

2. MÉTODOS

O estudo dos processos hidrológicos e erosivos dos solos é frequentemente baseado na análise das taxas de escoamentos e infiltração das águas pluviais, bem como na quantidade de transporte de sedimentos por fluxo de água superficial (Campos, 2021). Segundo Alves (2018), os estudos que tem por objetivo avaliar o impacto ocasionado pela erosão hídrica no solo são difíceis de realizar em condições de precipitação natural devido à ausência de controle de importantes variáveis como a duração, intensidade e distribuição de precipitação.

No presente trabalho utilizou-se um simulador de chuva por aspersão, a uma altura de 2m do solo, e uma parcela de 0,25 m^2, método já usado em vários estudos (Nunes *et al.,* 2010). Foram realizadas simulações em quatro áreas-amostra, num total de 18 simulações. Em cada área-amostra foram realizados testes com os três métodos adotados para este estudo: simulação com a cobertura natural (solo pós-incêndio florestal); simulação com a fibra de coco (700g/m^2); e simulação com palha (400g/m^2). Com intuito de avaliar a importância das propriedades hidrofóbicas na resposta hidrológica dos solos, em todas os pontos de análise foram realizados testes de hidrofobia, aplicando o *Molarity of Ethanol Droplet* (MED) (Teste de Molaridade com Etanol). Foram, igualmente, recolhidas amostras de solo. Já em laboratório, foi determinada a granulometria e a densidade aparente dos solos. A determinação da matéria orgânica foi obtida através do método da combustão em mufla (Forno cerâmico Modelo E2 – sonda tipo K 1300 C – Barracha, Lda) e o conteúdo de humidade foi aferido mediante a aplicação do método gravimétrico (Equação 1). Através de análises laboratoriais à água recolhida no decurso das experiências foi possível avaliar a quantidade de água escoada (em %) e de sedimentos carreados (expressa em g m^2).

$$\boldsymbol{Humidade\ gravim\acute{e}trica}\ (\%) = \left[\frac{(massa\ do\ solo\ h\acute{u}mido\ (g) - massa\ do\ solo\ seco\ (g)}{massa\ do\ solo\ seco\ (g)}\right] x\ 100$$

Equação 1

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na tabela 1 são apresentados os resultados obtidos para as propriedades dos solos, destacando-se os elevados valores de hidrofobia assinalados em três das áreas-amostra, em que os valores se situam entre muito e fortemente hidrofóbicos.

Tabela 1 - Síntese dos resultados das propriedades do solo de cada ponto analisado.

	Área amostra 1	*Ponto B*	*Ponto C*	*Ponto D*
Material Grosseiro (%)	25	34,5	48,7	33,9
Areia (%)	55	55,6	38,6	57,7
Argila+silte (%)	20	9,9	12,7	8,4
Matéria Orgânica (%)	7,62	24,24	6,25	10,8
Humidade do solo (%)	20,9	20,2	10,7	24,3
Densidade aparente (g/cm³)	0,804	1,172	0,902	0,737
Hidrofobia (º)*	36	3	36	24

Hidrofobia*: 3. Hidrófilo; 24. Muito hidrofóbico; 36. Fortemente hidrofóbico.

A Figura 1 sintetiza os resultados para o escoamento superficial, tendo por base os valores da mediana. Os solos sem proteção são os que apresentam menor capacidade de infiltração, seguindo-se a palha e a fibra de coco.

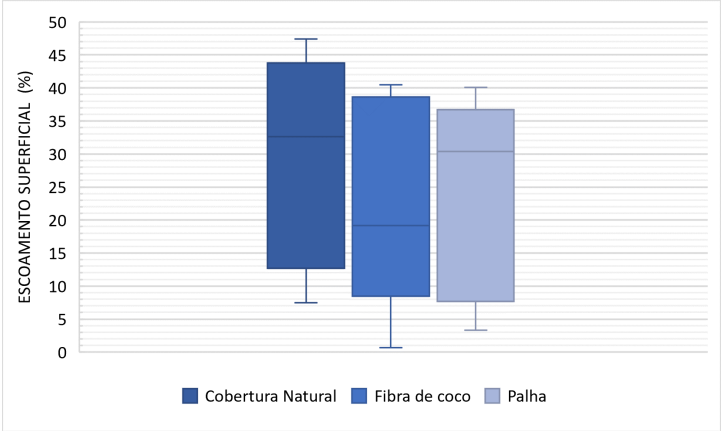


Figura 1 - Escoamento superficial (%) para os 3 tipos de cobertura de solo.

Em relação ao transporte de sedimento (Figura 2), notam-se diferenças significativas nos 3 tipos de cobertura. Quando se analisa a mediana, a cobertura natural apresenta um valor de cerca de 3 vezes superior à mediana da fibra de coco e 9 vezes superior ao da palha. No quesito da resposta erosiva total, representado pelo último quartil, a cobertura natural ultrapassou os 45 g/m^2, a fibra de coco obteve um valor inferior a 14 g/m^2 e a palha obteve um máximo de 5g/m^2.

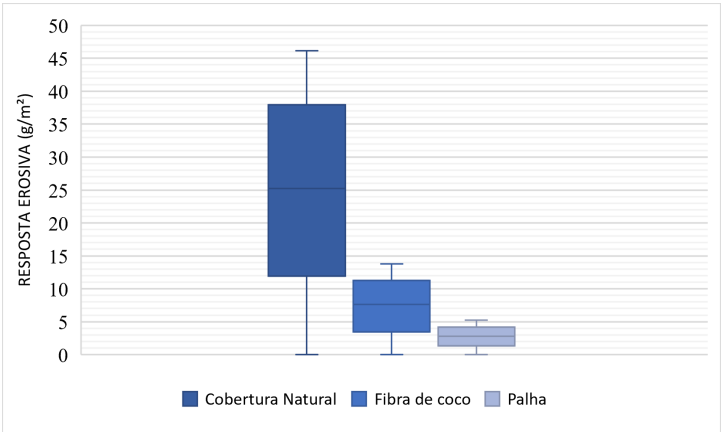


Figura 2 - Resposta erosiva total para os três métodos de cobertura do solo.

Os valores relativos à concentrações de sedimentos, verificados durante os teste de escorrência, encontram-se na Figura 3. É possível constatar que a cobertura natural apresenta os maiores valores comparativamente à fibra de coco e à palha. Ressalta-se que, em um dos testes da fibra de coco, houve uma concentração elevada de sedimentos, fazendo com que o gráfico apresente um valor atípico. Ainda assim, é evidente que, tanto na fibra de coco, quanto na palha, o valor mediano é baixo, indicando um menor carreamento de materiais e, por conseguinte, processos erosivos menos intensos.

Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Prats *et al., (*2013) e Girona-García *et al.,* (2021), em que demonstraram, nos seus trabalhos, a eficácia da cobertura do solo com palha para mitigar os efeitos da erosão hídrica pós-incêndio em florestas de eucalipto, aliada a um menor custo de aplicação. A fibra de coco, nunca testada, também se revela bastante eficaz na proteção do solo contra o impacto da chuva e na redução dos processos erosivos. O seu custo poderá, no entanto, ser mais elevado, comparativamente ao da palha.

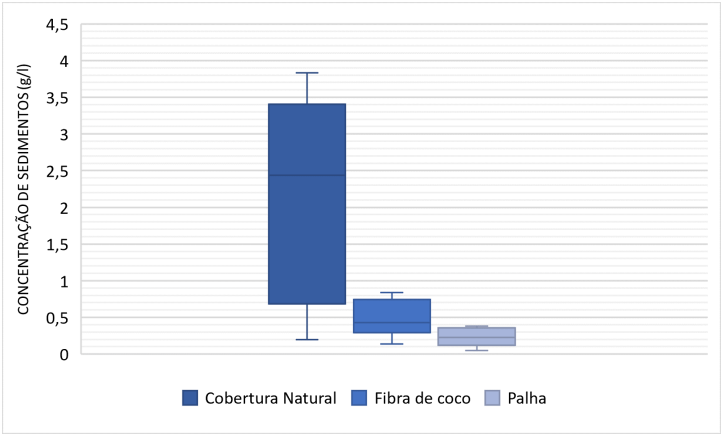


Figura 2 – Concentração de sedimentos (g/l) para os três métodos de cobertura do solo.

4. CONCLUSÃO

O principal objetivo deste trabalho consistia na avaliação da resposta hidrológica e erosiva de solos na sequência de incêndios florestais, comparando os resultados obtidos em contexto natural e aplicação de geossínteticos (palha e fibra de coco)

Verificou-se que tanto a palha quanto a fibra de coco são excelentes métodos de proteção dos solos contra a erosão hídrica. A palha é um material amplamente testado no meio científico, principalmente na região mediterrânea, pelo seu baixo custo e alto desempenho. Por outro lado, o geossintético de fibra de coco é mais utilizado em construções civis, ou em áreas mais declivosas – devido principalmente a sua fácil aplicação e maior durabilidade. Foi, ainda, possível verificar que o solo totalmente desprotegido após o fogo, está altamente suscetível à erosão, apresentando elevados valores de hidrofobia, responsável pela intensificação dos valores de escoamento superficial e transporte de sedimentos, durante as simulações.

Referências

Alves, A. L. F. (2018). Efeitos de condicionadores do solo na erosão hídrica em áreas ardidas no Nordeste de Portugal. Dissertação de Mestrado. Instituto Politécnico de Braganca (Portugal).

Campos, C. A. R. E. (2021). Simulador de chuva portátil para análise da erosão dos solos: aplicação a áreas ardidas (Doctoral dissertation, Universidade do Minho (Portugal)).

Girona-García, A., Vieira, D. C., Silva, J., Fernández, C., Robichaud, P. R., & Keizer, J. J. (2021). Effectiveness of post-fire soil erosion mitigation treatments: A systematic review and meta-analysis. Earth-Science Reviews, 217, 103611.

Nunes, A. N., Coelho, C. D. O. A., De Almeida, A. C., & Figueiredo, A. (2010). Soil erosion and hydrological response to land abandonment in a central inland area of Portugal. Land Degradation & Development, 21(3), 260-273.

Prats, Sergio & Martins, Martinho & Malvar, Maruxa & Ben-Hur, Meni & Keizer, Jan. (2013). Polyacrylamide application versus forest residue mulching for reducing post-fire runoff and soil erosion. The Science of the Total Environment. 468-469C. 464-474. 10.1016/j.scitotenv.2013.08.066.

Prats, S. A., MacDonald, L. H., Monteiro, M., Ferreira, A. J., Coelho, C. O., & Keizer, J. J. (2012). Effectiveness of forest residue mulching in reducing post-fire runoff and erosion in a pine and a eucalypt plantation in north-central Portugal. Geoderma, 191, 115-124.

Shakesby, R.A., 2011. Post-wildfire soil erosion in the Mediterranean: review and future research directions. Earth-Sci. Rev. 105, 71–100. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.001.

Morphological influence and spatiotemporal variability of shoreline change rates in Tuktoyaktuk Peninsula (NWT, Canada)

Influência morfológica e variabilidade espaciotemporal das taxas de mudança da linha de costa na Península de Tuktoyaktuk Península (NWT, Canada)

B. Costa[1, *], G. Vieira[1,] M. Lim[2], D. Whalen[3].

[1] Centre of Geographical Studies, Associate Laboratory TERRA, Institute of Geography and Spatial Planning, University of Lisbon, Portugal.
[2] Department of Mechanical and Construction Engineering, Northumbria University, United Kingdom.
[3] Geological Survey of Canada Atlantic, Natural Resources Canada, Dartmouth, Canada.
[*] bcosta4@edu.ulisboa.pt

ABSTRACT
In this study, we delineated the shorelines and classified the coastal morphology of the Tuktoyaktuk Peninsula. We used aerial photography (1950 and 1985) and very high-resolution satellite imagery (2020) to analyse spatiotemporal shoreline change rates and identify the morphology's influence on shoreline dynamics. Results show an average change rate of -0.77 m/yr from 1950 to 2020, with a 31% increase since 1985. Tundra flats display the highest retreat rates, suggesting the significance of submergence in this region.

K**ey-words:** *Arctic, Remote sensing, Coastal processes, Shoreline evolution, Coastal morphology.*
Palavras-chave: *Ártico, Deteção remota, Processos costeiros, Evolução da linha de costa, Morfologia costeira.*

1. INTRODUCTION

Arctic climate warming is causing significant changes in the landscape of permafrost regions (Biskaborn et al., 2019; Rantanen et al., 2022). Arctic coasts, which comprise roughly 1/3 of all global coastal areas and are highly sensitive to climate warming, have a shoreline change rate of -0.5 m/yr despite significant local and regional variations (Irrgang et al., 2022; Lantuit et al., 2012). Recent studies report a shoreline retreat acceleration in several regions since the 2000s (Cunliffe et al., 2019; Irrgang et al., 2018). Shoreline retreat is increasing due to changes in environmental drivers such as a shorter sea ice season, higher air and sea temperatures, higher frequency and magnitude of storm surges and sea-level rise (Barnhart et al., 2016; Kim et al., 2021; Rantanen et al., 2022).

The Tuktoyaktuk Peninsula in the Northwestern Territories of Canada lies in the continuous permafrost zone and is composed of unlithified sediments containing high-ground ice content (Pelletier & Medioli, 2014). This area is vulnerable to storm surge events during open-water season, from late June to October (Whalen et al., 2022). Prevailing westerly winds, particularly north-westerly storms, increase in frequency and strength in late autumn before freeze-up. Alongshore currents mainly feature a SW-NE component, with local variations due to the influence of the Mackenzie River discharges (Pelletier & Medioli, 2014).

Past coastal studies have focused on sections of the Tuktoyaktuk Peninsula but never on its entirety (O'Rourke, 2017; Solomon, 2005). The recent increase in satellite imagery spatial resolution and availability allows for assessing shoreline changes in spatial and temporal variability with higher accuracy. This study applies remote sensing methods using very-high-resolution satellite imagery and historical aerial photography to (1) classify the backshore and foreshore coastal morphology, (2) to analyse the spatiotemporal shoreline evolution trends

between 1950 and 2020, and (3) to identify the influence that coastal morphology exerts on shoreline dynamics.

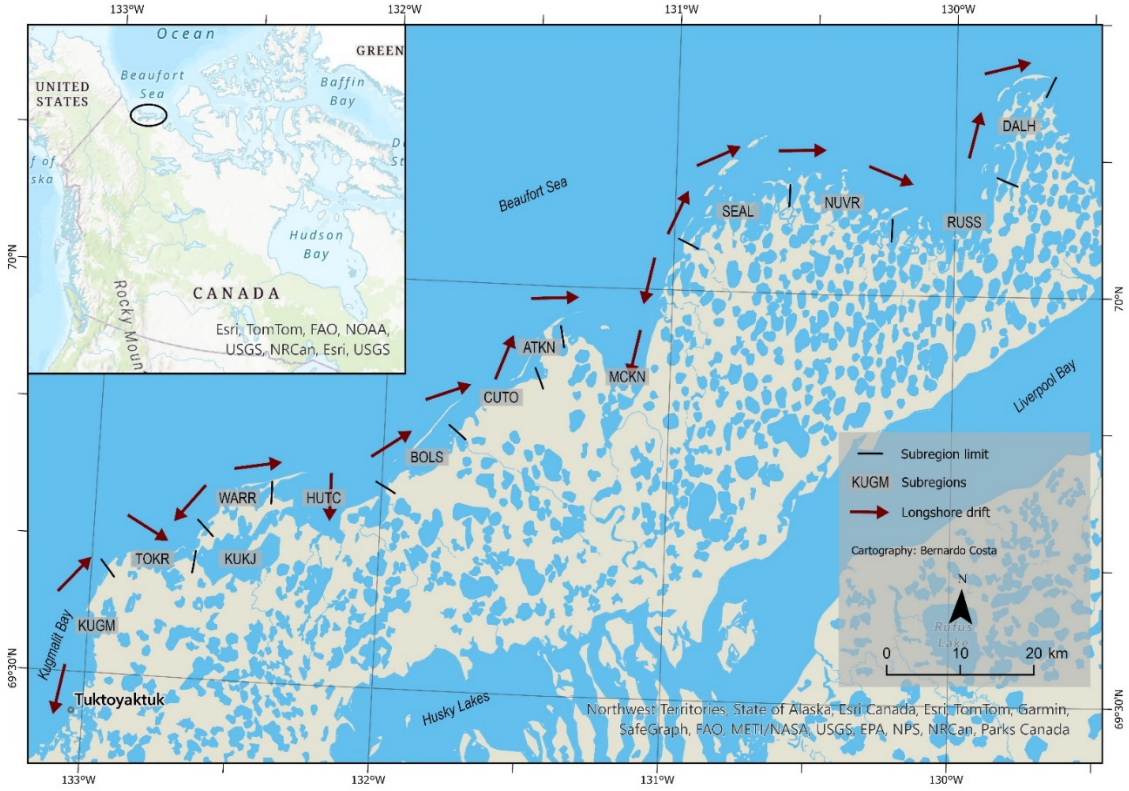


Figura 5 – Subregions and main longshore drift direction along the Tuktoyaktuk Peninsula

2. METHODS

The data used in this study has been derived from the analysis of photogrammetric and remote sensing techniques aiming to assess shoreline change and analyse it according to the coastal morphology for c. 1000 km of shoreline in the Tuktoyaktuk Peninsula. We used very high-resolution multispectral CNES/Pléaides Satellite Imagery from July 2020 and pansharpened at 0.5 m. The Pléiades Imagery, along with the ArcticDEM 2-meter spatial resolution, were used as a reference to orthorectify historical aerial photography from 1950 and 1985 from the NRCan EOMDS library. The Pléiades scenes and the orthorectified aerial photography were used to digitise the shoreline manually for each year (1950, 1985 and 2020). The digitalisation was made by a single operator, using the high-water line as the predominant shoreline proxy. The cliff top line was used as a proxy in areas where the high-water line was not possible to assess in the 2020 imagery (due to the presence of ice on the beach), maintaining the same criteria in the corresponding areas in the 1985 and 2020 imagery. The shoreline change rates were calculated using the Digital Shoreline Analysis System v. 5.0 (Himmelstoss et al., 2018). An independent geolocation accuracy assessment was done to evaluate the shoreline uncertainty of each period, which was then incorporated into the shoreline change rates results.

The coastal morphology classification was based on the analysis of the Arctic DEM and Pléiades imagery and was done for the backshore and foreshore. This classification was then used to analyse the shoreline change rates. We divided the backshore into (1) Bluffs without ice wedges, (2) Bluffs with ice wedges, (3) Tundra flats, and (4) Barrier beaches and sandspits. The foreshore morphology was divided into (1) Beach, (2) Tundra Flats and (3) Active Bluffs.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The Tuktoyaktuk Peninsula's backshore is composed of Bluffs without Ice Wedges (41%), Tundra Flats (28%), Bluffs with Ice Wedges (15%) and Barrier Beaches and Sandspits (15%). The bluffs were subdivided by bluff height, and the Tundra Flats were subdivided by the existence of intertidal wet areas and shoreline complexity. The foreshore is mainly composed of Beaches (53%), followed by Tundra Flats (31%) and Active Bluffs (16%).

Shoreline change rates calculation yielded an average of -0.77 m/yr, varying between 7.6 m/yr at aggrading sandspits to -26.1 m/yr at low-lying tundra flats. The average rate increased 31% between the two 35-year periods analysed, from -0,67 m/yr (1950-1985) to -0.88 m/yr (1985-2020) (Table 1).

Table 2 – Shoreline change statistics for the Tuktoyaktuk Peninsula for 1950-1985, 1985-2020 and 1950-2020.

Time period	Mean shoreline change rate (m/yr)	Median shoreline change rate (m/yr)	Shoreline change rate standard deviation (m/yr)	Retreat (% of all transects)	Retreat ≤ -1 m/yr (% of all transects)	Aggradation (% of all transects)	Aggradation ≥ 1 m/yr (% of all transects)
1950-1985	-0.67	-0.45	1.13	85	26	15	3
1985-2020	-0.88	-0.56	1.61	91	29	9	3
1950-2020	-0.77	-0.53	1.01	94	27	6	1

Shoreline retreat rates along the Beaufort Sea coast from 1950 to 2020 were generally higher in sectors facing predominant north and north-westerly winds, such as Atkinson Point (ATKN), Cutoff Bluff (CUTO), and Bols Point (BOLS). These sectors experienced average retreat rates of -1.55 m/yr, -1.36 m/yr, and -1.23 m/yr, respectively. On the other hand, Kukjuktuk Bay (KUKJ) and Toker Point (TOKR) had lower average retreat rates of -0.5 m/yr. However, there were notable hotspots along sheltered and low-lying areas and differences in average rates among different morphologies. Tundra Flats had the highest retreat rates in both backshore (-1.09 m/yr) and foreshore (-1.01 m/yr), while Bluffs without Ice Wedge Polygons had the lowest backshore retreat rates (-0.60 m/yr). The presence of Ice Wedges in backshore bluffs contributed to increasing retreat rates (-0.87 m/yr). Barrier Beaches and Sandspits had a shoreline change rate of (-0.77 m/yr). Foreshore Beaches (-0.74 m/yr) may hinder coastal retreat when fronting Tundra Flats backshore. Active Bluffs were the most stable foreshore morphology (-0.62 m/yr).

The Tuktoyaktuk Peninsula has a complex and sinuous coastal area, where low-lying tundra formations pose no barrier to incoming waters. Consequently, these areas experience higher retreat rates, increasing spatial loss. The drivers of shoreline retreat rates in this region differ from those in other areas along the Beaufort Sea coast, with submergence having a greater impact than erosion, as evidenced by the larger retreat rates in low-lying areas. However, this process remains poorly understood, and further research is necessary to identify its drivers and impacts and to distinguish it from coastal erosion. This distinction will be crucial to improving climatic and morphodynamic models.

Acknowledgements

This work was funded by NUNATARYUK under the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation Programme (grant agreement nr. 773421) and is a contribution to the program T-

MOSAiC - Terrestrial Multidisciplinary distributed Observatories for the Study of Arctic Connections. Bernardo Costa is funded by the Fundação para a Ciência e Tecnologia (grant 2022.11845.BD). Dustin Whalen and Micheal Lim were funded and supported by the Program of the Natural Environment Research Council (NERC), which funded ONE Planet Doctoral Training Partnership (NE/S007512/1) and the Nuna Project (NE/X005658/1). We gratefully acknowledge the field support and logistics funding from Natural Resources Canada. Pléiades imagery was acquired through the ISIS Pléiades Program in connection with the WMO Polar Space Task Group. We acknowledge the community of Tuktoyaktuk, the Tuktoyaktuk Community Corporation, the Tuktoyaktuk Hunters and Trappers Committee and the Inuvialuit people for their continued support and for allowing us to conduct research in their lands.

References

Barnhart, K., Miller, C., Overeem, I., & Kay, J. (2016). Mapping the future expansion of Arctic open water. *Nature Climate Change*, *6*(3), 280–285. https://doi.org/10.1038/nclimate2848

Biskaborn, B., Smith, S., Noetzli, J., Matthes, H., Vieira, G., Streletskiy, D., Schoeneich, P., Romanovsky, V., Lewkowicz, A., Abramov, A., Allard, M., Boike, J., Cable, W., Christiansen, H., Delaloye, R., Diekmann, B., Drozdov, D., Etzelmüller, B., Grosse, G., … Lantuit, H. (2019). Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, *10*(1), 1–11. https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4

Cunliffe, A. M., Tanski, G., Radosavljevic, B., Palmer, W. F., Sachs, T., Lantuit, H., Kerby, J. T., & Myers-Smith, I. H. (2019). Rapid retreat of permafrost coastline observed with aerial drone photogrammetry. *The Cryosphere*, *13*(5), 1513–1528. https://doi.org/10.5194/tc-13-1513-2019

Himmelstoss, E., Henderson, R., Kratzmann, M., & Farris, A. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 5.0 User Guide. In *Open-File Report 2018–1179*. https://doi.org/10.3133/ofr20181179

Irrgang, A., Bendixen, M., Farquharson, L., Baranskaya, A., Erikson, L., Gibbs, A., Ogorodov, S., Overduin, P. P., Lantuit, H., Grigoriev, M., & Jones, B. (2022). Drivers, dynamics and impacts of changing Arctic coasts. *Nature Reviews Earth & Environment*. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00232-1

Irrgang, A., Lantuit, H., Manson, G., Günther, F., Grosse, G., & Overduin, P. (2018). Variability in Rates of Coastal Change Along the Yukon Coast, 1951 to 2015. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *123*(4), 779–800. https://doi.org/10.1002/2017JF004326

Kim, J., Murphy, E., Nistor, I., Ferguson, S., & Provan, M. (2021). Numerical Analysis of Storm Surges on Canada's Western Arctic Coastline. *Journal of Marine Science and Engineering*, *9*(3), 326. https://doi.org/10.3390/jmse9030326

Lantuit, H., Overduin, P., Couture, N., Wetterich, S., Aré, F., Atkinson, D., Brown, J., Cherkashov, G., Drozdov, D., Forbes, L., Graves-Gaylord, A., Grigoriev, M., Hubberten, H., Jordan, J., Jorgenson, T., Ødegård, R., Ogorodov, S., Pollard, W., Rachold, V., … Vasiliev, A. (2012). The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines. *Estuaries and Coasts*, *35*(2), 383–400. https://doi.org/10.1007/s12237-010-9362-6

O'Rourke, M. (2017). Archaeological site vulnerability modelling: The influence of high impact storm events on models of shoreline erosion in the Western Canadian arctic. *Open Archaeology*, *3*(1), 1–16. https://doi.org/10.1515/opar-2017-0001

Pelletier, B., & Medioli, B. (2014). Environmental atlas of the Beaufort coastlands. *Geological Survey of Canada, Open File*, *7619*, 1–271. https://doi.org/10.4095/294601

Rantanen, M., Karpechko, A. Yu., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T., & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than

the globe since 1979. *Communications Earth & Environment 2022 3:1*, *3*(1), 1–10. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3

Solomon, S. (2005). Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie region, northwest territories, Canada. *Geo-Marine Letters*, *25*(2–3), 127–137. https://doi.org/10.1007/s00367-004-0194-x

Whalen, D., Forbes, D. L., Kostylev, V., Lim, M., Fraser, P., Nedimovic, M. R., & Stuckey, S. (2022). Mechanisms, volumetric assessment, and prognosis for rapid coastal erosion of Tuktoyaktuk Island, an important natural barrier for the harbour and community. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *59*(11), 945–960. https://doi.org/10.1139/cjes-2021-0101

Geomorfologia do Vale de Varradòs (Alto Vale do Rio Garona, Pirenéus Centrais)

Geomorphology of the Varradòs Valley (Upper Garonne Basin, Central Pyrenees)

M. Fernandes[1 *], M. Oliva[2], G. Vieira[1,3], L. Lopes[4], P. Matos[1,3]

[1]Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, Portugal
[2]Departmento de Geografia, Universitat de Barcelona, Catalunha, Espanha
[3]Laboratório Associado Terra, Portugal
[4] Centro de Ecologia Aplicada "Professor Baeta Neves" (CEABN), InBIO, Instituto Superior de Agronomia, Universidade de Lisboa, Portugal
[*] marcelo.fernandes@campus.ul.pt

RESUMO

A cartografia geomorfológica em regiões montanhosas é fundamental para uma compreensão precisa sobre a dinâmica ambiental passada e presente. Aqui, apresenta-se um mapa geomorfológico do Vale de Varradòs, Alto Vale do Rio Garona (Pirenéus Centrais), à escala 1:25 000 que cobre uma área de 46 km^2. O mapa identifica 39 unidades geomorfológicas, classificadas em distintas classes morfogenéticas: glaciária, periglaciária, nival, cársica, vertente, aluvial e fluvial. A área inclui evidências geomorfológicas de glaciações quaternárias, reconstruídas com base na distribuição de sistemas morénicos no vale e nos circos glaciários. Após a deglaciação do vale, a paisagem foi afetada por processos periglaciários, de vertente, aluviais e fluviais que caracterizaram a fase paraglaciária. Para além da reconstrução paleoambiental, o mapa pode também ser utilizado para promover o geopatrimónio, a geoconservação, bem como para a integração da análise de riscos no planeamento e ordenamento do território de uma das áreas mais visitadas do Vale de Aran.

Palavras-chave: *Glaciarismo de montanha, Processos pós-glaciários, Cartografia geomorfológica, Pirenéus Centrais, Vale de Varradòs*
K**ey-words:** *Mountain glaciation, Postglacial processes, Geomorphological mapping, Central Pyrenees, Varradòs Valley*

1. INTRODUÇÃO

O relevo é a camada superficial da Terra, transformada pela interação entre os domínios físico e/ou antrópico (Griffiths et al., 2011). Para compreendê-lo, a cartografia geomorfológica permite sintetizar a distribuição das formas e depósitos, dando uma imagem abrangente no reconhecimento dos processos morfogenéticos que o moldam (Paron e Claessens, 2011). Estes processos podem ser interpretados e organizados numa perspetiva cronológica, indicando hipóteses sobre a respetiva escala temporal dos acontecimentos: macro (milhões), meso (milhares) e microescalas (incluindo a dinâmica atual; Baker, 1986). Em termos práticos de representação, a cartografia geomorfológica tem sido produzida a partir de várias perspetivas, como levantamentos aéreos ou levantamentos *in situ*, e consequentemente ajustando-se a escalas pequenas (>1:1 000 000) ou grandes (<1:10 000; Dramis e Bisci, 1998; Peña-Monné et al., 1997). No caso dos Pirenéus, nomeadamente no setor central, esta cartografia tem sido ajustada a pequenas escalas (Martí-Bono e García-Ruiz, 1994).

Os trabalhos relacionados com cartografia geomorfológica no Vale de Varradòs começaram com Martí-Soler (1988), que destacou as formas de relevo de origem glaciária, como os circos glaciários, covões, ferrolhos e alguns depósitos morénicos nas partes altas. Nas vertentes, desenhou grandes movimentos de massa em vertente assim como formas de erosão linear,

identificando no fundo de vale, depósitos aluviais e de vertente. Mais tarde, Serrat et al. (1994), na edição do *Atles de la Val'Aran*, publicaram uma cartografia genérica para incluir as principais formas de relevo de todo o Vale de Aran: circos glaciários e grandes depósitos de movimentos de massa em vertente. Por fim, entre 1994 e 1996, o *Instituto Geológico y Minero de España* produziu um mapa geomorfológico e um capítulo sobre Geomorfologia nas notícias explicativas dos mapas geológicos de Espanha (1:50 000), dividindo o Vale de Varradòs em duas folhas: *Isil* (Sanz-López et al., 1996) e *Canejan-Vielha* (García-Sansegundo et al., 1994). Nestas cartografias, especial ênfase foi dada aos depósitos de vertente.

O objetivo do presente trabalho consiste em apresentar um mapa geomorfológico à escala 1:25 000 com base em métodos de cartografia de muito alta precisão, do Vale de Varradòs, de modo a representar a complexidade das formas de relevo e processos morfogenéticos desta área de montanha.

2. ÁREA DE ESTUDO

O Vale de Varradòs está situado nos Pirenéus Centrais e é um dos tributários mais elevados do Alto Vale do Rio Garona. Tem uma área de cerca de 46 km^2, 11 km de comprimento e 4 km de largura, e administrativamente é parte integrante do Vale de Aran em Espanha. O Vale de Varradòs dispõe-se de Este para Oeste e as maiores altitudes encontram-se nos picos dos circos glaciários, localizados quer a norte (*Tuc de Armèros*: 2534 m e *eth Montlude*: 2518 m), quer a sul (*Tuc de Samont*: 2507 m) do fundo de vale. O perfil longitudinal do fundo de vale está ligeiramente infletido para norte e tem um desnível de 1100 m que começa na portela *Colhada de Varradòs*, a ca. 2000 m, e termina na convergência com o vale principal do Garona (ca. 900 m).

O Vale de Varradòs faz parte do soco paleozoico dos Pirenéus Centrais que foi deformado e levantado durante a orogenia alpina (García-Sansegundo et al., 1994). A orientação E-W do vale coincide com a organização das principais unidades litoestruturais, tendo como principal evidência a Falha de Bossòst.

De facto, esta falha coincide com o desenvolvimento do fundo de Vale de Vadarròs e separa as duas principais unidades morfoestruturais locais: infraestrutura e superestrutura (Garcia-Sansegundo, 2004). A primeira, a Norte da falha, é composta por filitos e xistos intercalados por calcários do Carbonífero-Pérmico afetadas por metamorfismo de contacto devido à ascensão de pegmatitos e leucogranitos datados de 338 Ma (Mezger e Gerdes, 2016). A segunda, a Sul da falha, é composta por ardósias com intercalações de calcários do Devónico e está incluído no sinclinal de Aran (Mapa geològic, 2017).

O clima atual, tendo como fonte as estações mais próximas do Vale de Varradòs (*Vielha*, 980 m; *Port de la Bonaigua*, 2266 m), é dominado por massas de ar atlânticas húmidas e frescas. A precipitação média anual no fundo do vale é de ca. 900 mm na aldeia de *Vielha*, e aumenta para 1200 mm na linha de festo em *Port de la Bonaigua*. As temperaturas médias anuais do ar nestes dois locais são de 9,6°C e 2,7°C, respetivamente, sugerindo condições climáticas desfavoráveis para a ocorrência da isotérmica anual dos 0°C no Vale de Varradòs uma vez que se situa a 2950 m nos Pirenéus Centrais (López-Moreno et al., 2016).

O Vale de Varradòs apresenta uma vegetação euro-siberiana, com florestas folhosas (ex: *Quercus pubescens*) e coníferas (ex: *Pinus sysvestris*) nas altitudes mais baixas (1000-1500 m), dominância de bosques mistos de abetos (*Abies alba*) e faia (*Fagus sylvatica*) nas altitudes

intermédias (1500-2100 m), sendo substituídos por prados alpinos em altitudes superiores (>2100 m; Bolòs e Vigo, 1984).

3. METODOLOGIAS

O mapa geomorfológico do Vale de Varradòs teve como principal foco as formas de relevo que foram delineadas e cartografadas de acordo com Joly (1997) e Lambiel et al. (2013) e agrupadas segundo os seguintes critérios morfogenéticos: glaciários, periglaciários, gravíticos, aluviais, fluviais, e nivais.

As formas de relevo foram identificadas com base em múltiplas fontes de informação, nomeadamente: i) modelo digital do terreno derivado de LiDAR (1x1 m; *Institut Cartogràfic i Geològic da Catalunya:* ICGC), ii) mapas anaglíficos online (https://www.ign.es/iberpix2/visor/), iii) imagens de satélite, e iv) ortofotomapas (ICGC). Todas as formas de relevo foram validadas durante as campanhas de verão, com uma cobertura de neve muito reduzida a pequenas convexidades acima dos 2400 m.

4. RESULTADOS

A análise detalhada da distribuição das formas de relevo e depósitos divide-se em fundo de vale, vertentes e circos glaciários.

O fundo de vale é caracterizado por três setores: o inferior com maior declive, intermédio com menor declive e um superior com declive variável. O setor inferior (entre os 900-1500 m) é marcado por um entalhe acentuado, de fundo em V, com cerca de 6 km de extensão e declives em torno dos 10º. A área terminal do setor inferior é composta por uma estreita planície aluvial (máx. 60 m de largura) entre a convergência com o Rio Garona e os 1000 m. Nas margens do fundo de vale, em contacto com o sopé da vertente, os cortes na estrada expõem sequências sedimentares mal calibradas compostas por blocos angulosos de ardósia assentes numa matriz areno-siltosa, interpretadas como depósitos de escoadas. Destaca-se a existência de um depósito em talude na margem esquerda do vale, a 950 m, e com 3 m de altura, com características sedimentológicas pouco frequentes. Apresenta uma estratificação bem definida e organizada em 5 unidades: a) unidade inferior com 30 cm é composta por areias intercaladas por finos (milímetros) leitos de silte cada vez mais espessos na parte superior; b) unidade de argilas e silte com 15 cm; c) camada de areias com 20 cm; d) camada de argilas com 5 cm e com contacto irregular e oxidado; e) camada superior com 2 m com blocos de 50 cm mal calibrados numa matriz fina de areno-siltosa.

No setor intermédio do fundo de vale (entre os 1500 e 1600 m), os declives suavizam atingindo 2º. Aqui encontram-se manchas de material fino associado a planícies aluviais interrompidas por superfícies polidas. Nos seus limites laterais, ocorrem leques aluviais e taludes de detritos, particularmente na margem direita. Nesse setor, existe ainda uma garganta fluvial condicionada pelo contato litológico entre xistos e calcários e entalhada pela cascata do *Salt deth Pish* que é projetada desde o vale suspenso do circo de *Palomera* (2479 m).

No setor superior do fundo de vale (entre os 1600 m e 2000 m), os declives aumentam até atingirem a portela de *Colhada de Varradòs,* resultando num valor médio de 7º. De jusante para montante, um depósito na margem esquerda do rio composto por blocos de dimensão métrica dispostos de forma irregular é considerado till secundário. Aos 1700 m, uma área deprimida associada a sobreescavação glaciária está colmatada por material fino. Nas partes mais altas, predominam as superfícies polidas, a ocidente, e um depósito, a oriente, com várias cristas

alongadas, considerado moreia. Estas cristas estão especialmente preservadas a S e SE, evidenciado moreias laterais que convergem para Unhòla e frontais que terminam nos limites da portela. O facto de serem várias cristas alongadas e quase-paralelas pode ser indicador de moreias de um glaciar coberto. A ausência de blocos pode estar associada ao substrato de ardósias facilmente degradável pela dinâmica pós-glaciária que também afetaram consideravelmente as cristas morénicas. Contudo, é a primeira vez que este depósito é identificado e evidencia a glaciação da *Colhada de Varradòs* que, de facto, é uma área particular por ser uma portela entre dois circos glaciários (*Malhs dera Tartera*, 2435 m, a norte, e *Pincèla*, 2534 m, a sul) e pela sua posição marginal entre os vales de Varradòs e Unhòla.

As vertentes podem ser divididas em setor ocidental, central e oriental. No setor ocidental, as vertentes desenvolvem-se desde o fundo de vale até às cristas rochosas, a 2100 m, e estão cobertas de um bosque denso de abeto (expostos a norte) e faia (expostos a sul), apenas interrompidas por barrancos periodicamente ativados por escoadas e/ou avalanches (ex: escoada que, na primavera de 2020, afetou a estrada).

O sector central começa com um grande deslizamento na margem direita com blocos de arenito, xisto e granito de dimensão métrica à superfície. Na restante parte da margem direita, a base das vertentes está coberta de taludes de detritos encimados pelo rebordo rochoso e polido que provavelmente marca o limite máximo da espessura dos gelos da última glaciação (ca. 400 m), assim como, de leques aluviais especialmente associados a barrancos que incidem naquele rebordo. O setor superior está marcado por blocos de desabamento associados a uma crista rochosa em calcário. Na margem esquerda, as vertentes estão recortadas por cicatrizes de deslizamento na generalidade da sua área e por um depósito que afeta toda a vertente. No tributário direito do vale principal, *Sièsso*, existe uma moreia a 1800-1900 m na margem direita e um glaciar rochoso a 2000 m na margem esquerda.

No setor oriental, duas cristas morénicas na vertente da margem direita com 500 m de comprimento e a 300 m (1950 m) do fundo de vale marcam o limite máximo da espessura dos gelos. Estas moreias dão lugar a um grande movimento de massa compartimentado por cicatrizes internas e encimado por uma moreia frontal a 2100-2200 m. A vertente da margem sul está polida e com algumas depressões preenchidas por aluviões.

Por fim, as partes altas são caracterizadas pela presença de uma dúzia de circos glaciários do setor central e oriental. No setor central, os circos expostos a Norte e a Sul preservam moreias entre os 1900 e os 2200 m. Pese embora os circos expostos a Sul sejam incipientes e as moreias pouco desenvolvidas, também existe um glaciar rochoso a 2200 m. No setor oriental, os circos expostos a Norte (*Pincèla*, *Nere*, e *d'Auran*) preservam claras morfologias em anfiteatro, com lagos em rosário rodeados de superfícies polidas e moreias a 2200 m e a 2400 m. Nas paredes rochosas que ladeiam os circos glaciários, existem taludes de detritos alimentados por desabamentos e na restante área, lóbulos de solifluxão afetam o solo pouco desenvolvido. Nos circos expostos a Sul, o melhor exemplo é o de *Palomera*, onde existe o maior lago de Varradòs, fechado do um ferrolho em substrato de quartzitos. Neste substrato preservam-se os melhores exemplos de estrias glaciárias que evidenciam a direção do gelo para Sul. É neste setor, onde as duas áreas de transfluência glaciária, *Armèros* e *Pincèla*, evidenciam que o gelo destes circos fluía para os vales de Unhòla e Saliente, respetivamente.

5. DISCUSSÃO

As evidências glaciárias, como superfícies polidas no fundo de vale, as moreias a 1960 m e o rebordo rochoso à mesma altitude indicam que o Vale de Varradòs foi glaciado durante a máxima extensão do gelo da última glaciação. Pese embora algumas reservas sobre a glaciação do setor inferior do vale tenham sido apontadas devido ao seu encaixe tipicamente fluvial (Martí-Soler, 1988), note-se que os modelos mais recentes da distribuição dos glaciares da bacia do Rio Garona durante esta fase, apontam para uma espessura de gelo com mais de 800 m no vale principal, à cota na desembocadura do Vale de Varradòs (Fernandes et al., 2018, 2021). Ou seja, mesmo que o gelo das partes altas não tenha sido suficiente para atingir o fundo de vale, o glaciar do Garona poderia alimentar o Vale de Varradòs.

Depois do recuo dos glaciares, a dinâmica de fundo de vale pode ter sido caracterizada pelo aporte de grandes quantidades de água de fusão glaciária e pelo desenvolvimento de lagos proglaciários. Esta interpretação sustenta-se nas características sedimentares do corte original que evidencia a existência de um ambiente de deposição lacustre antecedido e sucedido por ambientes fluviais e colmatado por processos de vertente cuja idade é desconhecida, mas possivelmente associada à deglaciação (<19-11 ka). As vertentes foram amplamente afetadas por grandes deslizamentos de profundidade variável como é o caso do deslizamento na vertente direita do setor oriental, que é original deste trabalho.

A deglaciação foi interrompida por outros três pequenos avanços glaciários nos vales e dentro dos limites dos circos glaciários. Nos vales, a moreia a 1800-1900 m do tributário de *Sièsso* evidencia um avanço glaciário alimentado pelo circo ocidental do *Armèros*. Nos circos, houve duas fases de avanço/estabilidade glaciário: i) as moreias externas no fundo do circo, frontais e laterais (ex: *Malhs dera Tartera*) a 2000-2200 m; ii) as moreias mais espessas e internas nas paredes do circo (ex: *Nere ou Pincèla*), a 2200-400 m. Paralelamente, à medida que a deglaciação evoluía, os processos periglaciários com ambientes de *permafrost* ocupavam os vales e os circos. Este é o exemplo dos glaciares rochosos no tributário de *Sièsso*, a 2000 m, e no circo de *Montlude*, a 2200 m de idade desconhecida. Contudo, atualmente, os processos geomorfológicos de génese periglaciária ainda ocupam os circos, na medida que há lóbulos de solifluxão bem conservados. Nas vertentes, os processos gravíticos estão associados a escoadas e desabamentos e no fundo de vale, predominam processos fluviais.

6. CONCLUSÕES

A análise geomorfológica detalhada do Vale de Varradòs permitiu reconstruir a complexa evolução glaciária e pós-glaciária nos Pirenéus Centrais. Ocorrem evidências claras de glaciação passada, incluindo morfologias típicas de glaciarismo, como circos glaciários, superfícies polidas, moreias e estrias em diferentes altitudes. Este arranjo de formas permite organizar a dinâmica glaciária do Vale de Varradòs em 4 fases: i) de máxima espessura do gelo da última glaciação, com 300-400 m; ii) de vale, com moreias a 1800-1900 m; iii) de fundo de circo, com moreias a 2000-2200 m; iv) de paredes de circo, com moreias a 2200-2400 m. A complexidade das condições ambientais durante a deglaciação está registada num depósito lacustre no fundo de vale, em grandes deslizamentos nas vertentes e na presença de glaciares rochosos nos vales e circos. De forma geral, a dinâmica atual é evidenciada por processos periglaciários nos circos, gravíticos nas vertentes e fluviais no fundo de vale.

Referências

Bolòs, O., & Vigo, J. (1984). *Flora dels països catalans* (Vol. 1). Editorial Barcino.

Fernandes, M., Oliva, M., Vieira, G., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Delmas, M., Garcia-Oteyza, J., Schimmelpfennig, I., Ventura, J., & ASTER, Team. (2021). Maximum glacier extent of the Penultimate Glacial Cycle in the Upper Garonne Basin (Pyrenees): new chronological evidence. Environmental Earth Sciences, 80(24), 796. https://doi.org/10.1007/s12665-021-10022-z

Fernandes, M., Palma, P., Lopes, L., Ruiz-Fernández, J., Pereira, P., & Oliva, M. (2018). Spatial distribution and morphometry of permafrost-related landforms in the Central Pyrenees and associated paleoclimatic implications. Quaternary International, 470, 96–108. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.071

Garcia-Sansegundo, J. (2004). Estructura varisca de los Pirineos. In Vera, J. (Eds), Geologia de España, Sociedad Geológica de España. 254–258.

García-Sansegundo, J., Ramirez-Merino, J., Rodriguez-Santisteban, R., & Leyva, F. (1994). Mapa geologico (1:50 000): Canejan-Vielha. In Instituto Geologico y Minero de España (Segunda serie).

Joly, F. (1997). Glossaire de géomorphologie. Base de donnés sémiologiques pour la cartographie Armand Colin.

Lambiel, C., Maillard, B., Regamey, B., Martin, S., Kummert, M., Schoeneich, P., Ondicol, R. P., & Reynard, E. (2013). Adaptation of the geomorphological mapping system of the University of Lausanne for ArcGIS. In 8th International Conference on Geomorphology (IAG), 1176. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.00

López-Moreno, J. I., Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián-Andrés, A., Serreta, A., Serrano, E., Vicente-Serrano, S. M., Azorín-Molina, C., Alonso-González, E., & García-Ruiz, J. M. (2016). Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. Cryosphere, 10(2), 681–694. https://doi.org/10.5194/tc-10-681-2016

Mapa geològic. (2017). Base de dades geològiques de Catalunya 1:50.000. Institut Cartogràfic i Geogrlògic da Catalunya.

Martí-Soler, M. (1988). Estudi geomorfològic del massis central de la Vall d'Aran (Pirineu Central). Tese de Licenciatura. University of Barcelona.

Mezger, J. E., & Gerdes, A. (2016). Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. Gondwana Research, 29(1), 181–198. https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.11.010

Sanz-López, J., Palau-Ramirez, J., & Cabra, P. (1996). Mapa geologico (1:50 000): Isil. In Instituto Geológico y Minero de España (Vol. 7, Issue 2).

Serrat, D., Martí, M., & Bordonau, J. (1994). GEOGRAFIA FISICA. In Bolòs, O et al (Eds). *Atlas comarcau de Catalunya: Val d'Aran* (pp.45-78). Institut Cartogràfic de Catalunya.

Identificação e análise dos mosaicos geoecológicos da tundra do norte de Nunavik (Canadá)

Identification and analysis of the geoecological mosaics of the tundra of Northern Nunavik (Canada)

D. Martins[1 *], G. Vieira[1,2], P. Roy-Léveillée[2], P. Freitas[1,2], J. Canário[2,3]

[1] Universidade de Lisboa, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Centro de Estudos Geográficos, Laboratório Associado Terra, 1600-276, Lisboa, Portugal
[2] Université Laval, Centre d'Études Nordiques, Quebec City, G1V 0A6, Canada
[3] Universidade de Lisboa, Instituto Superior Técnico, Instituto de Ciências Moleculares, Departamento de Engenharia Química, Centro de Química Estrutural, Av. Rovisco Pais 1, 1049-001 Lisboa, Portugal
[*] dianamartins1@edu.ulisboa.pt

RESUMO

O aumento da temperatura no Ártico e Subártico tem vido a originar impactos ambientais e socioeconómicos profundos. Usando dados de deteção remota de ultra-alta e muito alta resolução, foram caracterizadas as unidades geoecológicas de um setor do Subártico canadiano no limite tundra-floresta boreal. A análise foi realizada com cartografia geomorfológica e das comunidades vegetais. A dinâmica geoecológica encontra-se dependente da escala de análise, sendo a influência do clima mais evidente no período em análise mais longo, no qual se sobrepôs aos constrangimentos ecológicos e geomorfológicos locais.

Palavras-chave: *Arbustização; Deteção remota; Geoecologia; Permafrost; Termocárso*
K**ey-words:** *Shrubification, Remote Sensing, Geoecology, Permafrost, Thermokarst*

1. INTRODUÇÃO

O aumento generalizado da temperatura média global é especialmente acentuado no Ártico e subártico, motivando impactes ambientais e socioeconómicos. Estas regiões contêm a maior extensão de permafrost do Hemisfério Norte (French, 2018), armazenando 50 % do carbono orgânico global (Tarnocai et al., 2009). Num contexto de fusão do permafrost, o carbono é libertado sob a forma de metano e dióxido de carbono, constituindo um mecanismo de retroação positiva para o aumento da temperatura global (Barry & Gan, 2022). Nas regiões com permafrost rico em gelo observam-se alterações na paisagem, como o desenvolvimento e expansão da vegetação para norte, associada a processos de arbustização, instabilidade dos solos, e formação de lagos termocársicos, aumentando a vulnerabilidade das comunidades indígenas face a um território em rápida mudança (Brenton et al., 2009; French, 2018). O presente estudo visa caracterizar e analisar as unidades geoecológicas do limite tundra-floresta boreal num setor do Subártico Canadiano em rápido aquecimento.

2. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no setor sudeste da Baía de Ungava, na margem oriental do estuário do rio George, a cerca de 8 km a noroeste da vila de Kangiqsualujjuaq. Constitui um fundo de vale glaciário com depósitos morénicos e terraços glacio-marinhos, encontrando-se no limite entre tundra e floresta boreal. As unidades geoecológicas presentes na área de estudo resultam de um passado associado à deglaciação,

submersão e emersão marinha, esta última acompanhada por agradação e subsequente fusão do permafrost, originando impactes na distribuição da vegetação e nos ciclos biogeoquímicos.

3. MÉTODOS E TÉCNICAS

A análise foi baseada em imagens óticas e multiespectrais obtidas com drone e em dados de espetrometria de campo recolhidos em setembro de 2022, juntamente com fotografias aéreas históricas de 1960 e imagens multiespectrais de satélite de muito alta resolução de 2013 e 2019. Foi elaborada cartografia geomorfológica e das comunidades vegetais com recurso aos dados de deteção remota de ultra-alta e alta resolução, e analisada a evolução das comunidades vegetais entre 2013 e 2019. As unidades geoecológicas foram identificadas e caracterizadas com base na análise da distribuição das comunidades vegetais e na sua relação com as formas de relevo e processos geomorfológicos. A evolução das unidades geoecológicas desde 1960 foi analisada numa área amostra, com recurso a fotografias aéreas históricas e a dados de deteção remota de ultra-alta resolução.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A área de estudo apresenta-se geomorfologicamente diversa, com a presença de formas e processos glaciários, lacustres, fluviais e fluviomarinhos, periglaciários e nivo-eólicos, entre os quais moreias de fundo, depósitos e terraços fluviomarinhos silto-argilosos, *palsas* e *lithalsas*. As *palsas* e *lithalsas* constituem montículos com permafrost que apresentam composição predominantemente orgânica no caso das primeiras, ou mineral no caso das segundas. Estes montículos apresentam grau de degradação que varia em função da dimensão e forma destes elementos, sendo mais evidente nas *palsas* de menor dimensão e com forma cónica. A sucessão ecológica, entre 2013 e 2019, vê-se limitada pelas características geomorfológicas locais e respetiva influência de fatores abióticos para um significativo desenvolvimento e expansão das comunidades. O curto período em análise não favoreceu a deteção de tendências de arbustização e desenvolvimento das comunidades arbóreas. Entre 2013 e 2019, verificou-se um aumento mais significativo da área ocupada por coníferas (29%). Quando comparadas com comunidades arbustivas como *Salix* e *Betula*, as coníferas apresentam um processo de colonização mais lento face a eventos de perturbação, sendo o aumento da área ocupada por esta comunidade motivado pelo crescimento e alargamento da copa, sombreando as comunidades adjacentes. Tal como a *Salix,* as coníferas têm vindo a expandir-se junto a lagos, lagoas e cursos de água. Destaca-se, também, o aumento de 4% da área ocupada por *Salix* em áreas onde ocorreram eventos de perturbação (ex: degradação ou colapso de *palsas*/ *lithalsas*), e a presença de *Betula* em setores que anteriormente não eram colonizados por comunidades arbustivas, traduzindo a maior capacidade de adaptação da *Salix* e da *Betula*.

Foram identificadas oito unidades geoecológicas: A evolução e dinâmica destas unidades entre 1960 e 2022 mostra-se maioritariamente controlada pela influência de processos geomorfológicos e biológicos desencadeados pelo clima. Tomando como exemplo os Planaltos e aglomerações *palsicas* e *lithalsicas*, estes constituem a unidade com maior diminuição da sua área (28%) entre 1960 e 2022. Tal alteração advém da degradação e colapso de *palsas* e *lithalsas* por fusão do permafrost. No caso dos setores onde a degradação dos Planaltos e aglomerações *palsicas* e *lithalsicas* se deu nas proximidades de cursos de água, verificou-se a sua evolução para corredor ripícola.

5. CONCLUSÃO

Aplicando imagens de ultra-alta e muito alta resolução, foram mapeadas as comunidades vegetais e caracterizadas as formas e processos geomorfológicos. As unidades geoecológicas foram classificadas, e analisada a sua distribuição e dinâmica. Tratando-se de um curto período de análise (2013 a 2019), os processos de arbustização e migração da linha latitudinal das árvores para norte mostraram-se pouco significativos, relacionando-se com fatores de microescala, como as características geomorfológicas locais e a influência de fatores abióticos. A dinâmica geoecológica, analisada para um período mais alargado (1960 a 2022), demonstra uma maior influência do clima no controlo da evolução e dinâmica da paisagem, sobrepondo-se aos constrangimentos ecológicos e geomorfológicos locais.

Agradecimentos

O presente estudo foi realizado no âmbito do projeto PERMAMERC - Mercury Biogeochemistry, Fate and Impact in Permafrost Thaw Ecosystems (PTDC/CTA-AMB/4744/202), financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, no âmbito do qual Diana Martins teve a bolsa com a referência BI-PERMAMERC-2022.

Referências

Barry, R., Gan, T. (2022). The Global Cryosphere: Past, Present, and Future, 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 587p.

Breton, J., Vallières, C., & Laurion, I. (2009). Limnological properties of permafrost thaw ponds in northeastern Canada. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 1635-1648.

French, H. (2018). The Periglacial Environment, 4th Edition. Southern Gate: Jon Wiley & Sons, Ltd.

Tarnocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., & Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. Global Biogeochem Cycles.

Inventário de movimentos de vertente do evento de 1983 e o seu contributo para modelação da suscetibilidade futura a movimentos de vertente na região a norte de Lisboa

1983 Landslide event inventory and its contribution to modelling future landslide susceptibility in the region north of Lisbon

A.R. Morais[*1], S.C. Oliveira[1,3], S. Pereira[1,2,3], J.L. Zêzere[1,3]

[1] [3] Universidade de Lisboa, Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Portugal
[2] Universidade do Porto, Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras, Portugal.
[3] Laboratório Associado Terra
[*] moraisana@edu.ulisboa.pt

RESUMO
A 18 e 19 de novembro de 1983, a região de Lisboa foi afetada por um período de chuvas intensas e de curta duração (164 mm/24h), que desencadearam um elevado número de movimentos de vertente. Este estudo parte da inventariação completa das manifestações de instabilidade desencadeadas no evento e sua caracterização para melhorar o nosso conhecimento sobre os padrões regionais de instabilidade de vertentes, desencadeada por episódios de precipitação intensa e de curta duração, em contexto de alterações climáticas.

Palavras-chave: *movimentos de vertente; inventário de evento; perigosidade geomorfológica; eventos extremos; alterações climáticas*

1. INTRODUÇÃO

Em Portugal, os movimentos de vertente representam um dos perigos naturais mais frequentes (Zêzere et al., 2014), aos quais estão associadas elevadas perdas sociais, humanas e materiais (Pereira et al., 2014). A combinação de fatores preparatórios e fatores desencadeantes é determinante para a ocorrência destes eventos, sendo a precipitação intensa o fator desencadeante mais relevante no contexto português (Zêzere et al., 1999).

Um dos eventos de instabilidade de vertentes, desencadeado por um dos episódios de precipitação intensa mais relevantes do século XX, ocorreu na região de Lisboa, entre os dias 18 e 19 de novembro de 1983. Este episódio de precipitação esteve associado à aproximação da Península Ibérica de uma depressão muito cavada, localizada a sudoeste dos Açores, que evoluiu para gota de ar frio. A estação pluviométrica de São Julião do Tojal, representativa da área de estudo, registou um máximo absoluto diário de 164 mm de precipitação, associado a um período de retorno de 194 anos. Este episódio desencadeou um elevado número de movimentos de vertente, em particular na região norte de Lisboa, o que configurou um evento de instabilidade com relevância regional.

Considerando as mais recentes projeções no quadro das alterações climáticas, que apontam, regionalmente, para um aumento na frequência de eventos extremos de precipitação, nomeadamente, eventos com a duração de 1 dia (Araújo et al., 2022), torna-se fundamental

aprofundar o conhecimento de eventos extremos anteriores, para uma abordagem preventiva e de gestão do risco eficaz.

Nesse sentido, realizamos o estudo do evento de novembro de 1983, com os objetivos de: 1) determinar a magnitude do evento e caracterizar a tipologia e os aspetos morfométricos dos movimentos de vertente; 2) identificar os fatores de predisposição para a ocorrência dos movimentos de vertente desencadeados por episódios de precipitação intensa e de curta duração, na região e 3) avaliar a relação entre as condições críticas de precipitação que geraram este evento e as projeções de precipitação para o final do século, com base em cenários climáticos de referência: RCP4.5 e RCP8.5.

O estudo incide sobre a região atingida pelo limiar de 120 mm de precipitação máxima acumulada em 24h, o que corresponde ao valor intermédio entre os limiares regionais de precipitação desencadeante de movimentos de vertente, estimados para a região a Norte de Lisboa (Trigo et al., 2005; Zêzere & Trigo, 2011) (Figura 1).

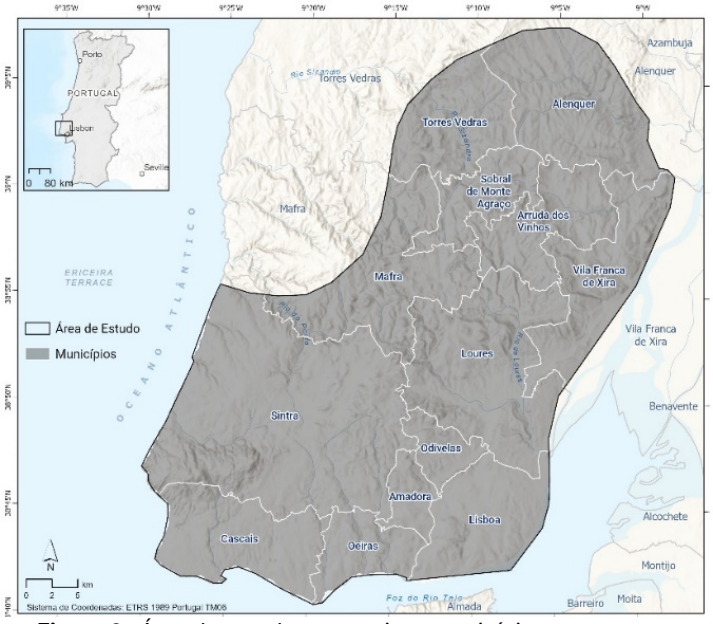


Figura 6 - Área de estudo e respetivos municípios.

2. METODOLOGIA

O estudo desenvolve-se em três etapas:

1) Elaboração do inventário do evento de instabilidade de novembro de 1983, com recurso a fotointerpretação monoscópica de fotografias aéreas verticais pancromáticas, de elevada resolução (escala 1:15 000), captadas a partir de um voo da Força Aérea Portuguesa, poucos dias após o evento. A validação do inventário foi efetuada por investigadores sénior, com vasta experiência na realização de inventários geomorfológicos por fotointerpretação e trabalho de campo.

2) Modelação da suscetibilidade à ocorrência de movimentos de vertente, através da aplicação do modelo estatístico bivariado do valor informativo (VI) (Yin & Yan, 1988). Utilizou-se como variável dependente o inventário de evento, previamente validado, e como variáveis independentes sete fatores de predisposição – declive, exposição, índice de posição topográfica, perfil transversal das vertentes, *slope over area ratio (SOAR)*, litologia e uso do solo – em

consonância com estudos anteriores (Zêzere et al., 2023). A validação do modelo foi realizada através da curva de sucesso e computação da Área Abaixo da Curva (AAC). O mapa final de suscetibilidade foi classificado em 5 classes, de acordo com a fração de área instabilizada acumulada validada (50%, 70%, 90%, 95% e 100%).

3) Cálculo da probabilidade temporal para a ocorrência de movimentos de vertente, considerando a capacidade preditiva de cada classe de suscetibilidade e a área instabilizada total. Para avaliar o impacto de alterações climáticas, recorreu-se a projeções regionais de precipitação máxima para 1 dia de duração, para o final do século, com base em cenários climáticos de referência. Estas indicam um aumento de 9% na frequência de eventos extremos de precipitação com a duração de um dia, no cenário RCP4.5, e de 6%, no cenário RCP8.5 (Araújo et al., 2022).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O inventário resultou no levantamento de 1 112 movimentos de vertente, totalizando uma área de ≈ 83 ha, o que corresponde a uma densidade de 0,83 movimentos de vertente por km^2 e de 622,4 m^2 de área instabilizada por km^2 da área estudada. Predominam deslizamentos superficiais - rotacionais superficiais (37%) e translacionais superficiais (31%) (Quadro 1). A instabilidade de vertentes concentra-se principalmente nos municípios a norte (Arruda dos Vinhos, Alenquer, Mafra e Sobral de Monte Agraço), sendo aqui mais frequentes os deslizamentos rotacionais superficiais. Nos municípios localizados a sul, os deslizamentos translacionais superficiais assumem maior relevância (e.g., Loures, Odivelas).

O modelo de suscetibilidade resultante da aplicação do método do VI revelou um bom desempenho, demonstrado pela AAC de 0,876. A análise dos *scores* das variáveis revelou valores mais elevados associados às classes de declive moderado a acentuado. Outras características das vertentes associadas à presença de movimentos de vertente incluem: orientação NE e N; perfil transversal côncavo; posição topográfica correspondente a fundo de vale, base de vertente ou vertente côncava; predominância de afloramentos de arenitos ou de margas e calcários margosos (Jurássico); índice de humidade do solo (SOAR) moderado a elevado e um uso do solo marcado pela presença de pastagens, matos ou culturas permanentes (pomar e olival). Os resultados do cálculo da perigosidade para o evento e para o final do século, tendo em conta as projeções baseadas nos cenários climáticos RCP4.5 e RCP8.5, para uma área instabilizada de 83 ha são apresentados no Quadro 2.

Quadro 2 – Medidas de estatística descritiva relativas ao inventário de movimentos de vertente do evento de novembro de 1983: total e por tipo de movimento.

	TOTAL	C	D	E	R	RS	T	TS
Nº	1112	2	2	22	276	405	59	346
Área (m²)								
Total	830 955,44	17 119,67	1 025,18	11 101,25	3 69185,73	163 776,99	114 750,39	153 996,23
Mínima	13,96	1 429,92	406,39	78,45	83,10	13,96	96,46	17,52
Mediana	365,82	8 559,83	512,59	383,58	873,74	254,65	1 156,30	278,27
Máxima	15 689,75	15 689,75	618,79	1 322,78	10 827,13	5 869,00	11 825,86	6 507,90
Média	747,26	8 559,83	512,59	504,60	1 337,63	404,39	1 944,92	445,08
Desvio-padrão	1 189,13	10 083,22	150,19	409,16	1 450,49	499,78	2 100,85	652,30

Dens. mov. de vertente (nº/km²)	0,83	0,001	0,001	0,02	0,21	0,30	0,04	0,26
Dens. área instabilizada (m²/km²)	622,41	12,82	0,77	8,32	276,53	122,67	85,95	115,35

C – complexo; D - desabamento; E - escoada; R - deslizamento rotacional profundo; RS - deslizamento rotacional superficial; T - deslizamento translacional profundo; TS – deslizamento translacional superficial.

Quadro 2 - Probabilidade de ocorrência de movimentos de massa em vertentes (por célula de 100 m2 em 30 anos), para o evento e para 2100.

Classe de suscetibilidade	**Área (ha)**	**Capacidade preditiva**	**Probabilidade de instabilidade**		
			Evento 1983	2100 RCP4.5	2100 RCP8.5
ME	8 057,81	50%	15,45%	16,84%	16,38%
E	9 944,01	20%	5,01%	5,46%	5,31%
M	26 487,10	20%	1,88%	2,05%	1,99%
B	19 002,37	5%	0,66%	0,71%	0,69%
MB	69 609,63	5%	0,18%	0,19%	0,19%

ME – Classe de suscetibilidade Muito Elevada; E – Classe de suscetibilidade Elevada; M – Classe de suscetibilidade Moderada; B – Classe de suscetibilidade Baixa; MB – Classe de suscetibilidade Muito Baixa.

5. CONCLUSÕES

A fotointerpretação, ainda que seja um método moroso (fotointerpretação e validação), revelou-se eficaz na realização do inventário completo do evento de novembro de 1983. Este inventário foi essencial como ponto de partida para posterior caracterização do evento de instabilidade. A análise da extensão, magnitude e tipos de movimentos de vertente confirmou a existência de um padrão regional na distribuição das manifestações de instabilidade, associadas ao evento. A modelação da suscetibilidade com recurso ao método do VI apresentou um bom desempenho, enfatizando a influência do declive como fator condicionante da instabilidade de vertentes associada ao evento. Por fim, os resultados do cálculo da perigosidade para 2100, tendo por base um evento de instabilidade similar ao de 1983 e as projeções baseadas em cenários climáticos revelaram um aumento na probabilidade de ocorrência de movimentos de vertente em todas as classes de suscetibilidade, sendo ligeiramente menor no cenário RCP8.5.

Agradecimentos

Este trabalho teve o apoio do projeto CLIMAAX - CLIMAte risk and vulnerability Assessment framework and toolbox, HORIZON-MISS-2021-CLIMA-02-01, Horizon Europe, European Commission.

Referências

Araújo, J. R., Ramos, A. M., Soares, P. M. M., Melo, R., Oliveira, S. C., & Trigo, R. M. (2022). Impact of extreme rainfall events on landslide activity in Portugal under climate change scenarios. *Landslides*, *19*(10), 2279–2293. https://doi.org/10.1007/s10346-022-01895-7.

Pereira, S., Zêzere, J. L., Quaresma, I., & Bateira, C. (2014). Landslide incidence in the North of Portugal: Analysis of a historical landslide database based on press releases and technical reports. *Geomorfology*, *214*, 514–525. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.032.

Trigo, R. M., Zêzere, J. L., Rodrigues, M. L., & Trigo, I. F. (2005). The Influence of the North Atlantic Oscillation on Rainfall Triggering of Landslides near Lisbon. *Natural Hazards*, *36*, 331–354. https://doi.org/10.1007/s11069-005-1709-0.

Yin, K. L., & Yan, T. Z. (1988). Statistical prediction models for slope instability of metamorphosed rocks. *Landslides. Proc. 5th symposium, Lausanne, 1988. Vol. 2*, 1269–1272. Scopus.

Zêzere, J. L., Brum Ferreira, A., & Rodrigues, M. L. (1999). The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: A case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, *30*, 133–146. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00050-1.

Zêzere, J. L., Pereira, S., Tavares, A. O., Bateira, C., Trigo, R. M., Quaresma, I., Santos, P. P., Santos, M., & Verde, J. (2014). DISASTER: A GIS database on hydro-geomorphologic disasters in Portugal. *Natural Hazards*, *72*, 503–532. https://doi.org/10.1007/s11069-013-1018-y.

Zêzere, J. L., & Trigo, R. M. (2011). Impacts of the North Atlantic Oscillation on Landslides. Em S. M. Vicente-Serrano & R. M. Trigo (Eds.), *Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region* (Vol. 46, pp. 199–212). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-1372-7_14.

Análise da Inundação em Zonas Urbanas Expostas ao Aumento do Nível do Mar em Portugal Continental

Flood Assessment in Urban Areas Exposed to Sea Level Rise in Mainland Portugal

A. A. Silva [1,2*], J. Trindade[1,3], J. Rocha[1]

[1] Centro de Estudos Geográficos, Laboratório Associado TERRA, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, 1600-276 Lisboa, Portugal
[2] Laboratório Colaborativo +Atlantic, 1200-225, Lisboa, Portugal
[3] Universidade Aberta, Lisboa, Portugal
[*] andreiaalvessilva@edu.ulisboa.pt

RESUMO

Neste trabalho foi caracterizada a exposição das comunidades urbanas em Portugal continental à subida do nível do mar. A metodologia consistiu na determinação do nível máximo da água durante tempestades prevista para cada uma das células sedimentares da costa portuguesa, e complementarmente, a evolução do tecido urbano. Os resultados obtidos indicam que, em 2100, 86 km² sejam diretamente afetados por inundações costeiras, dos quais cerca de $\frac{1}{3}$ possam ser áreas urbanizadas.

Palavras-chave: *Inundação Costeira; Subida do Nível do Mar; Uso e Ocupação do Solo.*
Key-words: *Coastal flooding; Sea Level Rise; Land Use Land Cover.*

1. INTRODUÇÃO

A ocupação antrópica no litoral português sofreu uma mudança de paradigma no século XX. Um espaço outrora temido pela população, apenas frequentado sazonalmente por comunidades piscatórias, tornou-se atrativo para a fixação de residentes (Gaspar de Freitas, 2007). Até à atualidade, têm-se registado variações populacionais positivas nos municípios do litoral, o qual contava em 2022 com 36% da população residente em Portugal (INE, 2023). A perspetiva de crescimento urbano no litoral, conjugada com um contexto de mudança climática, num país com 980 km de fronteira com o oceano (no território continental), exacerba as necessidades de salvaguarda da população que se expõe a fenómenos como a Subida do Nível do Mar (SNM) e a erosão costeira. As taxas de erosão costeira são, em algumas áreas, superiores a 8 m/ano (Ponte Lira *et al.*, 2016), e quanto à SNM, prevê-se que se mantenha nos próximos séculos, e que em 2100 caso se verifique o cenário *Representative Concentration Pathway* (RCP) 8.5, a SNM possa atingir 80 cm em Portugal continental (NASA/IPCC). Tais fenómenos, acrescidos da ocorrência de eventos destrutivos (*e.g.:* tempestade Hercules), exacerbam a necessidade de uma gestão resiliente da orla costeira. Este trabalho pretende avaliar e mapear a exposição das comunidades urbanas em Portugal continental face à SNM.

2. ENQUADRAMENTO

Ao longo da sua linha de costa, encontra-se uma vasta diversidade de ambientes morfossedimentares, como praias, arribas, estuários, lagoas e ilhas barreira (Santos *et al.*, 2014). Pela sua complexidade em termos de dinâmica sedimentar, o litoral português encontra-se subdividido em células sedimentares. Nestas unidades morfodinâmicas, os sedimentos são, do ponto de vista teórico, autocontidos e a circulação sedimentar é

relativamente homogénea. A carga sedimentar é feita pelas fontes (*e.g.*: rios), o principal responsável pelo transporte é a deriva litoral, e a retenção de sedimentos é feita nos sumidouros, que podem ser artificiais ou naturais (*e.g.*: molhe do porto da Figueira da Foz e canhão da Nazaré). A largura das células estabelece-se entre a profundidade de fecho e o limite terrestre de praia (Santos et al., 2014). A célula sedimentar localizada mais a norte do país está localizada entre a foz do Rio Minho e a Nazaré, e subdivide-se, ainda, em sub-células sedimentares, onde se verificam descontinuidades na magnitude e direção do transporte sedimentar (Santos *et al*., 2014). Na Nazaré inicia a segunda célula sedimentar e a última (8ª célula) termina na foz do Rio Guadiana. Até lá, os limites das células sedimentares entre estas ocorrem em Peniche, Cabo Raso, no Cabo Espichel, em Sines, no Cabo de São Vicente e nos Olhos de Água.

3. METODOLOGIA

A metodologia adotada para a identificação de perfis de exposição à inundação em Portugal continental para os anos de 2040, 2070 e 2100 é fundamentada em três abordagens basilares: 1) delimitação das áreas perigosas face à SNM, para o presente e para o futuro; 2) projeção da evolução do tecido urbano até ao fim do século; e 3) determinação dos perfis de exposição, para o contexto continental português.

As determinações das áreas perigosas pressupõem a área máxima de contacto com a água do mar durante a preia-mar de águas-vivas equinociais, combinada com a área afetada pela altura da coluna de água atual, e a altura prevista para os anos futuros, considerando a SNM (Trindade *et al*., 2023). Para a delimitação destas áreas foi realizada a projeção de recuo horizontal da Linha Máxima de Preia-Mar das Águas-Vivas Equinociais, até ao fim do século, com base na tendência de regressão linear obtida através das projeções de recuo médio anual para a costa portuguesa num período histórico de 58 anos de análise (Ponte-Lira *et al.*, 2016). Simultaneamente foi determinado o nível máximo da água durante eventos tempestuosos, para as diversas células sedimentares de Portugal continental.

O cálculo foi realizado para os três anos em estudo, e pressupôs o somatório dos valores de 4 variáveis: i) maré astronómica, ii) a sobrelevação do nível do mar de origem meteorológica, iii) o espraio de onda (onde foi considerado o valor total do *run-up* e utilizados os dados contínuos provenientes de valores previamente identificados e validados na literatura cientifica para as células sedimentares do litoral português), e iv) a e SNM, para três cenários RCP: 2.6, 4.5 e 8.5 (sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool). Esta fórmula foi assim aplicada ao litoral arenoso. No entanto, no caso do litoral rochoso e fortemente antropizado, foi apenas considerado 50% do valor do espraio de onda (Dodet *et al.*, 2018). Ao limite máximo de contacto da água do mar com o território continental no cenário RCP 8.5 de 2100 foi aplicado um *buffer* de 1 km, à qual foi atribuída a denominação de Faixa Litoral para os efeitos da determinação da dinâmica do uso do solo urbano. Para perceber qual pode ser a exposição futura das localidades costeiras a inundações episódicas, em paralelismo à inundação costeira, foi ainda projetada a evolução das localidades do litoral continental. Por esse motivo, foram projetadas as áreas artificializada de uso do solo, ao qual o uso do solo é denominado por "tecido urbano". Esta análise foi realizada para a totalidade da Faixa Litoral, ao nível da célula sedimentar, e para cada um dos anos em análise. A previsão pressupôs a aplicação do modelo híbrido de CA-Markov, que resulta na combinação do modelo de Autómatos Celulares com as cadeias de Markov (Rocha *et al*., 2015). Esta análise possibilitou a predição do uso do solo

mediante a criação de uma matriz com as áreas de transição passadas. Também entram para o modelo a adequabilidade à expansão do tecido urbano, que se prendem com a proximidade às áreas previamente urbanizadas e às vias de circulação. Adicionalmente, foram introduzidas ainda as áreas de restrição legal à expansão do tecido urbano, sendo elas as áreas integrantes da Reserva Ecológica Nacional, da Reserva Agrícola Nacional e do Domínio Público Marítimo.

4. RESULTADOS

Os resultados obtidos relativamente à inundação episódica, indicam que certas áreas se tornarão inevitavelmente perigosas, independentemente do cenário RCP verificado. A área inundável aumenta mediante o agravamento dos cenários RCP, sendo mais gravosas no cenário mais pessimista - RCP 8.5 – (Figura 1).

As áreas perigosas podem sofrer um aumento de 26 km^2 face à atualidade, para os cenários RCP 8.5, em 2100. A par deste aumento das áreas perigosas, o tecido urbano na Faixa Litoral pode evoluir de 50 km^2, de 216 para 269 km^2 (Quadro 1). Relativamente aos núcleos urbanos expostos à ação do mar, atualmente encontram-se 14 km^2, mas que podem aumentar para 29 km^2 em 2100. Para além disso, atualmente, as áreas urbanas expostas significam cerca de $\frac{1}{4}$ das áreas perigosas face à SNM, mas em 2100 espera-se que este valor aumente para $\frac{1}{3}$ das áreas perigosas.

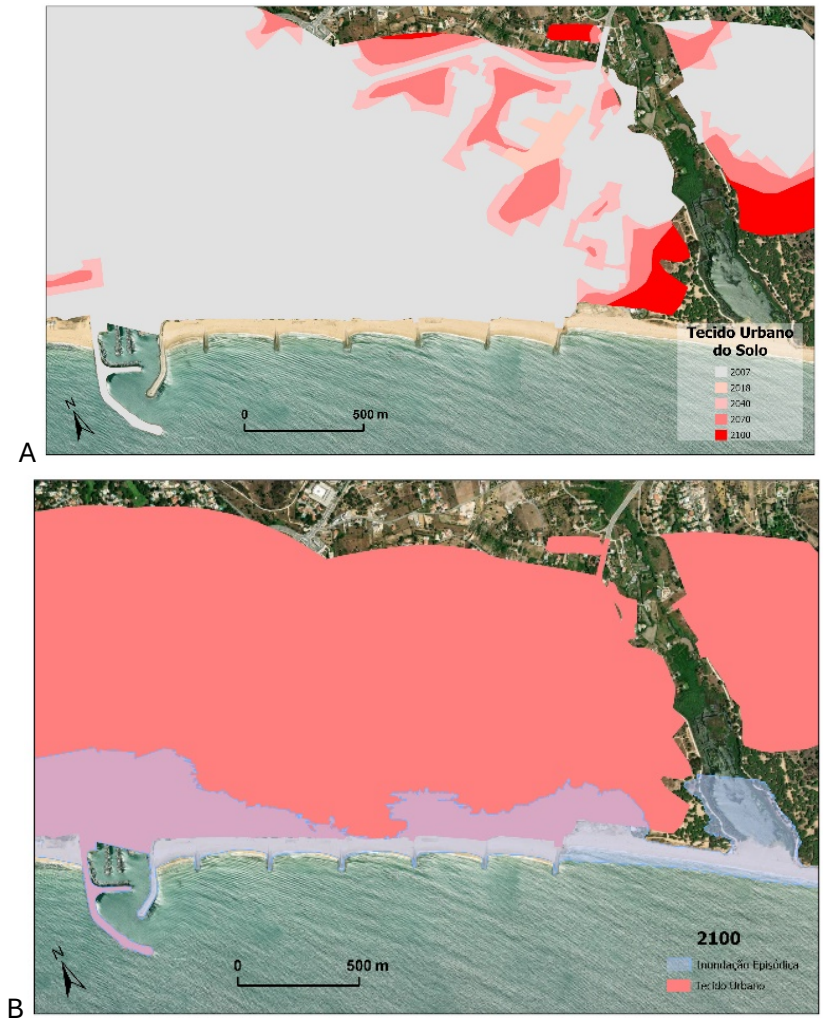


Figura 1 – Quarteira, Loulé. A) Predição da evolução do uso do solo. B) Áreas urbanas expostas a inundações episódicas.

Quadro 1. Quantificação das Áreas Perigosas face à SNM, Áreas urbanas, e Áreas urbanas expostas à SNM.

Portugal Continental	2018	2100
ÁREAS PERIGOSAS	62 km^2	86 km^2
ÁREAS URBANAS	216 km^2	269 km^2
ÁREAS EXPOSTAS	14 km^2	29 km^2

5. CONCLUSÃO

A SNM é um fenómeno inevitável, cuja sua taxa de subida está fortemente relacionada com os Gases de Efeito de Estufa que foram - e que ainda são - emitidos para a atmosfera. Neste trabalho foram quantificadas as áreas perigosas geradas pela SNM combinada com outros fatores físicos. Para o futuro, espera-se um aumento destas áreas perigosas, e que possam ser superiores em mais de 30% em relação às atuais. O mesmo é esperado a nível da evolução do tecido urbano no litoral, que poderá vir a ser mais expressivo no futuro. A combinação destes dois indicadores é uma variável fundamental ao estudo dos riscos costeiros no litoral.

Como possíveis soluções, são indicadas: a adoção de uma ótica de planeamento territorial pensado a longo-termo, que possa passar pela relocalização de estruturas antrópicas em risco, de modo a eliminar a exposição a esta problemática; uma aposta nas medidas preventivas de mitigação dos riscos, como a definição de áreas críticas de construção urbana para estas áreas que se preveem perigosas no futuro; a adaptação de áreas citadinas à SNM, combinadas com estratégicas de adaptação baseadas na natureza.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi desenvolvido no âmbito do projeto HighWaters - "Avaliação de cenários de exposição e vulnerabilidade social à SNM para o uso sustentável do território" - (Ref.: EXPL/GES-AMB/1246/2021), financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

REFERÊNCIAS

Dodet, G., Leckler, F., Sous, D., Ardhuin, F., Filipot, J. F., & Suanez, S. (2018). Wave runup over steep rocky cliffs. Journal of Geophysical Research: Oceans, 123(10), 7185-7205.

Gaspar de Freitas, J., (2007). O litoral português, percepções e transformações na época contemporânea: de espaço natural a território humanizado. Revista de Gestão Costeira Integrada - Journal of Integrated Coastal Zone Management, 7(2), 105-115.

INE. (2023). População residente. Lisboa, Portugal: INE, Instituto Nacional de Estatística. https://www.ine.pt/xportal/xmain?xpid=INE&xpgid=ine_indicadores&contecto=pi&indOcorrCod=0000256&selTab=tab0. Consultado a 07 de julho de 2023.

NASA/IPCC. Sea Level Projection Tool. Available at: https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool

Ponte-Lira, C., Nobre Silva, A., Taborda, R., & Freire de Andrade, C. (2016). Coastline evolution of Portuguese low-lying sandy coast in the last 50 years: an integrated approach. Earth System Science Data, 8(1), 265-278.

Santos, F. D., Lopes, A. M., Moniz, G., Ramos, L., & Taborda, R. (2014). Gestão da Zona Costeira–O Desafio da Mudança. Relatório do Grupo de Trabalho do Litoral, 237.

Trindade, J., Reis, E., Rocha, J., Santos, P. P., Garcia, R., Oliveira, S. C., Silva, A., Pinheiro, S., & Cuervas-Mons, J. (2023). Metodología para la evaluación del riesgo de subida del nivel del mar en la zona costera expuesta de Portugal. Geogaceta, 74, 59–62.

Rocha, J., Rodrigo, C., Viana, C. M., & Barbosa, Â. (2015). Planning and Land Use/Cover Scenarios: The Role of Probabilistic Algorithms. 29th Annual AESOP, 2887-2902.

O ensino da Geomorfologia na FLUP: breves reflexões

Geomorphology teaching at FLUP: brief reflections

J. Teixeira[1 *], S. Pereira[1,2], C. Bateira[2], A. Gomes[1]

[1] Centro de Estudos em Geografia e Ordenamento do Território, Faculdade de Letras da Universidade do Porto; Porto
[2] Riskam, Centro de Estudos Geográficos, Univ. de Lisboa; Faculdade de Letras da Universidade do Porto; Porto
[*] jateixeira@letras.up.pt

RESUMO

A Geomorfologia estuda as formas de relevo e os processos que levam à sua formação e transformação. A Geomorfologia é uma Unidade Curricular basilar da licenciatura em Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto. Este trabalho reflete sobre o ensino da Geomorfologia, com dados recolhidos entre 2018/19 e 2023/24. Os resultados indicam que os conhecimentos prévios dos estudantes influenciam fortemente as suas respostas, especialmente em relação à Geologia e às escalas temporais dos processos geomorfológicos. Estas perceções são desconstruídas ao longo do semestre, destacando o caráter interdisciplinar da Geomorfologia.

Palavras-chave: *Ensino da Geomorfologia; Conhecimentos prévios; interdisciplinaridade; ferramentas digitais interativas*

K**ey-words:** *Teaching Geomorphology; Prior knowledge; interdisciplinarity; interactive digital tools*

1. INTRODUÇÃO

A Geomorfologia é uma área importante da Geografia que estuda as formas de relevo e os processos que levam à sua formação e transformação (Strahler e Strahler, 2013). O ensino da Geomorfologia é desafiante, e cada vez mais, deve estar assente em práticas pedagógicas inovadoras: atividades de aprendizagem ativa (ex.: simulação da formação de meandros fluviais num ambiente de caixa de areia), contextualização e resolução de problemas reais (ex.: analisar o impacto da erosão na agricultura), integração de novas tecnologias (ex.: utilização de software interativo para simular processos geomorfológicos) e visitas de estudo/saídas de campo. Além disso, deve constituir uma base de conhecimentos sólida, estabelecendo uma compreensão ampla dos princípios geomorfológicos fundamentais, como a meteorização, a erosão, o transporte e a deposição, bem como promover o pensamento crítico e a discussão entre os estudantes. O ensino de Geomorfologia também envolve o desenvolvimento de competências para pensar e fazer geomorfologia (Souza e Valadão, 2015), o que inclui a visualização e representação espacial em 2D e 3D.

O ensino da Geomorfologia faz parte dos planos de estudos das Licenciaturas em Geografia das Universidades Portuguesas. Constituindo-se como uma UC (Unidade Curricular) basilar, é ministrada geralmente no 2º semestre do 1º ano (ex. UMinho, UPorto, UCoimbra e ULisboa). Na licenciatura em Geografia da Faculdade de Letras da Universidade do Porto (FLUP) a UC de Geomorfologia (1º ano, 2º semestre) corresponde a 6 ECTS, e resulta da reestruturação do curso em 2013/14. No 1º semestre é precedida pela UC de Introdução às Ciências da Terra, que no plano de estudos mais atual corresponde à UC de Geografia e Ambiente.

As reflexões teórico-metodológicas acerca do ensino da Geomorfologia são comuns noutros países (ex.: Sudgen e Hamilton, 1978; Oliveira, 2010), mas menos habituais em Portugal. Assim,

este trabalho tem como objetivo apresentar uma reflexão preliminar acerca do ensino da Geomorfologia na FLUP, baseada em informações recolhidas junto dos estudantes através de questionários digitais na primeira aula teórica desta UC, nos anos letivos de 2018/19 a 2023/24.

2. METODOLOGIA

A reflexão preliminar que se apresenta neste trabalho é baseada na recolha de dados através das ferramentas digitais Mentimeter (www.mentimeter.com) e Wooclap (www.wooclap.com). Estas são ferramentas interativas, em que os estudantes acedem, através de um smartphone ou PC, a um questionário disponibilizado pelo professor.

Num momento inicial da UC, esta é uma forma interessante de captar a atenção dos estudantes, promovendo a sua participação. É uma atividade que permite também ao professor diagnosticar quais os conhecimentos prévios dos estudantes, partindo das suas respostas para a elaboração de uma definição de Geomorfologia. A atividade foi realizada nos anos letivos de 2018/19 a 2023/24.

Assim, o questionário é composto por 3 questões:

- O que é a Geomorfologia? – Esta questão, do tipo nuvem de palavras, permite que os estudantes indiquem 5 palavras/expressões que possam definir o que é a Geomorfologia;
- Quais as ciências que se relacionam com a Geomorfologia? – à semelhança da anterior, esta questão permite que os estudantes indiquem 5 ciências que entendem estar relacionadas com a Geomorfologia;
- Quais as escalas temporais em Geomorfologia? - Esta é uma questão destinada a avaliar qual a perceção dos estudantes, relativamente às escalas temporais mais importantes para os processos geomorfológicos. É uma questão de priorização, em que os estudantes têm 100 pontos para distribuir pelas 8 opções (desde os Milhões de anos aos Segundos), de acordo com a sua perceção da importância temporal dos processos geomorfológicos.

Os dados de cada uma das respostas, para cada um dos anos, foram depois tratados estatisticamente, permitindo assim comparar as repostas de cada um dos anos letivos.

3. RESULTADOS

A informação recolhida com as ferramentas online apresentadas anteriormente serviu, entre outras coisas, para diagnosticar os conhecimentos prévios dos estudantes, relativamente à Geomorfologia O número de respostas é variável, estando relacionado com o total de estudantes inscritos na UC em cada ano letivo e da sua presença na primeira aula teórica. Registaram-se anualmente um número de respostas entre 46 e 85.É então nesta informação que se baseia esta reflexão preliminar.

Assim, é importante relembrar a posição da UC de Geomorfologia no plano de estudos da licenciatura em Geografia: 2º semestre do 1º ano, tendo sido precedida no primeiro semestre das UC's de Introdução às Ciências da Terra (ICT, que no atual plano evoluiu para Geografia e Ambiente) e de Cartografia. É lecionada em paralelo com as UC's de Hidrologia, Climatologia e Sistemas de Informação Geográfica.

Relativamente à primeira questão (O que é a Geomorfologia?), em todos os anos em apreço, dominam claramente os termos Rochas, Relevo e Terra. A figura 1 exemplifica a nuvem de palavras obtida no ano letivo 2022/23. Com menos expressão, surgem termos como Solo, Mapas, Superfície Terrestre, Formas ou Morfologia Terrestre. Nota-se claramente uma

associação da Geomorfologia ao termo Rochas, que é em grande parte explicado pelos conhecimentos prévios dos estudantes, nomeadamente relativos à UC de ICT, onde são abordados temas como a Tectónica de Placas, Estrutura Interna da Terra, Orogenias, Ciclo Petrogenético, Minerais constituintes das Rochas ou tipos de rochas.

Na segunda questão (Quais as ciências que se relacionam com a Geomorfologia), em todos os anos em apreço, nota-se claramente a predominância da Geologia e Geografia. No entanto, os estudantes percebem, mesmo nesta fase, as interligações entre a Geomorfologia e as outras ciências que fazem parte do plano de estudos da Licenciatura, nomeadamente a Hidrologia e a Climatologia.



Figura 1. Exemplo de nuvem de palavras elaborada com a ferramenta Mentimeter no ano letivo de 2022/23.

Na terceira questão (Escalas temporais em Geomorfologia) era pedido aos estudantes que ordenassem/priorizassem as escalas temporais em que ocorrem os processos geomorfológicos. Uma vez que os estudantes tinham abordado recentemente a escala do tempo geológico (Tabela Cronostratigráfica) na UC de ICT, as suas respostas parecem condicionadas por essas aprendizagens. Assim, a resposta dominante é, em todos os anos letivos, os Milhões de Anos, seguida de Milhares/centenas de anos (o exemplo do ano letivo 2023/24 apresenta-se na figura 2). As escalas temporais mais curtas (anos, meses dias, …) apresentam sempre uma importância reduzida, de acordo com as respostas dos estudantes.

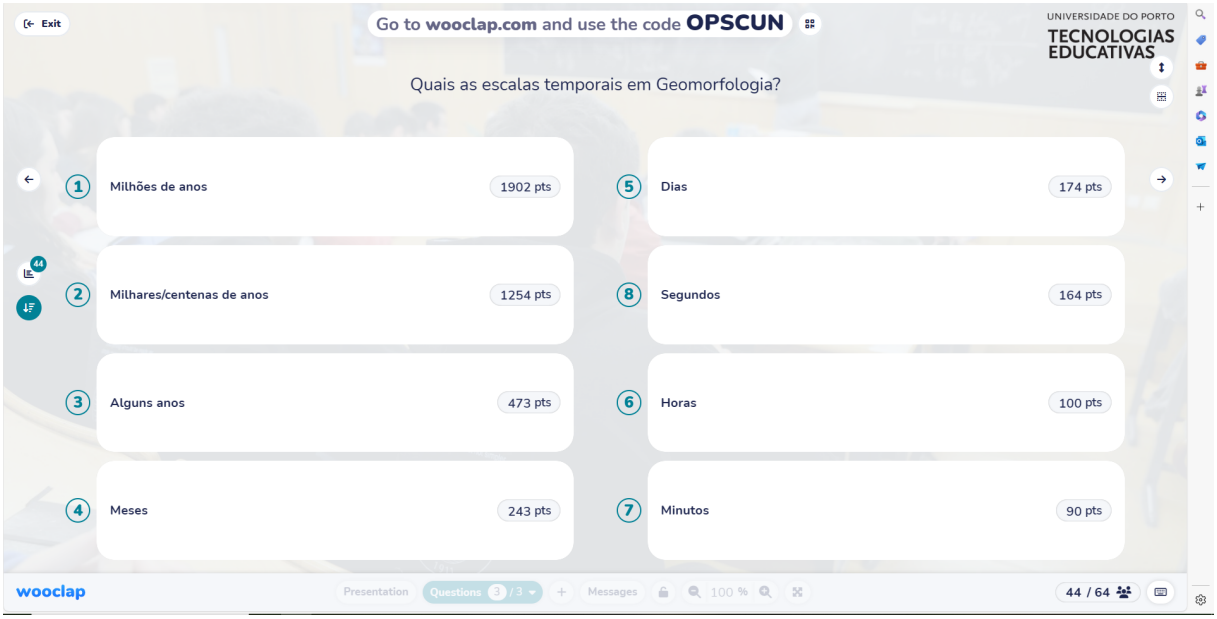


Figura 2. Exemplo de gráfico interativo, com priorização de alternativas, realizado no ano letivo 2023/24.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados aqui apresentados indicam-nos um claro condicionamento das respostas dos estudantes pelos conhecimentos prévios, nomeadamente os da UC de ICT. A ideia inicial dos estudantes relativamente à UC de Geomorfologia é que esta está extremamente dependente de conceitos da Geologia. Além disso, na sua visão, os processos geomorfológicos ocorrem sobretudo ao longo de milhões de anos. Estas são ideias que os docentes acabam por desconstruir ao longo do semestre, demonstrando o carácter verdadeiramente interdisciplinar da Geomorfologia. A saída de campo é o momento de ensino/aprendizagem em que se concretizará o processo de identificação dos conceitos teórico metodológicos com a leitura da génese e evolução das formas do relevo em grande parte da matéria lecionada.

Para tentar avaliar se os "pré-conceitos" dos estudantes evoluíram, no ano letivo 2023/24, o questionário foi repetido na última aula do semestre. Assim, notamos uma grande evolução, no que diz respeito à definição de Geomorfologia, nomeadamente o domínio da palavra Relevo, bem como outras expressões conexas (ex. estudo das formas de relevo, …). Nas ciências que se relacionam com a Geomorfologia mantém-se o domínio da Geologia, mas surgem agora com mais destaque a Hidrologia, a Climatologia e mesmo os SIG. Relativamente às escalas temporais, as respostas "Milhões de Anos" e "Milhares/centenas de anos" surgem agora com menos importância, e equilibradas com a resposta "Alguns anos". Nota-se também que todas as outras opções ganharam importância, sendo as respostas mais distribuídas por todas as escalas temporais.

Agradecimentos

Agradecemos às centenas de estudantes que, ao longo destes 6 anos letivos, contribuíram com as suas respostas a estas atividades realizadas no âmbito da UC de Geomorfologia.

Referências

Oiveira, A. O. S. A. (2010). Contribuição Teórico-Metodológica Para O Ensino De Geomorfologia. Tese de Doutoramento, Universidade Estadual Paulista "Júlio Mesquita Filho", Disponível em: https://repositorio.unesp.br/server/api/core/bitstreams/ba93f7e5-e580-455c-860d-63245b354650/content

Strahler, A. H., & Strahler, A. (2013). Introducing physical geography, Wiley

Souza, C. J. O.; Valadão, R. C. (2015). Habilidades e competências no pensar e fazer geomorfologia: proposta para a formação em geografia. GEOUSP Espaço e Tempo (Online), São Paulo, Brasil, v. 19, n. 1, p. 93–108, 2015. DOI: 10.11606/issn.2179-0892.geousp.2015.99768. Disponível em: https://www.revistas.usp.br/geousp/article/view/99768. Acesso em: 29 abr. 2024.

Sugden, D., & Hamilton, P. (1978). Teaching geomorphology at university. Journal of Geography in Higher Education, 2(1), 14–22. https://doi.org/10.1080/03098267808708643

ORGANIZAÇÃO:

APOIOS:

PUBLICAÇÕES DA ASSOCIAÇÃO PORTUGUESA DE GEOMORFÓLOGOS

ISBN: ????